



Stratégiai fontosságú ásványi nyersanyagok II.



Miskolci Egyetem



Stratégiai fontosságú ásványi nyersanyagok II.

Miskolc, 2013

CriticEl Monográfia sorozat 2.

Sorozat szerkesztő: Földessy János

Startégiai fontosságú ásványi nyersanyagok II.

Szerkesztette: Less György

Szerzők: Hartai Éva, Horváth Réka, Kiss Gabriella, Kristály Ferenc, Mádai Ferenc, Mádai Viktor, Móricz Ferenc, Mozgai Viktória, Németh Norbert, Szakáll Sándor, Zajzon Norbert, Molnár József, Tompa Richárd

Címlap fotó: Hübnerit kvarckristályokkal. Nagybörzsöny, Felső-Rózsa-táró. Képszélesség 2 mm. Klaj Sándor gyűjteménye. Fotó: Tóth László

A monográfia a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0005 jelű projekt részeként, a Miskolci Egyetem stratégiai kutatási területén működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ tevékenységének részeként az Új Széchenyi Terv keretében az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.



A kötet a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal együttműködésével készült.

Kiadó: Milagrossa Kft. - Miskolc E-mail: info@milagrossa.hu A kiadásért felelős: Körtvélyesi Erzsébet Készült: 2013-ban

© Minden jog fenntartva! A kiadó írásbeli engedélye nélkül tilos e kiadványt részben, vagy egészben sokszorosítani, vagy más módon rögzíteni és hasznosítani. ISSN: 2064-3195 ISBN: 978-963-08-8042-8

Tartalom

Fancsik Tamás: Földtudományok és nyersanyagaink – gondolatok	
a Stratégiai nyersanyagok monográfia második kötetéhez	3
Móricz Ferenc, Mádai Ferenc, Szakáll Sándor,	
Tompa Richárd, Molnár József: Antimon	9
Horváth Réka, Zajzon Norbert,	
Tompa Richárd, Molnár József: Indium	41
Kristály Ferenc, Tompa Richárd, Molnár József: Kobalt	57
Németh Norbert, Molnár József, Tompa Richárd: Nióbium és tantál	89
,	
Kiss Gabriella, Mozgai Viktória, Hartai Eva,	
Molnár József, Tompa Richárd: Platinacsoport	117
Mádai Viktor, Molnár József, Tompa Richárd: Volfrám	145

Földtudományok és nyersanyagaink – gondolatok a Stratégiai nyersanyagok monográfia második kötetéhez

A CriticEl monográfia sorozat újabb kötetét tartja kezében az olvasó. Az előzővel együtt válik teljessé a pályázati vállalás keretében történt stratégiai fontosságú nyersanyagok ásványi dúsulásainak helyzetfelmérése és a hazai ismeretek összefoglalása. A korábbi tudásanyagra alapozott jelenlegi kutatások évtizedekre előre mutatnak, hiszen az azonosított dúsulásokból sok év, akár évtizedek múlva, számos környezeti és gazdasági feltétel együttes teljesülése esetén lehet termelés. A projekt keretében elvégzett munka tehát a földtudomány és a résztvevők hosszú távú befektetése a jövőnk fenntartható fejlődésének biztosítása érdekében.

Az ismeretek alapjait geológus, geofizikus elődeink, illetve az általuk irányított egykori állami és vállalati nyersanyagkutatások adatai jelentik. A kezdetben Magyar Királyi, később Magyar Állami előnevekkel rendelkező Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet volt a modern hazai nyersanyagkutatások hajtómotorja a XIX. század utolsó harmadától a XX. századon át. Az utóbbi három évtizedben munkájukban a nyersanyagkutatás részaránya olyan módon változott, ahogyan az annak eredményeit hasznosítani képes bányászat nemzetgazdasági súlya is: azaz sajnos zsugorodott. Ezzel párhuzamosan természetesen egyéb feladataik bővültek. A 2012-ben, a két intézmény egyesülésével létrejött Magyar Földtani és Geofizikai Intézet működése során egyre erőteljesebben fókuszál a nyersanyag-kutatási feladatokhoz kapcsolódó tevékenységekre (ásványi nyersanyag-potenciálok, készletértékelési módszertan, koncessziók előkészítése stb.). Így szolgálja az ehhez kapcsolódó hosszú távú állami, közösségi érdekeket, azaz a hazai ásványi nyersanyagok kiaknázásának lehetőségét és ezzel párhuzamosan a nemzeti kitettség csökkentését.

Óriások vállán állva haladunk előre – a korábbi kutatók közül önkényesen két nevet választottam ki. Eötvös Lorándhoz, a világhírű torziós inga megépítése kapcsolódik – segítségével számos szénhidrogén telepet derítettek fel, jelentős lökést adva a szénhidrogén forradalmi térhódításának a XX. századi világgazdaságban. A Földtani Intézet első igazgatója, Böckh János munkássága szénhidrogén kutatásaink földtani kiindulópontja. Elindítottak olyan jelentős folyamatokat, kutatási irányokat, melyeket számosan követtek az állami kutató szervezetekben, az egyetemeken, vállalatok keretében, gazdasági társaságokban, legtöbbször sokoldalú és hasznot hajtó együttműködések rendszerében. Jelenleg is a bányászat és a hazai nyersanyagkutatás nemzetgazdasági gazdasági jelentőségét a szénhidrogén-kutatás és bányászat biztosítja.

Hagyományos nyersanyagaink felszíni és felszín közeli dúsulásai az elmúlt, közel 150 év alatt többé-kevésbé ismertté, felderítetté váltak, míg azokról nagyon keveset tudunk, amelyeket az ún. ritka elemek alkotnak. Ezeket a rohamléptekben fejlődő új technikai eszközök, a távközlési és egyéb berendezések, vagyis a csúcstechnológiák elengedhetetlen összetevőiként tartjuk számon. Kevés kivételtől eltekintve, szintén adathiányos vidékre merészkedik az, aki a nagyobb mélységű előfordulásainkról akar képet alkotni. A CriticEl munkája során ismét bebizonyosodott a korábbi kutatások adataiból, mintaanyagából létrehozott, és évtizedek óta, jelentős költségekkel fenntartott adattárak, adatbázisok és mintaraktárak stratégiai fontossága. A munka elvégzése nem lett volna lehetséges az adattári anyagok részletes újraértékelése, a tárolt kőzetminták előkeresése és ismételt vizsgálata nélkül! Ezek anyagát pótolni vagy ismételten előállítani a mai költségeken számolva százmilliós összegekért volna lehetséges, de sok esetben ezt is csak elviekben mondhatjuk, mert sokszor sem a környezet (pl. beépítettség), sem a jogszabályok nem tennék lehetővé az ismétlést. A projekt egyéb iránt pedig módot adott olyan mintavételi, adatelemzési módszerek felújítására vagy fejlesztésére, amelyekkel később a kutatási feladatok a mai kor szintjén is kielégítő minőséggel megoldhatók.

A mai ismeretek előállítása és értékelése az 50-100 évvel ezelőttihez képest, szükségképpen sokkal szélesebb szakmai együttműködést, tagoltabb szakértői munkát igényelnek. A korábbi "általános" geológust és geofizikust ma már több, igen speciális szakterületeken mély tudást és gyakorlatot szerző szakember váltja fel. Közöttük a közös cél érdekében felépített és irányított kapcsolat teremti meg a hatékony, sikeres kutatás lehetőségét, vagyis egy projektstruktúra, a maga célorientált eszközrendszerével. Az MFGI és a Miskolci Egyetem CriticEl projektje között kiépülő együttműködés ilyen, kölcsönös előnyöket nyújtó közös kutatás lehetőségét teremtette meg. A geológia, ásványtan, kőzettan, geofizika és geoinformatika területén végzett, számos kutatót összekapcsoló közös munka nyilvánvaló elsődleges haszna mellett fontos további eredmény az egyetemi hallgatók és fiatal kutatók számára az intézeti kutatásokban való részvétel lehetősége, az intézeti kutató munkatársak számára pedig az egyetemi oktatásban való részvétel.

A két monográfia további kutatásokat alapoz meg. Ezek a munkák részben már ezek megjelenésével egy időben zajlanak, részben pedig az ezt követő időszakra ütemezve később fognak megvalósulni. Bizonyos, hogy a projekt befejezése után további kérdések maradnak még nyitva, amelyek megoldása akár a következő generáció, illetve számos együttműködő szervezet, társaság közös feladata lesz, amit a gazdasági és társadalmi szükségszerűség vélhetően ki is fog kényszeríteni az ágazat szereplőitől.

A most létrehozott kutatási információk, reményeink szerint el fognak vezetni a hazai föld jobb megismeréséhez, illetve gazdaságilag is hasznot hajtó nyersanyag kitermelő tevékenység megindulásához a vizsgált lelőhelyek valamely hányadán. Ilyen lehetőségek kibontakozása látható a kőszeneink ritkaelem dúsulásai, a mangánércek kísérő elemei, valamint egy-egy komplex ritkaföld és érces elem dúsulást is tartalmazó lelőhely kapcsán. Ezekben az esetekben a vizsgálatokba további szakágak tudásának, továbbá technológiai fejlesztéseknek, gazdasági értékelőknek a bekapcsolása jelent komoly hozzáadott értéket a projekt határai között.

Záró gondolatként annak a reményemnek szeretnék hangot adni, hogy a közösségi célok érdekében, alulról építkező együttműködések most kialakított formái tartósak, fenntarthatóak, fejleszthetőek lesznek, és átörökíthetők a következő évtizedek minden bizonnyal sűrűsödő nyersanyag-kutatási programjainak, feladatainak végrehajtása, és egyúttal a földtudomány szakmai és társadalmi helyzetének, megítélésének továbbépí-tése érdekében.

Dr. FANCSIK TAMÁS c. egyetemi tanár a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet igazgatója

ANTIMON

Móricz Ferenc*, Mádai Ferenc, Szakáll Sándor Miskolci Egyetem, Ásványtani–Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros *E-mail: moriczferi@gmail.com

Tompa Richárd, Molnár József

Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros

Az antimon tulajdonságai	10
Az antimon kémiája	12
Antimon-oxidok	12
Antimon-kloridok	12
Antimon-szulfidok	13
Az antimon környezetkémiája	13
Az antimon geokémiája	14
Az antimon ásványai	15
Teleptani dúsulási lehetőségek	17
Bányászati, világkereskedelmi adatok	19
Felhasználás	23
Magyarországi bányászat, lelőhelyek, indikációk	25
Gyöngyösoroszi	26
Parádsasvár	26
Recski mélyszint	27
Karancs	27
Velem környéke	28
Velencei-hegység	28
Pákozdi bánya	28
Pátka - Szűzvár	28
Pátka lejtakna és Kőrakás-hegy	29
Indikációk	29
Kutatási javaslat	32
Irodalomjegyzék	33

Az antimon tulajdonságai

Az ezüstszürkén csillogó antimon, a fémek és a nemfémek közötti átmeneti tulajdonságú kémiai elem, mely a Mengyelejev-féle periódusos rendszerben az V. periódusába, a nitrogén-csoport elemeihez tartozik (Erdey-Grúz 1964). További fontos fizikai és kémiai tulajdonságai az 1. táblázatban olvashatók.

Név	Antimon
Vegyjel	Sb
Rendszám	51
Atomtömeg (g/mol)	121,760
Atomsugár (pm)	145
Sűrűség (g/cm ³) (szobahőmérsékleten)	6,697
Olvadáspont (°C) (normál légnyomáson)	630,6
Forráspont (°C) (normál légnyomáson)	1587
Elektronegativitás	2,05

1. táblázat. Az antimon fizikai és kémiai tulajdonságai

Az antimon rombos szerkezetben kristályosodik. Többféle módosulata van, de ezek közül szobahőmérsékleten az úgynevezett fémes antimon a stabil. Ez a változat ezüstfehér, mozsárban könnyen porítható. Alacsony olvadáspontja és korrózióval szembeni viszonylagos ellenállása miatt előszeretettel alkalmazzák ötvözőelemként az elektronikus nyomtatott áramkörök forrasztásainál. Keménysége alacsony, a Mohs skálán mérve mindössze 3, míg a Brinell keménységi értéke is csak 294 HB. Magfizikailag az antimon változatos elemnek tekinthető, hiszen a 103-as (¹⁰³Sb) és a 139-es (¹³⁹Sb) tömegszámú mesterségesen előállított változatai között 66 db izotópja van, bár közülük csak három jelentős. Ebből kettő a természetben is előfordul: a ¹²¹Sb 57,35%os és a ¹²³Sb 42,64%-os gyakorisággal, míg a ¹²⁵Sb mesterséges (PTABLE.COM 2012).

Az antimon a vegyületeiben ± 3 , de néha ± 5 vegyértékű; négy vegyértékű antimon nincs. A látszólag ilyet tartalmazó vegyületekben egyenlő számban van a három és öt vegyértékű ion. Majdnem mindig kovalens kötést létesít, de kis számban vannak ionos vegyületei is, mint például az antimonátokban előforduló hexahidroxo-antimonát anion gyök (Sb(OH)₆⁻) (NáRAY-SZABÓ 1973).

Az antimon nem tartozik a reaktív elemek közé. Szobahőmérsékleten, szabad levegőn hagyva nem oxidálódik, ahogy szintén nem reagál a hideg vízzel vagy a legtöbb hideg savval sem. A legtöbb meleg savban többé-kevésbé oldódik, de legjobban a királyvíz oldja (NEWTON 2010).

Az antimon évszázadok óta ismert az emberiség kultúrtörténetében (NEWTON 2010), hiszen vannak bizonyítékok, hogy már ismerték az ókorban is, ám az ekkor "antimon" néven ismert anyag nem a fémet, mint elemet, hanem az antimon-szulfidot jelölte, melyet fekete szemöldök- és szempillafestékként használták a Közel-Keleten. Dioszkoridész szerint, ha az anyagot faszénnel hevítik, fém válik ki, pontosan úgy, mint az ólom esetében. Innen ered az a feltevés, hogy az antimon, mint fém szintén ismert volt az ókorban, de összetévesztették az ólommal (PTABLE.COM 2012).

A középkorban az antimon az alkímia egyik kedvenc alapanyagává vált. Az alkimisták által előállított "Albertus Magnus aranya"-ként ismert ötvözet (94% Cu + 6% Sb) nagyon jó arany hamisítvány volt (NEWTON 2010).

Az elem nevének eredete vitatott, de vélhetően a görög "anti"(ellen) és "monos"(egyedül) szóösszetételből származtatnák, mivel az antimon sosem jelenik meg egyedül, mindig csak más fémekkel együtt. Az első antimonnal foglalkozó könyv a XVII. század elején megjelent meg "Currus triumphalis antimonii" címen, ahol leírták tulajdonságait, előállítását, egyes vegyületeit és felhasználását. Az első tudományos kézikönyvet az antimonról Nicolas Lemery írta "Treatise on Antimony" címen 1707-ben (NEWTON 2010). Végül 1789-ben Lavoisier jegyezte be az antimont a kémiai elemek közé (PTABLE.COM 2012).

Az antimon, mint fém előállítása alapvetően két módon lehetséges, elsődlegesen szulfid vagy oxid vegyületének redukciójával, másodlagosan valamely sójának elektrolízisével. Az utóbbi eljárást akkor alkalmazzák, ha nagy tisztaságú fémre van szükség.

- (1) $Sb_2S_3 + 3Fe \rightarrow 3FeS + 2Sb$
- (2) $Sb_2S_3 + 4\frac{1}{2}O_2 \rightarrow Sb_2O_3 + 3SO_2$
- $(3) \qquad Sb_2O_3 + 3C \rightarrow 2Sb + 3CO$
- $(4) \qquad 2SbCl_5 + 5H_2S \rightarrow Sb_2S_5 + 10HCl$
- $(5) \qquad Sb_2S_5 \to Sb_2S_3 + 2S$

1. ábra. Antimon-átalakítási képletek

A redukción alapuló eljárásnak két típusa van. Az első esetben az antimon-szulfidot forró vas fémmel redukáltatják (1. ábra: 1). A keletkező antimon fém olvadáspontja alacsonyabb, mint a vas-szulfidé, így az antimon olvadt formában könnyen leválasztható (ERDEY-GRÚZ 1964; PTABLE.COM 2012)

A másik redukciós eljárás folyamán az antimon-szulfidot először termikus eljárással megpörkölik, így belőle oxid keletkezik (1. ábra: 2), majd ezt az oxidformát szénnel redukáltatják (1. ábra: 3). A szén a keletkező gáz formájában távozik, így csak az olvadt antimon fém marad vissza (Erdey-Grúz 1964; PTABLE.COM 2012):

Az antimon kémiája

Antimon-oxidok

Az antimon és az oxigén többféle vegyületet hozhat létre. Ezek: az antimon-trioxid (Sb_2O_3) , antimon-tetraoxid (Sb_2O_4) és antimon-pentaoxid (Sb_2O_5) . Az antimon-trioxid (Sb_2O_3) (ATO) fehér, kristályos por, mely vízben, híg kénsavban vagy salétromsavban alig oldódik, viszont könnyen oldható sósavban vagy erős bázisokban. A világon kitermelt antimon 80%-át ATO formába konvertálják, mivel az ipari felhasználók alapvetően ezt a vegyületet igénylik (RISK AND POLICY ANALYSTS 2012). Az ATO a természetben is megjelenik, hiszen a sénarmontit és a valentinit ásvány is ezzel a kémiai képlettel írható le. A fémantimon gyártás egyik alap-vegyülete, hiszen forró vassal vagy szénnel történő redukálás hatására fémantimonná alakul vissza. Levegőn 800–900 °C-ra hevítve antimon-tetraoxiddá alakul (Sb_2O_4) , mely vízben gyakorlatilag oldhatatlan, oxidáló hatású anyag.

A még több oxigénatomot tartalmazó antimon-pentaoxid (Sb_2O_5) vízben kevéssé oldható világossárga vegyület, melyet régen az elemanalitikában használták, de mára az analitikai technika rohamos fejlődése miatt ez az eljárás szerepét vesztette.

Antimon-kloridok

Az előzőhöz hasonlóan ez a csoport is több tagból áll; ezek az antimon-triklorid (SbCl₃) és az antimon-pentaklorid (SbCl₅). Az előbbi, három klóratommal alkotott vegyülete színtelen, lágy, erősen higroszkópos kristályos anyag, mely alapján kapta hétköznapi nevét, az antimonvajat. Ezt a vegyületet használják különböző fémtárgyak barnítására illetve színezésére, hiszen számos fém, ha antimon-triklorid oldatba mártjuk, felületén barnás-fekete színű antimonréteget választ ki. Ez levegőn meglehetősen stabil és ezért a korrózióvédelemben jelentős szerepet kapott. Az SbCl₃ víz hozzáadása esetén hidrolizál és savas közeget hoz

létre: kevés víz hozzáadása esetén SbOCl válik ki, míg sok víz hozzáadásakor ATO (Sb₂O₃) keletkezik (Erdey-Grúz 1964).

Az antimon másik klórral alkotott vegyülete az antimon-pentaklorid (SbCl₅), mely színtelen folyadék. Hőmérsékletét a forráspontja fölé emelve (140 °C) antimon-trikloridra és klórra bomlik, így erélyes oxidálószer.

Antimon-szulfidok

A kloridokhoz hasonlóan ebbe a csoportba tartozó vegyületek is 2:3 illetve 2:5 arányban tartalmaznak antimont és ként. Az antimon-triszulfid (Sb_2S_3) a természetben is megjelenik, hiszen a szürke, fémfényű antimonit – más néven stibnit – is ezzel a kémiai képlettel írható le.

Ha az antimon-kén arány 2:5, akkor antimon-pentaszulfidról (Sb₂S₅) beszélhetünk, ami narancsvörös színű, vízben oldhatatlan vegyület. Akkor keletkezik (1. ábra: 4), ha antimon-vegyület – például antimon-pentaklorid – vizes oldata hidrogén-szulfiddal reagál.

Ammóniában és erősebb bázisokban tio-antimonátok képződése közben oldódik. 220 °C feletti hőmérsékleten (1. ábra: 5) antimon-triszulfidra és kénre bomlik. Ezen tulajdonsága miatt használják a kaucsuk vulkanizálására. Az antimon-pentaszulfiddal vulkanizált gumiáruk jellegzetesen vörös színűek. A vulkanizáláson kívül, a kálium kloráttal készült keveréke hevítéskor könnyen meggyullad, ezért a gyufagyártásban is alkalmazzák.

Az antimon környezetkémiája

Az antimon vegyületeinek nagy részében és elemi állapotban is mérgező. Az antimonmérgezés tünetei nagyban hasonlóak a vele egy csoportba (nitrogén csoport) tartozó arzénnel. Kis adagban fejfájást, szédülést és depressziót okoz. Nagy adagban gyakori és heves hányáshoz vezet, amely pár napon belül halállal végződhet. Hosszú időn át történő fogyasztása, vagy belélegzése szív- és tüdőproblémákat, ízületi-, illetve izomfájdalmat, gyomorfájdalmat, hasmenést, hányást, gyomorfekélyt okozhat. Rákkeltő hatása jelenleg még vizsgálatok tárgya (KOCKAZATOS.HU 2012; 4/2011 VM RENDELET).

Egy élelmiszeripari tanulmány (HANSEN et al. 2010) kimutatta, hogy savas gyümölcsitalok antimon-oxidot oldanak ki a modern PET flakonokból, de a koncentráció nem lépi túl a megengedett határt. Hasonló aggodalmak merülnek fel az ATO-dal kezelt bútorokkal és ruhaneműkkel kapcsolatban, de ezek sem jelentenek veszélyes antimon-kitettséget az embereknek. Az ivóvízben az antimon megengedett maximális koncentrációja országonként változik (Anglia: 20 µg/l, Kanada: 6 µg/l, USA: 6 µg/l, Németország: 5 µg/l, Japán: 2 µg/l). Magyarországon az ásványvizekre a viszonylag szigorú 5 µg/l határérték az irányadó (PTABLE.COM 2012). Nemcsak a vízben lehet jelentős mennyiségben jelen az antimon, hanem a levegőben is. Az azbeszt korlátozása óta a gépjárművek fékbetétjei 2–7%-ban tartalmaznak antimon-oxidokat, annak jó hőálló tulajdonságai miatt. A fékbetétek elhasználódásának mértéke mintegy 15 mg/km személygépkocsiknál, a lekopó anyag kb. 30%-a szálló porként a levegőbe kerül. Az elmúlt években emiatt 50–100%-kal növekedett az antimon koncentrációja Budapest belvárosának levegőjében, és így a PM10-es (szálló por) frakcióban jellemzően 16 ng/m³ (KOCKAZATOS.HU 2012).

Magyarországon a Vidékfejlesztési Minisztérium (4/2011 VM RENDELET 2011) a tervezési határértéket 1 µg/m³ mennyiségben limitálta.

Az antimon geokémiája

Becslések szerint a földkéregben az antimon 0,2–0,4 ppm koncentrációban van jelen (TAY-LOR & MCLENNAN 1985, 1995; RUDNICK & GAO 2007), így ezzel a kis értékkel nem tartozik a földkéreg 50 leggyakoribb eleme közé (NEWTON 2010). Természetbeni megjelenését tekintve ritkán terméselemként is előfordul, de leggyakrabban csak vegyületek formájában (ásványaiban) lelhető fel.

Az antimon GOLDSCHMIDT szerinti osztályozása alapján az arannyal (Au), ezüsttel (Ag), cinkkel (Zn), ólommal (Pb), arzénnel (As) és higannyal (Hg) együtt a kalkofil (szulfo-oxikalkofil) elemek közé tartozik, mivel előszeretettel fordul elő szulfid fázisokban (KISS 1982a). Oxidos formája ritkább és kisebb jelentőségű, termésantimonként való megjelenése pedig egészen ritka. A földkéreg mélyebb zónáiban azonban az arzénhez hasonlóan az antimon is megjelenhet a sziderofil csoportban. Bár viselkedése alapján mindkét csoportba sorolható lenne, a kalkofil jelleg a domináns. Mobilitását tekintve az elem a közepesen mobilis elemek közé tartozik (WHITE 2007).

Vizes oldatokban való viselkedését tekintve az ún. B-fémek közé sorolható. Ezek elektronburka nem szimmetrikus, hanem deformálódik a másik ion hatására. Jellemzően S, I, Br, Cl és ammónia, vagy nitrát ionokkal alkotnak vegyületet (WHITE 2007). A magmás rendszerekben való viselkedésük szerinti geokémiai csoportosítás alapján (WHITE 2007) az antimon a félig illók közé tartozik.

Jelenleg 264 különböző antimon vagy antimont tartalmazó ásvány ismert (WEBMINERAL. COM 2012a), de közülük csak pár olyan van, melyek elterjedtségük és gyakoriságuk miatt említésre méltók.

Nevéhez méltóan leggyakrabban több fémmel együtt fordul elő, így önálló, vagy antimon-gazdag nyersanyagtelepeket ritkán alkot. Legfontosabb ércásványa az antimonit, mely 71,7% antimont tartalmaz. Igen gyakran melléktermékként állítják elő szulfidos, vagy oxidos ércek feldolgozásakor, ahol a fő bányászott fém arany, ezüst, ólom, volfrám, vagy cink (Eu-ROPEAN COMISSION 2010).

Az antimon ásványai

Az antimon természetben való megjelenéséhez alapvetően három ásványcsoport köthető. Terméselemként (1) való megjelenése viszonylag ritka, mert képződéséhez speciális körülmények szükségesek. Szulfidos (2) vagy oxidos (3) megjelenése már sokkal gyakoribbnak tekinthető, de ezen a két csoporton belül is a kénnel alkotott ásványai jóval gyakoribbak, mint az antimon-oxid ásványok.

(1) Termésantimon (Sb) csak nagyon ritkán jelenik meg a természetben, hidrotermális Ag-Sb telepekben. A termésantimon (Sb) megjelenését tekintve fémfényű, frissen színe ónfehér, ami idővel szürkére futtatódik. Legtöbbször vaskos pátos, leveles, pikkelyes, olykor dendrites halmazokat alkot. Kis mennyiségben szilárd oldatot képezhet arzénnel, kénnel, ritkábban tellúrral is (Szakáll 2007).

(2) Az antimon-szulfidok és antimont tartalmazó szulfidok/szulfosók (ERDEY-GRÚZ 1964, PTABLE.COM 2012) változatossága már jóval nagyobb, mivel az antimon kémiai tulajdonságai miatt előszeretettel épül be a réz, az ólom és az ezüst ásványaiba. Ennek eredményeképpen gyakran helyettesíthetik egymást a legkülönbözőbb arányokban, illetve jelenhetnek meg együtt egy ásványfázisban. A legjelentősebb antimon-szulfidok és szulfosók az antimonit (Sb₂S₃), a bournonit (PbCuSbS₃)_, a boulangerit (Pb₅Sb₄S₁₁), a jamesonit (Pb₄FeSb₆S₁₄), pirargirit (Ag₃SbS₃), valamint a tetraedrit-csoportba tartozó freibergit [(Cu_,Ag)₁₂(Sb,As)₄S₁₃] és tetraedrit (Cu₁₂Sb₄S₁₃). Az antimon-tartalmú ásványok közül többet (klebelsbergit, semselyit, fizélyit, nagyágit, schafarzikit) a Kárpát-medence lelőhelyeiről – Felsőbánya, Pernek, Kisbánya, Nagyág – írtak le először (PAPP 2002).

Az antimonit, más néven stibnit (Sb_2S_3) szürke, sokszor vaskos, tömeges vagy finomszemcsés halmazokat alkotó, nyúlt oszlopos vagy tűs termetű fémfényű, rombos rendszerben kristályosodó ásvány, mely alacsony hőmérsékleten képződött hidrotermás ércesedések, illetve metaszomatikus érctelepek legfőbb Sb-ásványa. A vulkáni utóműködés során az utolsóként képződő szulfidok egyike (cinnabarittal, realgárral és markazittal együtt). A felszín közelében az antimonit könnyen különféle Sb-oxidokká alakul át.

A bournonit (PbCuSbS₃) vaskos tömegek vagy szemcsés hintések formájában megjelenő, rombos rendszerben kristályosodó, acélszürke, vagy fekete, polimetallikus ásvány. Alacsony hőmérsékletű hidrotermás ércesedésekben viszonylag gyakori, de általában csak kis mennyiségben van jelen. Ritkábban kontakt metamorf ércesedésekben is megjelenhet (Szakáll 2007).

A boulangerit ($Pb_5Sb_4S_{11}$) ólomszürke ásvány, kationjait csak ólom és antimon alkotja. A monoklin rendszerben kristályosodó ásvány dominánsan nyúlt prizmás és tűs kristályai legtöbbször kusza halmazokat, olykor finom szálas vagy nemezszerű aggregátumokat alkotnak. Ez az ásvány is az alacsony hőmérsékletű hidrotermás ércesedésekben jelenik meg, de szintén csak kis mennyiségben (SZAKÁLL 2007).

A jamesonit (Pb₄FeSb₆S₁₄) kékes-világosszürke árnyalatú, ólmot és vasat tartalmazó antimon ásvány. Nyúlt prizmás vagy tűs kristályai általában kusza halmazokat, ritkábban rostos tömegeket alkotnak. Gyakran épít kristályrácsába kis mennyiségben más fémeket vagy félfémeket (rezet, cinket, arzént). Csak alacsony hőmérsékletű hidrotermás ércesedésekben jelenik meg, általában kis mennyiségben (SZAKÁLL 2007).

A pirargirit (Ag₃SbS₃) vöröses-szürkés, általában vaskos, tömeges megjelenésű ásvány, mely alacsony hőmérsékleten képződött, ezüstben gazdag hidrotermás ércesedések ásványa (SZAKÁLL 2007).

A freibergit $[(Cu,Ag)_{12}(Sb,As)_4S_{13}]$ a tetraedrit-csoportba tartozó szürke, tetraéderes megjelenésű, alacsony hőmérsékletű hidrotermás ércesedésekben megjelenő szulfosó. Jelentős ezüsttartalma miatt keresett érc (MINDAT.ORG 2012b).

A tetraedrit ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$) a leggyakoribb szulfosó, általánosan elterjedt ásvány hidrotermás és kontakt metamorf ércesedésekben. Általában vaskos, tömeges, vagy szemcsés halmazokként fordul elő. Kristályai jellegzetesen tetraéder alakúak, nevét is innen kapta. Kemizmusa nagyon változatos, hiszen teljes szilárd oldatsor létezik a tetraedrit, tennantit és freibergit között. A Cu-t számos elem helyettesítheti. A legfontosabbak a Fe, Ag, Zn, Hg, Bi, Cd és Mn, ritkábbak a Co, Ni és V. Az Sb-t As, ritkábban Te, Se, Bi vagy Ge helyettesítheti (SZAKÁLL 2007).

(3) Az antimon-oxidok közül a köbös sénarmontit (Sb_2O_3) és az ugyanolyan kémiai képlettel bíró, de rombos valentinit, valamint a cervantit $(Sb^{3+}Sb^{5+}O_4)$, illetve a sztibikonit $(Sb^{3+}Sb^{5+}O_4)$ ásvány érdemel említést (PTABLE.COM 2012). Mindkettő antimonit vagy más, antimont tartalmazó ásványok oxidációja során jön létre.

A cervantit (Sb³⁺Sb⁵⁺O₄) rombos rendszerben kristályosodó, sárgás vagy sárgásfehér színű földes megjelenésű antimon-oxid, mely az antimon-szulfidok – elsősorban az antimonit – bomlásterméke (MINDAT.ORG 2012a; WEBMINERAL.ORG 2012b).

A sztibikonit (Sb³⁺Sb⁵⁺₂O₆(OH)), népies nevén antimonokker, fehér vagy krémszínű, köbös rendszerben kristályosodó ásvány, mely vaskos vagy földes, porszerű halmazokat, be-

kérgezéseket, illetve gyakran antimonit utáni pszeudomorfózát alkot. Az antimonit leggyakoribb oxidációs terméke, így Sb-tartalmú érctelepek és ércindikációk felszín közeli zónáiban képződik (MINDAT.ORG 2012f; WEBMINERAL.ORG 2012d; SZAKÁLL 2007).

Teleptani dúsulási lehetőségek

Az antimon geokémiai gyakorisága a földkéregben aránylag kicsi, 0,3 ppm, így már olyan lelőhelyek is jelentősnek számítanak, melyek elérik a 30 000 tonnát, ami gyakoribb fémek esetében még kicsinek számít. Világszinten 21 jelentősebb lelőhely van, valamint 3 olyan "óriás" (Xikuangshan, Kína; Bolíviai Sb-öv; Kadamzhai, Tadzsikisztán), melyek vagyona egyenként meghaladja a 300 000 tonnát.

A teleptani áttekintést KISS (1982a, b), LAZNICKA (2006) és RUNDKVIST (1986) munkája alapján tárgyaljuk, figyelembe véve DILL (2010) összefoglalóját is.

A gazdaságosan kitermelhető antimonlelőhelyek többsége orogén fázisban képződött, hidrotermális eredetű, melyek az epitermális és dominánsan mezotermális zónában alakultak ki, jelentősebb távolságra a gránitos magmatesttől, esetenként vulkáni vagy szubvulkáni környezetben. Magasabb hőmérsékleten kialakult telepei gránit-, granodiorit-, monzonit- vagy diorit-intrúziókhoz köthetők. Az antimonitot itt pirrhotin (Fe_{1-x}S), kalkopirit (CuFeS₂), arzenopirit (FeAsS), bizmutin (Bi₂S₃) és cinnabarit (HgS) kíséri.

Az oldatból kiváló szulfidok közül az antimon az utolsó (HgS) előtti, így a Hg- és az Sb-komplexei maradnak legtovább az oldatban, ezért telepeinek többsége a higannyal kifejezett kapcsolatot mutat. Így epitermális megjelenés esetén általában As-Hg-Sb ércásványok jelennek meg, esetenként emelkedett volfrám-tartalonmal. Ritkább esetben az antimonércesedés alkáli magmatizmushoz köthető, ilyenkor az antimon és higany mellett ritkaföldfémek dúsulása mérhető (Kıss 1982a).

Ettől jelentősen eltérő genetikájú telepek a prekambriumi zöldköves övezetekben, bázikus, ultrabázikus magmatitokhoz kötődve kialakult, tetraedritben, illetve Cu-Pb-Ag szulfosókban gazdag ércesedések, ahol az antimon járulékos elemként van jelen.

Az Sb-ércesedésre jellemző, hogy fő szerkezeti zónák, törésvonalak mentén dúsul, ahol a kőzet erősen összetöredezett (tektonikus breccsa, kataklázit) és karbonátban gazdag. Megjelenik önálló övekben (monomineralikus ércesedés), volfrámérces övezetek szegélyén, illetve polimetallikus (Pb-Zn-Ag-Au) övezetekben.

A befoglaló kőzet ridegségétől függően az Sb érctestek telérekben (szilikátos, ridegebb környezet), illetve sztratiform jelleggel (karbonátos, képlékenyebb környezet) jelentkeznek. Több lelőhelyen e két szerkezeti típus egymást váltja (LAZNICKA 2006). Ércásvány összetétel

szerint két fő típus különböztethető meg: monomineralikus, melyek csak Sb-ásványokból, főleg antimonitból állnak, és komplex Sb-telepek, melyek az antimonon kívül más fémeket is, főként higanyt, ólmot, rezet, arzént vagy volfrámot tartalmaznak.

Az antimonércesedések RUNDKVIST 1986 és DILL 2010 alapján 5 fő csoportba sorolhatók:

(1) sztratiform, üledékes-diagenetikus (monomineralikus és komplex) telepek, lassan süllyedő területeken,

(2) sztratiform, vulkanogén folyamatokhoz kötődő, hidrotermális antimonit-pirit telepek,

(3) teléres, többfázisú granitoid magmatizmushoz és metamorfózishoz kötődő komplex (Sb-Au, polimetallikus-szulfosós, szkarnos) telepek,

(4) teléres, sekély mélységű vulkanizmushoz, szubvulkáni testekhez kapcsolódó monomineralikus és komplex telepek,

(5) zöldköves övezetek szulfidos ércesedése, ahol az Sb járulékosan van jelen.

A monomineralikus Sb-telepekben az antimonit és epigén oxidációs termékei a fő antimonhordozók, járulékos ásványai ritkán a cinnabarit (HgS), az arzenopirit (FeAsS), a szfalerit (ZnS) és a realgár (AsS). A kísérő meddőásványok általában kvarc, kalcit és barit.

Az (1) típus legfontosabb, monomineralikus példája a dél-kínai (Hünan-tartomány) Xikuangshan lelőhely, mely jelenleg a világ legnagyobb antimontelepe (2 millió tonna 3%-os Sb érc). Az üledékes-diagenetikus eredetű ércesedés devon fekete palában és kovapalában alakult ki, enyhe epigenetikus remobilizáció hatására. Az ércesedés első szakasza erőteljes kovásodással együtt járó finomszemcsés antimonit felhalmozódás volt, míg a második fázisban durvaszemű, üreg- és telér kitöltő antimonitos ércesedés képződött (LAZNICKA 2006).

A kirgíziai Fergánai-medencében húzódó Kadamzhai-telepben számos kisebb antimon- és higanyérces testet hordoz egy 5 km hosszú sztratiform zóna, kovásodott alsókarbon mészkőbe foglalva. Európában ebbe a típusba tartozik a szerbiai Krupanj-Zajaca lelőhely csoport.

A (2) típus példái a szlovákiai Pezinok-Pernek, illetve a törökországi Turhal lelőhelyek. Turhal Törökország legnagyobb antimon lelőhelye. A befoglaló kőzeteket középsőjura korú fillit, kvarcit, karbonátos rétegek váltakozása alkotják, melyekben metabazalt és márvány betelepülések jelentkeznek. A monomineralikus antimonérc meddő ásványai kvarc és kalcit (DILL 2010, RUNDKVIST 1986).

A (3) típushoz tartozó, Au-tartalmú Sb₂S₃-telepek többnyire telérek, arany-antimonit és kvarc-antimonit változatok keverékei. Az antimonit arzenopiritet helyettesítve jelentkezik

ebben a teleptípusban. Egyes telepeit kezdetben arany-, majd mint antimontelepet művelték, később a meddőhányó anyagát is feldolgozták. Egyik legfontosabb példája a szibériai Olimpiada lelőhely, amelyik az oroszországi Sb ércvagyon 40%-át adja. Az Ag-Pb-Sb-telepek a polimetallikus típus változatai, boulangerittel, jamesonittal, tetraedrittel és egyéb szulfosókkal. A Cu- tartalmú Sb₂S₃-telérek antimontartalma a 20%-ot is eléri, egyik jellemző kísérőásványa a barit (LAZNICKA 2006).

A (4) típus meghatározó elemei az Sb mellett az As, Hg, W. Mivel az arzén és az antimon egymást általában helyettesítik, az Sb-As-telepek nem gyakoriak. Bennük az antimonit mellett a realgárnak (AsS), auripigmentnek (As_2S_3) és a kénnek jelentős dúsulásai lehetnek Sb>Sb+As>As átmeneti övességgel. Hazánkhoz közelebbi fontosabb lelőhelyei Alsar és Lojane (Macedónia), valamint Nagybánya és Felsőbánya. Az antimonit (Sb₂S₃) - cinnabarit (HgS) telepváltozat rendkívül gyakori, melyben az antimonit a legidősebb, a cinnabarit a legfiatalabb. Kísérő ásványai a realgár és az auripigment. Az antimonit-ferberit-scheelites sekély, kis mélységekbe hatoló telérekben található, többnyire a fiatal vulkáni területek ércképződménye. Összetételében antimonit, ferberit (FeWO₄), scheelit (CaWO₄), Au-telluridok és egyéb ásványkísérők szerepelnek. Példái: Poggio Pietrici / Faggio Scritto Toscana (Olaszország), Yellow Pine, Kalifornia (RUNDKVIST 1986, LAZNICKA 2006, ANTI-MONYWORLD.COM 2013).

Az (5) típus a bázisos-ultrabázisos kőzetekhez kötődő telepváltozat: Ezek prekambriumi zöldkő-övezetekben megjelenő, több fázisban metamorfizálódott, erősen deformált, hidrotermálisan bontott Cu-Zn telepek. Legfontosabb példája a dél-afrikai Murchison range lelőhely, amely a világ második legnagyobb antimon érctelepét adja. Az érces testek nyírási zónák mentén, remobilizálódás után alakultak ki (DILL 2010, LAZNICKA 2006).

Bányászati, világkereskedelmi adatok

Az antimon, ismert földtani vagyonát (resources) 4–6 millió tonnára becsülik, ami főleg bolíviai, kínai, mexikói, oroszországi és dél-afrikai lelőhelyekben található (CARLIN 2004a).

A kitermelhető készletek (reserves) az utóbbi évtizedben mintegy 1,7–2,1 millió tonna közöttire becsülhetők (CARLIN 2003a – 2013b). Mivel az antimon igen gyakran melléktermékként áll elő arany-, illetve polimetallikus telepek bányászatakor, ezért a kitermelhető összes készlet meghatározása nehéz. Az ismert műrevaló ércvagyon a mostani termelési ütemmel számolva körülbelül egy évtizednyi fogyasztást elégíthet ki, ezért az újrahasznosítás igen fontos (CARLIN 2006a). Az ásványvagyonok (2. ábra) időbeli alakulása a 2. táblázatban olvasható.





_/1	7.4	**	2.2.4	\sim	10
А	11		***		11
		vv		~~	

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	2011 ¹⁰	201211
USA	80	80	80	80	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Bolívia	310	310	310	310	310	310	310	310	310	310	310
Dél-afrikai Köztársaság	33	34	34	44	44	44	44	44	21	21	27
Kína	790	790	790	790	790	790	790	790	950	950	950
Kirgizisztán	120	n.a.	n.a.								
Oroszország	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350
Tadzsikisztán	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
Más országok	25	25	150	150	150	150	150	150	150	150	150
Összesen (kerekítve)	1800	1800	1800	1800	1700	2100	2100	2100	1800	1800	1800

2. táblázat. Az antimon földtani készletei országonként (antimon-tartalom ezer t-ban kifejezve) a 2002–2012 közötti időszakban

¹Carlin (2003a), ²Carlin (2004a), ³Carlin (2005a), ⁴Carlin (2006b), ⁵Carlin (2007a), ⁶Carlin (2008b), ⁷Carlin (2009b), ⁸Carlin (2010), ⁹Carlin (2011c), ¹⁰Carlin (2012b), ¹¹Carlin (2013b), n.a.: nincs adat

CARLIN (2003a, b, 2004a, b, 2005a, b, 2006b, 2006c, 2007a, b, 2008a, b, 2009a, b, 2010, 2011a-c, 2012a, b, 2013b) szerint a legjelentősebb antimon termelőként megnevezett országok betűrendben Ausztrália, Bolívia, Dél-Afrikai Köztársaság, Guatemala, Kanada, Kína, Kirgizisztán, Oroszország, Peru, USA, Tádzsikisztán, Thaiföld és Törökország. A bányászati termelés döntő többsége, mintegy 5/6 része Kínából származik, melyen kívül jelentős termelők még a Dél-afrikai Köztársaság, Bolívia és Oroszország. A termelés országonkénti értékei a 3. táblázatban, nagyságrendje a 2. ábráról olvashatók. A világon a legnagyobb készlettel valószínűleg Kína rendelkezik (EUROPEAN COMMISSION 2010), viszont újabb számottevő kínai lelőhelyeket nem találtak, és a rendelkezésre álló telepeket gyors ütemben termelik ki (RISK AND POLICY ANALYSTS 2012).

Mint az előző fejezetből láthatjuk, az antimon telepeinek egy részén önállóan bányászott érc, máshol pedig kísérőelemként jelentkezik. Az önálló telepek főleg Dél-Kínában, Borneón (Sarawak), Közép-Ázsiában, Szibériában, Bolíviában, Mexikóban, Kanadában vannak, de kisebb lelőhelyek Európában is találhatók. Magyarországhoz közel a Pozsony melletti Pernek, illetve a szerbiai lelőhelyek ismertek.

2012 ¹¹	1000	4000	2000	nnnc	1 50000	nnnnct	n.a.	n.a.	0000	0055	2000	n.a.	12100	00161	100000	180000				10000
2011^{10}	5000	(3900^{11})	3000	(4700^{11})	1 20000	nnnnct	n.a.	n.a.	3000	(3300^{11})	2000	n.a.	6000	(14100^{11})	169000	(178000^{11})	nedslessb	TIMO VINZEON		
2010^{9}	3000	(5000^{10})	2000 10	() 000 <i>5</i>	120000	(150000^{10})	n.a.	n.a.	0000	0006	2000	n.a.	1000	4000	135000	(167000^{10})	: ittänät C1	1 - 202011 1 H Antály)	II CI ICV)	
2009^{8}	4500	(3000^{9})	3000	(2800^{9})	170000	(140000^{9})	n.a.	n.a.	3000	(3500^{9})	2000	0 (n.a. ⁹)	4000	(3300^{9})	187000	(155000^{9})		1	Leganapun	
2008^{7}	3500 /8/	(_) 0065	3000	(2800^{8})	150000	(180000^8)	n.a.	n.a.	2000	(3500^{8})	2000	0 (n.a. ⁸)	4000	(5000^{8})	165000	(197000^8)	rifaiama) (س من المعالمين . من المعالمين من	galalanul II	
2007^{6}	7000	(5500^7)	0009	(4400^{7})	110000	(150000^7)	1000 (n.a. ⁷)	n.a.	4000	(3500^{7})	2000	$1500~(0^7)$	1000	4000	135000	(170000^7)	1 mai t han 1	folisticitad	activitutut	
2006^{5}	5000	(6600^{6})	5700	(6000 ⁶)	110000	110000	1000	n.a.	3300	(3500 ⁶)	2000	n.a. (940 ⁶)	3500	(4000^{6})	131000	(134000^{6})	mon tarta	inton-natur	CUNCED CV	
2005^{4}	2500	(3100^5)	5300	(5000^5)	105000	(120000^{5})	n.a. (1000 ⁵)	n.a.	n.a.	(3000^5)	1800 (2000^{5})	n.a.	2200	(3300^{5})	117000	(137000^5)	icrata (anti	unu) unuzei	VI aual NUV	
2004^{3}	2600	(3000^{4})	2000	0000	10000	100001	n.a.	n.a.	;	n.a.	2500 (2000^4)	n.a.	2000	(2800^{4})	112000	(113000^4)	òynèd non	1011-041194	n a taigyc	
2003^{2}	2400	(2300^{3})	2700	(5300^{3})	125000	(70000^3)	n.a.	n.a.	4500	(n.a. ³)	2500 (1800^3)	n.a.	2000	(2200^{3})	142000	(81600^3)	ilán antir	unin Ənu oqloiyaya	2010 CIUC	
2002^{1}	2200	(2000^2)	4000	(5800^{2})	125000	(130000^2)	n.a.	$200(^{2})$	5000	nnnc	3000	n.a.	0000	7000	141000	(148000^{2})	Jázat A v	7 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	ت	
	Delferio	BOIIVIA	Dél-afrikai	Köztársaság	$\sim m_{f} M$	NINA	Guatemala	Kirgizisztán		Uroszország	Tadzsikisztán	Thaiföld	Méa anaréach	INIAS UISZABUK	Összesen	(kerekítve)	3 451	0.14		

⁸CARLIN (2010), ⁹CARLIN (2011c), ¹⁰CARLIN (2012b), ¹¹CARLIN (2013b), n.a.: nincs adat

Fontos Au-Sb telepek Közép-Ázsiában, Szibériában, Dél-Afrikában vannak, Sb-polimetallikus telepek pedig Dél-Kínában, Indonéziában, Ausztráliában. Hazánkhoz közel Rozsnyó mellett folyik érckutatás polimetallikus antimonércre (Strieborná), illetve Szerbiában ismert polimetallikus antimontelep (Rujevac). Európában a Strieborná teléren kívül Toszkánában és Törökországban folynak kutatások antimonércre.

A világ antimon termelése az utóbbi három évtizedben megsokszorozódott: 1977ben 72200 t, 1990-ben 60400 t, 2000-ben 118000 t, 2011-ben 178000 t, az átlagos egységár ugyanezen években 3920 USD/t, 1800 USD/t, 1440 USD/t és 14300 USD/t volt (BUCKINGHAM & CARLIN 2012, CARLIN 2013a). A világ antimon termelését a 2000-es években egyértelműen Kína uralja. A 2010-es adatok szerint (CARLIN 2012b) a 167 000 tonnás világtermelés 90%-át (150 000 t) adta Kína, a még figyelembe vehető országok: Bolívia, Oroszország, Dél-Afrika és Tádzsikisztán. Az önálló antimon telepeket – epitermális genetikájuk, felszínhez közeli településük miatt – többnyire külfejtéssel termelik ki. A világ termelésének közel harmada (55 000 t) egy kínai lelőhelyről (Xikuangshan, Hünan tartomány) származik.

Európai antimon termelőként – Oroszországot nem számítva – csak Törökország vehető figyelembe, bár ismert lelőhelyek Finnországban, Írországban, Spanyolországban, Olaszországban és a Balkánon is vannak (ANTIMONYWORLD.COM 2013). Az EU függősége antimonra nézve közel 100%-os. Az EU antimon beszállítói: Bolívia (72%), Kína (22%), Peru (6%) (EUROPEAN COMMISSION 2010).

Felhasználás

Az antimont, mint fémet és vegyületeit széles körben alkalmazzák, az ipari felhasználástól a környezetvédelemig.

A világon bányászott antimon közel 80%-át antimon-trioxid (ATO) vegyületté alakítják át (RISK AND POLICY ANALYSTS 2012). Ennek legnagyobb termelői: USA (33%), Kína (25%), Franciaország, Japán, Belgium Mexikó, Dél-Afrika. A további kereskedelmi forgalomban beszerezhető antimon vegyületek: fém antimon, antimon-diszulfid, nátrium-antimonát, antimon-triklorid, antimon-triacetát, antimonpentaklorid, nátrium-hexahidroxiantimonát. A fém antimon legfontosabb termelője Kína.

A főbb alkalmazási területek elsősorban az ATO felhasználásához kapcsolódnak (RISK AND POLICY ANALYSTS 2012):

- Tűzálló adalékanyag. Az ATO javítja a műanyagok, festékek, ragasztóanyagok gumi tűzállósági tulajdonságait. Ilyen alkalmazása 2004 óta fokozódott, amikor megtiltották egyes

mérgező szerves vegyületek alkalmazását tűzálló adalékként. 2005-ben a világ antimon felhasználásának 72%-a erre a célra fordítódott (EC 2010).

- Az ATO a PET palackok gyártásához használt legfontosabb katalizátor (ásványvizes, üdítőitalos PET palackok, polietilén szálak és filmek).

 Elektronikai alkatrészek komponenseként, nyomtatott áramkörök forrasztásához használt elem.

Az ATO a kerámia- és üvegiparban alkalmazott tisztítóanyag egyes üvegfajtákhoz.
Üveggyártáshoz az antimont NaSb-ként is alkalmazzák.

- Festékgyártás: A ${\rm TiO}_2$ pigmenteket ATO-val bevonva szervetlen színes pigmentek elő-állítására használható.

- Az antimon további fontos alkalmazási területe az akkumulátorgyártás, ahol az összes antimon mintegy 20%-át ez az iparág használja fel. Az egyre szigorodó szabályozás miatt az akkumulátorok nagy részét újrahasznosítják, így a benne lévő Pb-Sb ötvözetet is újra feldolgozzák.

 Metallurgiai jelentősége szintén nagy, hiszen több ötvözetben jelen van. Ilyenek az ólom-antimon (kemény ólom), amit vízvezetékek, lefolyók, ólom akkumulátorok rácsainak gyártására, az ólom-ón-antimon, amit nyomdákban, betűk gyártására használnak, és az ólomón-réz-antimon, mely siklócsapágyak gyártására használt súrlódáscsökkentő ötvözet.

- Azbeszt-helyettesítőként az antimon 2–7%-ban kerül a gépjárművek fékbetéteibe (kockazatos.hu 2012).

- További alkalmazások kis mennyiségben: elektronika diódák, infravörösfény-detektorok és Hall effektuson alapuló eszközök. Az ¹²⁴Sb és ¹²⁵Sb radioaktív izotópot nyomjelzőként is használják. Az olajvezetékbe fecskendezett kis mennyiségű sugárzó anyag jól mérhető, így követhető sugárzásméréssel. Ha a vezetékben repedés van, azt a környezetben vagy a talajban megjelenő emelkedett sugárzási szint könnyen detektálható, így a törés vagy repedés helye könnyen kideríthető (NEWTON 2010).

Az elem kritikus pozícióját az indokolja, hogy felhasználási területeinek jelentős részéből nem nyerhető vissza, a felhasználással disszipálódik a környezetben. Újrahasznosítása magas szintű (60%) volt akkor, amikor az antimon jelentős részét akkumulátorokban és a nyomdaiparban használták fel. Jelenleg az újrahasznosított antimon akkumulátorokból és az elektronikai alkatrészekből nyerhető, valamint a PET palackok döntő részét is újrahasznosítják. Másik fenyegető adat, hogy a világ kiemelkedően legnagyobb lelőhelye (Xikuangshan, Kína) hamarosan kimerül. Az antimon felhasználása az EU-ban 2008-ban 23651 tonna volt, az import antimon fém formájában 20233 tonna, oxidos formában 6459 tonna volt (LASIM 2008). E forrás szerint 2008-ban az EU-ban nem termeltek antimont.

Magyarországi bányászat, lelőhelyek, indikációk

Magyarország területén nem találhatók olyan Sb-telepek vagy előfordulások, melyekre bányászati tevékenységet lehetne alapozni. Ez azonban nem jelenti azt, hogy hazánkban nem bányásztak antimont tartalmazó ércet. A hazai előfordulások (3. ábra) döntően polimetallikus ércesedésekhez kötődnek. Antimonit előfordul a mezotermális, magmatithoz közelebbi polimetallikus dúsulásokban (Recsk mélyszint, Gyöngyösoroszi), valamint – főleg szulfosókban – epitermális zónákban.



3. ábra. Az antimon magyarországi előfordulásai
1. reménybeli indikációk, 2. egyéb indikációk és nyomok

Az ércesedések, indikációk az ország területén elszórva vannak, mégis kisebbnagyobb gócpontokhoz köthetők, kapcsolhatók. Ezek alapján öt terület jelölhető ki, melyeken antimon tartalmú ásványok, ércek jellemzők. Közülük legnagyobb a mátrai terület, mely magába foglalja a gyöngyösoroszi, a mátraszentimrei és a parádsasvári ércesedést, mely a (középső) miocén korú vulkanizmushoz köthető, illetve a recski és a parádfürdői ércesedéseket, melyek a mezozoos üledékekbe benyomuló paleogén vulkanizmus eredményei. A többi előfordulás (Telkibánya, Rudabánya, Nagybörzsöny, illetve a Velencei-hegység kvarc-fluoritos polimetallikus telérei) inkább csak lokális jelentőségű.

Gyöngyösoroszi

Ezt a lelőhelyet már az XVIII. század közepén ismerték és művelték, azonban a nagyüzemi bányászati tevékenység csak az elmúlt évszázad 50-es éveitől a bánya bezárásáig, 1985-ig tartott. Legjelentősebb polimetallikus ércterületünk átfogó nyomelem vizsgálatát FÉLEGYHÁZI (1968) készítette el. A miocén magmatizmushoz köthető mátrai ércesedésről elmondható, hogy az Sb elsődlegesen a galenithez kötötten jelenik meg, hiszen ezen ásvány szinte minden mintájában mértek kisebb-nagyobb koncentrációt. Az antimon a galenitben döntően Sb-tartalmú szulfosó-zárványokként van jelen.

A bányabeli vegyes érc- és kőzetanyag elemzéseiben is gyakori volt az Sb jelenléte, hiszen az elemzett minták több mint fele pozitívnak bizonyult erre a fémre. A mellékkőzetben Sb átlagosan 100–150 ppm, míg az érces teléranyagban 250–400 ppm-mel volt található.

A lelőhelyről több antimon-tartalmú ásványt leírtak. Ezek az antimonit (Sztrókay 1939; NAGY 1986; Dódony & Gatter1986); boulangerit (Sztrókay 1939; NAGY 1986; Szakáll 2007); bournonit (Sztrókay 1939; Koch 1966; Szakáll 2007); tetraedrit (Vass 1857; Andrian 1866; Sztrókay 1939; Koch 1954; Kaszanitzky 1959; NAGY 1986; Dobosi & NAGY 2000; Szakáll 2007) és sztibikonit (Szakáll 2007).

Parádsasvár

A MÁFI által indított alapszelvény-vizsgálatok során Parádsasvártól keleti irányban 500 m-re (Herceg-árok), a Gyöngyös-Parád műút bevágásából az alsó-miocén alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) repedéseit kitöltő ásványok kerültek elő, melyeket NAGY & SZENTES (1969) antimonitnak és cervantitnak határozott meg röntgendiffrakciós módszerrel. Az antimonit előfordulás környékén igen erőteljes agyagásványos elbontódást szenvedett a tufaréteg. Az ércesedés antimoniton kívül más elsődleges ércásványt nem tartalmazott. A szerzők az Sb előfordulását a közép-mátrai ércesedési terület legkeletibb lelőhelyének tartják. Mint kiderült, ezen a helyen az antimont tartalmazó ásványok csak indikációként jelentek meg és nem valamely kisebb vagy nagyobb volumenű érctesthez kapcsolódva.

A MÁFI és FÉLEGYHÁZI (1968) a parádsasvári területen számos mintázást készített antimonra, mely alapján elmondható, hogy a közép-mátrai galenit-mintákban az antimon 0–1950 ppm szélsőértékekkel, 510 ppm-es átlagos koncentrációval volt jelen. A szfalerithez nem köthető feltétlenül az Sb jelenléte, hiszen a 35 vizsgált szfalerit mintából 14-ben még indikációt sem találtak. FÉLEGYHÁZI (1968) után a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) mérései is alátámasztják ezt a tényt, hiszen az általuk elemzett szfalerit minták Sb-mentesek voltak. A galeniten kívül a kalkopirit és szfalerit is tartalmazott antimont, de csupán nyomelemnyi mennyiségben. Egyedül a parádsasvár-nagylápafői 550-es számú telér szfaleritje tartalmazott Sb-t (SÁMSONI 1966), de csekély mennyiségben, csupán 76 ppm koncentrációval.

Recski mélyszint

Bár a kutatások alapján itt Közép-Európa egyik legjelentősebb, a paleogén intermedier magmatizmushoz kötődő rézércesedéséről van szó – melynek ásványegyüttesében az antimont jelentős mennyiségben is tartalmazó tetraedrit (Csongrádi 1975; Dobosi & Nagy 2000; Szakáll 2007; Földessy & Szebényi 2008) is jelen van – mégsem folyt bányászati, csupán érckutatási tevékenység. A lelőhelyről ismert még antimonit (Szakáll 1986) és bournonit (Szakáll 1986; Szakáll 2007) is, mint Sb-tartalmú ásványok.

SZÁVA & BENŐCS (1967) a recski mélyszinti ércesedést vizsgálták, 62 fúrómagból. Az Sb-ércesedés kvarc és kalcit erek kíséretében a kovásodott agyagpalában, illetve a kalcit és andezit telérekkel átjárt mészkő testekben fordul elő. A mellékkőzetben az átlagos Sb-tartalom 0–10 ppm volt. A 62 mintából mindössze 11-ben találtak 500 ppm feletti koncentrációt és ebből csak 9 haladta meg az 1000 ppm-es értéket.

Az Sb-ércesedést galenit, szfalerit és kalkopirit hordozta, mindössze egy fúrásból származó mintában írtak le fakóércet. Ebből az érces zónából 2 db mintát elemeztek, melyben 1,2% és 2,5% antimontartalmat mértek. Száva & BENŐCS (1967) szerint az Sb jelentősebb mértékben dúsult az andezit által áttört triász mészkövekben és az andezit-mészkő kontaktusokon illetve telérekben, viszont az andezites rétegekben a dúsulás szinte elhanyagolható.

Karancs

Az Északkő bányászati cég színesérc indikációra bukkant karancslapujtői andezitbányája (Csákta-tető) területén, melyet Józsa et al. (1985) vizsgáltak. A termelt kőzet döntően miocén korú gránátos-biotitos amfibolandezit, ritkábban durvább szemű, porfíros andezit volt. A termelés során sokszor találkoztak hidrotermálisan bontott zónákkal, melyekben az 5–20 cm vastag hidrotermális telérek szalagos felépítést mutattak. Az érckitöltés sötét színezetét a pirit mállásából származó Fe-oxid-hidroxidok adták. A telérdarabokban megjelenő pirit és galenit erősen bontott jelleget mutatott. A gyűjtött mintákból készült ércpreparátumban 4000 ppm-es Sb-koncentrációt határoztak meg a MÁFI-ban színképelemző módszerrel. Azt azonban nem határozták meg, hogy az antimon galenitben helyettesítő elemként vagy önálló Sb-ásványfázisban volt-e jelen. A területen megjelenő érces zóna kis mennyisége és kiterjedése miatt sohasem nyújtott lehetőséget ércbányászati tevékenységre.

Velem környéke

A Kőszegi-hegységben, a velemi Szent Vid-hegy környékéről számos antimonércesedést jegyeztek fel (BANDAT 1928; BENDEFY 1963). Az indikációk bizonytalan mivolta miatt e területet sohasem tekintették érckutatási célpontnak.

Ezen információk alapján a részletes vizsgálatot VENDEL & KISHÁZI (1967) végezték, de antimon ásványt nem tudtak kimutatni. A korábban feljegyzett antimon nyomok vélhetően téves értelmezésen alapulnak, illetve antropogén eredetű leletekhez kötődtek. Antimonit jelenlétére bizonyítékot csupán NAGY E. (1972) talált, aki a területen lemélyült fúrásból származó magmintákban a kalkopiriten, galeniten és szfaleriten kívül antimonitot is észlelt.

Velencei-hegység

A polimetallikus ércesedés a kora-paleozoos korú palába benyomuló késő-karbon korú gránittesthez kapcsolódva alakult ki. A kvarc-fluorit-színesérc tartalmú telérek a velencei gránitban vulkáni utóműködés és hidrotermák hatására alakultak ki (JANTSKY 1966), melyhez kötődve antimondúsulás is kimutatható volt. A három bányából (Pákozd, Pátka-Szűzvár, Pát-ka Kőrakás-hegy) kikerült mintákat legrészletesebben Félegyházi (1968) elemezte.

Antimontartalmú ásványként tetraedrit ismert a szűzvári ércesedésből (KISS 1954; NAGY 1980; DOBOSI & NAGY 2000), az Ősi-hegyről (NAGY 1980; MIKÓ 1964), illetve a Tomposhegyről (NAGY 1980; DOBOSI & NAGY 2000), a Retezi-lejtaknából (ERDÉLYI 1955; DOBOSI & NAGY 2000; NAGY 1980), a Sas-hegy teléréből (MIKÓ 1964; NAGY 1980), valamint Pátka Kőrakás-hegyről (KISS 1954; NAGY 1980; DOBOSI & NAGY 2000). Antimonitot írtak le a pátkai Kőrakás-hegyről (KISS 1954; NAGY 1980; DOBOSI & NAGY 2000), az Ősi-hegyről (KISS 1954; KASZANITZKY 1959, MIKÓ 1964), a Sas-hegy teléréből (MIKÓ 1964), valamint sztibikonitot a szűzvári bányából (WEBMINERAL.COM 2012d). A Meleg-hegyen a gránit, andezit és agyagpala érintkezésénél az erősen kovásodott hidrotermás zónában antimonit jelenik meg. (JANTSKY 1952; KUBOVICS 1958).

Pákozdi fluoritbánya

Mindössze 1 db tömeges galenit elemzés készült, melyben 400 ppm antimont mértek (FÉLEGYHÁZI 1968).

Pátka – Szűzvár

A területen jelenlévő fluoritra nyitott bánya 1951-től 1967-ig üzemelt. Az ércesedés fő tömegét szfalerit, galenit és kalkopirit adta, melyhez társult az antimon-tartalmú tetraedrit is (MINDAT.ORG 2012g; JANTSKY 1966). Az érces telér művelését 1967-ben befejezték, így csak korábbi elemzések álltak rendelkezésre, de ezek is rendszertelenül. Mindösszesen 6 elemzési adat készült. Ebből mind az 1960-ban, mind az 1966-ban gyűjtött galenit mintában 2500 ppm koncentrációjú, az 1966-ban termelt szfalerit színporban mindössze 400 ppm antimon volt, míg a fluoritos zónában nem detektálták. SAMSONI (1966) alapján elmondható, hogy a szűzvári szfalerit átlagosan 1100 ppm, míg a galenit 1250 ppm koncentrációban tartalmazott antimont.

Pátka, Kőrakás-hegy

A bányászati kitermelés 1951-ben kezdődött és 1973-ban fejeződött be. Az ércanyag – kokárdaérc, szfalerit, galenit, kalkopirit és antimonit ásványként – a bontódott gránitban és a breccsásodott zónában lévő hidrotermális eredetű erekben jelenik meg (JANTSKY 1952, 1966). Erről a területről is elmondható, hogy csekély számú elemzés áll rendelkezésre. A FÉLEGYHÁZI (1968) által elvégzett kutatás során vizsgált minták közül a legelső egy monomineralikus szfalerit minta elemzése volt, mely 400 ppm antimont tartalmazott. A kutatás eredményeként rendelkezésre álltak átlagértékek, melyből hasonló trend vonható le, mint a szűzvári ércesedés esetében. Ezek szerint a galenitben nagyobb átlagkoncentrációban van jelen az antimon (átlagosan 1270 ppm értékben) mint a szfaleritekben (mindössze 1000 ppm). A monomineralikus mintákon kívül rendelkezésre állnak koncentrátumelemzések különböző ércekből, melyekből kiderül, hogy az 1965. novemberi mintázáskor a szfalerit színpor 560 ppm, míg a galenit színpor 6000 ppm antimont tartalmazott. Az 1966. októberi mintavételezés két szfalerit színpor mintában 400 ppm és 2900 ppm, míg a galenit színporban 7100 ppm koncentrációt határozott meg. Eszerint a pátkai színesérc antimonra, mint melléktermékre nézve jó minőségű. Ugyanakkor fontos tényező, hogy az érctest kisméretű, készlete mindössze negyede a parádsasvári ércesedésnek (FÉLEGYHÁZI 1968). A velenceihegységi színesérc bányászat esetében sincs adat arról, hogy a színporban lévő antimont kinverték-e.

Indikációk

Hazánk területén az előbb felsorolt bányászott, vagy csak megkutatott érces területeken kívül számos további helyszínen írtak le, vagy mutattak ki antimont tartalmazó ásványt. Az alábbi felsorolás nagy része csak ásványi indikációkon alapul. Nem jelennek meg az antimon ásványai olyan mértékben, hogy arra valaha bánya települt volna vagy gazdaságos lett volna kitermelése. A felsorolás legtöbb ásványa csak egyedi kristályok detektálásán alapul, melyekkel a helyszín – legyen az bánya, kőfejtő vagy telér – geológiája és ásványtana részletesebben leírható, színesíthető.

Balatonfüred és Balatonarács: A Balaton-felvidéki triász mészkőben és dolomitban többször mutattak ki tetraedritet (VIRÁGH 1968).

Bátaapáti: Az antimonit hidrotermális ércindikációban jelenik meg (GATTER & TÖ-RÖK 2004).

Erdőbénye - Ligetmajor: Az erősen kovásodott kőzetekben jelenik meg antimonit 1–3 cm vastagságú - tűs kristályok szoros összenövéséből álló - erekben, opál társaságában (SZABÓ 1870; ENDES 1988; PAPP 1992).

Erdősmecske: A területen lévő karbon korú gránit kőfejtő D-i falán hidrotermásan és hidrotermás-metaszomatikusan bontott zónájából tetraedritet írtak le (Kiss 1962).

Gyöngyössolymos: Az Asztag-kő hidrokvarcit kőfejtőjében, az erősen kovásodott kőzetekben jelenik meg az antimonit indikáció, mely a felszínen másodlagos antimonoxidokra bomlik (Szurovy 1940; Szakáll 1989). A területen mélyült 5. számú fúrás által harántolt hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus zónából tetraedritet írtak le, melynek anomálisan magas az Ag-, Te- és Hg-tartalma (Sztrókay 1939; Koch 1954; KaszaNitzky 1959; Nagy 1986; Dobosi & Nagy 2000; Szakáll 2007).

Korpád: A Mecsekben található alsó-permi homokkőben található rézpala jellegű képződményekben a tetraedrit is megtalálható (VIRÁGH 1968).

Kővágószőlős - Bakonya: A tetraedrit a permi üledékes-infiltrációs urántelepekben vaskosan, hintve és erekben, más réz-szulfidokkal együtt fordul elő (VINCZE & FAZEKAS 1979).

Martonyi: A triász karbonátban megjelenő hintett tetraedrit megjelenése hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus zónákhoz köthető (Косн et al. 1950).

Mátraszentimre: A területen a tetraedrit a hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus ércesedéshez kapcsolódik (Sztrókay 1939; Koch 1954; Kaszanitzky 1959; Nagy 1986; Dobosi & Nagy 2000; Szakáll 2007). Az antimoniton kívül néhány µm-es méretű termésantimont mutattak ki a mátraszentimrei ércesedés antimonitjában, elektronmikroszondás elemzéssel. A Teréz-hegyen az egykori árkolásos kutatások feltárásaiban zömmel antimonitos, illetve annak mállásából származó sztibikonitos kvarcerek ismertek (Nagy & BarBácsi 1966; Szakáll et al. 2000).

Nagybörzsöny: A területről gyűjtött galenitben és annak szegélyén bournonitet jegyeztek fel, mely ásvány megjelenése a terület hidrotermás tevékenységéhez kötődik (NAGY 1984). Ugyanezen folyamathoz köthető a tetraedrit megjelenése is, a hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus zónákban (PAPP 1933; PANTÓ 1949; KOCH & GRASSELLY 1952; NAGY 1984; DOBOSI & NAGY 2000). Az Alsó-Rózsa táróban a freibergit hidrotermális ércesedésekben és ércindikációkban jelenik meg mikroszkopikus méretekben (NAGY 1984; MINDAT.ORG 2012c). Ugyanilyen megjelenési környezetben a pirargirit egyrészt galenitben mikroszkopikus zárványként, másrészt galenites kalciterekben 0,5–1 cm-es fészkek és 1–2 mm-es oszlopos kristályként jelenik meg (NAGY 1984; MINDAT.ORG 2012d; SZAKÁLL 2007). A Rózsa-hegy északi lejtőjén a hidrotermális zónákban jamesonit, továbbá a galenitben és a galenites kalciterekben 1–2 mm-es oszlopos termettel stefanit ásvány jelenik meg (SINGH 1974). A területen a 13. számú fúrás által harántolt hidrotermális ércesedés antimonit ásványt tartalmazott (NAGY 1984).

Parádfürdő: Hidrotermális eredetű antimonit (NAGY 1985) és tetraedrit található a területen. Az utóbbi ásvány kémiai összetétele eltér az egyéb lelőhelyen találtaktól, itt anomálisan magas a Zn-tartalma (DOBOSI & NAGY 2000). A pirargirit a telérkvarcban 1–3 mm-es fészkek és 0,5–1 mm-t elérő prizmás kristályok formájában jelenik meg. Ezen ásványok bomlásakor sztibikonit keletkezik, melyet a területen szintén detektáltak (WEB-MINERAL.COM 2012d).

Rátka - Hercegköves: Az antimonit a bentonitbánya anyagát fedő limnokvarcit üregeiben, 2–6 mm-es tűs-sugaras fészkekben jelenik meg (Jánosi & PAPP 1985). A bomlása során keletkező fehér vagy halványsárga színű sztibikonit, tűs, rudas vagy gömbös halmazok formájában figyelhető meg.

Recsk - Lahóca: A bournonit a galenit-szfalerites érc üregeiben 0,5–1,5 mm-es, ún. kerékérc megjelenésű ikerkristályok formájában található (SZTRÓKAY 1940). A tetraedrit megjelenése is a hidrotermális ércesedéshez köthető (SZABÓ 1869; PAPP 1938; SZTRÓKAY 1940).

Rudabánya: Az antimonit a szferosziderites érchez kapcsolódó kései hidrotermális ércesedésekben jelenik meg (SZAKÁLL et al. 2000). A bournonit galenitben vagy galenit szegélyén figyelhető meg (TOKODY 1950; KOCH et al. 1950; SZAKÁLL 2007). A jamesonit néhány mm-es szálas halmazokként fordul elő galenittel szoros együttesben (SZAKÁLL 2007). A pirargirit a galenites ércben 0,5–2,5 mm-es sötétvörös, oszlopos kristályok formájában jelenik meg (MINDAT.ORG 2012d; SZAKÁLL 2007). A sztibikonit a kovásodott limonit repedéseiben 1–3 mm-es tűs-sugaras halmazokban, illetve 0,4–0,8 mm-es hófehér gömbök formájában jelentkezik (SZAKÁLL 2007). A tetraedrit vaskosan az érctelepekben, a réz-szulfidos barittestekben ismert, kalkopirit és bornit társaságában. A szferosziderites érc üregeiben tetraedrit 0.5–1 mm-es kristályok formájában jelenik meg (GUCKLER 1882; PAPP 1933; KOCH 1939; KOCH ET AL. 1950; DOBOSI & NAGY 2000; SZAKÁLL 2007). A boulangerit a Vilmos, Polyánka és Villany-tető bányarészek területén, galenit kristályok felületén, 0,2–0,5 mm-t elérő tűs-szálas halmazok formájában található (SZAKÁLL 2000; SZAKÁLL 2007).

Szabadbattyán: A tetraedrit 1–3 mm-es tetraéderei kalcitba nőve jelennek meg, galenit társaságában (Kiss 1951; NAGY 1980; DOBOSI & NAGY 2000), továbbá szintén hidrotermális ércesedéshez köthető, mikroszkopikus méretű bournonit ásványt is írtak le a területen (KOCH 1943; SZAKÁLL & MOLNÁR 2003).

Szava 1. számú fúrás: A feljegyzett tetraedrit indikáció a piroxén-amfiboldácitban lévő hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus ércásványosodás eredménye (FAZEKAS & VINCZE 1991).

Székesfehérvár 2. sz. fúrás: A fúrás 199 méteres mélységben a hidrotermálisan elváltozott gránitban ércesedést harántoltak, mely antimonitot tartalmazott (MIKÓ 1964).

Telkibánya: A területen az antimonit (SZAKÁLL et al. 2000) és a tetraedrit (SZAKÁLL et al. 1994; SZAKÁLL 2009) megjelenése hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus ércesedés eredménye. A freibergit (SZAKÁLL et al. 1994; MINDAT.ORG 2012b) 0,5–1,5 mm-es tetraéderes kristályait egyedül a Fehér-hegyen figyelték meg más ezüst-szulfid társaságában. Miargirit és stephanit (SZAKÁLL et al. 1994; SZAKÁLL 2009) 1–3 mm-es méretű, szorosan összenőtt aggregátumát a Kánya-hegyen és a Teréz-táróban találták meg. A Veresvíz-völgyben, a Fehér- és a Gyepű hegyen 1–2 mm-es, buzogány alakú pirargirit ikerkristályokat azonosítottak (SZAKÁLL 2009). Ugyanezeken a helyeken mikroszkopikus méretű, más szulfidásványokkal összenőtt polibázitot is leírtak (SZAKÁLL et al. 1994). A Fehér-hegyen, telérkvarc üregében, vörösbarna, 0,1–0,3 mm-t elérő vastagtáblás pirostilpnit (MINDAT.ORG 2012c; SZAKÁLL 2009) ásványt találtak.

Tornaszentandrás: Az Esztramoson a tetraedrit megjelenése hidrotermás és hidrotermás-metaszomatikus zónákhoz köthető (SZAKÁLL & KOVÁCS 1997).

Kutatási javaslat

Amint az látható volt az előző fejezetből, Magyarországon nincsenek olyan bányák, melyekben kifejezetten antimonra lenne vagy lett volna telepítve a bányászati tevékenység. Szinte mindenütt csak indikációként jelent meg az érctestben, így kitermelése csupán a bányászat során az érces anyagból kinyert mellékanyagra korlátozódott.

Kutatás szempontjából csak a recski mélyszint lehet olyan produktív terület, ahol az ércesedés elég nagyméretű ahhoz, hogy arra gazdaságosan bányászati tevékenység létesülhessen, viszont itt is csupán a színesércben lévő melléktermékként szerepel az antimon.

Irodalomjegyzék

4/2011 VM RENDELET 2011: Nemzeti Jogtár (hatályossága: 2012.07.24.-től visszavonásig). URL: http://www.njt.hu. Letöltés 2012. 12.10.

ANDRIAN F.F. 1866: Die Erzlagerstätten der Matra. *Berg- und Hüttenmännische Zeitung* 14, 387–389; 398–399; 405–411.

ANTIMONYWORLD.COM 2013: URL:http://antimonyworld.com. Letöltés: 2013.07.14.

BANDAT H. 1928: A Kőszegi-Rohonci hegység nyugati részének geológiai viszonyai. *Földtani Szemle* 1/5, 191–214.

BENDEFY L. 1963: Az egykori Vas-megyei antimonérc bányászat. Bányászati Lapok 8, 537-545.

BUCKINGHAM D.A. & CARLIN J.F.JR. 2012: Antimony Statistics. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. October 15, 2012. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/ds140-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2003a: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2003, 24–25. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/060303.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2003b: Antimony. *In*: 2002 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimyb02.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2004a: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2004, 22–23. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmcs04.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2004b: Antimony. *In*: 2003 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmyb03.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2005a: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2005, 22–23. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmcs05.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2005b: Antimony. *In*: 2004 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmyb04.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2006a: Antimony Recycling in the United States in 2000. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Circular 1196-Q. URL: *http://pubs.usgs.gov/circ/c1196q/c1196q.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2006b: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2006, 24–25. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmcs06.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2006c: Antimony. *In*: 2005 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmyb05.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2007a: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2007, 20–21. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/antimmcs07.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2007b: Antimony. *In*: 2006 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/myb1-2006-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2008a: Antimony. *In*: 2007 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/myb1-2007-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2008b: Antimony. In: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2008, 24–25. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/mcs-2008-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2009a: Antimony. In: 2008 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/myb1-2008-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.J. 2009b: Antimony. In: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2009, 20–21. URL: http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/ commodity/antimony/mcs-2009-antim.pdf. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2010: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2010, 18–19. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/mcs-2010-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2011a: Antimony [Advance Release]. *In*: 2009 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs. gov/minerals/pubs/commodity/antimony/myb1-2009-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2011b: Antimony [Advance Release]. *In*: 2010 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs. gov/minerals/pubs/commodity/antimony/myb1-2010-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2011c: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2011, 18–19. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/mcs-2011-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2012a: Antimony [Advance Release]. *In*: 2011 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs. gov/minerals/pubs/commodity/antimony/myb1-2011-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2012b: Antimony. In: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior,

U.S. Geological Survey. January, 2012, 18–19. URL: http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/ commodity/antimony/mcs-2012-antim.pdf. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2013a: Antimony. *In*: Metal Prices in the United States Through 2010. By U.S. Geological Survey National Minerals Information Center staff. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2012–5188, 7–9. URL: *http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5188/sir2012–5188.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CARLIN J.F.JR. 2013b: Antimony. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2013, 18–19. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/antimony/mcs-2013-antim.pdf*. Letöltés: 2013.06.04.

CSONGRÁDI J. 1975: A recski mélyszinti színesfém ércesedés jellemzése ércmikroszkópi vizsgálatok alapján. *Földtani Közlöny* **105/különszám**, 672–691.

DILL G.H. 2010: The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium. *Earth-Science Reviews* **100**, 1–420.

DOBOSI G. & NAGY B. 2000: Compositional variation of fahlore minerals in the hydrothermal ore deposits of Hungary. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1994–1995/II**, 231–273.

Dódony I. & GATTER I. 1986: A gyöngyösoroszi ércesedés ásványtani-teleptani-genetikai vizsgálata. Kutatási jelentés, Kézirat, ELTE Ásványtani Tanszék.

ENDES M. 1988: Antimonit, antimonokker és nemesopál Erdőbényéről. *Ásványgyűjtő Figyelő* 3/4, 7–8.

ERDÉLYI J. 1955: Beiträge zur mineralogischen Kenntnis des Gebirges von Velence. *Acta Mineralogica-Petrographica* **8**, 3–11.

EUROPEAN COMMISSION 2010: Critical Raw Materials for the EU, Report of the Ad-hoc Working Group on Defining Critical Raw Materials. URL: *http://ec.europa.eu/enterprise/policies/raw-materials/files/ docs/report-b_en.pdf*. Letöltés: 2013. 06. 01

ERDEY-GRÚZ T. 1964: Természettudományi Lexikon I. (A-C). Budapest, Akadémiai Kiadó, 289–291.

FAZEKAS V. &. VINCZE J. 1991: Hidrotermális ércindikációk a Villányi-hegység északi előtere mélyfúrásaiban. *Földtani Közlöny* **121/1–4**, 23–56.

FÉLEGYHÁZI ZS. 1968: Összefoglaló jelentés a MÜ kezelésében lévő Mátrai- és Velencei-hegységi ércelőfordulások nyomelemeiről. Országos Érc és Ásványbányák Kutató és Termelő Művei Földtani osztály, Budapesti csoport. Jelentés. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 97 p.

FÖLDESSY J. & SZEBÉNYI G. 2008: The mineralization of the Recsk deeps and Lahóca - Short geological overview. *In*: FÖLDESSY F. & HARTAI É. (eds.) Recsk and Lahóca - Geology of the Paleogene ore complex. *Publication of the University of Miskolc* **73**, 85–99.

GATTER I. & TÖRÖK K. 2004: Mineralogical notes and fluid inclusion studies on quartz-feldspar granite pegmatites and quartz veins from Mórágy and Erdősmecske granitoid, S-Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica* **45**, 39–48.
GUCKLER GY. 1882: Rudobánya vidékének bányászati fejlődése. Földtani Értesítő 3/3, 37-41.

HANSEN C., TSIRIGOTAKI A., BAK S.A., PERGANTIS S.A., STÜRUP S., GAMMELGAARDA B. & HANSEN H.R. 2010: Elevated antimony concentrations in commercial juices. *Journal of Environmental Monitoring* **12**, 822–824.

JANOSI M. & PAPP G. 1985: Sztibikonit és antimonit Rátkáról. Ásványgyűjtő Figyelő 2/4, 18–22.

JANTSKY B. 1952: A Velencei-hegység hidrotermális ércesedése. MTA Műszaki Tudományos Osztály Közleményei 5/3, 69–83.

JANTSKY B. 1966: Ásványtelepeink földtana. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 315 p.

Józsa G., NAGY E., RADÓCZ GY. & RAINCSÁK GY. 1985: Jelentés a Karancs-hegy, Északkő kőfejtőből bejelentett szinesérc indikáció vizsgálatáról. Magyar Állami Földtani Intézet. Jelentés. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 27 p.

KASZANITZKY F. 1959: A pátkai kőrakáshegyi érckutatás jelenlegi állása. *Földtani Közlöny* **89/2**, 133–142.

Kıss J. 1951: Szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. *Földtani Közlöny* **81/7–9**, 264–274.

Kıss J. 1954: A Velencei-hegység északi peremének hidrotermális ércesedése. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1953**, 111–127.

K1ss J. 1962: A hydrothermal enrichment of Pb-Zn-Cu in the Erdősmecske granite (Mecsek Mountains). *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominata, Sectio Geologica* **5**, 89–93.

Kıss J. 1982a: Ércteleptan I. kötet. Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, 7, 44–48, 237.

Kıss J. 1982b: Ércteleptan II. kötet. Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest, 197, 552–553.

KOCH S. & GRASSELLY GY. 1952: The minerals of the sulphide ore-deposite of Nagybörzsöny. *Acta Mineralogica-Petrographica* 6, 1–21.

Koch S. 1939: Adatok Rudabánya oxidációs övének ásványaihoz. *Mat(h)ematikai és Természettudományi Értesítő* **58**, 868–879.

KOCH S. 1943: A fejér-megyei Szárhegy ólomérc előfordulásai. *Acta Mineralogica-Petrographica* 1, 1–6.

KOCH S. 1954: Minerals from Gyöngyösoroszi. Acta Mineralogica-Petrographica 7, 1-23.

KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. Akadémiai kiadó, Budapest, 411.

KOCH S., GRASSELLY GY. & DONÁTH É. 1950: Magyarországi vasércelőfordulások ásványai. Acta Mineralogica-Petrographica 4, 1–41.

KOCKAZATOS.HU 2012: Antimon. URL: http://kockazatos.hu/anyag/antimony. Letöltés: 2012. 12. 02.

KUBOVICS I. 1958: A sukorói Meleghegy hidrotermális ércesedése. Földtani Közlöny 88/3, 299-314.

LASIM 2008: World Mining and Metals Yearbook: Antimony. URL: http://www.mineralinfo.org/AS3M/ Documents/Sb.pdf. Letöltés: 2013. 03.23.

LAZNICKA P. 2006: *Giant Metallic Deposits - Future Sources of Industrial Metals*. Springer, Heidelberg.

Міко L. 1964: A velencei-hegységi kutatás újabb földtani eredményei. Földtani Közlöny 94/1, 66-74.

MINDAT.ORG 2012a: Cervantite. URL: http://www.mindat.org/min-936.html.Letöltés: 2012. 12. 15.

MINDAT.ORG 2012b: Freibergit. URL: http://www.mindat.org/min-1605.html. Letöltés: 2012. 12. 14.

MINDAT.ORG 2012c: Pirostilpnite. URL: http://www.mindat.org/min-3325.html. Letöltés: 2012. 12. 16.

MINDAT.ORG 2012d: Pyrargyrite. URL: http://www.mindat.org/min-3313.html. Letöltés: 2012. 12. 16.

MINDAT.ORG 2012e: Senarmontite. URL: http://www.mindat.org/min-3618.html. Letöltés: 2012. 12. 16.

MINDAT.ORG 2012f: Stibiconite. URL: http://www.mindat.org/min-3776.html. Letöltés: 2012. 12. 15.

MINDAT.ORG 2012g: Tetrahedrite. URL: http://www.mindat.org/min-3924.html. Letöltés: 2012. 12. 16.

MINDAT.ORG 2012h: Valentinite. URL: http://www.mindat.org/min-4135.html. Letöltés: 2012. 12. 16.

NAGY B. & BARBÁCSI Á. 1966: A mátraszentimrei hidrotermális ércesedés ásvány paragenetikai vizsgálata. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1964**, 403–421.

NAGY B. & SZENTES GY. 1969: Új antimonit előfordulás a Mátrában. Földtani Közlöny 99/4, 386.

NAGY B. 1980: Adatok a velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásvány parageneziséhez és geokémiájához. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 263–289.

NAGY B. 1984: A nagybörzsönyi ércbányászat és érckutatás története. Földtani Közlöny 114/3, 387-403.

NAGY B. 1985: Arany-, ezüst- és bizmuttelluridok a parádfürdői ércesedés ásványparagenezisében. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1983**, 321–357.

NAGY B. 1986: A gyöngyösoroszi ércesedés ásványtani felépítése. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1984**, 403–423.

NAGY E. 1972: Vizsgálataink a Kőszegi-hegységben. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1970, 197–207.

NÁRAY-SZABÓ I. 1973: Kémia. Budapest, Műszaki Könyvkiadó, 384 p.

NEWTON D.E. 2010: Chemical elements. 2nd edition, Gale, Cengage Learning, 796 p.

PANTÓ G. 1949: A nagybörzsönyi ércelőfordulás. Földtani Közlöny 79, 421–433.

PAPP F. 1933: Ércvizsgálatok hazai előfordulásokon. Földtani Közlöny 63/1-6, 8-11.

PAPP F. 1938: Notes sur les minerais de Recsk. Földtani Közlöny 68/7-9, 208-214.

PAPP G. 1992: Az erdőbényei antimonitról. Földtani Közlöny 122/1, 39-50.

PAPP G. 2002: A Kárpát-övezetben felfedezett ásványok, kőzetek és fosszilis gyanták története. Magyar Természettudományi Múzeum. Budapest, 31, 49–50, 74–78, 100, 104.

PTABLE.COM 2012: Dinamikus Periódusos Rendszer. URL: *http://www.ptable.com*. Letöltés: 2012. 12. 02.

RISK & POLICY ANALYSTS LIMITED 2012: Data Needs for a Full Raw Materials Flow Analysis. Annex D: Fluorspar. URL: *http://www.rpaltd.co.uk*. Letöltés: 2013. 06. 01

RUDNICK R.L. & GAO S 2007: 3.01 Composition of the Continental Crust. *In*: HEINRICH K.T. & KARL K.T. (Eds.): *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, 1–64.

RUNDKVIST D.V. 1986: Kriterii prognoznoj ocenki territorii na tverdie poleznie iszkopaemie. Nyedra, Leningrád, 752 p.

SAMSONI Z. 1966: Néhány magyarországi galenit és szfalerit nyomelem vizsgálata. *Földtani Közlöny* **94/4**, 387–402.

SINGH A.K. 1974: A rózsabányai (Nagybörzsöny) szulfidos ércásványok elektron-mikroszondás vizsgálata. *Földtani Közlöny* **104/3**, 318–324.

SZABÓ J. 1869: *Heves és Külső Szolnok megyék földtani leírása*. Magyar Királyi Egyetemi Könyvnyomda, Budapest, 76–122.

SZABÓ J. 1870: Antimonit opál-érben Erdőbényén. Magyar Földtani Társulat Munkálatai 5, 194–195.

SZAKÁLL S. 1986: Új megfigyelések a magyarországi terméselemek és szulfidok köréből. *Ásványgyűjtő Figyelő* **3/2**, 2–16.

SZAKÁLL S. 1989: Adatok a Mátra ásványainak ismeretéhez I. Folia Historico-naturalia Musei Matraensis 14, 9–31.

SZAKÁLL S. 2007: Ásványrendszertan. Miskolci Egyetemi Kiadó, Miskolc, 336 p.

SZAKÁLL S. 2009: Minerals of Telkibánya. *In:* NÉMETH N. & HARTAI É. (eds.) Telkibánya geology. *Publications of the University of Miskolc A* **78**, 27–45.

SZAKÁLL S. & KOVÁCS Á. 1997: Az esztramos-hegyi vasérctelep ásványai. *Topographia Mineralogica Hungariae* 5, 131–144.

SZAKÁLL S. & MOLNÁR F. 2003: A szabadbattyáni ólomércesedés elsődleges és másodlagos ásványai. *Topographia Mineralogica Hungariae* **8**, 145–175.

SZAKÁLL S., MOLNÁR F., KOVÁCS Á. & DÓDONY I. 1994: A telkibányai érces terület szulfidásványai. *Topographia Mineralogica Hungariae* **2**, 149–181.

SZAKÁLL S., PAPP G., SAJÓ I. & KOVÁCS Á. 2000: Antimony oxide minerals from Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, **41**, 31–62.

SZÁVA J. & BENÖCS K. 1967: Recski mélyszinti ércesedés anyagának ritkafém vizsgálata. *Bányászati Kutató Intézet, Kutatási Részjelentés, Kézirat*, 1–18.

SZTRÓKAY K. I. 1939: A gyöngyösoroszi ércelőfordulás mikroszkópi vizsgálata. Mat(h)ematikai és Természettudományi Értesítő 58, 904–916.

SZTRÓKAY K. I. 1940: A recski ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. Mat(h)ematikai és Természettudományi Értesítő 59, 722–746.

SZUROVY G. 1940: Ásvány-kőzettani megfigyelések a Mátra hegység déli részéről. *Mat(h)ematikai és Természettudományi Értesítő* **59**, 701–721.

TAYLOR S.R. & MCLENNAN S.M. 1985: *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

TAYLOR S.R. & MCLENNAN S.M. 1995: The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241–265.

Токору L. 1950: Újabb adatok Rudabánya ásványainak ismeretéhez. Földtani Közlöny 80, 156–167.

VASS A. 1857: Die im Mátraer Gebirge bestehenden Silber- und Kupferbergbaue und die daselbst seit dem Jahre 1850 gebildeten Grubengewerkschaften. *Berg- und Hüttenmännische Zeitung* 5, 166–167; 174–175; 181–182.

VENDEL M. & KISHÁZI P. 1967: Adatok Velem környékének antimonércesedési kérdéséhez. Bányászati Kutató Intézet. Jelentés. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest,* 29 p.

VINCZE J. & FAZEKAS V. 1979: A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései. *Földtani Közlöny* **109/2**, 161–198.

VIRÁGH K. 1968: Rétegtani szinthez kötött réz- és ólom-cinkérc indikációk a Magyar Népköztársaság Területén (Mecsek – hegység, Balatonfelvidék). Mecseki Ércbányászati Vállalat. Jelentés. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 50 p.

WEBMINERAL.COM 2012a: Antimont tartalmazó ásványok jegyzéke. URL: *www.webmineral.com/chem/ Chem-Sb.shtml*. Letöltés: 2012. 12. 02.

WEBMINERAL.COM 2012b: Cervantite. URL: *http://webmineral.com/data/Cervantite.shtml*. Letöltés: 2012. 12. 15.

WEBMINERAL.COM 2012c: Senarmontite. URL: *http://webmineral.com/data/Senarmontite.shtml*. Letöltés: 2012. 12. 16.

WEBMINERAL.COM 2012d: Stibiconite. URL: *http://webmineral.com/data/Stibiconite.shtml*. Letöltés: 2012. 12. 15.

WEBMINERAL.COM 2012e: Valentinite. URL: *http://webmineral.com/data/Valentinite.shtml*. Letöltés: 2012. 12. 16.

WHITE M.W. 2007: Geochemistry. John-Hopkins University Press, 261-271...

INDIUM

HORVÁTH RÉKA*, ZAJZON NORBERT Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros. *E-mail: horvathreka88@gmail.com

Tompa Richárd, Molnár József

Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros.

Az indium tulajdonságai	42
Az indium geokémiája	43
Az indium ásványai	44
Teleptani dúsulási lehetőségek	45
Az indium bányászata, földtani készletei és világkereskedelmi adatai	45
Alkalmazás, felhasználás	48
Hazai lelőhelyek rövid összefoglalása	49
Mátra hegység	49
Recsk	49
Gyöngyösoroszi	51
Tokaji-hegy	52
Velencei-hegység	52
Nagybörzsöny	52
Budai-hegység	53
Rudabányai-hegység	53
Kutatási ajánlás	53
Irodalomjegyzék	53

Az indium tulajdonságai

Az indiumot Ferdinand Reich fedezte fel 1863-ban, egy polimetallikus telér cinkérceit vizsgálva. A színképen egy addig ismeretlen, indigókék sáv jelent meg, innen származik az elnevezése is. Az indium maga egy fényes ezüstfehér fém (JORGENSON & GEORGE 2005).

Az indium fontosabb fizikai és kémiai tulajdonságait az 1. táblázat mutatja be. Az indium jellegzetes tulajdonsága továbbá, hogy levegőn nem oxidálódik, erősen plasztikus, szerves savakkal, alkáliákkal, forrásban lévő vízzel nem reagáló félfém. Ötvözhető bizmuttal, kadmiummal, ólommal, ónnal és más egyéb anyagokkal (JORGENSON & GEORGE 2005).

Név	Indium
Vegyjel	In
Rendszám	49
Atomtömeg (g/mol)	114,81
Atomsugár	156 pm
Sűrűség (g/cm ³) szobahőmérsékleten	$7,29 \text{ g/cm}^3$
Olvadáspont (°C) norm. légnyomáson	156,6
Forráspont (°C) norm. légnyomáson	2072
Normálpotenciál	- 0.34 V (In ³⁺ / In)
Elektronegativitás	1,78
Kristályrendszere	tetragonális
Megjelenése	szemcsék, tömeges
Hasadása	nincs
Keménysége	3
Szína	szürke, sárgás
Szine	árnyalattal
Fénye	fémes
	greizenesedett és
Genetikája	albitosodott
	gránitban

 táblázat. Az indium főbb fizikai és kémiai tulajdonságai (FEHÉR 2009: 226, 244, 446)

Az indium geokémiája

A földkéregben a 61. leggyakoribb elem, klark értéke 0,24 ppm. Még így is háromszor olyan gyakori, mint az ezüst vagy a higany. Jellegzetesen rejtőzködő elem, általában helyettesítőként jelenik meg, önálló ásványai kevésbé jelentősek. Gyakran jelenik meg a réz, ólom, cink, ón, bizmut, kadmium, és ezüst társaságában. Erősen illó, kalkofil elem, ennek köszönhetően főleg hidrotermás folyamatok során válik ki (JORGENSON & GEORGE 2005).

A vizsgálatok szerint a magmás kőzetek és ásványok indium eloszlását a Fe-tartalom befolyásolja. Vasmentes kőzetalkotó ásványokban nem sikerült indiumot kimutatni, míg magnetitben, biotitban, piroxénben rendszerint nyomnyi mennyiségben kimutatható az indium. Feltételezik, hogy az In³⁺ ion a Fe²⁺ iont helyettesítheti az ásványokban. Az első ércképződési fázisban az In a vastartalmú szilikátokba és volframátokba lép be, oxidatív viszonyok között, míg a késői szulfid fázisban a vastartalmú szilikátokba és karbonátokba épülhet be reduktív körülmények között. A muszkovitba akkor is beépülhet In, ha az nem tartalmaz vasat. A leggyakoribb In-hordozó szulfid a szfalerit, de gyakori még galenitben, kalkopiritben és germanitban is. A vasdús szfaleritek erősen torzult szerkezete a legalkalmasabb az In befogadására. Galenitekben is gyakori az elem megjelenése, de mennyisége kisebb. Elsősorban a magas hőmérsékleten képződött galenitek tartalmazzák az indiumot. Kismértékű In-dúsulás tapasztalható egyes hidroxidos üledékekben, az In-vegyületek ilyen körülmények közt való oldhatatlansága miatt (FöldváRINÉ VOGL 1975).

NAGY (1970) rámutatott, hogy a vulkáni telérek szfaleritjében az In mennyisége a mélységgel növekszik. Ez a tendencia figyelhető meg a szfalerittel együtt előforduló wurtzitok esetében is. Szintén NAGY (1970) a magyarországi szfaleritekben található indium geokémiai viselkedését is tanulmányozta, mely szerint az In a Mn-nal erős pozitív korrelációt mutat. A világirodalomban számos példát találhatunk az In³⁺ és a Fe²⁺ közti korrelációra is, melynek magyarázata a szfalerit torzult rácsszerkezetében keresendő. Ellenben Magyarországon olyan ásványokból is kimutattak In-ot, ahol a Fe-tartalom alacsony volt. Az In-Mn közti szoros korrelációnak a magyarázata a közel azonos ionrádiuszban keresendő: az In ionrádiusza 0,92Å, míg a Mn-nak 0,91Å.

A Fe²⁺, Mn²⁺ és In³⁺ ionok a keletkezési hőmérséklet függvényében helyettesítenek a szfalerit rácsában. A hőmérséklet csökkenésével kevesebb In épül be, míg a hőmérséklet növekedésével több olyan rácshiba keletkezik, amelybe a helyettesítő kationok beépülhetnek, így az indium is. Ezt támasztja alá, hogy az epitermális hőmérsékleten keletkezett szfaleritekben az indium a kimutatási határ alatt van, míg a kata- és főleg a mezotermás körülmények közt képződött társaikban kimutatható az In jelenléte. (NAGY 1970).

Az indium ásványai

Általában helyettesítőként jelenik meg a természetben, de FEHÉR (2009: 226, 244, 446) szerint ásványai is ismertek, bár meglehetősen ritkák. Ezek (betűrendben): abramovit, kadmoindit, damiaoit, dzhalindit, indit, laforétit, petrukit, roquesit, sakuraiit, "szkorodit-yanomamit sorozat", yanomamit és yixunit (MINDAT.ORG 2013).

A természetben gyakrabban előforduló ásványait és az ásványok fontosabb tulajdonságait a 2. táblázat mutatja be.

Ásvány neve	Indit	Kadmoindit	Roquesit
Képlete	FeIn ₂ S ₄	CdIn ₂ S ₄	CuInS ₂
Kristályrendszere	köbös	köbös	tetragonális
Megielenése	szemcsék,	oktaéderes	szulfidokban zárványként
wiegjeienese	tömeges	oktacucies	szumdokoan zarvanykent
Hasadása	nincs	?	nincs
Keménysége	4,5	?	4
Sűrűsége (g/cm ³)	4,588	4,864	4,78
Színo	vasfakata	fekete,	reflexiós színe szürke,
Szine	vasiekete	sötétbarna	csekély kékes árnyalattal
Karca	fekete	barna	?
Fénye	fémes	fémes	fémes
		fumaralák	hidrotermás telepekben,
Genetikája	hidrotermás		szkarnokban, tömeges
		Kivalasaluali	kalkopirit-ércekben
			arzenopirit, bizmut, bornit,
			emplektit, ferberit.
	leggazitanit		Kalkopirit, kassziterit,
Paragenezis	dzhalindit	nincs adat	kovellin, kubanit, löllingit,
	uznannun		magnetit, pirit, stannoidit,
			szfalerit, tetraedrit,
			wittichenit

2. táblázat. Az indium főbb ásványainak jellemző tulajdonságai (HANDBOOKOFMINERALOGY.ORG 2013)

Teleptani dúsulási lehetőségek

Az indium az alábbi teleptípusokban jelenhet meg (JORGENSON & GEORGE 2005):

- Teléres, érhálózatos ón- és volfrámérc-telepek, porfiros ón-telepek: pl. Mount Pleasant, New Brunswick, Kanada, itt található a világ indium tartalékának 25%-a.

- VMS-telepek (vulkáni masszív szulfidércek)

SHMS-telepek (üledékes exhalációs masszív szulfid- vagy "sedex" telepek): ilyen és
 VMS-telepek találhatóak Kidd Creekben, Portugáliában (Neves-Corvo), Kanadában (New
 Brunswick), Japánban (Kuroko). Az SHMS-telepek legismertebb európai előfordulása a né metországi Rammelsberg.

 Polimetallikus teléres érctelepek: többnyire vetőrendszerekben és teléres breccsa zónákban jelenik meg ez az érctípus. Ebben az ércesedési típusban viszonylag magas koncentrációt érhet el az indium, ez a típus a világ legfontosabb In-tartalmú telepei közé tartozik. A Bolíviai Kordillerákban és Japánban számos ilyen teleptípus található.

- Epitermás ércesedések

- Porfíros rézérctelepek

- Szkarntelepek

- DILL (2010) szerint az In greizenesedett érctestekben elemi állapotban is megjelenhet.

Az indium bányászata, földtani készletei és világkereskedelmi adatai

Az indiumot ipari körülmények között szulfidos ércekből, elsősorban cinkércből állítják elő pirometallurgiai úton. A kohósalakból és a füstgázból leválasztott porokból gyenge kén- vagy sósavval kioldják, és a megfelelően beállított pH érték lehetővé teszi a fémek szelektív kiválasztását az oldatból. A primer indium termelés mellett az utóbbi évtizedekben a jelentős áremelkedések miatt azonban igen nagy szerepet kapott az újrahasznosítás, amely ma már az indium igény nagyobbik részét biztosítja (GOONAN 2012).

CALLAGHAN & CARLIN (2007), CARLIN (2005, 2006, 2007), GEORGE (2004, 2005), JOR-GENSON (2003a, 2003b, 2004) és TOLCIN (2008a, b, 2009a-c, 2010, 2011a, b, 2012a, b, 2013a, b) szerint a legjelentősebb finomított indium termelő országok Brazília, Dél-Korea, Egyesült Királyság, Franciaország, Japán, Kanada, Kazahsztán, Kína, Németország, Olaszország, Oroszország, Peru és Ukrajna. Ezek mellett Ausztrália, Bolívia és az USA is jelentős készlettel rendelkezik, bár bányáiból jelenleg nem termel indiumot. A bányászati termelés értékek az 3. táblázatban és az 1. ábrán olvashatók.

Horváth Réka et al.

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	20087	2009 ⁸	2010 ⁹	201110	201211
Belgium	40	40	40 (30 ⁴)	30	30	30	30	30	30	30	30
Brazília	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a. (5 ⁸)	10 (5 ⁹)	5	5	5
Dél-Korea	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a. (50 ⁶)	85 (50 ⁷)	50 (75 ⁸)	85 (70 ⁹)	80 (70 ¹⁰)	100 (70 ¹¹)	70
Franciaország	65	10 (65 ³)	10	10	10	10	0	n a.	n.a.	n a.	n a.
Japán	60	55 (70 ³)	70	70	55	50 (60 ⁷)	60 (65 ⁸)	60 (67 ⁹)	70	70	70
Kanada	45	50	50	50	50	50	50 (45 ⁸)	50 (40 ⁹)	35 (67 ¹⁰)	65 (75 ¹¹)	70
Kína	85	100	110 (200 ⁴)	250 (300 ⁵)	300 (350 ⁶)	250 (320 ⁷)	330 (310 ⁸)	330 (280 ⁹)	300 (340 ¹⁰)	340 (380 ¹¹)	390
Németország	n.a.	n.a. (10 ³)	10	9 (10 ⁵)	0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Oroszország	15	15	15	15	$15(16^6)$	17 (12 ⁷)	12	12 (4 ⁹)	4 (n.a. ¹⁰)	n.a. (5^{11})	5
Peru	5	5	5	5 (6 ⁵)	6	6	6	20 (25 ⁹)	25	n.a.	n.a.
Más országok	20	20 (15 ³)	15	$15 (10^5)$	$10 (15^6)$	15 (25 ⁷)	30 (25 ⁸)	30 (25 ⁹)	25 (27 ¹⁰)	30 (27 ¹¹)	30
Összesen (kerekítve)	335	295 (370 ³)	325 (405 ⁴)	455 (500 ⁵)	480 (580 ⁶)	510 (563 ⁷)	568 (570 ⁸)	600 (546 ⁹)	574 (609 ¹⁰)	640 (662 ¹¹)	670

3. táblázat. A világ indium bányászata a 2002 és 2013 közötti időszakban (indiumtartalom t-ban kifejezve)

¹Jorgenson (2003a), ²Jorgenson (2004), ³George (2005), ⁴Carlin (2006), ⁵Carlin (2007), ⁶Tolcin (2008a), ⁷Tolcin (2009a), ⁸Tolcin (2010), ⁹Tolcin (2011a), ¹⁰Tolcin (2012a), ¹¹Tolcin (2013a), n.a.: nines adat

A világ finomított indium termelése az utóbbi három évtizedben megsokszorozódott: 1977-ben 40,4 t, 1990-ben 118 t, 2000-ben 335 t, 2011-ben 662 t, az átlagos egységár ugyanezen években 314000 US\$/t, 230000 US\$/t, 178000 US\$/t és 720000 US\$/t volt (DIFRAN-CESCO et al. 2012).

A világ becsült indiumkészlete jelenlegi ismereteink szerint valamivel több, mint 10 ezer tonna. A kis tömeg miatt előfordulhat, hogy egy-egy jelentősebb lelőhely felfedezésével vagy a gazdasági viszonyok változásával ez a tömeg jelentősen nő vagy csökken. Erről tanúskodik az országonkénti ásványvagyonok (1. ábra) időbeli alakulása is, mely a 4. táblázatban olvasható.





Horváth Réka et al.

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶
Japán	100	100	100	100	100	0
Kanada	700	700	700	1000	1000	150
Kína	280	280	280	280	280	8000
Oroszország	200	200	200	200	200	80
Peru	100	100	100	100	100	360
USA	300	300	300	300	300	280
Más országok	800	800	800	800	800	1800
Összesen (kerekítve)	2500	2500	2500	2800	2800	11000

4. táblázat. A világ indiumkészletei országonként a 2002–2007 közötti időszakban (indiumtartalom t-ban kifejezve). A 2008–2012 közötti időszakra TOLCIN (2009a, 2010, 2011a, 2012a. 2013a) nem közöl adatokat.
¹JORGENSON (2003a), ²JORGENSON (2004), ³GEORGE (2005), ⁴CARLIN (2006), ⁵CARLIN (2007), ⁶TOLCIN (2008a).

Alkalmazás, felhasználás

Az indium alacsony olvadáspontú, közepes sűrűségű, viszonylag lágy fém. Felhasználhatóságát elsősorban e tulajdonságai határozzák meg. Az üveget és számos műanyagot nedvesít. Vékony rétegben átlátszó, de az infravörös sugarakat visszaveri. Jó elektromos vezető. Egyes gyenge szervetlen savakban oldódik, de lúgokkal nem reagál és forrásban levő víz sem károsítja.

Az indium kiválóan alkalmas ötvözetek készítésére. Indium-bizmut-kadmium-ólomón ötvözetekből alacsony olvadáspontú alkatrészeket (tűzbiztonsági ajtók zára, biztosítékok, turbina alkatrészek, öntöző berendezések szórófejei) készítenek. Az indium-ezüstkadmium (5%–15%–80%) ötvözeteket atomreaktorokban alkalmazzák. A nagy tisztaságú indiumból készült huzalok és szalagok alacsony hőfokon használt tömítőanyagok. Korrózióálló és hidegtűrő tükrök bevonataként is használják. Az indium-ón-oxidból (ITO) elektromosan vezető átlátszó vékony bevonatokat (pl. folyadékkristályos kijelzőket, érintőképernyőket, hővisszaverő üvegeket, stb.) készítenek. Nagy tisztaságú (99,9999%) vegyületeiből napelemeket és elektrooptikai elemeket gyártanak (JORGENSON & GEORGE 2004, MATOS et al 2005).

Hazai lelőhelyek rövid összefoglalása

A magyarországi indium-indikációk földrajzi elhelyezkedését a 2. ábra szemlélteti.



2. ábra. Az indium magyarországi előfordulásai
 1. reménybeli indikációk, 2. egyéb indikációk és nyomok

Mátra hegység

Recsk

SAMSONI (1966) a Mátra hegységi paleogén és miocén galenitminták nyomelem-vizsgálata során 330 g/t indiumot mutatott ki. Ez az érték lényegesen magasabb, mint a velenceihegységi galenit mintákból mért (nyomnyi) koncentrációértékek. Ugyanilyen méréseket végzett szfaleriten is, 3–80 g/t közti koncentráció értékeket mutatott ki. A magyarországi szfaleritek indium-tartalma mérései szerint itt (a parádsasvári, nagylápafői mintákon) a legmagasabbak.

FÉLEGYHÁZI (1968) vizsgálatai során nem vette figyelembe a kiugró eredményeket, ugyanis ezeket véletlenszerű dúsulásoknak tekinti. Szerinte az indium a Mátra hegység területén, a paleogén és miocén képződményekben igen gyakori nyomelem: 35 szfalerit mintából csupán 1-ből nem sikerült kimutatni. A galenitből jóval ritkábban lehetett In-ot kimutatni. A galenitből, kalkopiritből és piritből közel ugyanolyan koncentrációjú indiumot mutatott ki, mint a szfaleritekből. NAGY (1969, 1970) 100–250 g/t indiumot mutatott ki a kelet-mátrai paleogén hidrotermás recski szfaleritekből, 40 g/t értékeket pedig a galenitből. A területről öt mintát vizsgált meg, melyek közül három a Parádfürdő környéki tárókból (az Etelka és Hegyeshegyi táróból, valamint az Orczy-táró hányójából), egy a Recsk VIII. tömzsből, egy pedig a Jószomszéd-táró hányóból származik. NAGY (1969, 1970) megállapítása szerint a Mátra hegységi ércásványokban található indium műrevaló mennyiségben van jelen. Legnagyobb dúsulása a szfaleritben, wurtzitban és a fakóércekben tapasztalható. Ezen kívül több más ércásványban is kimutatható a jelenléte, így a galenitben, piritben, kalkopiritben és antimonitban.

CSILLAG (1973), a szubvulkáni andezitben az indium 10-szeres dúsulását mutatta ki (2,2 g/t). Az elem koncentrációja a triász üledékek kontaktushoz közeli részén a hazai átlagokhoz képest jóval magasabb. A kiugróan magas értékek a szkarnos, gyengén szfalerites-epidotos, piroxénes-amfibolos mintákhoz kapcsolódnak. Ez utóbbi fáciesben az indium koncentrációja 4–8 g/t. A szkarnos ércekben 20–75 g/t maximum értékeket találhatunk, és az átlag is 30–40-szeres dúsulást mutat. Elsősorban a szfalerit koncentrálja 0,01–0,1%-os mennyiségben. Az alacsony hőmérsékleten képződött szfalerites-galenites telepekben tapasztalható az indium legnagyobb dúsulása, itt 880-szoros (211,2 ppm) koncentrációja is előfordul. A kalkopirit (9 g/t), galenit (6-9 g/t) és pirit (2 g/t) indiumtartalma elenyésző, a rézkoncentrátumokban mégis némi dúsulása tapasztalható.

CSILLAG (1974) a recski ásványpreparátumok ritkafém vizsgálata során 23 kalkopirit mintából 10-ben 1 g/t In-ot mutatott ki. 12 darab szfalerit preparátumban átlagosan 90 g/t Inot mértek, minimális koncentrációja 62 g/t, maximális értéke pedig 250 g/t. 8 galenit mintán 19 g/t átlagos indium-koncentrációt mértek, a legmagasabb In-koncentráció 40 g/t, a legalacsonyabb pedig 2 g/t volt.

CSILLAG (1975) a magmás hatásra átalakult képződmények (asszimilációs breccsa, márvány, gránátos-piroxénes endo- és exoszkarn, amfibolos endoszkarn, piroxénes-amfibolos exoszkarn epidotos endo- és exoszkarn, flogopitos endoszkarn, propilites szubvulkáni biotitamfibolandezit, szerpentines-anhidrites aposzkarn, szericites másodlagos kvarcit) ritkafém adatait vizsgálta. Ezen képződmények átlagos indiumtartalma 1–6 g/t közt változik, a legmagasabb mért érték 20 g/t, melyet az epidotos exoszkarból mutattak ki. A szkarnosodott környezetben kivált ércásványok In-tartalma magasabb, mint a hidrotermásan átalakult környezetben kivált ásványoké.

BAKSA (1975) a recski mélyszinti szubvulkáni andezittestet és teléreit vizsgálta. A szubvulkáni andezit átlagos In-tartalma 2,2 g/t, minimuma 1 g/t, maximuma 9 g/t, a szubvul-

káni andezitteléré átlagosan 2,5 g/t, minimuma 1 g/t, maximuma 10 g/t, a propilites típusú szubvulkáni andezité átlagosan 3 g/t, minimuma 1 g/t, maximuma 8 g/t, az asszimilációs breccsában pedig átlagosan 3,5 g/t In volt kimutatható, minimuma 1 g/t, maximuma 10 g/t. Az ép, andezites és dioritos típusban az In a földkéreg átlagához képest jelentős dúsulást mutat, sőt a savanyú és bázisos kőzetek világátlagánál is nagyobb dúsulást mutat.

Csongrádi (1975) a recski mélyszinti ércelőfordulás fő érctípusainak (porfiros rézérc, kalkopirit, pirites szkarnérc, kalkopirit-magnetit-pirrhotinos szkarnérc, szfalerit-piritkalkopirit szkarnérc, pirites-szfalerites hidrotermás metaszomatikus érc, szfalerit-galenites hidrotermás metaszomatikus érc, illetve hidrotermás teléres breccsás érc) nyomelemtartalmát vizsgálta. Átlagosan 5–14 g/t In-ot mutattak ki, maximális értékei 15–88 g/t közt változnak. A legmagasabb koncentrációértéket a szfalerit-galenites hidrotermás metaszomatikus ércben mérték.

CSEH NÉMETH (1984) a szkarnos köpenyzóna kőzeteiben vizsgálta a járulékos elemek eloszlását. Ezen vizsgálatok kimutatták, hogy az indium a földi klark-értékhez képest legalább 10-szeres dúsulást mutat.

Gyöngyösoroszi

SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) szerint a gyöngyösoroszi, miocén vulkanitokból származó szfaleritek In-vizsgálatra érdemesek.

Bányászatilag feltárt szintek (m, tszf.)	Szent Imre telér	Bánya- bérci telér	Béla telér	Károly telér	Aranybánya- bérci telér	Kiskút telér	Malom- bérci telér	Arany Péter telér
656	10							
608	10							
598	10	10						
558	10							
515	40							
422		10	60					
416				10				
400				10		25	40	
350				25 (25)			100 (100)	
300				(60)	100			
250				60 (160)				40
200								

5. táblázat. A gyöngyösoroszi szfaleritek indiumtartalmának változása a mélység függvényében. Zárójelben a wurtzitra vonatkozó adatok találhatók. (NAGY 1970)

NAGY (1969, 1970) a gyöngyösoroszi szfaleritekből 16–100 g/t indiumot mutatott ki. A legkisebb értékeket a Mátraszentimre 2. sz. fúrás szfaleritjeiben, a legmagasabb értékeket a Károly, az Aranybányabérci és a Malombérci telérek szfaleritjében mérték, átlagosan tehát >60 g/t indiumot mutattak ki. Vizsgálataik azt is kimutatták, hogy a nagyobb mélységből (250–350 tszf. m) származó minták több indiumot tartalmaznak (5. táblázat). Ebben a mélységben a ZnS sokszor wurtzit alakban van jelen, aminek az In beépülésére alkalmasabb a rácsszerkezete. A wurtzitban 100–160 g/t koncentrációértékeket mért (NAGY, 1969). A pirit, kalkopirit és antimonit ásványokból 6–40 g/t indiumot mutatott ki (NAGY, 1969).

Tokaji-hegy

A telkibányai, szintén miocén vulkanizmushoz kötődő szfaleritekben 40–160 g/t, a sárospataki társaikból pedig 40 g/t indiumot mutatott ki NAGY (1970). A telkibányai ércesedési terület szfaleritjei átlagosan >60g/t indiumot tartalmaznak.

Velencei-hegység

SAMSONI (1966) a velencei-hegységi és szabadbattyáni, paleogén andezitvulkanizmushoz kötődő galenitminták nyomelemtartalmát vizsgálva nyomnyi vagy ennél magasabb koncentrációjú indiumot mutatott ki. (A magyarországi galenitek 16%-ából volt legalább nyomnyi In kimutatható.)

A pátkai szfaleritekben az indium mennyisége kimutatási határ (<10 g/t) alatt van (NAGY 1970). NAGY (1980) újravizsgálta a Szűzvári és Pákozdi fluoritbánya, a Pátkai ércbánya galenit és szfalerit ásványainak In-tartalmát és <10 g/t koncentrációértékeket mért. Ennél magasabb értékeket (100–160 g/t) talált a Felső-Retezi kőfejtő szfaleritjeiben, illetve a Retezi lejtakna molibdentijéből (25 g/t).

Nagybörzsöny

A nagybörzsönyi altáróban és altáró meddőhányójában gyűjtött, miocén magmatizmushoz kötődő szfaleritekből 16–250 g/t indiumot mutatott ki NAGY (1970, 1971). A nagybörzsönyi altáróból származó két minta 160, illetve 250 g/t indiumot tartalmazott. (NAGY 1970). A kisebb koncentrációértékeket (<60 g/t) mutató további 6 db minta az altáró hányójából származik.

A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés ritkafém dúsulását nem tekintik műrevalónak, az országos prognózis szempontjából viszont különösen nagy jelentősége lehet (NAGY 1971).

Budai-hegység

NAGY (1979) a Budai-hegységben található triász korú porló dolomitok vizsgálata során az Apáthy-szikla limonitjából <25 g/t, a nagytárkányi A-III. számú fúrás piritjéből 40 g/t, a Nagy-Hárshegyi kaolinitből <25 g/t indiumot mutatott ki.

Rudabányai-hegység

A rudabányai ércmező területén található, alsó-triász kőzetekben megfigyelhető, de nyilvánvalóan később keletkezett, vitatott korú szfaleritekben az In kimutatási határ alatt van (NAGY 1970).

Kutatási ajánlás

Eddigi ismereteink alapján úgy tűnik, hogy indium szempontjából a mátrai ércesedési terület a legperspektivikusabb. Érdemes lenne a régi vizsgálatokat a modern technológia nyújtotta eszközöket kihasználva megismételni, hisz ezek megbízhatósága, reprodukálhatósága jobb.

Irodalomjegyzék

BAKSA Cs. 1975: A recski mélyszinti szubvulkáni andezittest telérei. Földtani Közlöny 105, 612–624.

CALLAGHAN R.M. & CARLIN J.F.JR. 2007: 2005 Minerals Yearbook, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey L/Metals and Minerals, 6 p.

CARLIN J.F.JR. 2005: 2004 Minerals Yearbook, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey L/Metals and Minerals, 4 p.

CARLIN J.F.JR. 2006: Mineral Commodity Summaries, Indium.82-83.

CARLIN J.F.JR. 2007: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 78–79.

CSEH NÉMETH J. 1984: Kontakt-metaszomatikus szkarnos réz- és polimetallikus érclelőhelyek (Recsk Magyarország). *Kézirat. Miskolci Egyetem, Miskolc.*

CSILLAG J. 1973: Recski szkarnos kőzetek geokémiai vizsgálata. *Doktori Értekezés. Országos Földtani* és Geofizikai Adattár, Budapest 121 p.

CSILLAG J. 1974: A külső anyagvizsgálók recski ásvány-kőzettani eredményei. Kézirat. Miskolci Egyetem, Miskolc.

CSILLAG J. 1975: A recski terület magmás hatásra átalakult képződményei. Földtani Közlöny 105, 646–671.

CSONGRÁDI J. 1975: A recski mélyszinti színesfémércesedés jellemzése ércmikroszkópi vizsgálatok alapján. *Földtani Közlöny* **105**, 672–691.

DIFRANCESCO C.A., GEORGE M.W., CARLIN J.F.JR. & TOLCIN A.C. 2012: Indium Statistics. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 4 p.

DILL H.G. 2010: The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews* **100**, 1–420.

FEHÉR B. (ed.) 2009: Ásványkalauz. Miskolc, 624 p.

FÉLEGYHÁZI Zs. 1968: Összefoglaló jelentés a MÜ kezelésében lévő Mátrai- és Velencei – hegység ércelőfordulások nyomelemeiről. Országos Érc és Ásványbányák Kutató és Termelő Művei Földtani osztály, Budapesti csoport. Jelentés. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 97 p.

Földváriné Vogl M. 1975: A területi geokémiai kutatás elméleti és gyakorlati módszerei. Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 240 p.

GEORGE M.W. 2004: 2003 Minerals Yearbook, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey L/Metals and Minerals, 6 p.

GEORGE M.W. 2005: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 80–81.

GOONAN T.G. 2012: Materials Flow in the United States in 2008 and 2009. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey/Circular 1388, 20 p.

HANDBOOKOFMINERALOGY.ORG 2013: URL: *http://www.handbookofmineralogy.org/search.html* Letöltés: 2013.05.21.

JORGENSON J.D. 2003a: 2002 Minerals Yearbook, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey L/Metals and Minerals, 5 p.

JORGENSON J.D. 2003b: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 82–83.

JORGENSON J.D. 2004: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 80–81.

JORGENSON J.D. & GEORGE M.W. 2005: Mineral Commodity Profile, Indium, Open-File Report 2004-1300. U.S. Geological Survey, 20 p.

MATOS G.R., JORGENSON J.D. & GEORGE M.W. 2005: Indium End-Use Statistics. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 3 p.

MINDAT.ORG 2013: URL: http://www.mindat.org/chemsearch.php?inc=In%2C&exc=&sub=Search+for +Minerals Letöltés: 2013.05.21.

NAGY B. 1970: A magyarországi hidrotermális szfaleritek indiumtartalmának geokémiai vizsgálata. *Földtani Közlöny* **100**, 285–292.

NAGY B. 1971: Jelentés a mátra hegységi hidrotermális ércesedési területek ércásványainak áttekintő geokémiai vizsgálatáról. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1969**, 393–416.

NAGY B. 1971: Jelentés a nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés geokémiai vizsgálatáról. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1969**, 245–269.

NAGY B. 1979: A budai-hegységi porlott dolomitok vizsgálata. Földtani Közlöny 109/1, 46-74.

NAGY B. 1980: Adatok a velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásványparageneziséhez és geokémiájához. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 263–275.

SAMSONI Z. 1966: Néhány magyarországi galenit és szfalerit nyomelem vizsgálata. *Földtani Közlöny* **96**, 387–402.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 680 p.

TOLCIN A.C. 2008: 2006 Minerals Yearbook, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey L/Metals and Minerals, 6 p.

TOLCIN A.C. 2008: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 80–81.

TOLCIN A.C. 2009: 2007 Minerals Yearbook, Indium [Advance Release]. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey I./Metals and Minerals, 9 p.

TOLCIN A.C. 2009: 2008 Minerals Yearbook, Indium [Advance Release]. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey I./Metals and Minerals, 9 p.

TOLCIN A.C. 2009: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 76–77.

TOLCIN A.C. 2010: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 74–75.

TOLCIN A.C. 2011: 2009 Minerals Yearbook, Indium [Advance Release]. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey I./Metals and Minerals, 6 p.

TOLCIN A.C. 2011: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 74–75.

TOLCIN A.C. 2012: 2010 Minerals Yearbook Indium [Advance Release]. U.S. Geological Survey, 6.

TOLCIN A.C. 2012: 2010 Minerals Yearbook, Indium [Advance Release]. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey I./Metals and Minerals, 6 p.

TOLCIN A.C. 2012: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 74–75.

TOLCIN A.C. 2013: 2011 Minerals Yearbook Indium [Advance Release]. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey L/Metals and Minerals, 6 p.

TOLCIN A.C. 2013: Mineral Commodity Summaries, Indium. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 74–75.

KOBALT

KRISTÁLY FERENC*

Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros. *E-mail: askkf@uni-miskolc.hu

Tompa Richárd, Molnár József

Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros.

Az elem tulajdonságai	58
Az elem geokémiája	59
Megjelenési formái a természetben, ásványai	62
Teleptani dúsulási lehetőségek	62
Bányászati, kereskedelmi adatok	69
Alkalmazási területei, felhasználása	74
Magyarországi bányászat, lelőhelyek, indikációk	76
Felsőcsatár	76
Bakony	78
Balaton-felvidék	78
Velencei-hegység	78
Budai-hegység	78
Börzsöny (Nagyirtás-puszta)	79
Mátra	79
Bükk	79
Perkupa	80
Mecsek	80
Villányi-hegység	80
Összefoglalás, kutatási ajánlás	81
Irodalomjegyzék	81

Az elem tulajdonságai

A kobaltot GEORG BRANDT fedezte fel 1735-ben, Svédországban. Vegyjele Co, nevének eredete a német "kobald" kifejezésből származik, melynek jelentése "kobold" vagy rossz szellem. A bányászok hiedelemvilágában a koboldok az értékes fémeket ezzel a fémmel helyettesítették, mely olvasztáskor mérgező gőzt árasztott.

Fémes formában szilárd, rideg, ezüstszürke színű, ferromágneses átmeneti fém (tulajdonságait az 1. táblázatban foglaltuk össze). Atomtömege 58,93 g/mol, rendszáma 27, a természetben nem ismertek izotópjai. Egyetlen mesterséges izotópja (⁶⁰Co) γ-sugárzás keltésére előállított anyag (fokozottan ionizáló sugárzását orvosi és élelmiszeripari fertőtlenítéshez alkalmazzák). Olvadáspontja 1495 °C, forráspontja 2927 °C sűrűsége 8,9 g/cm³. Szobahőmérsékleten, vízben nem oldódik csak oldható sói révén, mérgező elem. Átlagos (testsúlytól függő) halálos dózisa 150 és 500 mg/kg közötti érték egyszerre bevitt mennyiség esetén.

Név	Kobalt
Vegyjel	Co
Rendszám	27
Atomtömeg (g/mol)	58,93
Atomsugár, elméleti (pm)	152
Sűrűség (g/cm ³) (szobahőmérsékleten)	8,9
Olvadáspont (°C) (normál légnyomáson)	1495
Forráspont (°C) (normál légnyomáson)	2927
Normálpotenciál (V) (25 °C)	-0,278
Elektronegativitás (Pauling)	1,88

1. táblázat: A kobalt alapvető fizikai-kémiai tulajdonságai

Atomsugarát tekintve az elméleti érték 152 pm, míg a tapasztalati érték 132 pm. Kovalens rádiusza 126 (low spin) és 150 pm (high spin). Kovalens egyes kötésben a kötéstávolsága 111 pm (4-es koordinációra), 103 pm kettes kötésre és 96 pm hármas kötésre. Ionos formában, tetraéderes koordinációban ionsugara 72 pm a Co²⁺ formában és 54 pm a Co⁴⁺ formára. Oktaéderes koordinációban 79 pm a Co²⁺ és 68,5 a Co³⁺, míg a Co⁴⁺ 67 pm ionrádiuszt mutat. Nyolcas koordinációban a Co²⁺ jelenik meg, ennek ionrádiusza 104 pm.

Az elem geokémiája

Geokémiai jellegét tekintve nulla vegyértéknél sziderofil, +2 vegyértékkel szulfo-arzenofil félfémes kötéssel míg +3 vegyértékkel oxifil jelleget mutat (SZADECZKY-KARDOSS 1955). Nincs gyakori kőzetalkotó (szilikát) ásványa. GOLDSCHMIDT (1954) felismerte, hogy a kőzetalkotókban az ionrádiusz méretének megfelelően főként a Fe²⁺ és Mg által betöltött kation helyeken helyettesít. A Still-water összletben (Montana) CARR & TUREKIAN (1961) szerint az ortopiroxének átlagosan 70 és 100 ppm közötti Co-tartalmat mutatnak, míg ezek az értékek a klinopiroxénekre 40 és 80 ppm, a plagioklászokra pedig 1 és 3 ppm közöttiek.

A kobaltnak egy stabil izotópját ismerjük, a ⁵⁹Co a természetben 100%-ban fordul elő. Számos radiogén izotópja van, ezek az ⁵⁵Co-tól a ⁷⁵Co-ig terjednek. A ⁵⁹Co alatti izotópok elektron-befogással bomlanak és Fe-izotópokat eredményeznek, míg a ⁵⁹Co fölöttiek β-bomlással Ni-izotópokat eredményeznek. Legnagyobb felezési ideje a ⁶⁰Co-nak van, 5,271 év, ezt követi a ⁵⁷Co 271,79 nap értékkel, a ⁵⁶Co 77,27 nap értékkel majd a ⁵⁸Co 70,86 nap értékkel. A többi izotóp felezési ideje rövidebb, mint 18 óra, legtöbbször rövidebb, mint 1 másodperc (WEBELEMENTS.COM 2013).

A kobalt különböző kőzetekben és ásványokban való eloszlását nagy részletességgel elsőként CARR & TUREKIAN (1961) vizsgálta. Nagy mintaszámú elemzéseik alapján a kéregbeli dúsulás főleg a bazaltokra (átlagosan 48 ppm), metamorf palákra (átlagosan 40 ppm) és agyagpalákra (átlagosan 19 ppm) jellemző, kisebb mértékben gránitos kőzetekre (1 és 7 ppm között). A bazaltos kőzetekben elsősorban a Fe-Mg fázisokban dúsul, a gránitos környezetben a Mg-hoz hasonló, míg metamorf környezetben a Mg-mal azonos geokémiai viselkedést mutat.

Üledékes kőzetekben az agyagos képződményekben dúsul, a Fe és Mn viselkedéséhez hasonló jelleget mutat. Az ultrabázisos magmás képződményekben a Co/Fe+Mg (atomszámban) arányra lineáris összefüggést találtak, melyből arra következtettek, hogy a helyettesítés mértékét közvetlenül az elérhető Fe és Mg kationpozíciók száma határozza meg. Általában a Fe-tartalom növekedésével a Co-tartalom is nő, a tipikusan bazaltos magmák esetében. A gránitos kőzetek esetében a Co/Fe+Mg-arány már nem lineáris, viszont a Mg- és Co-tartalom változása mutat lineáris összefüggést, így itt is a mafikus elegyrészekhez való affinitást mutatja.

A 2 táblázatban különböző típusú kőzetek szakirodalomban található Co-tartalmát foglaltuk össze.

Kőzettípus (hely)	Co ppm	Forrás
ultrabázisos	50, 200	Du Rietz (1955)
(Svédország)	50-200	Lundegardh (1945)
pikrit (Hawai és Skaegaard)	70-100	Wager & Mitchell (1951)
"óceánit"	150-200	Nockolds & Allen (1954, 1956)
szerpentinit	10-70	Faust et al. (1956)
<u>t</u>		Nockolds & Allen (1953, 1954, 1956)
aza	30-80	Wager & Mitchell (1943, 1951)
Ą		Nockolds & Mitchell (1948)
it		Nockolds & Allen (1953, 1954, 1956)
dez	~35	Wager & Mitchell (1943, 1951)
an		Nockolds & Mitchell (1948)
, t		Nockolds & Allen (1953, 1954, 1956)
olit ráni	<15	Wager & Mitchell (1943, 1951)
ο <u>σ</u> Π΄		Nockolds & Mitchell (1948)
granodiorit	~6	Nockolds (1954)
kimberlit	30-80	Young et al. (1954)
mélytengeri agyagos vörös üledék (Atlanti- óceán)	19-25	Hutchinson et al. (1955)
mélytengeri agyagos üledék (Atlanti-óceán)	~21	Smales et al. (1957)
mélytengeri agyagos üledék (Csendes-óceán)	~194	Hutchinson et al. (1955)
mélytengeri agyagos üledék (Csendes-óceán)	~91	Smales et al. (1957)
mélytengeri agyagos üledék (Csendes-óceán)	~160	Goldberg & Arrhenius (1958)
	12-7100	Smales et al. (1957)
mélytengeri Mn-gumók	átlag 2500	Goldberg (1954)

2. táblázat: Egyes kőzettípusok Co-tartalma a XX. század közepén rendelkezésre álló adatok alapján

Geokémiai viselkedése a magmában és metamorf rendszerekben főleg a Ni viselkedéséhez hasonló. A troilit-fázisban és magmás szilikátos rendszerekben a Fe-hoz képest a Co mennyisége lecsökken, mivel az ott jellemző redoxipotenciálon a Ni-hez hasonlóan fémes, terméselemkénti kristályosodásra hajlamos. A magmás előkristályosodás során, a redoxipotenciál növekedésével kovalens szulfidfázis képzésére válik hajlamossá, így az ott jellemző szilikátokban kis mértékben helyettesíti a Fe-t. A Co szulfidos fázisban alacsonyabb pH-nál csapódik ki, mint a Fe-szulfidok, hidroxidos formában viszont a semleges-bázisos pH jellemző a kristályosodás kezdetére (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955).

Magmás fázisokban a korai szilikátokba és Fe-Ti oxidokba épül be, helyettesítvén a vasat és kisebb mértékben a Mg-ot. Ugyanakkor S és As jelenlétében kalkofil jelleget mutat, így az elő- és főkristályosodás során ki nem vált Co főleg szulfid és arzenid formában jelenik meg. A folyómagmás szegregáció során főleg a szulfidos magmás és hidrotermás rendszerek között oszlik meg. A hidrotermás ércesedésekben gyakran Ni, Ag és U kíséri.

Az érctelepek mállásakor, oxidációs zónában és vaskobakban, a Co szulfát, arzenát, karbonát és hidroxil ásványokat képez. A lepusztulás-üledékképzés szakaszában a Co a Mn viselkedéséhez hasonlóan kolloid állapotban csapódik ki, majd 3+ vegyértékkel Mn-oxidokhoz (pl. aszbolán) kötődve válik ki lateritekben, bauxitokban, vasércekben. Redukáló környezetben azonban ionrádiusza a Fe²⁺-éhez hasonló értéket mutat, így ferro-ásványokban is felhalmozódhat, pl. mélytengeri szideritben (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955).

Geokémiai környezetét tekintve az ultrabázisos magmás kőzetektől a neutrális, átmeneti fémek ásványaiban (főleg oxidjaiban) gazdag kőzetek a jellemzők.

Vegyületeiben halogenideket (fluoridok, kloridok, bromidok, jodidok), oxidokat, szulfidokat, szelenidet és telluridot képez a szervetlen részen, míg szerves oldalról karbonilokat és foszfát, halogenid, nitrát vagy szulfát komplexeket alkot. Gyakran beépül Fe, Ni, Cu és egyéb átmeneti fémek ásványainak kristályrácsába, helyettesítő elemként. GAVELIN & GABRIELSON (1947) szerint a Fe-szulfidokban gyakran helyettesíti a Fe-t, a gyakoriság csökkenő sorrendjében az arzenopirit, pirit, pirrhotin és kalkopirit mutat Cohelyettesítést. Ionos formában 2⁺ és 3⁺ vegyértékű kationként alkot ásványokat, 6-os és 4-es koordinációval. Hasonló atomtömege és atommérete miatt kémiailag nagyon hasonlóan viselkedik a Ni-hez. Gyakorlati fontosságú telepeiben a szulfidok (3. táblázat) és arzenátok a fő alkotók, a bázisos magmák előkristályosodása során vagy hidrotermás átalakulásukban, a polimetallikus telepekben dúsul.

Ásvány (hely)	Co ppm	Genezis	Forrás
pirit (Norvégia)	max. 12 500	magas T (°C)	Bjorlykke (1954), Bjorlykke & Jarp (1950), Cartstens (1943)
pirit	<100	üledékes	Cartstens (1943)
pirit, pirrhotin	~2100	előmagmás	Szádeczky- Kardoss (1955)

3. táblázat: Co-dúsulások szulfidos ásványokban

Megjelenési formái a természetben, ásványai

A kobalt számos ásványfaj összetételében megtalálható, elsődlegesen szulfidokat és arzenideket alkotva, önálló kationként vagy gyakran egyéb átmeneti fémekkel együtt. Gyakran az ezek mállásából keletkező oxi-hidroxid-, karbonát-, arzenát-, szulfát- vagy oxidásványok formájában is megjelenik. A WEBMINERAL.COM (2013) összesen 92 ásványfajt (4. táblázat) sorol fel. Ezekből számos faj kérdéses vagy még nem elfogadott az IMA (International Mineralogical Association) nevezéktanban.

A legmagasabb Co-tartalmú ásványok a kobaltpentlandit, linnéit, cattierit (szulfidok), heterogenit (oxi-hidroxid), wairauit (Fe-ötvözet) valamint a szferokobaltit (karbonát). Gyakoriságukat tekintve a kobaltin, eritrin, szferokobaltit és skutterudit a fontosabb ásványai. A kobaltin-gersdorffit sor tagjai gyakori ásványok a regionális metamorf kőzetekben, de gazdasági fontosságú telepet ritkán alkotnak (DILL 2010).

Teleptani dúsulási lehetőségek

A Co nem vagy csak ritkán képez önálló érctelepet, általában a Cu, Ni, Cr vagy egyéb átmeneti fém(ek)el társulva dúsul. A kitermelt Co nagy részét Cu- és Ni-telepek adják (Brown et al. 2010).

A Co-ércek vagy Co-tartalmú ércesedések genetikai típusait DILL (2010) szerint a következő csoportokba sorolhatjuk: (1) magmás eredetű; (2) szerkezethez kötött (vagy szerkezetpreformált) hidrotermás és (3) üledékes telepek.

(1) A magmás eredetű telepeken belül több típust különíthetünk el, képződésüktől függően:

- Sudbury típus: bázisos intruzív magmatitok

- Limassol Forest típus: szinvulkáni-szinorogén, Ni-Cu-Co társulásban

- Duluth-Norilszk típus: rift eredetű vulkanitokban, Cu-Ni-PGE társulásban

- Bou-Azzer típus: kontakt metamorf szerpentinitek hidrotermás teléreiben,

Co-Ni társulásban

- Besshi típus: hidrotermás, Co-FeS-Zn-(Cu-Au-Ag) társulásban

- Atlanti típus: hidrotermás, Co-Cu-FeS-(Zn-Au) társulásban

(2) A szerkezethez kötött telepeken belül két kategóriát különíthetünk el:

- Ag-Bi-Co-Ni-U teléres hidrotermás (penta-metallikus)

- Co-Ag nyírási zónákhoz kötött (Kobalt-típus)

(3) Az üledékes telepeken belül a hordozó ércesedés jellege szerint választhatók szét a típusok:

- réz-kobalt öv

- réz-kobalt öv, SEDEX típus

- kobalthordozó lateritek

- kobalttartalmú gumós mangántelepek

Magmás-hidrotermás eredetű telepek genetikai modelljeként LEBEDEV (2003) a Bou-Azzer (Marokkó) és Khovu-Aksy (Oroszország, Tuva Köztársaság) telepeket mutatja be. Ezekben a kobalt főleg nikkel társaságában, arzenidek formájában alkotja az ércesedéseket. Mindkét telep jelentős Co előfordulás, egy-egy nagyobb érces provincia része (a középázsiai Altáj-Szaján gyűrődési zóna valamint az Atlasz-hegység).

A földtani képződményekhez köthető előfordulások alapján az USGS osztályozása szerint négy nagy csoportot különböztethetünk meg:

- ultrabázisos magmás kőzetek szulfidban gazdag pikritekhez és tholeites bazaltok

dyke-sill komplexumaihoz köthető telepek (SCHULZ et al. 2010)

- lateritek Ni-Co dús változatai (BERGER et al. 2011)

- törmelékes üledékes kőzetekhez kötött Cu-érc telepek (réz-kobalt öv) (Cox et al. 2007)

- metamorfózison átesett üledékes kőzetek Cu-Au-Co telepei (SLACK et al. 2010)

Az ultrabázisos magmatitokhoz kapcsolódó, előkristályosodás során keletkező telepek főként Ni-Cu-PGE (PGE=platina csoport elemei) ércesedések, melyeket elsődlegesen Ni és PGE kinyerésére, ritkábban rézre termelnek. A dúsított ércekben mindig számottevő Co-tartalom is található, így a Co-termelésben is fontos teleptípust jelölnek. Intrúziók anyagában vagy azokhoz kötődően jelennek meg (SCHULZ et al. 2010), elsődlegesen pikrites, ferro-pikrites, tholeites pikrites valamint alumíniumos és magnéziumos bazaltok láváihoz kapcsolódnak. A kialakuló kőzetek a változatos bazaltoktól és diabázoktól a finom és durvaszemcsés gabbrókon át a pegmatitokig vagy akár breccsás szövetű kőzetekig terjednek.

Co-tartalom	Ásvány neve az IMA		Molekula-
atomtömeg (%)	szerint	Az ásvány kémiai képlete	tömeg (g/mol)
67.4	kohaltpentlandit	Co _o S _e	786.93
64 76	iainurit*	CoS	91
64 1	heterogenit-2H	$C_{0}^{3+}O(OH)$	91 94
64 1	heterogenit-3R	$C_{0}^{3+}O(OH)$	91.94
57.05	linnaait	$C_{0}^{2+}C_{0}^{3+}S$	205.06
51.24	minacit		114.79
<u> </u>	Wallaun		114,78
49,33	SZIEľokodalul		118,94
47,89		$2^{2+} \alpha^{3+} \alpha$	123,07
42,74	bornhardtit	Co ⁺ Co ⁺ ₂ Se ₄	413,68
42,74	freboldit	CoSe	137,89
35,52	kobaltin	CoAsS	165,92
33,21	modderit	(Co,Fe)As	133,08
33,04	langisit	(Co,Ni)As	133,79
33	kobaltkieserit	CoSO ₄ ×H ₂ O	175,01
29,53	eritrin	$Co_3(AsO_4)_2 \times 8(H_2O)$	598,76
28,56	carrollit	Cu(Co,Ni) ₂ S ₄	309,55
27,82	pakhomovskyit	$Co_3(PO_4)_2 \times 8(H_2O)$	504,18
27,7	kostibit	CoSbS	212,75
27,7	parakostibit	CoSbS	212,75
27,18	hastit (?)	CoSe ₂	216,85
27,18	trogtalit	CoSe ₂	216,85
26,76	alloklász	(Co,Fe)AsS	165,15
26,76	glaukodo	(Co,Fe)AsS	165,15
26,56	kobaltomenit	$CoSeO_3 \times 2(H_2O)$	221,92
23,12	kobaltaustinit	CaCo(AsO ₄)(OH)	254,94
23,06	oenit	CoSbAs	255,6
21,74	theresemagnanit	(Co,Zn,Ni) ₆ (SO ₄)(OH,Cl) ₁₀ ×8(H ₂ O)	813,42
21,25	safflorit	(Co,Fe)As ₂	208
21,16	burgessit	$Co_2(H_2O)_4[(AsO_3OH)]_2 \times (H_2O)$	487,36
20,96	bieberit	$CoSO_4 \times 7(H_2O)$	281,1
20,78	willyamit	(Co.Ni)SbS	212,69
20,23	kobaltkoritnigit	(Co,Zn)(AsO ₃ OH)×(H ₂ O)	218,49
19.21	krasnoselskit*	CoWO ₄	306.78
18.76	mattagamit	CoTe ₂	314.13
17.95	skutterudit	(Co.Ni)As ₃	246.18
17.84	kolwezit	$(Cu,Co)_{2}(CO_{2})(OH)_{2}$	218.07
17.01	klinosafflorit	$(Co Fe Ni)As_2$	207.83
15.66	anlowit	$(C_0 \text{ Mn Ni}) SO_4 \times 4(H_0)$	207,00
15	vozhminit	$(Ni Co)_4(As Sb)S_2$	392 79
14 51	siegenit	(Ni Co) ₂ S ₄	304 52
14,51	netewilliameit	$(Ni Co Cu)_{cs}(As_{c}O_{c})_{cs}$	5730.36
14,21		$(1, 0, 0, 0)_{30}(2, 0, 0, 0)_{15}$	207.07
14,17	KOKTOIIII	$(U0,N1,Fe)(UT,A1)_2U_4$	207,97
13,89	kieftit	COSD ₃	424,18

Co-tartalom	Ásvány neve az IMA		Molekula-
atomtömeg (%)	szerint	Az ásvány kémiai képlete	tömeg (g/mol)
13,48	comblainit	$Ni^{2+}_{6}Co^{3+}_{2}(CO_{3})(OH)_{16} \times 4(H_{2}O)$	874,19
13,46	moorhouseit	$(Co,Ni,Mn)SO_4 \times 6(H_2O)$	262,62
13,22	dayingit*	CuCoPtS ₄	445,82
12,57	kobaltlotharmeyerit	Ca(Co,Fe,Ni) ₂₍ AsO ₄) ₂ (OH,H ₂ O) ₂	468,87
12,24	julienit*	$Na_2Co^{++}(SCN)_4 \times 8(H_2O)$	481,37
10,91	schneebergit	Bi(Co,Ni) ₂ (AsO ₄) ₂ (OH,H ₂ O) ₂	594,02
10,69	nikromit	$(Ni,Co,Fe^{2+})(Cr,Fe^{3+},Al)_2O_4$	220,53
10,59	tyrrellit	(Cu,Co,Ni) ₃ Se ₄	500,87
9,95	roselit	Ca ₂ (Co,Mg)(AsO ₄) ₂ ×2(H ₂ O)	444,3
9,95	roselit-beta	Ca ₂ (Co,Mg)(AsO ₄) ₂ ×2(H ₂ O)	444,3
9,66	cohenit	(Fe,Ni,Co) ₃ C	183,04
9,53	fletcherit	Cu(Ni,Co) ₂ S ₄	309,31
9,19	rappoldit	Pb(Co,Ni,Zn,) ₂ (AsO ₄) ₂ ×2(H ₂ O)	641,37
8,38	ferroskutterudit	(Fe,Co)As ₃	276,94
8,14	penroseit	(Ni,Co,Cu)Se ₂	217,17
7,76	kobalttsumcorit	Pb(Co,Fe) ₂ (AsO ₄) ₂ (OH,H ₂ O) ₂	607,66
7,63	guarinoit	(Zn,Co,Ni) ₆ (SO ₄)(OH,Cl) ₁₀ ×5(H ₂ O)	772,29
6,93	jolliffeit	(Ni,Co)AsSe	212,63
6,64	ahlfeldit	(Ni,Co)SeO ₃ ×2(H ₂ O)	221,74
6,54	smolianinovit	$(Co,Ni,Mg,Ca)_3(Fe^{3+},Al)_2(AsO_4)_4 \times 11(H_2O)$	1081,49
6,08	oursinit	$(Co,Mg)(H_3O)_2[(UO_2)SiO_4]_2 \times 3(H_2O)$	871,78
6,01	nickelschneebergit	Bi(Ni,Co) ₂ (AsO ₄) ₂ (OH,H ₂ O) ₂	588,23
5,77	metakirchheimerit	$Co(UO_2)_2(AsO_4)_2 \times 8(H_2O)$	1020,95
5,52	kobaltarthurit	$CoFe^{3+}_{2}(AsO_{4})_{2}(OH)_{2} \times 4(H_{2}O)$	533,48
5,49	nickelskutterudit	(Ni,Co)As _{3-x}	268,53
4,88	bravoit	(Fe,Ni,Co)S ₂	120,86
4,74	kobaltzippeit	$\text{Co}_{2}^{2+}(\text{UO}_{2})_{6}(\text{SO}_{4})_{3}(\text{OH})_{10} \times 16(\text{H}_{2}\text{O})$	2484,54
4,47	westerveldit	(Fe,Ni,Co)As	131,93
4,03	kobaltneustadtelit	$Bi_2Fe^{3+}(Co,Fe^{3+})(O,OH)_2(OH)_2(AsO_4)_2$	876,83
4	wupatkiit	$(Co,Mg,Ni)Al_2(SO_4)_4 \times 22(H_2O)$	883,07
3,52	nickellotharmeyerit	Ca(Ni,Fe,Co) ₂ (AsO ₄) ₂ (OH,H ₂ O) ₂	501,9
3,45	wendwilsonit	Ca ₂ (Mg,Co)(AsO ₄) ₂ ×2(H ₂ O)	426,99
3,3	asbolan	$(Co,Ni)_{1-v}(Mn^{4+}O_2)_{2-x}(OH)_{2-2v}+2x\times n(H_2O)$	178,74
2,71	neustadtelit	Bi ₂ Fe ³⁺ (Fe ³⁺ ,Co)(O,OH) ₂ (OH) ₂ (AsO ₄) ₂	870,06
2,13	krettnichit	$PbMn^{3+}_{2}(VO_{4})_{2}(OH)_{2}$	553,38
1,89	martyit	$Zn_3V_2O_7(OH)_2 \times 2H_2O$	468,09
1,54	paganoit	(Ni,Co)BiAsO ₅	420,26
1,22	allabogdanit	(Fe,Ni) ₂ P	145,21
1,16	boothit	CuSO ₄ ×7(H ₂ O)	305,54

4. táblázat: Co-ásványok a WEBMINERAL.COM (2013) adatbázisában.

* nem IMA által jóváhagyott ásványfaj, ? az IMA által megszüntetett ásványfaj

A laterit típusú Ni-Co dúsulások a kobalt egyik jelentős forrását képviselik, habár ezek átlagos koncentrációja a 0,05% és 0,1% közötti tartományban mozog (BER-GER et al. 2011). A laterit ásványtana szerint három általános csoportba sorolhatjuk őket: agyag-szilikátos, hidratált Mg-szilikátos és Fe-oxidos, de általában ezek keveréke alkotja a telepeket. A Fe-oxidos típusban a legmagasabb a Co-tartalom.

A laterit testek kiterjedését figyelembe véve három típust különíthetünk el:

- platós, több 10 km² kiterjedésű rétegek,

 domb vagy kiemelkedés szerű, néhány km²-es, a platók eróziójából fennmaradó telepek,

 lineáris telepek, amelyek törési zónákban felhalmozódott vagy intrúziók mentén kialakult lokális mállási kérgek; ide sorolhatjuk a mélyedésekben, karsztokban felhalmozódó telepeket is.

Tektonikai és kőzettani származási környezetüket tekintve is több csoport létezik:

- főleg ofiolitos összletek és vulkáni ívek gyűrődéses zónájának mállása;

a szerpentinitek és szerpentinitesedett kőzetek az összes Ni-Co laterittelep 87%-át teszik ki,

- óceánaljzati rögök, kontinentális kéregre feltolódott (obdukált) helyzetben,
- kratonok "zöldkő" (amfibolit, piroxenit, kloritpala) öveinek mállása,
- ultrabázisos és bázisos réteges intrúziók mállása.

	× .	Befogadó kőzetek szerinti eloszlás %-ban						
Telep típusa	Telepe száma	homokkő,	aleurolit,	mészkő,	palák, fillitek,			
		kvarcit, arkóza,	agyagpala,	dolomit,	amfibolitok,			
		konglomerátum	agyagkő	márga	márvány			
Reduktív fácies	100	29	41	28	2			
Vörös homokkő (Redbed)	155	85	12	2,5	0,5			
Réteghez kötött (Revett)	31	77	22	0	1			
Nem osztályozott	102	30	20	25	25			

5. táblázat: Különböző törmelékes üledékes kőzetekhez kötött Cu-érctelepek száma és megoszlása A telepek korát illetően a legtöbb telep (44,4%) miocén vagy fiatalabb és ezek méretei a legnagyobbak, míg a krétában (36,7%) és korábban (18,8%) kialakult telepek kisebb mértékben őrződtek meg.

A törmelékes üledékes kőzetekhez kötött Cu-érctelepek változatos kőzettannal jelennek meg, a 2007-ben frissített világelőfordulás-katasztert (Cox et al. 2007) az 5. táblázatban közöljük. A befogadó kőzetek reduktív környezetben keletkezett zöld, fekete vagy szürke agyagpalák, aleurolitok vagy dolomitos iszapból képződő kőzetek. Leggyakrabban a finomszemcsés üledékekre, karbonátos kőzetekre jellemzőek az előfordulások, szerves eredetű C- és pirittartalommal. Néhány esetben szenes, bitumenes vagy algamaradványokat tartalmazó kőzetekkel is találkozhatunk.

A metamorfizált üledékes kőzetekben előforduló telepek kisebb kiterjedésűek, viszont kinyerhető Co-tartalmuk nagyobb és a társult elemek választéka is bővebb (6. táblázat).

Ezekre a telepekre is általánosan érvényes, hogy a Co-t mint járulékos, visszanyerhető elemet termelik ki. A befogadó kőzetek eredete kontinensen belüli extenziós zónák üledékeiben található archaikumi, proterozoos, vagy paleozoos területeken (SLACK et al. 2010). Az extenzióhoz kapcsolódó, de későbbi bázisos és savanyú magmatizmus nyomai közvetlenül kapcsolódnak az ércesedésekhez, a dúsulások gyakran a magmából eredő oldatok hatására alakultak ki. A befogadó kőzetek többnyire sziliciklasztos metamorf üledékek, az érces zónák rétegszerűek, néhány méter vastagságtól a 70 m-esig (NICO, Kanada). A telepek oldalirányú kiterjedése (hosszúsága) néhány 100 m-től pár km-ig változik. Az ércesedéseket övező néhány méteres hidrotermás öv általában Fe-gazdag biotit, Fe-gazdag turmalin és albit jelenlétéről ismerhető fel. Egyfajta típus-telepként szolgál a Blackbird (USA) ércesedés, amely alapján a kiinduló üledékes kőzeteket turbiditekhez köthető sziliciklasztos üledékeknek tartják. A legtöbb telep esetében azonban a magas fokú, zöldpala, amfibolit vagy akár granulit fáciesű metamorfózis lehetetlenné teszi az eredeti kőzetek felismerését. Az intruzív kőzetek a dioritoktól a granodioriton, tonaliton, monzodioriton, kvarcmonzoniton és grániton át a szienogránitig terjednek, alkáli és szubalkáli jelleggel.

Tengeri, mélytengeri sziderites képződményekben a Fe²⁺ helyettesítőjeként akár 300 g/t mennyiségben is előfordulhat (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955), de agyagpalákban és bitumenes kőzetekben is megfigyelték már a dúsulását.

Telep neve	Ország	Mérete (Mt)	Co%	Cu%	Au(g/t)	Fő elemek	Egyéb elemek
Blackbird	USA	14,343	0,58	1,24	0,58	Co, Cu, Fe	Y, RFF, Bi, As, Ni, U
Cobalt-hill	Kanada	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Co, Cu, Au	Ni, As, Hg, Te
Contact Lake öv	Kanada	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Cu, Au, Ag, Co, U	Bi, Zn, As
Werner Lake	Kanada	n.a.	1,68	0,35	3,22	Cu, Co, Au	Mo, Zn, Ag, Ni
NICO	Kanada	30,968	0,12	0,04	0,91	Co, Au, Bi	As, W, Fe, Ba, P, Co, F, Be
Modum (Skutterud)	Norvégia	1	0,26	2	1	Cu, Co, Au	As, Ni, U, Th
Gladhammar	Svédország	0,006	n.a.	n.a.	n.a.	Co, Cu, Fe, Au	Zn, Pb, Mo, Bi
Solstad	Svédország	0,009	n.a.	n.a.	n.a.	Cu, Co, Au	Ni, Pb, Zn
Haarakumpu	Finnország	4,680	0,17	0,34	n.a.	Co, Cu	Au, Bi, Ni
Hangaslampi	Finnország	0,176	0,1	n.a.	6	Au, Co	Ag, Cu, RFF, Ni, U, Mo, Pb, W
Jpuhineva/Pölla	Finnország	0,450	0,18	0,81	0,88	Co, Cu, Au, Ag	Mo, Ni, RFF, U
Juomasou	Finnország	1,8	0,2	n.a.	3	Au, Co	Cu, Ag, Mo, Ni, RFF, U, Bi, Te, Pb, Zn
Kouvervaara	Finnország	1,58	0,1	0,2	0,4	Co, Cu, Au	Zn, Mo, Bi, W
Kuumaso	Finnország	n.a.	0,14	2	2,2	Co, Cu, Au	
Lemmonlampi	Finnország	0,09	0,3	0,4	0,15	Co, Cu, Au	
Meurastuksenaho	Finnország	0,284	0,25	0,28	2,3	Co, Au, Cu	Mo, U, RFF
Sirkka	Finnország	0,25	0,1	0,38	0,8	Co, Ni, Au, Cu	U, Zn, Ag, As
Mount Cobalt	Ausztrália	0,06	0,05	0,33	0,8	Cu, Co, W	As, Ni, Au, RFF
Kendekeke	Kína	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Co, Bi, Au, Cu	As, Zn, Pb, Te
Dahenglu	Kína	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	Co, Cu	Zn, Pb, As

6. táblázat: Metamorfizált üledékes kőzetekben található Co-telepek adatai (SLACK et al. 2010), n.a.: nincs adat

Bányászati, kereskedelmi adatok

MENZIE et al. (2013), SHEDD (2003b, 2004b, 2005b, 2007b, 2008b, 2009a, 2010a, 2011a, 2012a, 2013a) szerint a legjelentősebb kobalt termelő országok betűrendben Ausztrália, Botswana, Brazília, Dél-afrikai Köztársaság, Finnország, Franciaország, India, Kanada, Kína, Kongói DK, Kuba, Marokkó, Norvégia, Oroszország, USA, Uganda, Új-Kaledónia és Zambia.

A kobaltérc (az angol "mined cobalt" címszó alatt) világtermelés 67%-át a Kongói DK nyújtotta a 2010-es adatok szerint (BROWN et al. 2012), ezen túl Kína (6,2%), Zambia (4,9%) Ausztrália (4,6%) és Kanada (4,4%) a fontosabb termelők.

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	20054	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	2011 ¹⁰	201211
Ausztrália	6,6 (6,7 ²)	6,6 (6,9 ³)	7 (6,7 ⁴)	6,6 (6 ⁵)	6 (7,4 ⁶)	7,5 (5,9 ⁷)	6,3 (6,1 ⁸)	6,3 (4,6 ⁹)	4,6 (3,8 ¹⁰)	4 (3,9 ¹¹)	4,5
Brazília	n.a. (1,2 ²)	1,3	1,3 (1,4 ⁴)	1,4 (1,2 ⁵)	1 (1,2 ⁶)	1,2 (1,4 ⁷)	1,2	1 (1,29)	1,5 (1,6 ¹⁰)	1,7 (3,5 ¹¹)	3,7
Kanada	5,3 (5,1 ²)	4,7 (4,3 ³)	5,2	5,7 (5,5 ⁵)	5,6 (7 ⁶)	8 (8,3 ⁷)	8,3 (8,6 ⁸)	5 (4,19)	2,5 (4,6 ¹⁰)	7,2 (7,1 ¹¹)	6,7
Kína	n.a.	n.a.	n.a.	n.a. (1,3 ⁵)	1,4 (2,3 ⁶)	2,3 (2 ⁷)	2 (6 ⁸)	6,2 (6 ⁹)	$ \begin{array}{c} 62 \\ (6,5^{10}) \end{array} $	6,5 (6,8 ¹¹)	7
Kongói DK	4 (12,5 ²)	10 (12 ³)	11 (16 ⁴)	16 (22 ⁵)	22 (28 ⁶)	22,5 (25,3 ⁷)	32 (31 ⁸)	25 (35,5 ⁹)	45 (47,4 ¹⁰)	52 (60 ¹¹)	60
Kuba	3,6 (3,4 ²)	3,2 (3 ³)	3,4 (3,6 ⁴)	3,6	4 (3,8 ⁶)	4 (3,87)	3,9 (3,2 ⁸)	3,5	3,5 (3,6 ¹⁰)	3,6 (4 ¹¹)	3,7
Marokkó	n.a. $(1,3^2)$	1,3	1,3 (1,6 ⁴)	1,6	1,5	1,5	1,6 (1,7 ⁸)	1,6	1,5 (2,2 ¹⁰)	2,5 (2,2 ¹¹)	1,8
Oroszország	4,6	5 (4,8 ³)	4,8 (4,7 ⁴)	5	5,1	5 (6,37)	5,8 (6 ⁸)	6,2 (6,1 ⁹)	6,1 (6,2 ¹⁰)	6,3	6,2
Új-Kaledónia	1,4	1,4	1,5 (1,4 ⁴)	1,4 (1,2 ⁵)	1,1 (1,9 ⁶)	2 (1,6 ⁷)	1 (1,6 ⁸)	1,3 (1 ⁹)	1,7 (1 ¹⁰)	2 (3,2 ¹¹)	3,5
Zambia	7,6 (10 ²)	12 (11,3 ³)	9 (10 ⁴)	9 (9,3 ⁵)	8,6 (8 ⁶)	7 (7,6 ⁷)	7,8 (6,9 ⁸)	2,5 (5 ⁹)	11 (5,7 ¹⁰)	5,7 (5,4 ¹¹)	3
Más országok	3,8 (1,4 ²)	1,4 (2,1 ³)	2,4 (1,8 ⁴)	2,1 (1,2 ⁵)	12, (1,3 ⁶)	1,3 (1,9 ⁷)	1,9 (3,4 ⁸)	3,2 (3,7 ⁹)	4,7 (6,8 ¹⁰)	7 (6,7 ¹¹)	9
Összesen (kerekítve)	36,9 (47,6 ²)	46,9 (48,4 ³)	46,9 (52,4 ⁴)	52,4 (57,9 ⁵)	57,5 (67,5 ⁶)	62,3 (65,5 ⁷)	71,8 (75,9 ⁸)	62 (72,3 ⁹)	88 (89,5 ¹⁰)	98 (109 ¹¹)	110

 7. táblázat: A világ kobaltbányászata a 2002 és 2012 közötti időszakban (Co-tartalom ezer t-ban)
 ¹SHEDD (2003a), ²SHEDD (2004a), ³SHEDD (2005a), ⁴SHEDD (2006a),

⁵Shedd (2007a), ⁶Shedd (2008a), ⁷Shedd (2009b), ⁸Shedd (2010b),

⁹SHEDD (2011b), ¹⁰SHEDD (2012b), ¹¹SHEDD (2013b), n.a.: nincs adat





Európában Finnország termel célzottan kobaltércet. A fémkobalt előállítása terén Kína a világelső, a termelés 43%-át biztosítva, míg Finnország a második helyen van, 12%-nyi hozzájárulásával. Az 1995 és 2008 közötti időszakban a világtermelés (beleértve minden ipari folyamatot, melynek végterméke fém-Co) ~25 000 tonnáról több mint 75 000 tonnára nőtt (WILBURN 2012), ami azóta is folyamatosan emelkedik (2011-ben 98 000 tonna). A legnagyobb növekedést a Kongói DK érte el, több mint tízszeresére növelve termelését. 2011-ben a termelés már 52 000 tonna volt az 1999-es 3000 tonnához képest.

A bányászati termelési értékek a 7. táblázatban, nagyságrendjük az 1. ábrán olvashatók. A világ kobalttermelése az utóbbi három évtizedben megtöbbszöröződött: 1977-ben 21 500 t, 1990-ben 42 300 t, 2000-ben 39 300 t, 2011-ben 109 000 t, az átlagos egységár ugyanezen években 11 900 US\$/t, 18 200 US\$/t, 27 900 US\$/t és 36 100 US\$/t volt (BUCKINGHAM & SHEDD 2012). A finomítók összegzett kapacitása 2011-ben 118 000 t volt a kobalttartalomra számítva (SHEDD 2013a).

Az Egyesült Államokban a kobaltot elsősorban fosszilis tüzelőanyagokból, ólombányászatból és réz kilúgzási oldatokból állítják elő. A felhasználás mértéke az 1960–1989 időszakban évente 4000 t és 9000 t között változott (SHEDD 1993).

Európában a fémkobalttermelés a 16 000 t/év körüli átlagon mozgott a 2006–2010-es időszakban. Annak ellenére, hogy célzott bányászattal csak Finnország termel Co-ércet, számos európai ország termel fém-Co-ot vagy annak oxidjait. A számottevőbb termelőket az 8. táblázatban foglaltuk össze. Az adatok elemzésénél érdemes figyelembe venni az importált anyagok mennyiségét is, mivel ez általában Co-ércre, fém-Co-ra és oxidokra is megtalálható.

	2006		2007		2008		2009		2010	
fém (t/év)	termelés	import								
Belgium	2840	1374	2825	275	3020	255	2150	249	2600	222
Finnország	8582	26928	9173	27590	9645	36405	8962	24002	9413	30623
Franciaország	256	2117	305	3137	311	2251	368	1203	302	1681
Norvégia	4927	6362	3939	3871	3719	3131	3510	3012	3208	2132

8. táblázat: Európai országok fém Co-termelése és importja 2006 és 2010 között t-ban

Finnország pl. termelői első pozíciója ellenére tetemes mennyiségű fém-Co-ot és Coércet is importál, míg exportjainál csak fém-Co és Co-oxid termékek szerepelnek (9. táblázat).
Kristály Ferenc et al.

	2006		2007		2008		2009		2010	
	import	export								
Belgium	107	197	121	1204	185	1112	272	1227	156	633
Finnország	31186	n.a.	26449	n.a.	26500	n.a.	15146	n.a.	9867	n.a.
Németország	n.a.	n.a.	12	457	15	145	42	103	115	88
Nagy-Britannia	24	n.a.	n.a.	n.a.	72	n.a.	200	n.a.	143	n.a.

9. táblázat: A Co-kereskedelem piacán szereplő fontosabb európai országok import-export adatai 2006–2010 között (t/évben), n.a. nincs adat

A történelmi termelést illetően meg kell említenünk, hogy az 1994-es USGS statisztikákban Európából Albánia szerepel egyetlen termelőként, 1990-ben 100 tonna Co-tal (ércben számolva), ami 1994-re 10 tonnára csökkent, majd megszűnt. A fém-Co előállítása terén (refinery capacity) Európában Finnország volt a vezető (3000 t/év), utána Norvégia (2900 t/év) és Belgium (1200 t/év) következett, míg világviszonylatban a Kongói DK (18 000 t/év) Oroszország (8000 t/év) és Zambia (5000 t/év) voltak a világelsők. Finnország 1995-re 1000 tonnával növelte Co termelését, ami 2010-ben 10 000 tonnát tett ki (SHEDD 2010b). A világtermelés legjelentősebben talán 1973 és 1988 között növekedett, 34,6%-kal (Evans 1993: 113-120). A fém-Co világpiaci ára növekvő tendenciát mutatott a gazdasági válság előtt, a kereslet ma is nagy az újratölthető elemek, akkumulátorok és egyéb elektronikai cikkek, valamint az acélipar részéről. A Co világpiaci ára 2008 márciusában (a világválság előtt) 54 US\$/font (1 font = 453,6 g) volt (WILBURN 2012), ez 2008 decemberében 13 US\$/font értékre csökkent (ami a 2006 évi áraknak felelt meg). Az utóbbi években növekedés volt tapasztalható, 2010 májusában 22 US\$/font értékek keringtek. A legfrissebb (2013. januári) értékek 11,5 US\$/font körül mozognak (INFOMINE.COM 2013), a nikkelhez és krómhoz hasonlóan.

Az Európai Unió nyersanyagszükségleteinek 2010-ben készült felmérésében (EU-ROPEAN COMMISSION 2010) a Co is felkerült a kritikus elemek listájára, a világpiacon megnőtt kereslet és az alacsony, ill. kockázatos kínálat miatt. A Co kínálata és tartalékai kockázatát az adja, hogy kevés országban termelik, a világtermelés több mint felét egyetlen ország, a Kongói DK adja. Jelenleg az Európai Unió szükségleteit jelentős mértékben behozott készletekből, főleg a Kongói DK-ból fedezik. A fenti tanulmány szerint a fejlődő gazdaságok szükségletei 2030-ra a 2006. évi másfélszeresére emelkednek. A British Geological Survey (BGS) 2012-ben frissített 10-es skálájú kockázati listáján (BGS.AC.UK 2012) a Co-ra 7,6-os értéket találunk. A fő termelő/szolgáltató és a legfontosabb készletekkel rendelkező ország továbbra is a Kongói DK. A kockázat-számításhoz figyelembe vették az előfordulási gyakoriságot (scarcity), az érckitermelésének globális eloszlását – azaz a termelők számát (production concentration), a készletek földrajzi eloszlását (reserve distribution), az újrahasznosítás során termelt mennyiséget (recycling rate), a helyettesíthető-séget (substitutability) valamint a kitermelés és készletek/tartalékok hozzáférésének biztonságosságát befolyásoló politikai tényezőket (governance).

A tartalékokat illetően a USGS (SHEDD 2011b) becslései alapján az USA 1 millió tonnával rendelkezik. A világtartalékokat 15 millió tonnára becsülik, amely főleg Ni-lateritekhez kötődő és ultrabázisos Ni-Cu szulfid telepekben található. A tartalékok a Kongói DK mellett főleg Zambiában, Ausztráliában, Kanadában és Oroszországban találhatók (10. táblázat, 1. ábra). Ezen túl 1 milliárd tonna rejtőzhet az óceánfenéki/mélytengeri Mn-konckréciós ércekben.

Az iparban legnagyobb mértékben a vegyipar (ideértve az elem- és akkumulátorgyártást is) Co-igénye növekedett: az 1996. évi ~10 000 tonna/év fém-Co felhasználásról ~30 000 tonna/évre 2008-ban és a szükséglet várhatóan tovább növekszik. Ugyanakkor a nagykeménységű acélok gyártásához nem kellett többletszükséglet, a mágnesek, szuperötvözetek és nagykeménységű anyagok csak kis mértékben növelték a Co-felhasználást.

A fém-Co kinyerése a Cu-, Ni- és Cr- vagy Fe-ércek kohászati feldolgozása során történik, mivel leggyakrabban ezen elemek oxidjaival, szulfidjaival közösen, helyettesítő elemként jelenik meg. A kitermelés és értékesítés tekintetében ezért nagy különbségeket (mind mennyiség, mind ár) tapasztalhatunk a Co-ércre (mined cobalt) és fém-Co-ra (metal cobalt) vonatkozóan.

A Ni-lateritekben, oxidos kiválásaikban a Ni+Co tartalom 1% és 3% között változik, a kitermelésre érdemes telepek pedig 10 millió és 100 millió tonna érc tartományban mozognak (Evans 1993: 113–120).

Az üledékhez kötött Cu-érc (sediment hosted Cu) telepek is jelenthetnek potenciális nyersanyagot, általában 0,06% és 1% (leggyakrabban 0,2% és 0,4%) közötti Co-tartalom a jellemző. Ezekből a telepekből a Cu-érc kinyerése során másodlagos, visszanyerhető (reco-verable) anyagként termelik ki a Co-t. A metamorf üledékes kőzetekben található telepek is általában 1% alatti Co-koncentrációkkal jellemezhetők, leggyakrabban 0,1% körüli értékkel, ritkábban 0,2% vagy 0,6% fölötti tartalommal.

A kőszénhamuk vizsgálata során rendszerint észlelik a Co jelenlétét, más átmeneti fémek (elsősorban a Ni) társaságában.

Kristály Ferenc et al.

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	201110	201211
Ausztrália	1300	1500	1400	1300	1400	1400	1500	1500	1400	1400	1200
Brazília	n.a.	35	35	35	29	29	29	29	89	87	89
Kanada	90	90	140	130	120	120	120	120	150	130	140
Kína	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	72	72	72	72	80	80	80
Kongói DK	3400	3400	3400	3400	3400	3400	3400	3400	3400	3400	3400
Kuba	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	600	500	500	500
Marokkó	n.a.	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Oroszország	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250
USA	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	33	33	33	33	33	33
Új-Kaledónia	230	230	230	230	230	230	230	230	370	370	370
Zambia	270	270	270	270	270	270	270	270	270	270	270
Más országok	150	200	200	200	130	130	180	180	740	990	1100
Összesen (kerekítve)	6700	7000	7000	7000	7000	7000	7100	6600	7300	7500	7500

10. táblázat: A világ kobaltkészletei országonként (Co-tartalom ezer t-ban)

¹Shedd (2003a), ²Shedd (2004a), ³Shedd (2005a), ⁴Shedd (2006a),

⁵SHEDD (2007a), ⁶SHEDD (2008a), ⁷SHEDD (2009b),

⁸Shedd (2010b), ⁹Shedd (2011b), ¹⁰Shedd (2012b), ¹¹Shedd (2013b),

n.a.: nincs adat

Alkalmazási területei, felhasználása

A Co és termékei általános felhasználását, valamint alkalmazásainak iparágak szerinti megoszlását a 11. táblázatban összegeztük.

A kobalt hagyományos felhasználási területei az üvegszínezés, valamint permanens mágnesek, ötvözetek, volfrám-karbid keményfémek, kerámiák, vegyipari és olajipari katalizátorok előállítása voltak (BoLAND et al. 2011, MATOS & SHEDD 2005, SHEDD 1993). A mikroelektronikai eszközök (pl. mobiltelefonok, kamerák, hordozható számítógépek) elterjedésével és a hibrid gépjárművek megjelenésével a nikkel-kadmium és a nikkel-fémhidrid akkumulátorokban nyert új alkalmazást (WILBURN 2008). Az elhasználódott eszközök a kobalt újrahasznosításának elsődleges forrásai.

Gyakran alkalmazzák a festékiparban pigmentként (üvegek színezésére már az ókortól), katalizátorok gyártásához valamint a gyógyszeriparban, lévén az egyik alapvető biológiai nyomelem.

Iparág	Felhasznált %	Forrás
Szuperötvözetek	19	fém Co, újrahasznosított Co
Keményacél	5	fém Co, újrahasznosított Co
Mágnes (minden típus)	7	fém Co, por, újrahasznosított Co
Karbidok, nagy keménységű anyagok	13	finom szemcseméretű por
Katalizátorok	9	Co-karbonát, -szulfát, - nitrát, -acetát, fém Co
Pigmentek: üveg, zománc, műanyag, kerámia	9	Co-oxid, -szulfát, - hidroxid, -karbonát
Tápszer, biotechnológia, adatrögzítők	3	Co-szulfát elsődlegesen, karbonát, hidroxid
Elemek, akkumulátorok	30	Co-hidroxid, fémpor, LiCoO ₂
Gumiabroncs, szappanok, kötőanyagok	5	szerves komplex származékai, fém Co alapon

 táblázat: A Co és termékei alkalmazásainak iparágak szerinti megoszlása (CDI 2011)

Az újratölthető elemek, áramforrások elektródjainak alapvető alkotója, $LiCoO_2$ formájában a Li-ion akkumulátorokban valamint a Ni-fém-hidrid (NiMH) elemekben is. A nagy keménységű és kopásálló anyagok, ún. szuperötvözetek (superalloys) valamint mágneses adatrögzítő berendezések és szupermágnesek gyártásához is használják.

Műanyag termékek gyártásában, poliészter alapú gyanták és kötőanyagok szilárdításához és megfelelő keményítéséhez gyakran alkalmazzák adalékként, mint fém-Co-ot vagy vegyületben. A polietilén-tereftalát gyártásához a Co-acetát nélkülözhetetlen katalizátor. A Co-karboxilátokat alkalmazzák festékek, tinták száradásra színeződő anyagaként, de a gumiabroncs iparban a gumi és acél közötti tapadás növelésére katalizátorként is. Co-oxid alapú katalizátorokat használnak a kőolaj-finomítás során a kén eltávolítására a hidrodeszulfurizációs reakcióhoz, és a Fischer-Tropsch eljáráshoz melynek során a Co hidrogénezésével állítanak elő folyékony üzemanyagokat. A B_{12} vitamin fontos alkotója, egyedüli fém, amely a vitaminok felépítésében részt vesz. A növényevő kérődző állatok emésztőrendszerében a táplálékkal bevitt Co-ot baktériumok alakítják B_{12} vitaminná szervezetük működésének fenntartására. Napi szükségletük legalább 0,20 mg/kg Co (SCHWARZ et al. 2000), ennek hiányában anyagcseréjük felborul. Az összes többi előlény külső forrásból, táplálékkal kénytelen bevinni B_{12} vitamin szükségletét.

A Co felhasználásával gyártott műszaki termékek minősége romlik helyettesítő anyagok alkalmazása esetén. Potenciálisan ilyenek lehetnek a Ba és Sr-ferritek, Nd-B-FeNi-Fe ötvözetek a mágnes(es) termékekben; míg festék pigmentként a Ce, Fe, Pb, Mn és V. Cu-Fe-Mn ötvözet használható a telítetlen poliésztergyanták keményítésére/szilárdítására (curing). Kopásálló és nagy keménységű vágóeszköz-anyagok esetében Fe-Co-Ni ötvözetek, Ni, (fém-) kerámiák, míg a Li-elemekben Fe-foszfid, Mn, Ni-Co-Al vagy Ni-Co-Mn ötvözetek helyettesíthetik. Sugárhajtású motorokban Ni-ötvözetekkel vagy kerámiákkal lehetséges kiváltani. Katalizátorokban helyettesítheti Ni a kőolaj-finomításnál, valamint Rh a hidroformilezés (aldehid és alkén prekurzor anyagok gyártása) során.

Magyarországi bányászat, lelőhelyek, indikációk

Kobaltot célzott bányászati tevékenység során a mai Magyarországon nem termeltek ki. A XX. század közepén a "ritkafémek" között a többi átmeneti fémmel együtt kutatták, mint stratégiai nyersanyagot.

Az ércindikációk kutatása mellett a 1970-es években nagytisztaságú Co kinyerésére irányuló kémiai és kohászati kutatások is folytak. VARHEGYI & MISKEI (1973) kísérletei sósavas oldással előállított CoCl₂.6H₂O és annak desztillált vizes visszaoldásával, az oldat elektrolízisével a Co kinyerhetőségét vizsgálta, és 99,95%-os tisztaságú fémkobaltot nyertek ki.

Magyarország területén (2. ábra) a legfontosabb Co-indikáció és dúsulás a felsőcsatári bázisos, szerpentinesedett kőzetekhez kapcsolódik, de indikációkat ismerünk Nagyirtáspusztáról és Perkupáról is. Ezeken kívül az 1950–1970 közötti előkutatási időszakban az ország minden kutatásában figyelték a Co-tartalmat is.

Felsőcsatár

A felsőcsatári előfordulás a Kőszegi-hegységhez és Vas-hegyhez kötődik, részletes vizsgálatuk az 1964 évi "ritkafém" kutatási projekt során történt (Böjtösné Varrók 1965). Az Alpok Penninikumához tartozó késő-jura-kora-kréta korú kristályos palák (főleg kloritpala és zöldpala) és ultrabázisos intrúziók, valamint azok regionális metamorfózison átesett összlete hordozza a talkum és Cr-Ni-Co-tartalmú deformált lencséket. Geokémiai vizsgálatok alapján a vas-hegyi szerpentin, kloritpala és talkum Cr-, Ni- és Co-tartalma az átlagosnál magasabb, így tájékozódó készletszámítást is elrendeltek. A fémkutatás a korábbi, talkumkutatás fúrásait használta fel, a Vas-hegy mellett a vaskeresztesi Szőlő-hegyen (ahol talkum és szerpentinit kibúvások találhatók) is folyt kutatás. A Ni-t és Cr-ot szilikátos formában dúsulónak találták, míg megfigyeléseik szerint a Co inkább szulfidos alakban, carrollitként és kobaltinként jelenik meg. Tájékozódó készletszámításuk szerint a Vas-hegy területén mintegy 470 ezer t Cr+Ni+Co tartalom van a szerpentinitesedett kőzettestekben. Böjtösné VARRÓK (1965) javasolta továbbá a vaskeresztesi (Szőlő-hegy) és felsőcsatári (Kápolnadomb) területek részletes kutatását és készletszámítások készítését. A kutatási anyaghoz a fűrások részletes kémiai vizsgálata és az azok alapján szerkesztett szelvények tartoznak. A felsőcsatári szerpentin Co-tartalmának baktériumos kilúgzással témában HORVÁTH (1976) közölt tanulmányt, itt a felsőcsatárról származó ércre (lelőhely megjelölése nélkül) 130 ppm Co-tartalmat ad meg. DITRÓI-PUSKÁS et al. (1999) is utal a felsőcsatári szerpentinitek Co-tartalmára is. Az indikációra erősen vasas breccsásodott szerpentinitet vizsgáltak, magnezit és talkum repedéskitöltő anyaggal. A Co-ot a Ni-el együtt, szulfidos alakban, főleg gersdorffit-kobaltin összenövésben találták.



2. ábra. A kobalt magyarországi előfordulásai
 1. reménybeli indikációk, 2. egyéb indikációk és nyomok

Bakony

Az úrkúti jura korú Mn-érces területen több kémiai vizsgálatban is megjelent a Co (POLGÁRI et al. 2000) néhány 10 ppm-től egészen 1000 ppm tartalommal, a Mn-oxidos és karbonátos anyagokhoz társulva.

A Balinka II. terület középső-eocén barnakőszén összletén végzett geokémiai vizsgálatok (ÓDOR 1969) az alsó és felső telepcsoport képződményeiben is kimutatták a Co jelenlétét, B, Ba, Cr, Cu Mn, Sr és jelentős Ti társaságában. Sajnos vizsgálatok csak a kőszenek hamujáról állnak rendelkezésre, amelyek 20 g/t illetve átlagosan 55 g/t körüliek az alsó illetve felső telepcsoport esetében. Ugyanakkor a széntelepek feküjében illetve fedőjében, valamint a közberétegződő szenes agyagokban vagy agyagos homokokban is 10 és 20 g/t közötti Cotartalmakat mutattak ki.

Balaton-felvidék

A badacsonyörsi típusú U-ércesedésekhez kötődő permi homokkőösszlet zöld szenes rétegeiben 0,003–0,01% közötti és ritkán 0,1%-os Co-tartalmakat észleltek (Konrád et al. 2000).

Velencei-hegység

A velencei-hegységi illetve szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk vizsgálatakor végzett kutatásában NAGY (1980) a pneumatolitos fázishoz sorolt polimetallikus ércindikáció monomineralikus frakcióin a Co-tartalmat is meghatározta. A pátkai ércbánya szfaleritjeiben 60 és 400 g/t közötti tartalmakat figyelt meg (1000 és 2500 g/t Hg-nyal valamint 1000 és 10000 g/t Ga-mal társulva), míg a Nadap-11 sz. fúrás piritjében 300 g/t koncentrációt mutatott ki. A szűzvári és pátkai galenitekben 10 g/t alatti Co-tartalmat talált.

FÉLEGYHÁZI (1968) jegyzőkönyvében a szűzvári telér (Pátka) szfaleritjére 100 ppm körüli Co-tartalmat említ, az 1967-ben befejezett művelés utolsó szakaszából. Galenitben is megfigyelték, nyomokban. Pátka-lejtakna előfordulással említi egy szfalerit minta vizsgálatát, 100 ppm Co-tartalommal, nagyobb számú vizsgált mintán a "nyomokban" jelzőt használja a Co-tartalom megadására.

Budai-hegység

A Budai-hegység "porlott dolomit" képződményeihez kapcsolódóan NAGY (1979) mutatta ki, limonitos elváltozásokban, 10 és 100 g/t tartományba eső értékekkel.

Börzsöny (Nagyirtás-puszta)

A nagyirtás-pusztai (Börzsöny) miocén vulkanitokban található ércesedés kutatása során (NAGY 1990) nyomelemként a Co-tartalmat is figyelték, így az ércásványokban 8 és 310 g/t tartalmakat mutattak ki, egyenes arányban a Mn és Ni koncentrációjával. Ez a jelenség főként a felszínhez közeli ércesedési formákra jellemző. A mélyebb részeken az ércásványok (elektronmikroszondás) kémiai vizsgálata során a Nagybörzsöny 7/a fúrás 1046,6 m-ből származó arzenopiritben figyeltek meg 20 tömeg% fölötti Co-tartalmat is. A Co eloszlása az arzenopiritben zónás, a kristályok magja felé dúsul.

Mátra

A Recsk környéki, paleogén andezithez kötődő szkarnos ércesedésből CSILLAG (1973) a Co kismértékű, de tendenciózus dúsulását mutatta ki, 32 g/t átlagos Co-tartalommal. A dúsulás tendenciája fordítottam arányos a Si-tartalommal, főleg a piritesedéshez kötődik. A legnagyobb dúsulás (180 g/t) az exoszkarn amfibólos fácieseiben volt tapasztalható. CSILLAG (1973) elektronmikroszondás vizsgálatai alapján a Co a piritek korai kiválású anizotróp, jól elkülönülő mezőiben koncentrálódik. A szkarnos piritekben átlag 0,02% Co-tartalmat határozott meg, míg a hidrotermás piritekben szisztematikusan ennél alacsonyabb tartalmakat figyelt meg.

A Mátra paleogén és miocén vulkáni eredetű kőzeteit átszelő vízfolyások hordalékában FügeDI et al. (2000) figyelték a Co-tartalmat is, igaz, környezetgeokémiai, környezetszennyezési szempontból. 5 és 26 ppm közötti értékeket mutattak ki, 12 ppm körüli átlaggal. CSERNY (2001) vizsgálatai szerint a Gyöngyösoroszi Ipari víztározó iszapjában az átlagos Co-tartalom 11 és 90 ppm közötti. A Mátra érces területein megfigyelt Co-tartalmakat közöl FÉLEGYHÁZI (1968) kutatási jegyzőkönyve is, átlagosan 5 és 10 ppm közötti értékekkel, 16 és 25 ppm közötti dúsulással a teléranyagokban. Főként szfaleritben figyelték meg, a vizsgált minták 30%-ában, 15 ppm átlagos koncentrációval. Hasonló tendenciát figyeltek meg a kalkopirit és pirit esetében, galenitben nem tapasztalták a megjelenését.

Bükk

Járulékos ásványként a Szarvaskő melletti Major-árok jura korú wehrlitjében szulfidos beépülésként, Ni kísérőjeként észleltek kobaltot elektronmikroszondás vizsgálattal, pentlanditban és nikkelinben, amelyeket a pirrhotin hordoz (DITRÓI-PUSKÁS et al. 1999). A Bükk É-i és K-i peremén lévő szén- és lignittelepekben is megfigyelték a Co jelenlétét, Bánfalva és Barossakna telepeiben (Szádeczky-Kardoss & Földváriné Vogl 1955).

Perkupa

A perkupai középső-triász korú szerpentinben (NEMECZ 1956) a kis számú dúsuló "ritkafém" között szerepel a Co is, az átlagtartalmat 300 és 800 g/t tartományba becsülték. Ezt a dúsulást a szerpentinitet létrehozó metaszomatózis számlájára írják.

Mecsek

DITRÓI-PUSKÁS et al. (1999). utal a gyódi ópaleozoos szerpentinitek Co-tartalmára is. A Gyód-2 fúrás 108 m-éből vizsgált szerpentinit poligonális szövetű, α-krizotil és lizardit összetételű kőzetében a Co-t bizonytalanul pentlandit-szerű szulfidfázishoz kötik. Megjegyzendő, hogy a helesfai szerpentinitet is vizsgálták, de itt nem tesznek említést a Co jelenlétéről.

A mecseki triász képződményekben is végeztek Co-tartalom meghatározást (Csa-LAGOVITS 1967), felhalmozódását agyagos kőzetekben figyelve meg, B, Cr és Pb által kísérve. A Patacsi Aleurolit Formáció (szeizi képződmények CsaLAGOVITS 1967-nél) szürke betelepüléseiben 3 és 20 g/t átlagos Co-tartalmakat határoztak meg. A legfelső-ladin-legalsó-karni kaolinites tufitban (Kantavári Formáció, Mánfai Sziderit Tagozat – RALISCHNÉ FELGENHAUER et al. 1993) szintén megjelenik a Co, ~160 g/t koncentrációban. A felső-triászban visszaesik a Co-tartalom, de itt is főleg az agyagos kőzetekben észlelték, Cr, Ni, V, Sr, B és Ga társaságában. Megfigyeléseik szerint a Co reduktív környezethez köthető közegben halmozódik fel Mn, Cu, Ag, Zn, Cr, Pb, Sr és B társaságában.

A mecseki kőszenek hamuiban Szádeczky-Kardoss & Földváriné Vogl (1955) mutatta ki Komlóról és az alsó permi hetvehelyi kőszenekből.

Villányi-hegység

A Villányi-hegység É-i előterében a hidrotermás szulfidos ércindikációkban (Diósviszló-3 számú fúrás) a karbon, perm és alsó-triász képződményekhez kötődő pirites és markazitos társulásokban átlagosan 0,47% Co-tartalmat mutattak ki. Az erecskék és hintések formájában megjelenő szulfidos ércesedésekben kérdőjellel szafflorit és kobaltin jelenlétét említik (KONRÁD et al. 2000).

Összefoglalás, kutatási ajánlás

A kobalt a vegyi, elektronikai-, gépjármű- és sok más iparterület számára nélkülözhetetlen kémiai elemmé vált. Ráadásul a legtöbb vegyszerben illetve ipari termékben helyettesíteni sem lehet egyéb elemekkel illetve vegyületekkel. Így az ipari fejlődés jelen irányának fenntartásához a jövőben folyamatos készletkutatásra és kitermelésre, de leginkább az újrahasznosításra lesz szükség.

A magyarországi elő- és készletkutatások alapján a Kőszegi-hegységben és a Nagybörzsöny Bi-Au ércesedésében várható kutatásra érdemes dúsulás. Az ultrabázisos kőzetek mállásából keletkezett üledékek feltárása, illetve azok kutatása a korábbi kutatásokból hiányzik, így ez jelenthet újabb kutatási irányt. A bányászati illetve kohászati meddőhányók, melléktermékek kutatása fontos lehet, a világviszonylatban is teret nyerő újrahasznosítás és melléktermékként való kinyerést figyelembe véve.

Irodalomjegyzék

BERGER V.I., SINGER D.A., BLISS J.D. & MORING B.C. 2011: Ni-Co Laterite Deposits of the World Database and Grade and Tonnage Models. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Open-File Report 2011–1058. URL: http://pubs.usgs.gov/of/2011/1058/of2011–1058_text.pdf. Letöltés: 2013. 05. 31.

BGS.AC.UK 2012: URL: www.bgs.ac.uk/mineralsuk/statistics/risklist.html Letöltés: 2013. 05. 31.

BJORLYKKE, H. 1954: Innholdet av kobalt i svavelkis fra norske nikkelmalmer. *Norsk Geolisk Tidsskrift*, **25**, 11–15

BJORLYKKE, H. & JARP, S. 1950: The content of cobalt in some Norwegian sulfide deposits. Norsk Geolisk Tidsskrift, 28, 151–156

BOLAND M.A. & KROPSCHOT S.J. 2011: Cobalt For Strength and Color. USGS Mineral Resources Program. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Fact Sheet 2011–3081, July 2011. URL: *http://pubs.usgs.gov/fs/2011/3081/pdf/fs2011–3081.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1965: A felsőcsatári talk- és szerpentinitelőfordulás földtani ismertetése és Cr – Ni – Co – tartalmának vizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 53 p.

BROWN T.J., BIDE T., HANNIS S.D., IDOINE N.E., HETHERINGTON L.E., SHAW R.A., WALTERS A.S., LUSTY P.A.J. & KENDALL R. 2010: *World mineral production 2004–08*. British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, 120 p.

BUCKINGHAM D.A. & SHEDD K.B. 2012: Cobalt Statistics. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. December 18, 2012. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/ds140-cobalt.pdf*. Letöltés: 2013. 02. 14.

CARR M.H. & TUREKIAN K.K. 1961: The geochemistry of cobalt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 23, 9–60.

CARSTENS, C.W. 1943: Über den Co-Ni-gehalt norwegischer Schwegelkies-vorkommen. Kongelige Norske Videnskabers Selskabs Forhandlungen, 15, 165–168.

CDI 2011: The Cobalt Developement Institute. URL: *www.thecdi.com/about-cobalt*. Letöltés: 2013. 06. 15.

Cox D.P., LINDSEY D.A., SINGER D.A., MORING B.C. & DIGGLES M.F. 2007: Sediment-Hosted Copper Deposits of the World: Deposit Models and Database. U.S. Geological Survey Open-File Report **03**– **107**, 53 p. URL: http://pubs.usgs.gov/of/2003/of03–107/

CSALAGOVITS I. 1967: A mecseki triász ritkafémvizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet. Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 40 p.

CSERNY T. 2001: A Gyöngyösoroszi Ipari víztározó üledékeinek komplex földtani vizsgálata. Kutatási jegyzőkönyv. Geodesign BT., 75 p.

CSILLAG J. 1973: Recski szkarnos kőzetek geokémiai vizsgálata. Doktori Értekezés. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest 121 p.

DILL H.G. 2010: The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews* **100**, 1–420.

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 a hazai magmás kőzetekben, különös tekintettel az ultrabázisos-bázisos magmatitokra. A T002302 OTKA kutatási téma zárójelentése. *Kézirat. Eötvös Loránd Tudomány Egyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest*, 30 p.

DU RIETZ 1955: The content of chromium and nickel in the Caledonian ultrabasic rocks of Sweden. *Geologiska Foreningens i StockholmForhandlingar* **78**, 233–299.

EUROPEAN COMMISSION 2010: Critical Raw Materials for the EU, Report of the Ad-hoc Working Group on Defining Critical Raw Materials. URL: *http://ec.europa.eu/enterprise/policies/raw-materials/files/ docs/report-b en.pdf*. Letöltés: 2013. 06. 01

EVANS A. M. 1993: Ore Geology and Industrial Minerals, An Introduction. 3rd edition, Blackwell Publishing Company, 390 p.

FAUST G. T., MURATA K. J. & FAHEY J. J. 1956: Relation of minor element content of serpentines to their geological origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **10**, 316–320.

FÉLEGYHÁZI ZS. 1968: Összefoglaló jelentés a MÜ kezelésében lévő Mátrai és Velencei Hegységi ércelőfordulások nyomelemeiről. *Kutatási jegyzőkönyv. Országos Érc és Ásványbányák Kutató és Termelő Művei, Budapest*, 95 p.

FÜGEDI U., HORVÁTH I. & ÓDOR L. 2000: A gyöngyösoroszi környezetszennyezés. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Intranet

GAVELIN S. & GABRIELSON O. 1947: Spectrochemical investigations of sulfide minerals from the ores of the Skellefte district. The significance of minor constituents for certain practical and theoretical problems in economic geology. *Sveriges Geologiska Undersökning C*, **491**, 1–45.

GOLDBERG E. D. 1954: Marine geochemistry-I. Chemical scavengers of the sea. *Journal of Geology* **62**, 249–265.

GOLDBERG E.D. & ARRHENIUS G.O.S. 1958: Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 13, 153–212.

HORVÁTH Zs. 1976: Felsőcsatári szerpentin kobalttartalmának kinyerése baktériumos lúgzással. Kutatási jegyzőkönyv. Nehézipari Műszaki Egyetem, Fémkohászati Tanszék, Miskolc-Egyetemváros, 91 p.

HUNTCHINSON G.E., BENOIT R.J., COTTER W.B. & WANGERSKY P.J. 1955: The nickel, cobalt and copper contents of deep-sea sediments. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **41**, 160–162.

INFOMINE.COM 2013: URL: www.infomine.com/investment/metal-prices/cobalt/

KONRÁD GY., ÁDÁM I., BARABÁS A., BARABÁS A., HÁMOS G., CSICSÁK J., BARABÁSNÉ STHUL Á., CSÁVÁRI M., GERZSON I., HARSÁNYI L., LENDVAI L., MAJOROS GY. & MÁTHÉ Z. 2000: Zárójelentés a magyarországi uránérc-kutatásról és a Ny-mecseki uránérc-bányászatról. Mérce Bt. Zárójelentés. *Kézirat. Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős*, 457 p.

LEBEDEV V.I. 2003: *Ore-magmatic systems of arsenide-cobalt deposits*. Publishing Centre of Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Kyzyl, 131 p.

LUNDEGARDH P. H. 1945: Distribution of vanadium, chromium, cobalt and nickel in eruptive rocks. *Nature* **155**, 733.

MATOS G.R. & SHEDD K.B. 2005: Cobalt End-Use Statistics. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Last modification: September 1, 2005. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/cobalt-use.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

MENZIE W.D., SOTO-VIRUET Y., BERMÚDEZ-LUGO O., MOBBS P.M., PEREZ A.A., TAIB M., WACASTER S. & STAFF 2013: Review of Selected Global Mineral Industries in 2011 and an Outlook to 2017. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Open-File Report 2013–1091. URL: *http://pubs. usgs.gov/of/2011/1058/of2011–1058 text.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

NAGY B. 1979: A budai-hegységi porlott dolomitok vizsgálata. Földtani Közlöny 109/1, 46-74.

NAGY B. 1980: Adatok a velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásványparageneziséhez és geokémiájához. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1978, 263–275.

NAGY B. 1990: A nagyirtáspusztai ércesedés (Börzsöny hegység). *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988**/1, 277–325.

NEMECZ E. 1956: A perkupai szerpentin ásványtani és geokémiai vizsgálata. Földtani Közlöny, 84. 424–433.

NOCKOLDS S.R. & ALLEN R. 1953: The geochemistry of some igneous rock series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 105–142.

NOCKOLDS S.R. & ALLEN R. 1954: The geochemistry of some igneous rock series I. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 5, 245–285.

NOCKOLDS S. R. & ALLEN R. 1956: The geochemistry of some igneous rock series II. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 9, 34–77.

NOCKOLDS S.R. & MITCHELL R.L. 1948: The geochemistry of some Caledonian plutonic Rocks: a stdy in the relationship between the major and trace elementes of igneous rocks and their minerals. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **61**, 533–575.

NOCKOLDS S.R. 1954: Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bulletin of Geological Society of America* **65**, 1007–1032.

ÓDOR L. 1969: Jelentés a Balinka II. terület eocén barnakőszénösszletén végzett geokémiai vizsgálatokról. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1967**, 315–343.

POLGÁRI M., SZABÓ Z. & SZEDERKÉNYI T. (ed.) 2000: Mangán Monográfia. Mangánércek Magyarországon, Grasselly Gyula akadémikus emlékére. MTA Szegedi Akadémiai Bizottsága, Szeged, 652 p.

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., TÖRÖK Á., BARABÁSNÉ STUHL Á. & NAGY E. 1993: Triász. Mecseki és Villányi Egység. *In:* HAAS J. (*ed.*) *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei*. Magyar Állami Földtani Intézet & Magyar Olaj- & Gázipari Rt., Budapest, 223–264.

SCHULZ J.K., CHANDLER V.W., NICHOLSON S.W., PIATAK N., SEAL R.R., WOODRUFF L.G. & ZIENTEK M.L. 2010: Magmatic Sulfide-Rich Nickel-Copper Deposits Related to Picrite and (or) Tholeiitic Basalt Dike-Sill Complexes: A Preliminary Deposit Model. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2010–* **1179**, 31 p.

SCHWARZ F. J., KIRCHGESSNER M. & STANGL G.I. 2000: Cobalt requirement of beef cattle – feed intake and growth at different levels of cobalt supply. *Journal of Animal Physiology and Animal Nutrition* **83/3**, 121–131.

SHEDD K.B. 1993: The Materials Flow of Cobalt in the United States. United States Department of the Interior, Bureau of Mines. Information Circular 9350. URL: *http://pubs.usgs.gov/usbmic/ic-9350/ic-9350.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2003a: Cobalt. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2003, 52–53. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/210303.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2003b: Cobalt. *In:* 2002 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmyb02.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2004a: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2004, 50–51. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmcs04.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2004b: Cobalt. *In:* 2003 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmyb03.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2005a: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2005, 50–51. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/ cobalt/cobalmcs05.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2005b: Cobalt. *In:* 2004 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmyb04.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2006a: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2006, 52–53. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmcs06.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2007a: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2007, 48–49. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmcs07.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2007b: Cobalt. *In:* 2005 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/cobalmyb05.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2008a: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2008, 52–53. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2008-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2008b: Cobalt. *In:* 2006 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/myb1-2006–cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2009a: Cobalt [Advance Release]. *In:* 2007 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/myb1-2007-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2009b: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2009, 48–49. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2009-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2010a: Cobalt [Advance Release]. *In:* 2008 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/myb1-2008-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2010b: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2010, 46–47. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2010-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2011a: Cobalt [Advance Release]. *In:* 2009 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/myb1-2009-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2011b: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2011, 46–47. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2011-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2012a: Cobalt [Advance Release]. *In:* 2010 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/myb1-2010-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2012b: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2012, 46–47. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2012-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SHEDD K.B. 2013a: Cobalt [Advance Release]. *In:* 2011 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/myb1-2011-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 02.

SHEDD K.B. 2013b: Cobalt. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2013, 46–47. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2013-cobal.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

SLACK J.F., CAUSEY J.D., EPPINGER R.G., GRAY R.G., JOHNSON C.A., LUND K.I. & SCHULZ K.J. 2010: Co-Cu-Au deposits in metasedimentary rocks. USGS-Open-File Report 1212, 13 p.

SMALES A.A., MAPPER D. & WOD A. J. 1957: The determination of small quantities of nickel, cobalt and copper in rocks, marine sediments and meteorites. *Analyst* **82**, 75–88.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 680 p.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. & FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1955: Geokémiai vizsgálatok magyarországi kőszenek hamuin. *Földtani Közlöny* **85**/1, 7–43.

VARHEGYI GY. & MISKEI M. 1973: Nagytisztaságú kobalt előállítása I. Kutatási jegyzőkönyv, Fémipari Kutató Intézet, Budapest, 25 p.

WAGER L R. & MITCHELL R.L. 1943: Preliminary observations on trace elements in the rocks of the Skaergaard intrusion, Greenland. *Mineralogical Magazine* **26**, 283–296.

WAGER L.R. & MITCHELL R.L. 1951: The distribution of trace element.s during strong fractionataion of basic magma – a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1, 129–208.

WEBELEMENTS.COM 2013: URL: http://www.webelements.com/cobalt/isotopes.html. Letöltés: 2013. 05. 14.

WEBMINERAL.COM 2013 URL: http://pubs.usgs.gov/sir/2011/5084/

WILBURN D.R. 2008: Material Use in the United States Selected Case Studies for Cadmium, Cobalt, Lithium, and Nickel in Rechargeable Batteries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Scientific Investigations Report 2008–5141. URL: *http://pubs.usgs.gov/sir/2008/5141/sir-2008-5141. pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

WILBURN 2012: Cobalt mineral exploration and supply from 1995 thourgh 2013. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, http://pubs.usgs.gov/sir/2011/5084/

YOUNG E. J. 1954: Trace elements in recent marine sediments. *Bulletin of the Geological Society of America* **65**, 1329.

Nióbium és tantál

NIÓBIUM ÉS TANTÁL

Németh Norbert*

Miskolci Egyetem, Ásványtani–Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros. *E-mail: foldnn@uni-miskolc.hu

Molnár József, Tompa Richárd

Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros.

A nióbium és a tantál tulajdonságai							
A nióbium és a tantál geokémiája	91						
Nióbium- és tantáltartalmú ásványok	92						
Tantalit-kolumbit elegysor	92						
Wodginit-csoport [Mn(Sn,Ta)(Ta,Nb) ₂ O ₈]	93						
Euxenit-polikrász elegysor [(Y,Ca,Er,La,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆]	93						
Piroklor-csoport	93						
Fergusonit/formanit-szamarszkit csoport	94						
Egyéb ásványok	94						
Nióbium- és tantáltelepek	94						
A nióbium és tantál bányászata és kereskedelme							
A nióbium és tantál kinyerése és felhasználása	104						
Magyarországi nióbium- és tantálelőfordulások	105						
Velencei-hegység	106						
Mecsek és környéke	107						
Bükk	107						
Kőszegi-hegység	108						
Dunántúli-középhegység	108						
Magyarország szomszédsága: Gömör-Szepesi-érchegység	108						
Kutatási javaslatok	108						
Irodalom	109						

A nióbium és a tantál tulajdonságai

A nióbiumot (ez utóbbit korábban kolumbiumnak is nevezték, ami főleg Amerikában sokáig tartotta magát) és a tantált a XIX. század elején fedezték fel. Ennek ellenére az 1860-as évekig tartott annak végleges meghatározása, hogy valójában két elemről van szó (CARDARELLI 2008). Az elnevezések is a rokonságot tükrözik: Niobé Tantalosz leánya a görög mitológiában. A szétválasztási nehézségek oka a két fém nagyon hasonló viselkedése és magas olvadáspontja volt, valamint ellenálló-képessége a legtöbb savval szemben; legjelentősebb különbségük a sűrűségükben van, ami a moláris tömeg csaknem 1:2 arányából fakad. Vegyileg legstabilabb az oxidos formájuk, amelyben kationjaik +5-ös vegyértéken szerepelnek (Nb₂O₅, Ta₂O₅).

Vegyjel	Nb	Та
Rendszám	41	73
Csoportnév	átmeneti fémek	átmeneti fémek
Standard atomtömeg	92,90638 g/mol	180,9479 g/mol
Stabil izotópok tömegszámokkal és gyakoriságokkal	⁹³ Nb (100%)	¹⁸¹ Ta (99,988%), ^{180m} Ta (0,012%) (metastabil)
Sűrűség szobahőmérsékleten	8,57 g/cm ³	16,656 g/cm ³
Olvadáspont norm. légnyomáson	2468 °C	2996 °C
Forráspont norm. légnyomáson	4930 °C	5425 °C
Atomsugár	0,146 nm	0,146 nm
Jellemző oxidációs számok és hozzá tartozó ionsugarak	+5: 0,062 (4-es koord.), 0,088 nm (8-as koord.)	+5: 0,088 nm
	+4, +3, +2, -1	+4, +3, +2, -1
Normálpotenciál	-1,099 V	-0,6 V
Elektronegativitás (Pauling)	1,6	1,5

1. táblázat: A Nb és Ta főbb fizikai és kémiai tulajdonságai

Lényegében azonos ionsugaruk folytán a legtöbb vegyületükben képesek egymást helyettesíteni (RANKAMA & SAHAMA 1950: 719–728). A szétválasztásuk fluoridvegyület formájában lehetséges. Kis oldhatóságuk miatt toxikus hatásuk lényegében nincs (DE Vos & TARVAINEN 2005).

A nióbium és tantál elemek főbb fizikai és kémiai jellemzőit az 1. táblázat tartalmazza.

A nióbium és a tantál geokémiája

A nióbium és a tantál "nagy mezőerősségű" (HFSE) fémek (POHL 2011). A Goldschmidt-féle beosztás szerint tisztán litofil elemek, azaz a litoszféra legfelső részében dúsulnak (RANKAMA & SAHAMA 1950: 719–728).

A földkéregben a Ta 1–2 ppm, a Nb 12–20 ppm koncentrációban van jelen POHL (2011) szerint. A British Geological Survey (SHAW & GOODENOUGH 2011) a teljes kontinentális kéregre RUDNICK & GAO (2003) alapján 0,7 ppm Ta és 8 ppm Nb-t ad meg. Az idézett szerzők által a felső kéregre összegyűjtött becslések 10–14 ppm Nb és 0,74–1 ppm Ta között vannak, ők pedig 12 ppm (Nb) és 0,9 ppm (Ta) értéket javasolnak. DILL (2010) 2,4 ppm Ta és 20 ppm Nb-t ad meg átlagosan, és KUZMENKO (1978)-ra hivatkozva a 2. táblázatban megadott részletes átlagadatokat közli.

	Kőzettípus	Ta (ppm)	Nb (ppm)
tek	ultrabázikus (dunit, piroxenit)	0,7	6
ŝgi Őze	bázikus (gabbró)	0,7	12
élyse ás k	intermedier (diorit, granodiorit)	1,1	11
mé	gránit	2,6	15
ma	alkáli (szienit)	11,0	133
.= s	bázikus (bazalt)	3,5	47
nlés gmá: etek	intermedier (andezit)	11,2	63
ciön nag kőza	riolit	9,8	37
	alkáli kiömlési magmás kőzetek	14,4	204

 táblázat: Jellemző Nb- és Ta-koncentrációk különféle kőzettípusokban (DILL 2010, KUZMENKO 1978 nyomán) További összegyűjtött, publikált, a kőzettípusra vagy geodinamikai környezetre való vonatkozás szerint is megjelölt elemzési adatok az EARTHREF.ORG (2012) földi geokémiai referenciamodelljében találhatók.

Az adatokból látható néhány tendencia: mindkét elem nagyobb arányban van jelen a kiömlési kőzetekben, mint a mélységiekben, illetve a kéreg felső részében (és az azt alkotó savanyú kőzetekben), mint az alsóban. Még markánsabb jellemzőjük, hogy elsősorban alkáli magmás kőzetekben találhatóak nagyobb mennyiségben, míg a szubdukciós zónák mészalkáli magmás kőzetei Nb- és Ta-szegények. Ez az eloszlás annak tudható be, hogy két, geokémiailag nagyon hasonlóan viselkedő, inkompatibilis, litofil átmeneti fémről van szó. Ionsugaruk viszonylag kicsiny, és erős elektrosztatikus mezejük van, ezért nem valószínű a beépülésük a kőzetalkotó ásványokba helyettesítő pozícióban, ellenben könnyen képeznek komplexeket könnyenillókkal (DILL 2010, POHL 2011). Ezért a magmatizmus utókristályosodási (pegmatitos) fázisában aktív fluidumokban dúsulnak fel, és önálló, illetve ritkaföldfémekkel közös ásványfázisokat alkotnak. Beépülhetnek a kassziterit (ónkő), valamint a titánés cirkóniumtartalmú ásványok (RANKAMA & SAHAMA 1950: 719–728) kristályrácsába is.

Hasonlóságuk folytán a Nb és a Ta általában egymástól nem különül el, ugyanazokban az ásványokban egymást helyettesítve fordulnak elő, és teleptanuk sem különbözik egymástól. A mállási folyamatok azonban a kevésbé mobilis tantál relatív dúsulásához vezethetnek a nióbiumhoz képest. Európa talajaiban átlagosan 10 ppm alatti Nb- és 0,7 ppm körüli Takoncentrációt lehet tapasztalni. Magyarország területén ÉK-en és DNy-on mértek az átlagot meghaladó (15, illetve 1 ppm feletti) értékeket (DE Vos & TARVAINEN 2005).

Nióbium- és tantáltartalmú ásványok

A Nb és a Ta általában együtt fordulnak elő ásványaikban, egymást helyettesítő elemekként épülnek be a kristályrácsba. Legelterjedtebb ásványaik opak, nagy fajsúlyú oxidok. Ezek közül a teleptani szempontból legfontosabb csoportokat ismertetjük röviden a MINERAL GAL-LERY (2012a-g), a MINERALOGY DATABESE (2012), a MINERALIENATLAS (2012) és a MINDAT (2012) alapján.

Kolumbit-tantalit elegysor

Más néven: kolumbit elegysor a niobit $[(Fe,Mn,Mg)(Nb,Ta)_2O_6]$ és a tantalit $[(Fe,Mn,Mg)(Ta,Nb)_2O_6]$ sorvégi tagok között (POHL 2011).

A legelterjedtebb Nb-Ta ásvány, rombos rendszerben kristályosodik (létezik egy tetragonális dimorf párja is, a tapiolit). A két sorvégi tag (mely tisztán sohasem fordul elő a természetben) nevének összevonásával "koltán"-ként is emlegetik. A Fe, Mn és Mg arányának a változása kevéssé befolyásolja a tulajdonságait, a Nb és a Ta ellenben a fajsúlyban mutatkozik meg: 5,2 (5,0–5,3) g/cm³ a kolumbit és 8,0 g/cm³ vagy még több a tantalit esetében. Színe fekete, sötétbarna vagy vörösesbarna, karca is barna vagy fekete. Egy irányban jól hasad. Jellemzően zömök prizmás vagy táblás, de tömegesen is előfordulhat. Keménysége 6–6,5. Néha gyengén mágneses. Csekély urántartalma lehet, viszont ólom elsődlegesen nem épül a szerkezetébe, így radiometrikus kormeghatározásra alkalmas. A Sc 6% koncentrációt érhet el benne, így ennek a fémnek is potenciális ércásványa.

Wodginit-csoport [Mn(Sn,Ta)(Ta,Nb),O_s]

Monoklin, sötétbarna, barna karcú, jellemzően prizmás termetű ásvány. Hasadása nincs. Keménysége 5,5, fajsúlya 7,3 g/cm³ körüli. A Mn-t Fe és Li, az Sn-t pedig Ti is helyettesítheti. Pegmatitok amfibolit-zónájában fordul elő.

Euxenit-polikrász elegysor [(Y,Ca,Er,La,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti),O₆]

A "ritkaföldfém-oxidok" egyike, az euxenit a Ta-Nb-ban, a polikrász a titánban gazdagabb változat. Rombos rendszerben kristályosodik. Fajsúlya 4,3–5,9 g/cm³. Színe fekete, karca pedig sárga, barna. Keménysége 5,5–6,5. Jellemzően táblás vagy prizmás, de tömeges is lehet. Hasadása nincs. Gyengén radioaktív lehet.

Piroklor-csoport

A piroklor-csoportba a mikrolit [(Ca,Na)₂Ta₂O₆(O,OH,F)], a piroklor [(Ca,Na)₂Nb₂O₆(OH,F)] és a betafit [(Ca,Na,U)₂(Ti,Nb,Ta)₂O₆(OH,F)] tartoznak. Szabályos rendszerben kristályosodó ásványok, jellemzően alkáli magmatitok elsődleges, járulékos ásványai (SHAW & GOODE-NOUGH 2011). A képlet első helyén a Ca és a Na sok más elemmel, például ritkaföldfémekkel is helyettesíthető; ezek a "ritkaföldfém-oxidok" közé tartoznak. Színük változatos lehet, jellemzően sárga, karcuk pedig sárga, barna. Négy irányban hasadnak, de nem jól. Keménységük 4–5,5, sűrűségük 3,7–5,7 (a Ta-tartalmúak nehezebbek a Nb- tartalmúaknál). Gyengén radioaktívak lehetnek.

Fergusonit/formanit-szamarszkit csoport

A "ritkaföldfém-oxidok" közé tartoznak. A fergusonit $[(Y,RE)NbO_4]$ - formanit $[(Y,RE)TaO_4]$ elegysor (RE: ritkaföldfém) tetragonális dipiramisos, a szamarszkit $[(Y,Ce,U,Fe)(Nb,Ta,Ti) O_4]$ pedig rombos rendszerben kristályosodik. Egy irányban gyengén hasadnak. Színük fekete, sötétbarna, karcuk barna. Fajsúlyuk változatos, de 4 g/cm³ feletti. Gyengén radioaktívak lehetnek.

Egyéb ásványok

További, telepképzésben jelentős ásványok az ixiolit, a perovszkit-csoport (loparit, lueschit) és a rutil-csoport (struverit, ilmenorutil) (POHL 2011, SHAW & GOODENOUGH 2011).

Nióbium- és tantáltelepek

Egy kőzet akkor tekinthető Nb-Ta-ércnek, ha a Nb-Ta-oxidok részaránya meghaladja a 0,5%ot, vagy torlatokban a 200 g/m³-t (DILL 2010). Gyakran ritkaföldfémek és Sc is társul ehhez, ami az érc értékét növeli, a P (>0,1%), Ti, Zr és Sn (>4–8%) dúsulásai viszont értékcsökkentő tényezők.

Alapvetően három kőzettípusban fordulnak elő Nb-Ta telepek (DE KUN 1962, SHAW & GOODENOUGH 2011): karbonatitokban, alkáli gránitokban és szienitekben, valamint LCT (lítium-cézium-tantáldúsulást hordozó) gránitokban és pegmatitjaikban.

Az első kettő főleg a Nb-, a harmadik a Ta-dúsulások anyakőzete. Genetikailag rokon kőzetek lévén, gyakran egymás mellett fordulnak elő, és ez esetben akár egy szűk körzetben többféle telep is kialakulhatott, illetve hozzájárulhatott a torlatok kialakulásához. A mállásnak ellenálló és nagy fajsúlyú Nb-Ta-oxid ércásványok főként az elsődleges telepek mállott, oxidált zónáiban és lepusztulásuk nyomán felhalmozódott torlatokban érnek el műrevaló koncentrációt.

- A karbonatitok az alkáli magmatitokkal együtt a riftövekre jellemző kőzetek, anyaguk a köpenyből származik. Leginkább kis intrúziókat és kőzetteléreket formálnak. Nagyobb mértékben a Nb, míg a Ta kevésbé dúsul bennük, jellemzően piroklór, loparit és lueschit ásványokban. Átlagos Nb-tartalmuk ritkán éri el az 1%-ot, leginkább század-tizedszázaléknyi, azonban a magma differenciációja, valamint utólagos metaszomatikus és hidrotermális hatások megnövelhetik a koncentrációt. A telepek jellemző kísérőásványai foszfátok, vermikulit, fluorit, barit, cirkon, U-, Th és ritkaföldfém-ásványok.

Karbonatitokban kialakult Nb(-Ta)-telepek: St. Honoré, Kanada (ópaleozoikum), Lovozero Komplexum, Oroszország (ópaleozoikum), Araxá, Brazília (kréta), Chilwa-tartomány, Malawi (kréta), Lueshe és Bingo, Kongói DK (kréta?), Tapira, Araxá, Salitre I és II, Catalão, Brazília (prekambriumi Araxá formációcsoport), Niobec és Oka kalciokarbonatit komplexum (sövit) Quebecben, Kanada (alsó-középső-kréta) (DILL 2010, SHAW & GOODE-NOUGH 2011).

Ezek közül a kanadai telepekben termelik az elsődleges kristályosodásból származó ércet, egyébként jellemzően a szupergén dúsulások műrevalóak. A legjelentősebb telep a brazíliai Araxá, ahol egy kb. 4,5 km átmérőjű kör alaprajzú intrúzió központi részén a lateritesedés átlagosan 2,5%-os Nb-oxid koncentrációt hozott létre; ezt bányásszák. Említésre méltó még a kínai Bayan Obo ritkaföldfém-telep, amely karbonatitokkal áthatott üledékes kőzetben alakult ki, és Nb-ban is gazdag (SHAW & GOODENOUGH 2011).

- Az alkáli (és peralkáli) gránitokra és szienitekre a Na és K Al feletti túlsúlyán kívül jellemző még a magas Fe-, F-, Zr-, Rb-, U-, Th-, REE- és Nb-tartalom, míg a Ta dúsulása nem jellemző. Ezek többnyire azok a magas valenciájú, inkompatibilis elemek, amelyek nem épülnek be a kristályosodás korábbi fázisainak kőzetalkotó elemeibe, és könnyen mobilizálhatóak az alkáli környezetre jellemző fluidumokban, így hidrotermálisan is dúsulhatnak. A jellemző ércásvány a piroklor, emellett eudialit, loparit fordulhat elő. A tipikus érckoncentráció 0,1–1% Nb-oxid és <0,1% Ta-oxid.</p>

Alkáli gránitokban és szienitekben kialakult telepek: Ilímaussaq, Motzfeld (Gardar Komplexum), Grönland; Lovozero Komplexum, Oroszország (ópaleozoikum); Strange Lake, Blatchford Lake, Thor Lake, Kanada (proterozoikum); Kaldzsan-Buregtaj, Mongólia (devon); Kanyika, Malawi; Ghurrayah, Szaúd-Arábia; Pitinga, Brazília; további telepek vannak Nigériában, Marokkóban és Namíbiában (SHAW & GOODENOUGH 2011, DILL 2010).

- A pegmatitok, bár a különbség inkább szöveti, mint összetételbeli, az alkáli gránitoknál még inkább dúsulnak az inkompatibilis elemekben. Különösen az LCT-típusúakra igaz, hogy a Ta dúsulása felülmúlja a Nb-ét (LINNEN et al. 2012). A Ta-ásványok előfordulhatnak általában albit-gazdag aplitrétegekben hintésként vagy helyettesítő ásványként. A főbb dúsuló elemek: Li, Rb, Cs, Be, Sn a Ta és a Nb mellett.

LCT-típusú gránitokban és pegmatitokban kialakult telepek: Abu Dabbab, Nuweibi, Egyiptom; Ji-csun, Kína (jura); Greenbushes, Wodginia, Ausztrália (archaikum); Tanco, Kanada (archaikum); Volta Grande, Brazília; Kenticha, Etiópia (kambrium); Morrua, Malopino (Algo Ligonha terület), Mozambik (ordovicium); Manolo-Kitolo, Kongó (prekambrium). Fontos, és genetikailag ide sorolható Ta-források még Thaiföld és Malajzia torlatos ónérctelepei (SHAW & GOODENOUGH 2011, DILL 2010). Kıss (1982: 361–364) az alkáli intrúziók, hozzájuk kapcsolódó pegmatitok és a karbonatitok Nb-Ta telepeit ismerteti. Külön említi a kola-félszigeti loparittelepeket, valamint az afrikai Manolo-Kitolo (Zaire, jelenleg Kongói DK), Umtali, Ebonit-Salisbury, Matopos, Fort Victoria (Zimbabwe), Bukuru, Jemaa, Galabar, Ropp-Tenti (Nigéria) pegmatitokon kialakult torlattelepeket.

A nióbium és tantál bányászata és kereskedelme

A tantál és a nióbium a szabadpiacon nem forgalmazott nyersanyagok. Az ellátás hosszú távú szerződéseken alapul. Ez annak köszönhető, hogy a két fém műrevaló telepeinek, ilyenformán termelőinek száma kicsi, és ezek között is vannak olyanok, amelyekkel különféle etikai problémák merülnek fel: elsősorban az, hogy hasznukat közvetlenül polgárháborús fegyverkezésre fordítják. Az Amerikai Egyesült Államokban 2010. július 21-én aláírt Dodd-Frank törvény "Congo Conflict Minerals"-ról (kongói konfliktusos ásványokról) szóló passzusa kizárta a Közép-Afrikában termelt "koltán" érceket az Amerikai Egyesült Államok piacáról, és ennek következményeképpen az olyan, ezzel szorosan összefüggő gazdaságokból is, mint például Kína. A nem átlátható piaci viszonyoknak köszönhetően az aktuális árakról is csak becslések állnak rendelkezésre. (Dodd-Frank Act 2010, MAGMACOLTAN.COM 2012a)

A tantáltermelés nagyobb része pegmatitos típusú telepekből (illetve azok szupergén dúsulásaiból) származik, de az utóbbi időben előretörőben van az alkáli gránitok telepeinek hasznosítása, és a jelenleg nem művelt telepek átlagos minőségi paraméterei alig rosszabbak a művelésbe vontaknál (Burt 2010). A piaci kereslet mintegy 20%-át teheti ki az újrahasznosított Nb és Ta, ami főleg az acélötvözetek és a karbidok feldolgozásából származik (SHAW & GOODENOUGH 2011). A kondenzátorok újrafeldolgozása megoldatlan, de potenciálisan jelentős forrásul szolgálhat. Mindent összevetve a világ Nb- és Ta-készletei kimerülésétől belátható időn belül nem kell tartani; a kritikus elemek közé főként azért sorolják ezeket, mert ezek a készletek aránylag kevés helyen koncentrálódnak, és kisszámú piaci szereplő egyedi döntései nagyon jelentős befolyást gyakorolnak a kínálatra.

Az EU-ban Nb-Ta-bányászat nincs, a régió teljes egészében behozatalra szorul. A BGS (British Geological Survey) adatai szerint 2010-ben Magyarország is megjelent a tantálimportőrök között (BROWN et al. 2012: 323). A világ többi részén ellenben aránylag elterjedtek a Nb-Ta telepek, még ha nem is egyforma minőségben és méretben. A termelésük szerint 2010-ben legfontosabb nióbium- és tantálércbányákat SCHWELA (2010) nyomán a 3. táblázat mutatja be.

Bánya neve	Földrajzi hely	Tulajdonos
Mibra	Minas Gerais, Brazília	Fluminense Mineração SA (AMG-csop.)
Kenticha	Etiópia	Ethiopia Mineral Development Enterprise
Lovozero	Kola-félsziget, Oroszország	LGOK, Szolikamszk Magnézium Üzemcsop.
Yichun (Ji-csun)	Kína	állami
Pitinga	Brazília	Mineração Taboca, Minsur-csop.
Marropino	Mozambik	Noventa

 táblázat: Néhány jelentősebb nióbium- és tantálércbánya Schwela (2010) nyomán

A helyzet azóta változott; 2010-ben az ausztrál bányák (pl. Wodginia, Greenbushes) és Tanco (Kanada) egyáltalán nem termeltek, 2011-es újbóli belépésük után újra a legfontosabbak között tartjuk nyilván ezeket (PAPP 2012b,c).



2. ábra: A nióbiumnyersanyag-árak alakulása a XX. század második felében az Amerikai Egyesült Államokban fontonként

(1 font = 0,4536 kg, 1 \$/font = 2,2046 \$/kg) (Cunningham 2012a, b)





98

Nióbium és tantál

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	2011 ¹⁰	2012 ¹¹
Ausztrália	300 (290 ²)	250 (230 ³)	240 (200 ⁴)	200	200	200 (n.a. ⁷)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Brazília	22000 (26000 ²)	26000 (29000 ³)	29000 (29900 ⁴)	29900 (35000 ⁵)	56000 (40000 ⁶)	40000 (57300 ⁷)	57000 (58000 ⁸)	57000 (58000 ⁹)	58000	58000	63000
Etiópia	8 (6 ²)	5 (6 ³)	6	6 (7 ⁵)	11	10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Kanada	3200 (3410 ²)	3400 (3280 ³)	3300 (3450 ⁴)	3400 (3310 ⁵)	3500 (4167 ⁶)	4200 (3020 ⁷)	3000 (4380 ⁸)	4300 (4330 ⁹)	4400 (4420 ¹⁰)	4400 (4360 ¹¹)	5000
Kongói DK	50	50 (13 ³)	13 (52 ⁴)	52 (25 ⁵)	25 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mozambik	n.a. (5 ²)	5 (34 ³)	35 (130 ⁴)	110 (34 ⁵)	35 (29 ⁶)	30	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Namíbia	n.a.	n.a. (1 ³)	1	1 (n.a. ⁵)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nigéria	30	30 (190 ³)	200 (170 ⁴)	170 (40 ⁵)	80 (35 ⁶)	40	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ruanda	120 (76 ²)	80 (22 ³)	30 (63 ⁴)	63	65 (80 ⁶)	80	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Uganda	$0(3^2)$	3	3 (8 ⁴)	2 (n.a. ⁵)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Más országok	0	0	0 (n.a. ⁴)	n.a.	n.a. (18 ⁶)	20 (119 ⁷)	150 (483 ⁸)	400 (530 ⁹)	600 (520 ¹⁰)	600 (732 ¹¹)	700
Összesen (kerekítve)	25700 (29900 ²)	29800 (32800 ³)	32980 (34000 ⁴)	33900 (38700 ⁵)	59900 (44500 ⁶)	45000 (60400 ⁷)	60000 (62900 ⁸)	62000 (62900 ⁹)	63000 (62900 ¹⁰)	63000 (63400 ¹¹)	69000

4. táblázat: A világ nióbiumbányászata a 2002 és 2013 közötti időszakban (nióbiumtartalom tonnában kifejezve)

¹CUNNINGHAM (2003a), ²CUNNINGHAM (2004a), ³CUNNINGHAM (2005a), ⁴Magyar (2006a), ⁵Magyar (2007a), ⁶Papp (2008a), ⁷Papp (2009a), ⁸Papp (2010a), ⁹Papp (2011a), ¹⁰Papp (2012a), ¹¹Papp (2013a), n.a.: nincs adat

CUNNINGHAM (2003a-c, 2004a, b, 2004c, 2005a, b), MAGYAR (2005, 2006a, b, 2007a-c) és PAPP (2008a-c, 2009a-c, 2010a-c, 2011a-c, 2012a-d, 2013a, b) szerint a legjelentősebb nióbium- és tantáltermelőkként megnevezett országok betűrendben Ausztrália, Brazília, Burundi, Etiópia, Kanada, Kongói DK, Mozambik, Nigéria, Ruanda, Uganda, és egy rövidebb időszakban Szomália. Továbbá jelentős ferronióbium termelők Brazília, Kanada és Oroszország.

Németh Norbert et al.

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	2011 ¹⁰	2012 ¹¹
Ausztrália	900 (940 ²)	820 (765 ³)	800 (730 ⁴)	1200 (730 ⁵)	730 (850 ⁶)	850 (435 ⁷)	435 (557 ⁸)	560 (81 ⁹)	80 (0 ¹⁰)	80 (0 ¹¹)	0
Brazília	340 (200 ²)	200	200 (250 ⁴)	215 (250 ⁵)	260 (250 ⁶)	250 (180 ⁷)	180	180	180	180	180
Burundi	7 (28 ²)	15 (14 ³)	15 (6 ⁴)	6	9 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a. (13 ¹¹)	13
Etiópia	40 (35 ²)	40 (35 ³)	35	35 (45 ⁵)	70	70 (77 ⁷)	77 (n.a. ⁸)	n.a.	n.a.	n.a. (76 ¹¹)	76
Kanada	80 (58 ²)	58 (55 ³)	55 (69 ⁴)	65 (70 ⁵)	70 (68 ⁶)	70 (45 ⁷)	45 (40 ⁸)	40 (25 ⁹)	25 (0 ¹⁰)	25 (0 ¹¹)	0
Kongói DK	60	30 (15 ³)	20 (60 ⁴)	60 (25 ⁵)	10 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a. (100 ⁸)	100 (n.a. ⁹)	n.a.	n.a. (95 ¹¹)	95
Mozambik	n.a. (12 ²)	12 (75 ³)	75 (280 ⁴)	260 (81 ⁵)	81 (70 ⁶)	70	n.a.	n.a. (113 ⁹)	110 (120 ¹⁰)	120 (260 ¹¹)	260
Namíbia	n.a.	n.a. (11 ³)	30 (11 ⁴)	5 (3 ⁵)	3 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nigéria	3	10 (23 ³)	25 (21 ⁴)	5	5 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a. (50 ¹¹)	50
Ruanda	90 (53 ²)	20 (14 ³)	15 (40 ⁴)	40	50 (62 ⁶)	60 (42 ⁷)	42 (100 ⁸)	100 (104 ⁹)	$100 (110^{10})$	110 (93 ¹¹)	90
Uganda	n.a. (5 ²)	5 (2 ³)	2 (5 ⁴)	1 (0,1 ⁵)	0 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zimbabwe	7 (144 ²)	17 (1 ³)	1 (4 ⁴)	15 (n.a. ⁵)	0,2 (n.a. ⁶)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Más országok	0	0	0	n.a.	n.a. (32 ⁶)	30 (38 ⁷)	36 (188 ⁸)	180 (162 ⁹)	170 (271 ¹⁰)	270	n.a.
Összesen (kerekítve)	1530 (1540 ²)	1230 (1210 ³)	1270 (1510 ⁴)	1910 (1260 ⁵)	1290 (1400 ⁶)	1400 (815 ⁷)	815 (1170 ⁸)	1160 (665 ⁹)	670 (681 ¹⁰)	790 (767 ¹¹)	765

5. táblázat: A világ tantálbányászata a 2002 és 2013 közötti időszakban (tantáltartalom tonnában kifejezve)

¹CUNNINGHAM (2003b), ²CUNNINGHAM (2004b), ³CUNNINGHAM (2005b),

⁴Magyar (2006b), ⁵Magyar (2007 b), ⁶Papp (2008b), ⁷Papp (2009b), ⁸Papp (2010b), ⁹Papp (2011b), ¹⁰Papp (2012b), ¹¹Papp (2013b), n.a.: nincs adat

A nióbiumtermelés döntő többsége Brazíliából származik, a készletek nagy része is ott található. A bányászati nióbiumtermelési értékek a 4. táblázatban, nagyságrendjük az 1. ábrán olvashatók.

A világ nióbiumtermelése az utóbbi három évtizedben meghétszereződött: 1977-ben 8800 t, 1990-ben 15 300 t, 2000-ben 24 800 t, 2011-ben 63 400 t, az átlagos egységár (2. ábra) 1977-ben 8700 US\$/t, 1990-ben 10 300 US\$/t, 2000-ben 19 700 US\$/t volt, míg 2011-ből nincsen megfelelő adat (Buckingham et al. 2012a, PAPP 2013c, CROCKETT & SUTPHIN 1993).









Év végi átlagos tantálkoncentrátum-ár

(egy fontnyi tantál-pentoxid tartalom ára dollárban)

4. ábra. A tantálnyersanyag-árak alakulása a XX. század második felében az Amerikai Egyesült Államokban fontonként

(1 font = 0,4536 kg, 1 US\$/font = 2,2046 US\$/kg) (CUNNINGHAM 2012a, b)

A világ tantáltermelése (5. táblázat, 3. ábra) az utóbbi három évtizedben megkétszereződött: 1977-ben 409 t, 1990-ben 396 t, 2000-ben 1070 t, 2011-ben 767 t volt. Az átlagos egységár (4. ábra) még sokkal nagyobb mértékben nőtt, ugyanezen években 66 300 US\$/t, 88 800 US\$/t, 591 000 US\$/t és 336 000 US\$/t volt (BUCKINGHAM, MAGYAR & PAPP 2012b, PAPP 2013d, CROCKETT & SUTPHIN 1993).

A tantál ára (4. ábra) 2011-ben is jelentősen emelkedett, részint a korábbi gazdasági világválság miatt bezárt bányák kieső termelése, részint pedig a "konfliktusos ásványokkal" kapcsolatos szabályozás miatt. 2012-ben visszaesés következett, de mivel a tantál más fémekkel való helyettesítésére irányuló technológiai fejlesztések nem jártak sikerrel, 2013-ban újra emelkedésre lehetett számítani (MAGMACOLTAN.COM 2012b). A COMMODITYMINE (2012) 2012 novemberében drasztikusan, az egész évben 80 US\$/kg körüli, majd októberben átmenetileg 52 US\$/kg-ra csökkent szintről 273 US\$/kg-ra (!) emelkedő tantálércárat jelzett (a tömeg az érc Ta₂O₅-tartalmára vonatkozik). 2013 első negyedévében 360 US\$/kg körüli ár alakult ki.

Nióbium és tantál

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	2011 ¹⁰	2012 ¹¹
Ausztrália	29	29	29	29	29	21	21	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Brazília	4300	4300	4300	4300	4300	2600	2600	2900	2900	2900	4100
Kanada	87	110	110	110	110	62	62	46	46	200	200
Más országok	n.a.	n.a.									
Összesen (kerekítve)	4400	4400	4400	4400	4400	2700	2700	2900	2900	3000	>4000

 6. táblázat: A világ nióbiumkészletei országonként (nióbiumtartalom ezer tonnában kifejezve)
 ¹Силлінднам (2003а), ²Силлінднам (2004а), ³Силлінднам (2005а),

⁴MAGYAR (2006a), ⁵MAGYAR (2007a), ⁶PAPP (2008a), ⁷PAPP (2009a), ⁸PAPP (2010a), ⁹PAPP

(2011a), ¹⁰PAPP (2012a), ¹¹PAPP (2013a), n.a.: nincs adat

	2002 ¹	2003 ²	2004 ³	2005 ⁴	2006 ⁵	2007 ⁶	2008 ⁷	2009 ⁸	2010 ⁹	2011 ¹⁰	2012 ¹¹
Ausztrália	36	40	40	40	40	40	40	40	40	51	53
Brazília	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	88	88	65	65	65	88
Etiópia	n.a.	4									
Kanada	3	3	3	3	3	3	3	n.a.	n.a.	n.a.	4
Mozambik	n.a.	3,2	3,2	3,2							
Más országok	n.a.	n.a.									
Összesen (kerekítve)	39	43	43	43	43	130	130	110	110	120	>150

7. táblázat: A világ tantálkészletei országonként (tantáltartalom ezer tonnában kifejezve)
¹CUNNINGHAM (2003b), ²CUNNINGHAM (2004b), ³CUNNINGHAM (2005b),
⁴MAGYAR (2006b), ⁵MAGYAR (2007b), ⁶PAPP (2008b), ⁷PAPP (2009b),
⁸Papp (2010b), ⁹PAPP (2011b), ¹⁰PAPP (2012b), ¹¹PAPP (2013b),

n.a.: nincs adat

A világ ismert nióbiumkészlete mintegy 4 millió tonna, országonkénti megoszlása a 6. táblázatban és az 1. ábrán olvasható. Az ásványvagyon döntő többsége Brazíliában van. Kisebb lelőhelyek több országban is előfordulnak, de erre következtetni nem a publikált készletekből, hanem a termelési adatokból lehet. CARDARELLI (2008) szerint a Companhia Brasiliera de Metallurgica e Mineração (az Araxá bánya működtetője) és a Mineração Catalão de Goiás (az Anglo American tulajdonában) rendelkezett a világ készleteinek 85%-ával. A kanadai Niobecet is hozzászámítva ezekhez a világ Nb-érckínálatának kb. 95%-át ez a három cég szolgáltatja.

A világon jelenleg ismert tantálkészlet kb. 120 ezer tonna. Ennek nagyobbik része Brazíliában található (7. táblázat, 3. ábra). Ha csak a megkutatott készleteket tekintjük, akkor ezután Ausztrália és Közép-Afrika következik; ha a reménybeli készleteket is, akkor viszont Oroszország és a Közel-Kelet (SCHWELA 2010).

A nióbium és tantál kinyerése és felhasználása

Az érc gravitációs szeparációval dúsítható (a Nb-Ta-oxidok nehézásványok). A nehéz frakcióból a magnetit mágneses elválasztással, a szulfidok habos flotálással vagy pörköléssel, egyéb szennyeződések savazással távolíthatóak el az érctípus összetételének megfelelően. Ónbányák érceiben a paramágneses tantáltartalmú ásványok nagy erősségű mágneses szeparációval különíthetőek el a nem mágneses kassziterittől (ónkőtől).

A fémek ipari előállítására először 1905-ben került sor (von Boltton eljárásával a Siemens & Halskénél), és az '50-es években történtek nagyobb fejlesztések a nukleáris reaktorok megjelenésével megnövekedett igények által ösztönözve (CARDARELLI 2008). A dúsított ércből először fluorsavval és kénsavval vonják ki a fémeket, majd valamilyen szerves oldószerrel, például metil-izobutil-ketonnal, tributil-foszfáttal vagy ciklohexánnal elegyítik. Ammónia hozzáadásával a fémek hidroxidok formájában csapathatóak ki. Ha karbidokat akarnak képezni, akkor ezeket kalcinálással (hevítéssel) oxidokká alakítják, és szenet adnak hozzájuk. Ha tiszta fémet akarnak előállítani, akkor kálium-fluoridot adnak az oldathoz; ez a tantállal reakcióba lép, de a nióbiummal nem. A keletkező K-Ta-fluoridot a tantálfém előállításához folyékony nátriummal olvasztják egy kemencében (alkali fusion). A nióbiumfém alumíniumpor és vasoxid hozzáadásával hevítve redukálható; ha nem ferronióbiumot, hanem tiszta nióbiumot akarnak kapni, akkor a vasoxidok helyett meszet és folypátot használnak (WEBELEMENTS.COM 2012; SHAW & GOODENOUGH 2011).

A két rokon fém közül a tantál nemcsak ritkább, de felhasználási lehetőségei is sokoldalúbbak, ezért értéke jóval nagyobb. Hagyományosan az acél szilárdságnövelő mikroötvőzőjeként használják (Maros et al. 2005a, b). Az ötvözeteinek magas fokú a hőmérsékleti stabilitása, így sugárhajtóművekben, rakétákban (pl. orrkúp) jól használható. Karbidjai nagy keménységű, magas olvadáspontú anyagok, felhasználhatóak nagy hőhatásnak kitett fúrószerszámok vágóéleihez.

A fémtantált kondenzátorok anódjaként használják leginkább, Ta-pentoxid dielektrikummal körülvéve. Kisméretű nyomtatott áramkörök nélkülözhetetlen elemei ezek a mikroelektronikában, pl. mobiltelefonokban, laptopokban, fényképezőgépekben stb. Használatos még a vegyiparban, illetve gázturbinákban hő- és korrózióálló ötvözetek részeként. Inert mivolta a gyógyászatban is alkalmassá teszi implantátumok készítésére (POHL 2011, CAR-DARELLI 2008).

A nióbium elsősorban acélötvözetekben kap szerepet, kis részarányban (~0,03%) nyomásálló csövek, nagyobb részarányban (0,5–5%) nikkelmentes rozsdamentes acél előállításához (pl. sugárhajtóművekben). Olcsóbb mivolta miatt az egyébként korrózióállóbb tantál helyettesítője lehet. Az újrahasznosított nióbium és tantál fő alkalmazási területe szintén az acélötvözet-gyártás (SIBLEY 2004). A vegyiparban, nukleáris reaktorokban korrózióálló ötvözetei kedvezőek. A termikus neutronokkal szembeni kis hatáskeresztmetszete alkalmassá teszi a nukleáris iparban való alkalmazását is. Szupravezető mágnesekben Nb-Ti(-Zr, Sn) ötvözetet használnak. Kis mennyiségben az elektronika is igényli (POHL 2011, CARDARELLI 2008).

A lítium-niobát a ferroelektromos tulajdonsága miatt optikai modulátorok és mobil telefonok alkatrészeinek alapanyaga. A nióbium krónikus biológiai allergén hatásait eddig nem tapasztalták, ezért szívritmuskeltőkben is alkalmazzák. Pora viszont irritálja az emberi bőrt és a szem nyálkahártyáját.

Magyarországi nióbium- és tantálelőfordulások

Magyarország területén Nb-Ta-telepek nem ismertek. A Dunántúlon, elsősorban a Velenceihegységben és a Mecsek K-i oldalán (a Mórágyi-rögben) azonban van gránit, illetve ezzel térben részben egybeesve előfordulnak alkáli vulkáni és szubvulkáni kőzetek is. Ezekből a kőzettestekből (5. ábra) a Ta-nál egy nagyságrenddel gyakoribb Nb-ról rendelkezünk néhány publikált elemzési adattal.



ábra. A nióbium és tantál magyarországi előfordulásai
 nyomok

Velencei-hegység

A Velencei-hegység karbon-perm korú gránitja mészalkáli jellegű, és a kutatások nem találtak arra utaló jelet, hogy pegmatitos jellegű kőzetek alakultak volna ki a differenciációja során (HORVÁTH et al. 1989). A felső-krétába sorolt alkáli magmatizmus (Budakeszi Pikrit Formáció) köpenyeredetű telérkőzeteihez (bár ezek inkább bázikus jellegűek) és az ezekkel kapcsolatos kőzetelváltozásokhoz azonban, főként a málladékban, kimutatható Nb-dúsulás tartozik.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK (1966) a Velencei-hegységben 1964-ben folytatott ritkafémkutatás során a Mo-ércesedést feltárt Retezi-táróból származó "pirites, kvarcos, muszkovitos pala" mintából mutatott ki 130 ppm Nb-t. A Velencei-hegység–Balatonfő földtani-ércföldtani előkutatási programja keretében a nagykovácsi Nagykopasz-hegyen lévő kőzetteléreket is megvizsgálták; a Bkt-1 (Budakeszi) fúrással feltárt kőzetanyagot "szilikokarbonatitos típusú"-ként írták le. Az itt gyűjtött dolomit- és mészkődarabokban sikerült "maximálisan 0,1% Nb-tartalmat" kimutatni (HORVÁTH 1985). Nb-ásványok innen nem ismertek. Az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában velencei-hegységi fúrásokból származó

mintákon végzett mikroszondás elemzések alapján a Nb titánoxid-szemcsékben volt kimutatható (Dobosi 1982).

Mecsek és környéke

A velenceihez hasonló helyzet tapasztalható a Mórágyi-hegység (Mecsek K-i oldala) területén is: karbon gránit és azt áttörő alsó-kréta alkáli, jellemzően bázikus vulkanitok (Mecsekjánosi Bazalt F.) találhatóak itt. A gránit gyengén alkáli jellegű, konvergens lemezszegélyre jellemző típusú (BUDA 1981). Alkáli összetételűnek találta MAURITZ & CSAJÁGHY (1952) a Mórágy környéki gránittestet átjáró teléreket, amelyek már a kréta magmatizmus termékei.

A Mecsek területén nemcsak geokémiai anomália ismert (kőszénhamuban max. 0,1% és a szenes összlet homokjában max. 400 ppm, Földváriné Vogl 1970), hanem a mecseki fonolitban sikerült kimutatni a következő Nb-tartalmú ásványokat is:

- Nakareniobszit-(Ce): Na₃Ca₃(Ce,La,Nd)Nb(Si₂O₇)₂(O,F)₂ – monoklin. Mikroszkopikus szemcséit, melyek maximum 140 μ m hosszúak és 10–15 μ m szélességűek, a mecseki fonolit számos feltárásában (hosszúhetényi Köves-tető, szászvári Szamár-hegy) kimutatták elektronmikroszondás elemzéssel (NAGY 2003).

 Loparit-(Ce): (Ce,Na,Ca)₂(Ti,Nb)₂O₆ – szabályos. A dunaszekcsői fonolitból mutattak ki loparithoz közelálló összetételű fázisokat mikroszondás elemzéssel (DITRÓI-PUSKÁS et al. 2000).

- Eudialit: Na₄(Ca,Ce,Fe)₂ZrSi₆O₁₇(OH,Cl)₂ – trigonális. Hipidiomorf, xenomorf, 2–3 mm-t elérő kristályai járulékos elegyrészek a hosszúhetényi fonolitban. Mikroszondás elemzések alapján esetenként tartalmazhat Nb-ot helyettesítő elemként (SZAKÁLL pers. comm).

- Joaquinit-(Ce): Ba₂NaCe₂Fe²⁺Ti₂Si₈O₂₆(OH) × H₂O – monoklin. 0,1–0,3 cm-es léces kristályok legyezős halmazaként fordul elő a hosszúhetényi fonolitban. Mikroszondás elemzések alapján 1–2% közötti a Nb₂O₅-tartalma (SZAKÁLL pers. comm).

Bükk

Torlat jellegű Nb-dúsulást ismertettek a Bükk ÉNy-i részéről (pontosabban meg nem jelölt helyekről) vett, a paleozoos rétegtani egységekbe sorolt mintákon. A BÖJTÖSNÉ VARRÓK (1974) által végzett elemzések jelentős Nb-dúsulást találtak a permi homokkövekben (Szentléleki Formáció Farkasnyaki Homokkő Tagozat, 23 minta, maximum 160 ppm) és két esetben az ezek feküjét jelentő karbon mészkőben is (ebből az egyik az 1000 ppm-et meghaladta!), valamint kisebb mértékben a karbon és perm agyagpalákban is. Ez a homokkőben együtt
járt a Be, Zr, Y dúsulásával, és valószínűleg a lehordási terület kőzeteinek eredeti dúsulását tükrözi, míg a szomszédos kőzetekbe másodlagosan, egy szulfidos ásványosodást okozó folyamat révén jutott el.

Kőszegi-hegység

FÖLDVÁRINÉ VOGL (1970) egy kőszegi-hegységbeli "törmelékes teléragyagban" mért 730 ppm Nb-ról tesz említést.

Dunántúli-középhegység

Dúsítási kísérleteket folytattak továbbá különféle hazai bauxitokkal (jellemzően 60–140 ppm, max. 200 ppm Nb) és az úrkúti mangánérccel (max. 150 ppm) (BERTÓTI et al. 1978).

Magyarország szomszédsága: Gömör-Szepesi-érchegység

Magyarország közvetlen szomszédságában a gömöri gránit kassziterit-telepeiben (Hnilec-Medvepatak a Gölnic-völgyben, valamint Hosszú-völgy [Dlhá dolina] az Alsósajó és Csucsom közötti telérekben, Rozsnyótól 15 km-re É-ra) ismert emelt Nb-Ta-tartalom, és innen kolumbitot és mikrolitot is említenek (GRECULA et al. 1995: 99–112). HAAS et al. (2010) szerint a gömöri típusú kristályos aljzat (eltemetett helyzetben) Észak-Magyarországra is átnyúlhat, és hasonló telepek potenciális hordozója lehet. A fentebbi bükki torlat-előfordulásnak ehhez azonban nem lehet köze, hiszen a paleozoikumban ezek a területek még egymástól távol helyezkedtek el.

Kutatási javaslatok

Magyarország területén valószínűtlen az önálló Nb-Ta ércesedés előfordulása. Új savanyú, alkáli intruzív testek, kivált ha pegmatitok is kapcsolódnak hozzájuk, valamint karbonatitok, illetve ezek torlatai lehetnének eséllyel kecsegtető kutatási célpontok, de felszínközelben ilyen, még ismeretlen kőzettest bizonyosan nincs Magyarországon. A tantálnál egy nagyságrenddel nagyobb klarkértékű nióbium valamelyes dúsulása mutatkozik a kőszénhamuban és egyes kohászati maradványanyagokban más értékes elemekkel együtt, amelyek hasznosítása esetén érdemes lehet megvizsgálni a nióbium kinyerésének lehetőségét is. Ehhez hasonlóan ajánlható a ritkaföldfém-dúsulások kutatása során a Nb-tartalom figyelembevétele.

Irodalom

BERTÓTI I., LUKÁCS M., PÖDÖR B. & TÓTH A. 1978: Tájékoztató kísérletek a hazai nyersanyagok nióbiumtartalmának meghatározására, preparatív dúsítására és a ferronióbium klórozhatóságára. MTA Szervetlen Kémiai Kutatólaboratóriuma. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 83 p.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1966: Wolfrám a Velencei-hegységben. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964, 293–300.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1974: Metaszomatikus ércesedés nyomai a Bükk hegység É-i részén. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972, 49–53.

BROWN T.J., IDOINE N.E., MILLS A.J., SHAW R.A., HOBBS S.F. & BIDE T. 2012: European Mineral Statistics 2006–10. A product of the World Mineral Statistics database. British Geological Survey, 366 p. URL: *www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=1389*. Letöltés: 2012. 12. 01.

BUCKINGHAM D.A., CUNNINGHAM L.D., MAGYAR M.J. & PAPP J.F. 2012a: Niobium (Columbium) Statistics. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. October 5, 2012. URL: *http://minerals.usgs. gov/ds/2005/140/ds140-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

BUCKINGHAM D.A., CUNNINGHAM L.D., MAGYAR M.J. & PAPP J.F. 2012b: Tantalum Statistics. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. October 5, 2012. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/ds140-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

BUDA GY. 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. *Acta Geologica Hungarica* 24/2–4, 309–318.

BURT R. 2010: Tantalum: a rare metal in abundance? *TIC Bulletin* 141, 2–7. URL: *tanb.org/webfm_send/102*. Letöltés: 2012. 12. 18.

CARDARELLI F. 2008: Materials Handbook. A Concise Desktop Reference. Chapter 4: Less Common Nonferrous Metals. Springer, ISBN: 978–1–84628–669–8 (Online), 213–454. URL: *link.springer.com/ book/10.1007/978–1–84628–669–8/page/1*. Letöltés: 2012. 12. 18.

COMMODITYMINE 2012: URL: www.infomine.com/commodities. Letöltés: 2012. 12. 01.

CROCKETT R.N. & SUTPHIN D.M. 1993: International Strategic Minerals Inventory Summary Report-Niobium (Columbium) and Tantalum. U.S. Geological Survey, Circular 930-M. URL: *http://pubs.usgs. gov/circ/1993/0930m/report.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2003a: Columbium (Niobium). *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2003, 54–55. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/230303.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2003b: Tantalum. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2003, 168–169. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/230302.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

CUNNINGHAM L.D. 2003c: Columbium (Niobium) and Tantalum. *In*: 2002 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/niobimyb02r.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2004a: Columbium (Niobium). *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2004, 52–53. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/colummcs04.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2004b: Tantalum. In Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2004, 166–167. URL: http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/tantamcs04.pdf. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2004c: Columbium (Niobium) and Tantalum. *In:* 2003 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/niobimyb03.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2005a: Columbium (Niobium). *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2005, 52–53. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/colummcs05.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2005b: Tantalum. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2005, 166–167. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/tantamcs05.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

CUNNINGHAM L.D. 2012a: Metal Prices in the United States through 1998. Columbium (Niobium). USGS Special Publications, 4 p. URL: *minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/230798. pdf*. Letöltés: 2012. 12. 18.

CUNNINGHAM L.D. 2012b: Metal Prices in the United States through 1998. Tantalum. USGS Special Publications, 4 p. URL: *minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/231798.pdf*. Letöltés: 2012. 12. 18.

DE KUN N. 1962: The economic geology of columbium (niobium) and of tantalum. *Economic Geology* **57**, 377–404.

DE Vos W. & TARVAINEN T. (eds.) 2005: Geochemical Atlas of Europe 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps and Related Publications. *Geological Survey of Finland*, 261–265, 353–357. URL: *weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas/text/Nb.pdf*; *weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas/text/ Ta.pdf*. Letöltés: 2013. 02. 14.

DILL H.G. 2010: The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews* **100**, 1–420.

DITRÓI-PUSKÁS Z., GÁLNÉ SÓLYMOS K., KUBOVICS I., NAGY BALOGH J. & NAGY B. 2000: Some pegmatophile and siderophile element enrichments in mafic and ultramafic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica* **41** Suppl., 31.

DOBOSI G. 1982: "A niobium és egyéb ritkafémek eloszlásának vizsgálata Velencei hegységi kőzetekben" témakörben 50/G/1981.GKL számú, illetve 3388/81. MÁFI nyilvántartási számú szerződés keretében végzett vizsgálatokról. Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratóriuma. Jelentés. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár*, 48 p.

DODD-FRANK ACT 2010: URL: banking.senate.gov/public/_files/070110_Dodd_Frank_Wall_Street_ Reform_comprehensive_summary_Final.pdf. Letöltés: 2012. 12. 01.

EARTHREF.ORG 2012: Geochemical Earth Reference Model. URL: *http://earthref.org/GERMRD*. Letöltés: 2012. 12. 01.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1970: Összefoglaló értékelő jelentés a területi ritkaelemkutatás tájékozódó jellegű kutatási fázisának eredményeiről. *Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*, 96 p.

GRECULA P., ABONYI A., ABONYIOVÁ M., ANTAŠ J., BARTALSKÝ B., BARTALSKÝ J., DIANIŠKA I., DRNZÍK E., ĎUĎA R., GARGULÁK M., GAZDAČKO L'., HUDÁČEK J., KOBULSKÝ J., LÖRINCZ L., MACKO J., NÁVESŇÁK D., NÉMETH Z., NOVOTNÝ L., RADVANEC M., ROJKOVIČ L., ROZLOŽNÍK O., VARČEK C. & ZLOCHA, J. 1995: Mineral Deposits of the Slovak Ore Mountains 1, *Mineralia Slovaca, Monograph*, 1. Geocomplex, Bratislava, 834 p.

HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

HORVÁTH I. 1985: Beszámoló a Velencei-hegység – Balatonfő földtani-ércföldtani kutatásának helyzetéről. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1983**, 37–42.

HORVÁTH I., ÓDOR L. & Ó. KOVÁCS L. 1989: A Velencei-hegységi gránit metallogéniai sajátosságai. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 349–365.

Kiss J. 1982: Ércteleptan 2. Tankönyvkiadó, Budapest, 734 p. (361–364.)

KUZMENKO M.V. 1978: *Geohimija tantala i genezisz endogennüh tantalovüh mesztorozsgyennij*. Nauka, Moszkva, 213 p.

LINNEN R.L., VAN LICHTERVELDE M. & ČERNÝ P. 2012: Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. *Elements* 8/4, 275–280.

MAGMACOLTAN.COM 2012a: What Factors Contribute to Tantalite Price and Why Should You Care? URL: www.magmacoltan.com/announcements/what-factors-contribute-to-tantalite-price-and-why-should-you-care. Letöltés: 2012. 12. 01.

MAGMACOLTAN.COM 2012b: Will The Price Of Tantalum Remain Stable? URL: www.magmacoltan.com/ announcements/will-the-price-of-tantalum-remain-stable. Letöltés: 2012. 12. 01.

MAGYAR M J. 2005: Columbium (Niobium) and Tantalum. *In:* 2004 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/niobimyb04.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

MAGYAR M.J. 2006a: Columbium (Niobium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2006, 54–55. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/colummcs06.pdf*. Letöltés: 2013. 05. 31.

MAGYAR M.J. 2006b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2006, 168–169. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/tantamcs06.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

MAGYAR M.J. 2007a: Columbium (Niobium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2007, 50–51. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/colummcs07.pdf.* Letöltés: 2013.05.31.

MAGYAR M.J. 2007b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2007, 164–165. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/tantamcs07.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

MAGYAR M.J. 2007c: Columbium (Niobium) and Tantalum. *In:* 2005 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/niobimyb05.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

MATOS G.R., CUNNINGHAM L.D. & MAGYAR M.J. 2005a: Columbium (Niobium) End-Use Statistics. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. Last modification: September 1, 2005. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/columbium-use.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

MATOS G.R., CUNNINGHAM L.D. & MAGYAR M. J. 2005b: Columbium (Niobium) End-Use Statistics. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. Last modification: September 1, 2005. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/tantalum-use.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

MAURITZ B. & CSAJÁGHY G. 1952: Alkáli telér-kőzetek Mórágy környékéről. *Földtani Közlöny* 82/4–6, 137–142.

MINDAT 2012: Wodginite. URL: www.mindat.org/min-4302.htm. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012a: Betafite. URL: www.galleries.com/Betafite. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012b: Columbite. URL: www.galleries.com/Columbite. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012c: Euxenite. URL: www.galleries.com/Euxenite. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012d: Microlite. URL: www.galleries.com/Microlite. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012e: Pyrochlore. URL: www.galleries.com/Pyrochlore. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012f: Samarskite. URL: www.galleries.com/Samarskite. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERAL GALLERY 2012g: Tantalite. URL: www.galleries.com/Tantalite. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERALOGY DATABASE 2012: URL: www.webmineral.com. Letöltés: 2012. 12. 01.

MINERALIENATLAS 2012: URL: www.mineralienatlas.de. Letöltés: 2012. 12. 01.

NAGY G. 2003: Nacareniobsite in phonolites in the Mecsek Mts (Hungary) – second occurrence in the world? *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, **1**, 75.

PAPP J.F. 2008a: Niobium (Columbium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2008, 116–117. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2008-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2008b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2008, 168–169. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2008-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2008c: Columbium (Niobium) and Tantalum. *In:* 2006 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/myb1-2006-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2009a: Niobium (Columbium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2009, 112–113. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2009-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2009b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2009, 164–165. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2009-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2009c: Columbium (Niobium) and Tantalum [Advance Release]. *In:* 2007 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/myb1-2007-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2010a: Niobium (Columbium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2010, 110–111. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2010-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2010b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2010, 162–163. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2010-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2010c: Columbium (Niobium) and Tantalum [Advance Release]. *In:* 2008 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/myb1-2008-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2011a: Niobium (Columbium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2011, 110–111. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2011-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2011b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2011, 162–163. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2011-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2011c: Columbium (Niobium) and Tantalum [Advance Release]. *In:* 2009 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/myb1-2009-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2012a: Niobium (Columbium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2012, 110–112. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2012-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2012b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2012, 162–163. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2012-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2012c: Columbium (Niobium) and Tantalum [Advance Release]. *In:* 2010 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/myb1-2010-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2012d: Columbium (Niobium) and Tantalum [Advance Release]. *In:* 2011 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/myb1-2011-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2013a: Niobium (Columbium). *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2013, 110–112. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2013-niobi.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2013b: Tantalum. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2013, 162–163. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/niobium/mcs-2013-tanta.pdf*. Letöltés: 2013.05.31.

PAPP J.F. 2013c: Niobium (Columbium). *In:* Metal Prices in the United States Through 2010. By U.S. Geological Survey National Minerals Information Center staff. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2012–5188, 114–118. URL: *http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5188/sir2012-5188.pdf*. Letöltés: 2013.03.04.

PAPP J.F. 2013d: Tantalum. *In:* Metal Prices in the United States Through 2010. By U.S. Geological Survey National Minerals Information Center staff. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2012–5188, 171–174. URL: *http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5188/sir2012–5188.pdf*. Letöltés: 2013.03.04.

POHL W.L. 2011: Economic Geology, Principles and Practice: Metals, Minerals, Coal and Hydrocarbons — an Introduction to Formation and Sustainable Exploitation of Mineral Deposits. URL: *www.walter-pohl.com/sample.html*. Letöltés: 2012. 12. 01.

RANKAMA K. & SAHAMA T.G. 1950: *Geochemistry*. The University of Chicago Press, Chicago, 912 p. (719–728).

RUDNICK R.L. & GAO S. 2003: Composition of the Continental Crust. *In:* RUDNICK R.L. (*ed*): Treatise on Geochemistry, Volume 3: The Crust. *Elsevier*, 683 p. URL: *www.geol.umd.edu/~rudnick/Webpage/ Rudnick_Gao_Treatise.pdf*. Letöltés: 2012. 12. 08.

SCHWELA U. 2010: The state of tantalum mining. Tantalum, A Supplement to Mining Journal, 12 p. URL: *www.mining-journal.com/__data/assets/supplement_file_attachment/0011/237287/Tantalum2010_scr. pdf*. Letöltés: 2012. 12. 01.

SHAW R. & GOODENOUGH K. 2011: Niobium-Tantalum Mineral Profile. BGS Commodity Profiles. URL: *www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=1389*. Letöltés: 2012. 12. 01.

SIBLEY S.F. (ed) 2004: Flow Studies for Recycling Metal Commodities in the United States. Circular 1196–A–M. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. ISBN 0–607–97344–7. URL: *http://pubs.usgs.gov/circ/2004/1196am/c1196a-m v2.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

TANB.ORG 2013b: Tantalum – Raw Materials and Processing, URL: *http://tanb.org/tantalum*. Letöltés: 2013.06.10.

WEBELEMENTS.COM 2012: Tantalum. URL: www.webelements.com/tantalum. Letöltés: 2012. 12. 01.

PLATINACSOPORT

KISS GABRIELLA*, MOZGAI VIKTÓRIA Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. *E-mail: gabriella-kiss@chello.hu

Hartai Éva*

Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros *E-mail: foldshe@uni-miskolc.hu

Molnár József, Tompa Richárd

Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros.

A platinacsoport elemeinek tulajdonságai	119
A platinacsoport geokémiája	120
A platinacsoport ásványai	123
A platinacsoport elemeinek teleptani dúsulási lehetőségei	125
Magmás platinafém telepek	126
Sztratiform PGE-Ni-Cu telepek ultrabázisos	
komplexumokban (Merensky Reef típus)	126
Kromitit típusú platinafém telepek	126
PGE-Cu-Ni telepek riftesedéshez kötődő magmatitokban	126
PGE-Cu-Ni kürtők sztratiform telepekben	126
Alaszkai-típusú komplexumokhoz kötődő platinafém telepek	127
Szkarn és porfíros rézéctelepekhez kötődő	
platinafém ércesedés	127
Meteoritbecsapódáshoz kötődő platinafém telepek	127
Komatiitekhez kötődő platinafém telepek	127
Ofiolitokhoz kötődő platinafém telepek	127
Polimetallikus erekben és breccsákban megjelenő	
platinafém telepek	128

Kiss Gabriella et al.

Karbonatitokhoz és alkáli komplexumokhoz	
kötődő platinafém telepek	128
Szerkezethez kötött platinafém telepek	128
Üledékes platinafém telepek	128
Ni-Au-PGE lateritek	129
Platinafém torlatok	129
Feketepalákhoz kötődő platinafém telepek	129
Metamorf telepek	129
A platinafémek bányászata	130
A platinafémek felhasználása	133
Magyarországi platinafém indikációk	134
A recski platinafém indikációk	135
A Darnói-egység és a Szarvaskői-egység indikációi	136
Felsőköpeny-zárványok	137
Ultrabázitok	138
Összefoglalás, kutatási javaslat	138
Irodalom	139

A platinacsoport elemeinek tulajdonságai

A platinafémeket azért soroljuk a "kritikus elemek" közé, mert különleges fizikai és kémiai tulajdonságokkal rendelkeznek. Ezek közül a legfontosabbak a korrózióálló jelleg és a magas katalitikus aktivitás, ami miatt nélkülözhetetlenek az autóiparban, a kőolaj-finomításban, vagy az erősen korrozív környezetekben (CARDARELLI 2008).

A platinacsoport hat, hasonló tulajdonságokkal rendelkező kémiai elemet foglal magába, melyek a növekvő rendszám sorrendjében a következők: ruténium (Ru), ródium (Rh), palládium (Pd), ozmium (Os), irídium (Ir) és platina (Pt). A platinacsoport megjelölésére a nemzetközi szakirodalomban gyakran a PGE (platinum group elements) rövidítést alkalmazzák. A PGE csoport tovább osztható két alcsoportra, a palládium alcsoportra (könnyű platinafémek, Ru, Rh, Pd) és az irídium alcsoportra (nehéz platinafémek, Os, Ir, Pt) (webelements. com 2012).

Etimológiailag a platina a spanyol platina (ezüst) szóból, a palládium a görög Pallas névből, az ozmium a görög osme (szag) szóból, az irídium a görög iris (szivárvány) szóból, a ruténium a latin Ruthenia (Oroszország) névből, míg a ródium a görög rhodon (rózsa) szóból származik (webelements.com 2012).

A platinacsoport elemei az átmeneti fémek csoportjába sorolhatók. Bár kémiailag nagyon hasonlók, fizikai tulajdonságaikban jelentős eltérések vannak köztük (1. táblázat). A platina, az irídium és az ozmium a legnehezebb ismert elemek (GUN & BENHAM 2009).

Név	Rendszám	Atomtömeg (g/mol)	Sűrűség (g/cm ³) (szobahőmérsékleten)	Olvadáspont (°C)	Forráspont (°C)	
Ruténium	44	101,07	10,65	2334	4150	
Ródium	45	102,9055	12,41	1964	3968	
Palládium	46	106,42	12,023	1554,9	2963	
Ozmium	76	190,23	22,59	3033	5012	
Irídium	77	192,217	22,56	2466	4428	
Platina	78	195,078	21,45	1768,3	3825	

 táblázat. A platinacsoport elemeinek néhány jellemző fizikai tulajdonsága (DILL 2010; GUN & BENHAM 2009; WEBELEMENTS.COM 2012) A platinacsoport elemeinek felhasználás szempontjából lényeges kémiai tulajdonságai a következőkben foglalhatók össze:

A platina levegőn nem oxidálódik, viszont halogének, cianidok illetve kén jelenlétében korrodálható. Nem oldódik sem sósavban, sem salétromsavban, viszont királyvízben igen, és $H_{\gamma}PtCl_{\alpha}$ alakul ki (kloroplatina sav).

Az ozmium rendelkezik valamennyi platinafém közül a legmagasabb olvadásponttal, rideg, és igen kemény. Szilárd fémként levegőn nem oxidálódik, de porában igen. Ekkor ozmium tetraoxid keletkezik, ami igen mérgező. Szemben a platinával, királyvízben sem oldódik (felfedezése is ehhez kapcsolódik: termésplatina királyvízben való oldása után ozmium és irídium maradt vissza). A kemény, rideg ozmium az ismert fémek közül a leginkább ellenálló a korrózióval szemben, sem víz, sem savak nem tudják megtámadni. Ezzel szemben megolvasztott sókkal (pl. NaCl, NaCN) reakcióba vihető.

A ruténium levegőn nem, csak magasabb hőmérsékleten (800 °C) oxidálódik, és sem hideg, sem meleg savakkal nem lép reakcióba. A ródium levegőn nem, csak magasabb hőmérsékleteken (600 °C) oxidálódik vörös színű ródium-oxiddá, míg sem vízzel, sem pedig savakkal (beleértve a királyvizet) nem lép reakcióba (WEBELEMENTS.COM 2012).

A platinacsoport geokémiája

A platinacsoport elemei stabil és radiogén izotópokként is megjelenhetnek a természetben. Utóbbinak az a jelentősége, hogy bizonyos izotópok akár érctelepek képződésének és a köpeny folyamatainak korhatározására is alkalmasak, így például a ¹⁸⁷Re \rightarrow ¹⁸⁷Os, vagy a ¹⁹⁰Pt \rightarrow ¹⁹⁶Os (HORAN et al. 1994). Érctelepek tekintetében elsősorban a likvidmagmás réz, nikkel, platinafém telepek korhatározása során alkalmazzák őket (COGGON et al. 2012).

A sziderofil elemek – így a platinacsoport tagjai is – elsősorban a földmagban dúsulnak. A kéregben a Föld PGE tartalmának kevesebb, mint 0,1%-a, a litoszférikus köpenyben is kevesebb, mint 1%-a van jelen (SCHMIDT & PALME 1998). A kéreg PGE elemekben való elszegényedése azonban mégsem olyan mértékű, mint azt a mag-köpeny egyensúly alapján várnánk (ez az ún. sziderofil anomália), így az egyik értelmezés szerint valószínűsíthető, hogy a köpenyhez (és a belőle differenciációval keletkező kéreghez) későbbi folyamatok során sziderofil elemek adódtak hozzá (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 2004).

A platinafémeknek a mag-köpeny egyensúly alapján vártnál nagyobb mennyisége a földkéregben a jelenleg leginkább elfogadott magyarázat szerint a "késői burkolat" (late veneer) hipotézissel magyarázható. Eszerint a Föld övezetességének kialakulása és a késői bombázás (4–3,8 Md év) időszaka után kondritmeteoritok becsapódása okozta a platinafém többletet, és a megfigyelhető kondritos elemarányokat (CHOU et al. 1983). A platinacsoport elemeinek földkéregbeli mennyiségét, valamit stabil ás radioaktív izotópjait a 2. táblázat mutatja.

	Földkére	gbeli m	ennyiség (mg/kg)				
Név Cardarelli Dill 2008 2010 earth		earthref.org 2012	Stabil izotópok	Radiogén izotópok			
Ruténium	0,0004	0,001	0,0034	⁹⁶ Ru, ⁹⁸ Ru, ⁹⁹ Ru, ¹⁰⁰ Ru, ¹⁰¹ Ru, ¹⁰² Ru, ¹⁰⁴ Ru	⁹⁶ Ru, ⁹⁶ Ru, ⁹⁶ Ru, ⁹⁶ Ru, ⁹⁶ Ru		
Ródium	0,001	0,001	0,0006	¹⁰³ Rh	⁹⁹ Rh, ¹⁰⁰ Rh, ¹⁰¹ Rh, ¹⁰² Rh, ¹⁰⁴ Rh, ¹⁰⁵ Rh		
Palládium	0,01	0,003	0,0052	¹⁰² Pd, ¹⁰⁴ Pd, ¹⁰⁵ Pd, ¹⁰⁶ Pd, ¹⁰⁸ Pd, ¹¹⁰ Pd	¹⁰⁰ Pd, ¹⁰¹ Pd, ¹⁰³ Pd, ¹⁰⁷ Pd, ¹⁰⁹ Pd, ¹¹¹ Pd, ¹¹² Pd		
Ozmium	0,001	0,0002	0,0005	¹⁸⁴ Os, ¹⁸⁶ Os, ¹⁸⁷ Os, ¹⁸⁸ Os, ¹⁸⁹ Os, ¹⁹⁰ Os, ¹⁹² Os	¹⁸² Os, ¹⁸³ Os, ¹⁸⁵ Os, ¹⁹¹ Os, ¹⁹³ Os, ¹⁹⁴ Os		
Irídium		0,0002	0,0002	¹⁹¹ Ir, ¹⁹³ Ir	¹⁸⁸ Ir, ¹⁸⁹ Ir, ¹⁹¹ Ir, ¹⁹² Ir		
Platina		0,001	0,005	¹⁹⁰ Pt, ¹⁹² Pt, ¹⁹⁴ Pt, ¹⁹⁵ Pt, ¹⁹⁶ Pt, ¹⁹⁸ Pt	¹⁹¹ Pt, ¹⁹³ Pt, ¹⁹⁷ Pt		

2. táblázat. A platinacsoport elemeinek földkéregbeli mennyisége és izotópjai (Cardarelli 2008; Dill 2010 és Earthref.org 2012 nyomán)

Bár a platinacsoport elemeit általánosságban a sziderofil elemek közé sorolják, a csoport egyes tagjai más karaktert is mutatnak. A palládium viselkedését például inkább átmenetinek tartják a kalkofil tulajdonságok felé (DILL 2010). Általában elmondható, hogy a csoport elemeinek kompatibilitása, vagyis más, gyakoribb elemek iránt mutatott helyettesítő képessége az olvadáspont csökkenésével (az ozmiumtól a palládiumig) csökken (WILSON 1989).

Kísérleti kőzettani eredmények igazolták azt is, hogy az erősen sziderofil tulajdonságok és a kompatibilitás a nyomás és a hőmérséklet növekedésével csökkennek. Ennek eredményeképp a platinafémek akár oxidokban és szilikátos fázisokban is megjelenhetnek. Ez a felismerés teleptani szempontból különösen fontos, hiszen a platinafémek legfontosabb forrása a földköpeny, ahonnan megfelelően nagymértékű parciális olvadás során kerülhetnek a kéregbe, és itt, amennyiben adottak a feltételek, érctelepek képződhetnek (LORAND et al. 2008). Az ultramafikus, peridotit jellegű magmákban a platina és a palládium koncentrációja eléri a 0,01–0,02 mg/kg-ot (GuN & BENHAM 2009). Az ultramafikus, mafikus intrúziókhoz kapcsolódnak a likvidmagmás érctelepek, melyekben primer módon képződő platinafém ásványok jelenhetnek meg. A likvidmagmás szulfidos érctelepek kialakulásában elsősorban az játszik szerepet, hogy a szilikátos magmából elkülönül egy azzal nem elegyedő szulfidoxid olvadék, ami aztán egy jól lehatárolható helyen koncentrálódik. Bizonyos elemek, így például a réz és az arany mellett a vas, a kobalt, a nikkel, a palládium, a platina, a ruténium, a ródium, az irídium és az ozmium jelentős mértékben dúsul ebben a szulfidos olvadékban (1. ábra) (NALDRETT 2004).



(NALDRETT 2004 nyomán)

Elfogadott tény, hogy a szulfidolvadék kristályosodása során frakcionáció következik be. A hűlés során először monoszulfid szilárdoldat és maradékolvadék keletkezik, melyek közül a platina és a palládium ez utóbbiban dúsul, míg ródium, ruténium, ozmium és az irídium a monoszulfid szilárdoldattal kompatibilis. Ez után történik meg a két ágon az ásványok kristályosodása, amit a maradékolvadék esetében egy intermedier szilárdoldat kialakulása előz meg (NALDRETT 2004).

A szekunder ásványok a magmás folyamatokat követően, remobilizációval keletkeznek. Általánosságban véve megállapítható, hogy valamennyi platinafém oldhatósága igen alacsony, és vizes oldatban igen erős komplexek formájában jelennek csak meg. A platina és a palládium leggyakrabban Pt(II) és Pd(II) oxidációs állapotban jelenik meg, és elsősorban HS⁻, CN⁻, I⁻ és Cl⁻ ligandumokkal alkot igen erős komplexeket, míg F⁻, CO₃²⁻ és SO₄²⁻ komplexeik igen ritkák.

Szemben a platina és a palládium viselkedésével, az ozmium, az irídium, a ruténium és a ródium oxidációs állapotai igen változatosak lehetnek, bár az megállapítható, hogy hidrotermás rendszerekben II-es és III-as, míg szupergén folyamatok során a magasabb oxidációs állapotok a gyakoribbak. Az alacsonyabb oxidációs állapotok esetében HS⁻, CN⁻, I⁻ és Cl⁻ ligandumokkal, míg a magasabbak esetében akár a F⁻, CO₃⁻²⁻ és SO₄⁻²⁻ ligandumokkal is alkothatnak komplexeket.

A platinafém komplexeket szállító hidrotermás oldatokból a fémek kicsapódásának meghatározója lehet a klorokomplexek esetében a pH növekedése, az oldat felforrása vagy keveredése, a redukció, a hűlés, vagy más, a platinafémek oldhatóságát csökkentő elemek jelenléte (pl. As, Sb, Bi, Te), míg HS-dal alkotott komplexe esetében az oxidáció, vagy a felforrás szerepe jelentős (Wood 2002).

A platinacsoport ásványai

A platinacsoport elemei megjelenhetnek terméselemek, természetes ötvözetek, szulfidok, arzenidek, antimonidok, bizmutidok, telluridok és oxidok formájában (3. táblázat), illetve nyomelemként bizonyos szulfidásványokban is előfordulhatnak (GuN & BENHAM 2009). A kőzetben való szöveti elhelyezkedésük alapján két fő csoportra oszthatók; a primer ásványok magas hőmérsékleten, magmás folyamatok során keletkeztek, míg a szekunder ásványok relatíve alacsony hőmérsékleten, a magmás folyamatokat követő remobilizációval.

A terméselemek, az ötvözetek, a szulfidok és részben az arzenidek is többnyire mafikus, ultramafikus magmás kőzetkörnyezetben jelennek meg, valamint azok felszínre kerülése során kialakuló torlatokban (pl. izoferroplatinum, sperrylit és laurit) is. A hidrotermás fluidumból való kiválás során elsősorban antimonidok, ill. részben az arzenidek, szulfidok keletkeznek (DILL 2010). Általában elmondható, hogy a nehéz platinafémek (Os, Ir, Pt) jellemzőbbek a likvidmagmás oxidos érctelepekben (pl. krómittelepek), míg a könnyű platinafémek (Ru, Rh, Pd) csoport tagjai gyakrabban fordulnak elő a likvidmagmás szulfidos érctelepekben.

Ásványosztály	Név	Összetétel				
ek	Atokit	Pd _{2,25} Pt _{0,75} Sn				
özet	Chengdeit	Ir ₃ Fe				
ötv	Izoferroplatinum	Pt _{2,25} Pd _{0,75} Fe _{0,75} Cu _{0,25}				
ć és	Ozmiridium	OsIr				
mel	Potarit	PdHg				
sele	Rustenburgit	Pt _{2,25} Pd _{0,75} Sn				
rmé	Tulameenit	Pt ₂ FeCu				
Ter	Pt-ötvözetek	Pt ±Pd, Ir, Os, Rh, Ru, Fe				
	Braggit	Pt _{0,6} Pd _{0,3} Ni _{0,1} S				
X	Cooperit	$Pt_{0,6}Pd_{0,3}Ni_{0,1}S$				
lido	Erlichmanit	OsS_2				
zult	Hollingworthit	RhsS				
S	Laurit	RuS ₂				
	Ruarsite	(Ru,Os)AsS				
Arzonidek	Sperrylit	PtAs ₂				
Alzenidek	Stillwaterit	Pd_8S_3				
ķ	Genkinit	$(Pt, Pd, Rh)_4Sb_3$				
lido	Geversit	PtSb _{1,5} Bi _{0,5}				
mor	Isomertieit	Pd ₁₁ As ₂ Sb				
vnti	Stibiopaladinit	Pd ₃ Sb				
₹	Sudburyit	(Pd,Ni)Sb				
Bizmutitok	Froodit	PdBi ₂				
Telluridok	Kotulskit	PdTe				
Oxidok	Ru-O	s-Fe-Ni oxidok				
Helyettesítéssel Pt-t	Pentlandit	(Fe,Ni) ₉ S ₈				
tartalmazható	Kalkopirit	CuFeS ₂				
ásványok	Pirrhotin	FeS				
Helyettesítéssel Pd-t	Maucherit	Ni ₁₁ As ₈				
tartalmazható	Niccolit	NiAs				
ásványok	Gersdorffit	NiAsS				

3. táblázat: A platinacsoport elemeinek leggyakoribb ásványai (Gun & Benham 2009; webmineral.com 2012 nyomán)

A platinacsoport elemeinek teleptani dúsulási lehetőségei

A platinacsoport elemei mafikus és/vagy ultramafikus magmás testekhez kötődően dúsulhatnak, kristályosodás, magmás szegregáció, vagy koncentráció révén, általában nikkellel és rézzel együtt. A platinafémek teleptani dúsulási lehetőségeinél a 4. táblázatban feltüntetett típusok különíthetők el.

Csoport	Teleptípus						
	Sztratiform PGE-Ni-Cu telepek ultrabázisos						
	komplexumokban						
	Kromitit típusú platinafém telepek						
	PGE-Cu-Ni telepek riftesedéshez kötődő						
	magmatitokban						
ek	PGE-Cu-Ni kürtők sztratiform telepekben						
lep	Alaszkai-típusú komplexumokhoz kötődő						
n te	platinafém telepek						
fén	Szkarn és porfíros rézéctelepekhez kötődő						
Pt	platinafém ércesedés						
más	Meteoritbecsapodáshoz kötödő platinatém						
Magı	telepek						
	Otiolitokhoz kötődő platinafém telepek						
	Polimetallikus erekben és breccsákban						
	megjelenő platinafém telepek						
	Karbonatitokhoz és alkáli komplexumokhoz						
	kötődő platinafém telepek						
ez m	Unkonformitáshoz kötött, alacsony						
ethe t fé ek	hőmérsékletű PGE-U-Au telepek						
kez tt P	Unkonformitáshoz kötött Au-Pd telepek						
zer ötö te	Unkonformitáshoz kötött, alacsony						
k S	hőmérsékletű PGE-U-Au telepek						
Pt ek	Ni-Au-PGE lateritek						
ikes elep	Platinafém torlatok						
Üledél fém te	Platinafém dúsulások kőszénben						
	Platinafém dúsulások feketepalákban						
Metamorf Pt fém telepek	Platinafém dúsulások BIF-ben						

 4. táblázat. A platinafémek teleptani dúsulási lehetőségei Eckstrand (2005), GUN & BENHAM (2009) és DILL (2010) rendszerezése alapján

Magmás platinafém telepek

Sztratiform PGE-Ni-Cu telepek ultrabázisos komplexumokban (Merensky Reef típus)

Ez a típus a Pt, a Pd és a Rh legfontosabb teleptípusa. Laterálisan kiterjedt, folytonos, vékony rétegeket, vagy padokat alkotó, ultrabázisos kőzetekből felépülő komplexumok alapi részein alakul ki. Az érces zóna kevés hintett Cu- és Ni-szulfidot is tartalmaz. Két fő altípus különíthető el, a "nem zónás"- és a "zónás"-típus. A "nem zónás"-típus esetében a Pt, Pd, Cu és Ni ásványai egy egységen belül együtt jelennek meg, és az ércesedés magmakeveredés során jött létre. Ebbe a típusba sorolható a világ legjelentősebb platinafém telepe, a Merensky Reef (Bushveld, Dél-Afrika), valamint a J-M Reef (Stillwater, USA). A Merensky Reef esetében 5–7 g/t Pt+Pd koncentráció mutatható ki. A "zónás" típusba olyan telepek tartoznak, ahol a különböző szulfidásványok egy adott egységen belül egymástól elkülönülten jelennek meg. Az egység legalsó részén dúsul a platina, majd ezt követi a palládium, végül pedig az arany. Mindezek fölött egy főként réz-szulfidokból álló, elkülönült egység jelenik meg. Néhány telep esetében a fenti zonáció ismétlődhet. Az ércesedés fő oka ebben az esetben a progresszív frakcionációs kristályosodás. Ebbe a típusba tartozik a Great Dyke (Zimbabwe), Skaergaard (Grönland) és a Munni Munni Komplexum (Ausztrália).

Kromitit típusú platinafém telepek

A teleptípus hasonló a Merensky Reef típushoz, de számos vékony, tömeges krómitréteget tartalmaz. A Ru és a Rh tartalom jóval magasabb, mint a Merensky szintben, így ez a típus ennek a két platinafémnek a fő forrása. A Bushveld komplexumban a Merensky szint alatt helyezkedik el. 4–8 g/t Pt+Pd koncentráció jellemzi.

PGE-Cu-Ni telepek riftesedéshez kötődő magmatitokban

Ezek a telepek riftesedéshez és kontinentális árbazaltokhoz kötődő mafikus-ultramafikus intrúziókban és vulkanitokban alakulnak ki, konform vagy lencse alakú érctestek formájában. A telepek szulfidtartalma a mellékkőzetek beolvasztásából származik. A platinafém-koncentráció 2–100 g/t. Ilyen telepek találhatók például Oroszországban (Norilszk-Talnah), Kínában (Jinchuan) és Ausztráliában (Mt. Keith).

PGE-Cu-Ni kürtők sztratiform telepekben

E típus esetében az ércesedés diszkordáns, kürtőszerű dunittestekhez kötődik, amik kevesebb, mint 1 km átmérőjűek. Ezek a telepek nagyrészt már leműveltek. A platinafém-koncentráció

3 g/t-tól akár 2000 g/t-ig is terjedhet. Ilyen telepek közé sorolható Onverwacht, Driekop és Mooihoek (Bushveld, Dél-Afrika).

Alaszkai-típusú komplexumokhoz kötődő platinafém telepek

Zónás, ultramafikus komplexumokhoz kötődő ércesedési típus. Az ércesedés szubdukcióhoz kötődő magmatizmus, majd azt követő orogén kompresszió során jött létre. A dóm vagy kürtő formájú, zónás testek belső dunitmaggal, majd kifelé egy piroxéngazdag egységgel, majd egy legkülső gabbrószegéllyel rendelkeznek. Az érctípusban a krómit dominál, a platinafémtartalom általában kicsi, de lokális dúsulás előfordulhat. Ilyen telepek közé tartozik például a Tulameen Komplexum (Kanada), Korjákia (Oroszország), Kondyor intrúzió (Szibériai platform, Oroszország), Nizsnij Tagil (Ural, Oroszország). Leginkább a belőlük létrejövő torlatok ismertek.

Szkarn és porfíros rézéctelepekhez kötődő platinafém ércesedés

Egyes szkarn és porfíros telepekben a réz mellett jelentős platinafémdúsulás is előfordulhat. A platinafém-ásványok kalkopiritben jelennek meg, zárványként. Az ércesedés létrejöttében hidrotermás mobilizáció játszik szerepet. Ilyen telepek közé tartozik például Elatsite (Bulgária), Skouries (Görögo.), Santo Thomas II (Fülöp szigetek), Afton (Kanada) és Aksug (Oroszország). A platinafémek koncentrációja általában 1 g/t-nál kevesebb.

Meteoritbecsapódáshoz kötődő platinafém telepek

Becsapódás során keletkező olvadékban létrejövő réz, nikkel és platinafém ércesedés, ami elsősorban a fekü radiális és koncentrikus törési és breccsás zónáiban jelenik meg. 1–10 g/t Pt+Pd koncentrációk ismertek. Egyetlen ilyen típusú telep ismert, a kanadai Sudbury.

Komatiitekhez kötődő platinafém telepek

Archaikumi és paleoproterozoós vulkáni és intruzív kőzetekben megjelenő platinafém ércesedés, néhány 100 ppb dúsulású platinafém-koncentrációval. Az ércesedés főképp a lávafolyások alsó részén fordul elő. Ilyen típusú telepek közé tartozik Kambalda (Ausztrália), Pecsenga (Oroszország), Thompson-öv (Kanada) és az Ungava öv (Kanada) is.

Ofiolitokhoz kötődő platinafém telepek

Az ofiolitokban megjelenő podiform krómittestek nemcsak fontos krómforrások, de emellett platinafémek is megjelenhetnek bennük. A platinafémek (többnyire az irídium-csoport tagjai) az ofiolitos sorozatok alsóbb, ultramafikus részein jelennek meg. A későbbi hidrotermás folyamatok dúsíthatják a platinafémeket, és így akár g/t mennyiségben is megjelenhetnek. Ilyen ércesedés például: Unst (Egyesült Királyság), Zambales (Fülöp-szk.), Kempirsai (Oroszország), Al Ays (Szaúd-Arábia).

Polimetallikus erekben és breccsákban megjelenő platinafém telepek

Polimetallikus telérekből és breccsákból is ismert platinafém dúsulás. Bár a magmás telepek közé sorolják a platinafémek anyakőzete miatt, az ilyen telepek hidrotermás hatásra képződnek, a Ni, a Cu és a platinafémek ultrabázisos kőzetekből történő remobilizációja és nyírási zónák mentén történő kiválása során. Ide sorolható telepek New Rambler (USA), Waterberg (Dél-Afrika) és Rathburn Lake (Kanada). Több 10–100 g/t Pt+Pd koncentrációk is előfordulhatnak.

Karbonatitokhoz és alkáli komplexumokhoz kötődő platinafém telepek

Az ebbe a típusba tartozó platinafém ércesedés foszfát tartalmú magmás kőzetekhez és karbonatit komplexumokhoz kötődően jelenik meg, kis kürtőszerű testek formájában. Ilyen típusú telepek közé tartozik például Palabora (Dél-Afrika), Catalao és Ipanema (Brazília), Kovdor (Oroszország), Coldwell (Kanada) és Marathon (Kanada). Néhány g/t platinafém koncentrációk jellemzik.

Szerkezethez kötött platinafém telepek

A különböző unkonformitásokhoz kötődő, alacsony hőmérsékleten képződő telepek tartoznak ebbe a csoportba. Az ilyen környezetekben leggyakrabban az urán dúsul, de arany- és platinafém-dúsulások is ismertek. Hidrotermás folyamatok során jönnek létre, metaüledékes kőzetekben, unkonformitásoknál, vagy azok közelében, főképp vetők mentén. Ilyen telepek az alábbi területekről ismertek: Coronation Hill (Ausztrália), Serra Pelada (Brazília) és Nagy-Britannia területén is találhatóak hasonlóak. A Coronation Hill-i telepnél 0,19 g/t Pt- és 0,65 g/t Pd-koncentráció mutatható ki, Serra Pelada esetében akár több 10–100 g/t Pt- és Pdkoncentráció is megjelenhet.

Üledékes platinafém telepek

Az üledékes platinafém telepek a primer telepek fizikai és kémiai mállása során keletkeznek. Ezen a típuson belül az alábbi főbb csoportok különíthetők el:

Ni-Au-PGE lateritek

Humid, trópusi klímán zajló primer platinafém telepek mállása során a platinafémek koncentrálódhatnak a lateritekben. Ezek az ún. in situ, reziduális telepek. A trópusi mállás során a kőzetalkotó ásványok elbomlanak, egyes elemek kioldódnak és elszállítódnak, míg mások feldúsulnak. A platinafémek mennyisége akár 0,5 g/t értéket is elérheti. Laterites telepek ismertek Új-Kaledóniában, Indonéziában, Kubában (Moa és Nikaro), valamint Etiópiában (Yubdo).

Platinafém torlatok

Primer platinafém telepek mechanikai mállása során a platinafém-tartalmú ásványok, leginkább különféle platinafém ötvözetek szemcséi dúsulhatnak folyóvízi környezetek homokoskavicsos üledékeiben. A leggyakoribb forrásai a torlatos telepeknek az alaszkai típusú mafikus-ultramafikus intrúziók. Ilyen típusú telepek közé tartozik például a Kondyor Masszívum (Oroszország), a Pustaya-folyó (Kamcsatka, Oroszország), a Manampotsy terület (Kelet-Madagaszkár), a Goodnews-öböl (Alaszka, USA), Tulameen (Brit-Kolumbia, Kanada), Ivalojoki (Finnország), "Donauplatin" (Németország), Choco-folyó (Kolumbia), valamint Új-Zéland több lelőhelye is. Általában kis koncentrációjúak a telepek, de lokális dúsulások megjelenhetnek.

Feketepalákhoz kötődő platinafém telepek

A szerves anyagban gazdag feketepalákban megjelenő platinafém telepek kontinentális riftesedés során zajló vulkáni tevékenység hatására képződtek, reduktív körülmények között, a réztelepekkel együtt. Laterálisan kiterjedt, de kis vastagságú telepeket alkotnak. Három fő típus különíthető el: Feketepala-típus (Ni-Cu-Mo-Zn-PGE telepek), Rézpala-típus (Cu-Au-Pt-Pd ércesedés) és Copper Belt-típus (Cu-Pt-Pd ércesedés). Általában 1 g/t-nál kisebb koncentrációban jelennek meg a platinafémek, de lokális dúsulások ismertek (például: Kupferschiefer: 1900 g/t Pd és 600g/t Pt). Ilyen típusú telepek közé tartozik a Kupferschiefer (Lengyelország), Yukon (Kanada), Sukhoi Log (Szibéria, Oroszország), a közép-afrikai Copper Belt, valamint a Zunyi-bánya (Kína).

Metamorf telepek

A platinafémek metamorf telepekben való megjelenése nem jelentős. Au-Pd ércesedés mutatható ki a Superior-típusú sávos vasércek (banded iron formation, BIF) hematit-gazdag nyírási zónáiban kvarc és hematit erekhez kötődően. Ilyen lelőhely például az Itabira-terület (Brazília).

A platinafémek bányászata

A platinacsoport fémei közül elsősorban a platina és a palládiumkészleteiről és bányászatának termelési adatairól közölnek adatokat a források. A termelési adatok és a készletek az 5–7. táblázatokban, valamint a 2. ábrán olvashatók (lásd az azokban megadott forrásokat, továbbá WILBURN & BLEIWAS 2005-t). A legjelentősebb platina- és palládium termelő országok a Dél-afrikai Köztársaság, Oroszország, Zimbabwe, Kanada és az Egyesült Államok. Az orosz platinatermelés 98%-a a nikkel-réz bányászat mellékterméke. A világ platinafém termelésének 70–80%-a a Dél-afrikai Köztársaságban lévő Bushveld Komplexumból kerül ki. (SIBLEY 2004).

Ország	2002 ¹	2003 ¹	2004 ²	2005 ³	2006 ⁴	2007 ⁵	2008 ⁶	2009 ⁷	2010 ⁸	2011 ⁹	2012 ¹⁰
Dél-afrikai Köztársaság	134	$135 (151^2)$	160	170 (169 ⁴)	$172 (170^5)$	183 (166 ⁶)	153 (146 ⁷)	140 (141 ⁸)	138 (148 ⁹)	(139) (145^{10})	128
Kanada	7	7 (7,4 ²)	8,6 (7 ³)	9 (6,4 ⁴)	6,7 (9 ⁵)	8,5 (6,2 ⁶)	7,2 (7 ⁷)	5 (4,6 ⁸)	5,5 (3,9 ⁹)	10 (7 ¹⁰)	6,5
Kolumbia	_	_	_	- (1,1 ⁴)	1 (1,1 ⁵)	1,1 (1,4 ⁶)	1,7 (1,5 ⁷)	1,2 (1,5 ⁸)	1	1 (1,2 ¹⁰)	0,7
Oroszország	35	36	36	27 (30 ⁴)	$ \begin{array}{c} 32 \\ (29^5) \end{array} $	27	25 (23 ⁷)	20 (21 ⁸)	24 (2,4 ⁹)	26 (25 ¹⁰)	26
USA	4,4	4,1 (4,2 ²)	4,2 (4,0 ³)	4,2 (3,3 ⁴)	4 (4,3 ⁵)	3,4 (3,9 ⁶)	3,7 (3,6 ⁷)	3,8	3,5	3,7	3,7
Zimbabwe	_	_	_	_	(5,1 ⁵)	5,4 (5,3 ⁶)	5,6	6 (7,2 ⁸)	8,8	9,4 (10,6 ¹⁰)	11,5
Más országok ¹¹	3,4	5 (6,4 ²)	6,5 (7,4 ³)	7,6 (7 ⁴)	2,25	1,5 (3,5 ⁶)	3,5 (2,1 ⁷)	2 (2,4 ⁸)	2,4 (2,3 ⁹)	2,5	2,5
Összes termelés (kerekítve)	184	$ \begin{array}{c} 187 \\ (205^2) \end{array} $	218 (214 ³)	218 (217 ⁴)	223 (221 ⁵)	230 (213 ⁶)	200 (189 ⁷)	178 (181 ⁸)	183 (192 ⁹)	192 (195 ¹⁰)	179

5. táblázat. A világ platina bányászata a 2002–2012 közötti időszakban (t Pt-tartalom)
¹HILLIARD (2004a), ²HILLIARD (2005), ³GEORGE (2006a), ⁴GEORGE (2007a), ⁵GEORGE (2008),
⁶LOFERSKI (2009), ⁷LOFERSKI (2010a), ⁸LOFERSKI (2011a), ⁹LOFERSKI (2012a),
¹⁰LOFERSKI (2013a), ¹¹Ausztrália, Botswana (2005–2012), Etiópia (2006–2012),
Finnország, Japán, Lengyelország, Szerbia és Zimbabwe (2003–2005),
HILLIARD (2004b), GEORGE (2005, 2006b, 2007b)
és LOFERSKI (2008, 2010b, 2011b, 2011c, 2012b) alapján, n.a.: nincs adat

Platinacsoport

	2002 ¹	2003 ¹	2004 ²	2005 ³	2006 ⁴	2007 ⁵	2008 ⁶	2009 ⁷	2010 ⁸	2011 ⁹	2012 ¹⁰
Dél-afrikai Köztársaság	64	64,8 (72,8 ²)	78,2 (78,5 ³)	81,7 (84,9 ⁴)	87 (85 ⁵)	93 (86,5 ⁶)	80 (75,5 ⁷)	79,9 (75,1 ⁸)	73 (82,2 ⁹)	78 (82 ¹⁰)	72
Kanada	11,5	$11 (11,5^2)$	13,4 (12^3)	13,5 (13 ⁴)	13,7 (14 ⁵)	18 (10,5 ⁶)	12,5 (15^7)	9 (6,5 ⁸)	9,4 (6,7 ⁹)	18 (14 ¹⁰)	13
Oroszország	84	74	74	96 (97,4 ⁴)	97 (98,4 ⁵)	95 (96,8 ⁶)	88 (87,7 ⁷)	80 (83,2 ⁸)	87 (84,7 ⁹)	85 (86 ¹⁰)	82
USA	14,8	14,6 (14 ²)	14,2 (13,7 ³)	14,2 (13,3 ⁴)	13,6 (14,4 ⁵)	13,5 (12,8 ⁶)	12,4 (11,9 ⁷)	12,5 (12,7 ⁸)	11,6	12,5 (12,4 ¹⁰)	12,2
Zimbabwe	_	_	I	_	4 ⁵	4,4 (4,2 ⁶)	4,4	4,8 (5,7 ⁸)	6,6 (7 ⁹)	7,4 (8,2 ¹⁰)	8,9
Más országok ¹¹	6,9	7 (9,7 ²)	10,4 (9,9 ³)	10,4 (9,9 ⁴)	8,2 ⁵	8,1	8,3 (9,5 ⁷)	9,8 (9,2 ⁸)	9,8 (9,5 ⁹)	6,1 (12,2 ¹⁰)	12
Összes termelés (kerekítve)	181	$171 (182^2)$	190 (188 ³)	216 (219 ⁴)	222 (224 ⁵)	232 (219 ⁶)	206 (204 ⁷)	195 (192 ⁸)	197 (202 ⁹)	207 (215 ¹⁰)	200

6. táblázat. A világ palládium bányászata a 2002–2012 közötti időszakban (t Pd-tartalom) ¹HILLIARD (2004a), ²HILLIARD (2005), ³GEORGE (2006a), ⁴GEORGE (2007a), ⁵GEORGE (2008),

⁶LOFERSKI (2009), ⁷LOFERSKI (2010a), ⁸LOFERSKI (2011a), ⁹WOOD (2012a), ¹⁰LOFERSKI (2013a), ¹¹Ausztrália, Botswana (2005–2012), Etiópia (2006–2012), Finnország, Japán, Lengyelország, Szerbia és Zimbabwe (2003–2005), HILLIARD (2004b), GEORGE (2005, 2006b, 2007b) és LOFERSKI (2008, 2010b, 2011b, 2011c, 2012b) alapján, n.a.: nincs adat

	2002 ¹	2003 ¹	2004 ²	2005 ³	2006 ⁴	2007 ⁵	2008 ⁶	2009 ⁷	2010 ⁸	2011 ⁹	2012 ¹⁰
Dél-afrikai	63000	63000	63000	63000	63000	63000	63000	63000	63000	63000	63000
Köztársaság	03000	05000	03000	03000	05000	03000	03000	05000	03000	03000	03000
Kanada	310	310	310	310	310	310	310	310	310	310	310
Oroszország	6200	6200	6200	6200	6200	6200	6200	6200	1100	1100	1100
USA	900	900	900	900	900	900	900	900	900	900	900
Más országok	800	800	800	800	800	800	800	800	800	800	800
Összes vagyon	71000	71000	71000	71000	71000	71000	71000	71000	66000	66000	66000
(kerekített érték)	/1000	/1000	/1000	/1000	/1000	/1000	/1000	/1000	00000	00000	00000

7. táblázat. A világ platinafém készlete a 2002–2012 közötti időszakban (t-ban) A számok a platinacsoport valamennyi fémére vonatkoznak.
Kolumbia és Zimbabwe készletei a "Más országok" rovatban találhatók.

¹HILLIARD (2004a), ²HILLIARD (2005), ³GEORGE (2006a), ⁴GEORGE (2007a), ⁵GEORGE (2008),

⁶LOFERSKI (2009a), ⁷LOFERSKI (2010a), ⁸LOFERSKI (2011a), ⁹LOFERSKI (2012a),

¹⁰LOFERSKI (2013a), n.a.: nincs adat





Kiss Gabriella et al.

A termelés mértéke az utóbbi két évtizedben 1,5–2-szeresére nőtt (KELLY et al. 2012). A dél-afrikai térség dominanciája a bányákban nem ritka sztrájkok ellenére is megmaradt (YA-GER et al. 2012). Az 1995–2015 időszakban a kutatási kapacitások döntő többsége is ezekre a területekre koncentrálódik (WILBURN 2004). A kutatás súlypontjai az USA és Kanada közti határ térségében, a Hudson-öböl keleti peremterületén, a Kola-félszigeten, Szibériában, az orosz Távol-Keleten, Észak-Kínában valamint a Dél-afrikai Köztársaság és Zimbabwe ha-tártérségében találhatók.

A platina ára a 2003. és 2011. közötti időszakban 13 US\$/g és 25 US\$/g között változott, 1998-as árfolyamon 8,8–18,1 US\$/g (KELLY et al. 2012). Az árak alakulásának tendenciái fémenként eltérőek. A platina ára jelentősen nőtt, a palládiumé, ródiumé és a ruténiumé erősen ingadozott, míg az irídiumé és az ozmiumé stagnált (LOFERSKI 2013b).

A platinafémek felhasználása

A platinafémek használata az inka kultúráig vezethető vissza. A hódító spanyolok az aranyhoz és az ezüsthöz hasonlították értékben, és ezért nevezték el a platinát "kicsi ezüstnek". Napjainkban az ipar legkülönfélébb területein, széles körben alkalmazzák a platinafémeket. A főbb felhasználási területek Gun & BENHAM (2009) alapján a következők:

Autóipar: A platinát, a ródiumot és a palládiumot legnagyobb mennyiségben autókatalizátorok gyártása során használják fel. A kitermelt ródium 80%-át az autóipar hasznosítja. A katalizátor gyártáson túl a platinát egyre nagyobb mértékben használják fel gyújtógyertyák elektródáinak gyártása során is.

Ékszeripar: A platinát már régóta használják ékszerkészítésre, különösen Japánban. Napjainkban Európában és Kínában is megnőtt az igény iránta. A platinánál, illetve az aranynál is kedvezőbb árú palládiumot szintén használják az ékszeriparban; részben a fehérarany alkotójaként, de akár önmagában is.

Vegyipar: A platinát a vegyiparban a műtrágya- és robbanószergyártás során használják, mint katalizátort, az ammónia salétromsavvá alakítása során. Speciális szilikonok (víztaszító bevonatok, nagy tömörségű gumik, nyomásérzékeny ragasztók) gyártásakor szintén alkalmazzák, mint katalizátort. A platina- és palládium-ötvözeteket az üveggyártás során használt edények alapanyagaként alkalmazzák, mert ellenállnak az olvadt üveg okozta hatásoknak, és nem lépnek vele reakcióba. A platina nagyon fontos az olajfinomításban és a különféle műanyagok, szintetikus gumik, illetve poliészterek készítéséhez használt petrokémiai nyersanyagok gyártásánál. Elektronikai ipar: A platina fontos alkotója a számítógépek merevlemezén lévő mágneses borításnak. A palládium második legnagyobb felhasználója az elektronikai ipar, mivel funkcióját tekintve kiválthatja az aranyat, és olcsóbb annál.

Gyógyászat: A palládium és kismértékben a platina fontos alkotórésze a különféle fogászati ötvözeteknek, amiket fogtömésekben, hidakban és koronákban használnak. A platina bizonyos esetekben képes meggátolni a sejtosztódást, ezért számos rák elleni gyógyszer alapanyagaként használják.

Magyarországi platinafém indikációk

Platinafém termelés Magyarországon nem zajlott. Bár a Recsken bányászott ércek feldolgozása közben felismert platinafém tartalmat már igen korán vizsgálták, kitermelésre nem került sor. Hazai indikációkat (3. ábra) Recskről, a Bükk Darnói- és a Szarvaskői egységéből említenek, illetve felsőköpeny zárványokban is találtak platinafémeket.



3. ábra. A platinacsoport elemeinek magyarországi előfordulásai

- 1. reménybeli indikációk,
- 2. egyéb indikációk és nyomok

A recski platinafém indikációk

A recski ércek platinafém tartalmának jelentőségére először NAGY & ZENTAI (1968) hívták fel a figyelmet, akik kvantitatív vizsgálatok elvégzését, ill. az ahhoz szükséges módszer kidolgozását is megkísérelték. A munka keretében lahóca-hegyi érckoncentrátumokat és ércásvány mintákat vizsgáltak, amikben 0,12–0,56 ppm platinatartalmat is kimutattak. Az érckoncentrátumok esetében arra a következtetésre jutottak, hogy feltételezhetően a tennantit, az enargit, valamint a luzonit tartalmazza a platinát, amit alátámaszt az ércásványok vizsgálata is (a pirit ill. markazit nem tartalmazott jelentős mennyiségű platinát, szemben a vizsgált tennantit, enargit és luzonit mintákkal). A platinatartalmat a lahóca-hegyi II. és VIII. érctömzsökben mutatták ki.

Csaknem 40 év elteltével a recski ércek platinafém tartalmának vizsgálatát újabb kutatás célozta meg. Ebben a munkában BERTALAN et al. (2004) nemcsak lahóca-hegyi, érctömzsből származó mintákat, hanem lahóca-hegyi fúrásokból, illetve a mélyszintről és az ércdúsítóból származó mintákat is elemeztek. Hasonlóan NAGY & ZENTAI (1968) munkájához, itt sem a platinafémek genetikájának kutatása volt a cél, hanem a vizsgálati módszer kifejlesztése, ám ebben a munkában már nemcsak a platinatartalmat, hanem valamennyi platinafém előfordulását vizsgálták. A kutatás eredményei alapján megállapították, hogy a vizsgált mintákban a platina nem dúsul jelentősen. Bár a lahóca-hegyi érctömzsökben ki tudták mutatni a platinát, koncentrációja nagyon alacsonynak bizonyult (0,69–1,38 ppb). Ezzel szemben a fúrásokból származó mintákban gyenge dúsulást (klark-értéknél egy nagyságrenddel nagyobbat, 35 ppb-t) észleltek. A mélyszinti minták kifejezetten szegények platinára nézve. A vizsgált mintákban a palládium, a ródium, az irídium és az ozmium sem dúsul, míg a ruténium egy lahóca-hegyi, Zsuzsanna-lejtaknából származó mintában viszonylag megemelkedett értéket mutatott (39,1 ppb).

A területről ismert legfrissebb kutatási eredmény Molnár Ferenc és munkatársai (MOLNÁR 2010) nevéhez fűződik. Ők az általuk vizsgált valamennyi érchordozó szerkezetben (a Recski Magmás Komplexum paleogén vulkáni kifejlődéseiből származó minták) kimutatták a palládium 0,05–0,1 ppm közötti dúsulásait, továbbá esetenként igazolták a platina (0,07–0,41 ppm), ill. egy esetben a ruténium (0,2 ppm) megjelenését is. Szemben a korábbiakkal, munkájukban nagy hangsúlyt fektettek a platinafém dúsulások genetikájának kutatására is. Hasonlóan NAGY & ZENTAI (1968) megállapításaihoz, arra a következtetésre jutottak, hogy a jelentősebb platinafém-koncentrációkkal jellemezhető minták magas réz, arzén, antimon, ón és kén tartalmúak, ami azt jelzi, hogy a dúsulások az enargit és a luzonit képződési folyamataihoz kötődnek. E folyamat során viszonylag

magas szalinitású, erősen savas oldatok voltak jelen a rendszerben, ami lehetővé teszi a platina és a palládium mobilitását, tehát elképzelhető a platinafémek hidrotermás folyamatokhoz kötődő eredete.

A korábbi kutatási eredmények alapján egyértelmű, hogy a kutatásra leginkább perspektivikus terület a recski érces komplexum. E komplexum genetikája igen összetett, többféle típusú ércesedést tartalmaz. Található benne szubvulkáni szintű, rézporfíros ércesedés, kapcsolódó szkarn és metaszomatikus ércesedéssel, valamint vulkáni szinten magas és alacsony szulfidizációs fokú epitermás ércesedés is (Molnár et al. 2008; Földessy & Szebényi 2008; Földessy et al. 2008 és a bennük található hivatkozások). Ezen ércteleptípusok közül elsősorban szubvulkáni, rézporfíros intrúzióhoz kötődő platinafém előfordulások ismertek a világban (Eckstrand 2005; Gun & Benham 2009). Ugyanakkor a hidrotermás folyamatok dúsító hatása sem elhanyagolható (Wood 2002).

Mindezekkel szemben az eddigi vizsgálatok azt mutatták ki, hogy a mélyszinti, szubvulkáni diorit intrúzióból származó mintákhoz nem kötődik platinafém dúsulás (BERTALAN et al. 2004), viszont a vulkáni sorozatban megjelenő, lahóca-hegyi magas szulfidizációs fokú ércesedésben megjelennek a platinafémek (NAGY & ZENTAI 1968; BERTALAN et al. 2004; MOLNÁR 2010). Míg előbbi szerzők a II. és a VIII. érctömzsök-höz kötötték a platina megjelenését, addig az utóbbi kutatás során valamennyi, magas szulfidizációs fokú rendszerben megjelenő érchordozó testben igazolták annak jelen-létét.

A Darnói-egység és a Szarvaskői-egység indikációi

Míg a Szarvaskői-egység jura magmás kőzeteinek, ezen belül is az ultrabázisos wehrlit platinafém tartalmának vizsgálatára már korábbról is ismerünk próbálkozásokat (NAGY & ZENTAI 1968), addig a Darnói-egység triász bázisos magmatitjainak vizsgálatára csak a 2010-es években történt kísérlet (MOLNÁR 2010; KISS 2012).

Fenti szerzők kutatásai alapján a darnói triász és a szarvaskői jura kiömlési kőzetekben (párnaláva sorozatok) általában 1–2 ppb mennyiségben palládium mutatható ki, de az egyik szarvaskői típusú mintában ennek 70 ppb-s dúsulását is észlelték, 60 ppb platina és 1 ppb irídium koncentráció mellett. A vizsgált analógiák alapján a lezajló hidrotermás folyamatok és a platinafém tartalom közötti kapcsolataira is rávilágítottak. Kimutatták, hogy a tengeraljzati vulkanizmushoz kötődően nem alakult ki olyan nagyméretű fluidcirkulációs rendszer, melynek hatására kiterjedt hidrotermás folyamatok jöhettek volna létre (Kiss et al. 2008; Kiss 2012). Mindez nem kedvez a platinafémek másodlagos dúsulásának (MOLNÁR 2010). Érdemes azonban megjegyezni, hogy újabb kutatások rámutattak olyan nagyobb léptékben lezajlott, epigenetikus, jelentősebb fluidáramlást létrehozó folyamatokra mindkét területen (Pásztor et al. 2012; MOLNÁR 2012), melyek platinafémek esetleges mobilizálására irányuló vizsgálata indokolt lehet.

A szarvaskői-egységi wehrlitet vizsgálva NAGY & ZENTAI (1968) kimondták, hogy annak "Pt-tartalma – korábbi hiedelmekkel ellentétben – nem jelentős". Ezt megerősítve MoLNAR (2010) az általa vizsgált mélységi magmás közetről megállapította, hogy egyikben sem mértek kimutatási határ feletti platinafém tartalmat. Ennek alapján a terület további kutatásra nem volna perspektivikus. Ugyanakkor, a Szarvaskői-egység intruzív sorozatában MoLNAR (2010) egy Fe-Ni gazdag szulfid-szegregációs folyamattal magyarázza a mélységi magmás kőzetek platinafémekben való szegénységét. Amennyiben sikerül e folyamatra további bizonyítékot találni, vagy felfedezik a szegregálódott szulfidban gazdag testet, úgy e terület további vizsgálata is indokolt volna. Megjegyzendő azonban, hogy DITRÓI-PUSKÁS et al. (1999) leírt a szarvaskői wehrlitből Ni-tartalmú szulfidokat és arzenideket is.

A Darnói-egység kapcsán a témában korábban is vizsgált szubmarin vulkanitokon túl megemlítendő az ismert rézpala indikáció is (BAKSA et al. 1981). Az indikációt a területen mélyült két Recsk Mélyszinti (RM) fúrásból írták le, de platinafém tartalmukat – bár ismertek rézpalához kötődő dúsulások (DILL 2010; ECKSTRAND 2005; GUN & BENHAM 2009) – korábban még nem vizsgálták, így e kőzetsorozat kutatása is indokolt lehet.

Felsőköpeny-zárványok

A Kárpát-Pannon régió számos területéről, így a Stájer-medencéből, a Balaton-felvidékről, a Nógrád-Gömöri-medencéből és a Kelet-Erdélyi-medencéből írtak le olyan szulfid tartalmú felsőköpeny-zárványokat, melyekben platinafém tartalom is mérhető volt (ARADI et al. 2012). Lherzolitos összetételű xenolitokat vizsgáltak, melyekben, származási helytől függetlenül, átlagosan 7–21 ppb platinafém tartalmat találtak. Valamennyi esetben az irídium-csoport tagjai dúsultak jelentősebben (7–21 ppb). A xenolitokban található szulfidok elemzése során 4–796 ppm közötti platinafém koncentrációkat is kimutattak, valamint megállapították, hogy többnyire pozitív korreláció figyelhető meg az ozmium, irídium, ruténium és ródium tartalom között, míg a platina és a palládium mennyisége többnyire rosszul korrelál az irídium-csoport tagjaival. A munka egyik fontos következtetése, hogy eredményeik alapján a Kárpát-Pannon régió alatt igen heterogén köpeny található.

Ultrabázitok

Bár platinafémeket nem mutattak ki bennük, mint potenciális dúsulás lehetőségeit, meg kell említenünk a hazai ultrabázisos testeket. Ezek közé sorolható számos szerpentinit test, így a felsőcsatári, az ófalui, a gyódi, a helesfai szerpentinitek, valamint az Inkei Komplexumban és a Perkupai Anhidritben megjelenő szerpentinit testek is (LESS et al. 2006 és az ott található hivatkozások). Ezek között ismerünk felszíni kibukkanásban megjelenő közetet (pl. felsőcsatári, ófalui), de van olyan előfordulás is, mely csak fúrásban ismert (pl. Inkei Komplexum, Inke-1 fúrás), és korábban e témában nem történt még vizsgálat az említett előfordulásokban. Ezen felül vannak olyan korábbi kutatási eredmények, melyek kutatásra kimondottan érdemessé tesznek egyes ultrabázisos kőzettesteket. A helesfai, a gyódi és a felsőcsatári szerpentinit esetében a Cr és a Ni (DITRÓI-PUSKÁS et al. 1999), míg a perkupai szerpentinit esetében a Ni dúsulása (NEMECZ 1956) jellemző. Ezek miatt mindenképpen érdemes a platinafémek esetleges dúsulásának vizsgálata is.

Összefoglalás, kutatási javaslat

Fentiek alapján platinafémek kutatása a következő képződményekben indokolt:

- (1) Recski érces komplexum,
- (2) Darnói és szarvaskői bázisos-ultrabázisos magmatitok és
 - a "rézpala" néven ismert képződmény,
- (3) Szerpentinesedett ultrabázisos testek.

Kutatásra elsősorban a recski érces komplexum vulkáni szinten megjelenő egységei, azon belül is a magas szulfidizációs fokú epitermás ércesedés különböző kifejlődései a perspektivikusak, mivel itt már korábban is kimutattak megemelkedett platinafém tartalmat. Nem lehet azonban kizárni a platinafémeknek a porfíros genetikai típusban való megjelenését sem.

A darnói és a szarvaskői egység szubmarin vulkanitjainak kutatása az epigenetikus fluidáramlási folyamatok (PASZTOR et al., 2012; MOLNAR 2012) miatt indokolt, melyek platinafémek mobilizálására alkalmasak lehettek. A szarvaskői ultrabázisos-bázisos mélységi magmás testek a feltételezett Fe-Ni-gazdag szulfid szegregációs folyamatok (MOLNAR 2010) miatt lehetnek perspektivikusak, melyek esetleges platinafém dúsulást is okozhattak. A területen ismert rézpala indikáció vizsgálatát a hasonló genetikájú telepek (DILL 2010; ECK-STRAND 2005; GUN & BENHAM 2009) indokolják.

A hazai ultrabázisos testek azért érdemesek vizsgálatra, mert a platinafémek dúsulása tipikusan ultrabázisos kőzetek képződéséhez köthető, és korábban ezeket a kőzeteket platinafémek szempontjából nem elemezték.

Irodalom

ARADI L.E., HATTORI K., GRIFFIN W., O'REILLY S., SZABÓ Á. & SZABÓ CS. 2012: Distribution of Platinumgroup elements in upper mantle xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region. *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 7, 5.

BAKSA Cs., CSILLAG J., DOBOSI G. & FÖLDESSY J. 1981: Rézpala indikáció a Darnó-hegyen. Földtani Közlöny 111, 59–66.

BERTALAN É., BARTHA A., JUVONEN R., SOIKKELI L., FÖLDESSY J. & SZEBÉNYI G. 2004: Nemesfémek meghatározása recski ércmintákból: savas kioldás és tűzi módszerek hatékonyságának vizsgálata. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 69–80.

CARDARELLI F. 2008: Materials Handbook. A Concise Desktop Reference. Chapter 4.: Less Common Nonferrous Metals. Springer, ISBN: 978–1–84628–669–8 (Online), 213–454. URL: *link.springer.com/ book/10.1007/978–1–84628–669–8/page/1*. Letöltés: 2012. 12. 20.

CHOU C.L., SHAW D. M. & CROCKET J. H. 1983: Siderophile trace elements in the Earth's oceanic crust and upper mantle. Proceedings of the. 13th Lunar Planetary Science Conference, *Journal of Geophysical Research* **88**, 507–518.

Coggon J.A., Nowell G.M., PEARSON D.G., OBERTHUR T., LORAND J.P., MELCHER F. & PARMAN S.W. 2012: The ¹⁹⁰Pt–¹⁸⁶Os decay system applied to dating platinum-group element mineralization of the Bushveld Complex, South Africa. *Chemical Geology* **302–303**, 48–60.

DILL H.G. 2010: The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews* **100**, 1–420.

DITRÓI-PUSKÁS Z., GÁL-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 a hazai magmás kőzetekben, különös tekintettel az ultrabázisos-bázisos magmatitokra. OTKA T 02302 projekt szakmai zárójelentése, 30 p.

EARTHREF.ORG 2012: Geochemical Earth Reference Model. URL: *http://earthref.org/GERMRD* Letöltés: 2012. 12. 06.

ECKSTRAND O.R. 2005: Ni-Cu-Cr-PGE mineralization types: distribution and classification, in: Exploration for Platinum Group Elements Deposits, *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* **35**, 487–492.

EMBEY-ISZTIN A. & DOBOSI G. 2004: A Föld kémiai összetétele és differenciációja. *Magyar Kémiai Folyóirat* **109–110/4**, 166–172.

FÖLDESSY J. & SZEBÉNYI G. 2008: The mineralizations of the Recsk Deeps and Lahóca – short geological overview. *Publications of the University of Miskolc Series A. Mining* **73**, 85–98.

FOLDESSY J., HARTAI É. & KUPI L. 2008: New data about the Lahóca high sulfidation mineralization. *Publications of the University of Miskolc Series A. Mining* **73**, 129–143.

GEORGE M.W. 2005: Platinum-Group Metals. *In:* 2004 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimyb04.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

GEORGE M.W. 2006a: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2006, p. 126–127. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimcs06.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

GEORGE M.W. 2006b: Platinum-Group Metals. *In:* 2005 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimyb05.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

GEORGE M.W. 2007a: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2007, p. 122–123. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimcs07.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

GEORGE M.W. 2007b: Platinum-Group Metals. *In:* 2006 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/myb1-2006-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

GEORGE M.W. 2008: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2008, p. 126–127. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/mcs-2008-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

GUN G. & BENHAM A. 2009: Platinum. *BGS Commodity Profiles*. URL: http://www.bgs.ac.uk/downloads/ browse.cfm?sec=12&cat=133. Letöltés: 2012. 12. 20.

HILLIARD H.E. 2004a: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2004, p. 124–125. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimcs04.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

HILLIARD H.E. 2004b: Platinum-Group Metals. *In:* 2003 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimyb03r.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

HILLIARD H.E. 2005: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2005, p. 124–125. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/platimcs05.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

HORAN M.F., MORGAN J.W., GRAUCH R.I., COVENEY R.M., MUROWCHICK J.B. & HULBER L.J. 1994: Rhenium and osmium isotopes in black shales and Ni-Mo-PGE-rich sulfide layers, Yukon Territory, Canada, and Hunan and Guizhou provinces, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**/1, 257–265.

KELLY T.D., HILLIARD H.E., GEORGE M.W. & LOFERSKI P.J. 2012: Platinum-Group Metals Statistics. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. November 5, 2012. URL: *http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/ds140-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

Kıss G. 2012: A Neotethys előrehaladott riftesedéséhez kötődő bazaltos tengeralatti vulkanizmus és a kapcsolódó hidrotermás folyamatok ásványtani, kőzettani 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. 2008: Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. *Geologia Croatica* **61/2–3**, 385–394.

LESS GY. (ed.), KOVÁCS S., SZENTPÉTERY I. (ed.), GRILL J., RÓTH L., GYURICZA GY., SÁSDI L., PIROS O., RÉTI ZS., ELSHOLTZ L., ÁRKAI P., NAGY E., BORKA ZS., HARNOS J. & ZELENKA T. 2006: Az Aggtelek– Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 p.

LOFERSKI P J. 2012a: Platinum-Group Metals. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2012, p. 120–121. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/mcs-2012-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P J. 2013a: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2013, p. 120–121. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/mcs-2013-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P J. 2013b: Platinum-Group Metals. *In* Metal Prices in the United States Through 2010. By U.S. Geological Survey National Minerals Information Center staff. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2012–5188, 117–132. 2013. URL: *http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5188/sir2012–5188.pdf*. Letöltés: 2013. 03. 04.

LOFERSKI P. J. 2008: Platinum-Group Metals [Advance Release]. *In:* 2007 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/myb1-2007-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2009: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2009, p. 122–123. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/mcs-2009-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2010a: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2010, p. 120–121. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/mcs-2010-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2010b: Platinum-Group Metals [Advance Release]. *In:* 2008 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/myb1-2008-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2011a: Platinum-Group Metals. *In* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2011, p. 120–121. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/mcs-2011-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2011b: Platinum-Group Metals [Advance Release]. *In:* 2009 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/myb1-2009-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2011c: Platinum-Group Metals [Advance Release]. *In:* 2010 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/myb1-2010-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LOFERSKI P.J. 2012b: Platinum-Group Metals [Advance Release]. *In:* 2011 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/platinum/myb1-2011-plati.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

LORAND J.P., LUGUET A. & ALARD O. 2008: Platinum-Group Elements: A New Set of Key Tracers for the Earth's Interior. *Elements* **4**, 247–252.

MOLNÁR F. 2010: A platinafémek előfordulása a Darnó-öv és környezetének mezozoos és paleogén korú magmás kőzeteiben. OTKA K 49633 projekt szakmai zárójelentése, 8 p.

MOLNÁR F., JUNG P., KUPI L., POGÁNY A., VÁGÓ E., VIKTORIK O., PÉCSKAY Z. & HURAI V. 2008: Epithermal zones of the porphyry-skarn-epithermal orecomplex at Recsk - Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex. *Publications of the University of Miskolc Series A, Mining* **73**, 99–128.

MOLNÁR Zs. 2012: *Epigén ércindikációk genetikai vizsgálata a Darnó-hegyen*. Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE, Ásványtani Tanszék, 51 p.

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

NALDRETT A.J. 2004: *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 729 P.

NEMECZ E. 1956: A perkupai szerpentin vizsgálata. Földtani Közlöny 86/4, 424-434.

PÁSZTOR D., KISS G. & MOLNÁR F. 2012: Submarine hydrothermal and superimposing garnet forming metasomatic processes in the Szarvaskő Basalt Formation (NE-Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 7, 103.

SCHMIDT G. & PALME H. 1998: The concentrations of highly siderophile elements in Earth's upper crust as inferred from the compositions of large terrestrial impact melt sheets. *Lunar and Planetary Science* **29**, *conference abstracts*, no. 1273.

SIBLEY S F. (ed.),2004: Flow Studies for Recycling Metal Commodities in the United States. Circular 1196–A–M. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. ISBN 0–607–97344–7. URL: *http://pubs.usgs.gov/circ/2004/1196am/c1196a-m_v2.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

WEBELEMENTS.COM 2012. URL: www.webelements.com Letöltés: 2012. 12. 05.

WEBMINERAL.COM 2012: MINERALOGY DATABASE. URL www.webmineral.com Letöltés: 2012. 12.08.

WILBURN D.R. & BLEIWAS D I. 2005: Platinum-Group Metals—World Supply and Demand. U. S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Open-File Report 2004–1224. URL: *http://pubs. usgs.gov/of/2004/1224/2004–1224.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

WILBURN D.R. 2004: Global Exploration and Production Capacity for Platinum-Group Metals From 1995 Through 2015. Scientific Investigations Report 2012–5164, Version 1.1. Department of the Interior, U. S. Geological Survey. URL: *http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5164/pdf/sir2012–5164_v1-1.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.

WILSON B.M. 1989: Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, London, 466 p.

Wood A.S. 2002: The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with application to ore deposits. *In*: The geology, geochemistry, mineralogy and mineral benefication of platinum group elements. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Special Volume*, 54 p.

YAGER T.R., SOTO-VIRUET Y. & BARRY J.J. 2012: Recent Strikes in South Africa's Platinum-Group Metal Mines: Effects Upon World Platinum-Group Metal Supplies. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Open-File Report 2012–1273. URL: *http://pubs.usgs.gov/of/2012/1273/ ofr2012–1273.pdf*. Letöltés: 2013. 04. 10.
VOLFRÁM

MÁDAI VIKTOR*,

Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros. *E-mail: askcesar@uni-miskolc.hu

Molnár József, Tompa Richárd

Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros.

A volfrám tulajdonságai	147
A volfrám felfedezésének története	147
A volfrám alkalmazásának története	148
A volfrám fizikai és kémiai tulajdonságai	148
A volfrám geokémiája	149
A volfrám geokémiája a kéreg felső régióiban	150
A volfrám ásványai	151
A volfrám teleptani dúsulási lehetőségei	154
Magmás volfrámérc telepek	154
Pegmatitos volfrámérc telepek	154
Szkarnos volfrámérc telepek	155
Greizen volfrámérc telepek	155
Porfíros és szubvulkáni intrúziókhoz kötött volfrámdúsulások	155
Sztratiform volfrámérc telepek	155
Szerkezethez kötött arany-volfrámérc telepek	156
Üledékes volfrámérc telepek	156
Bányászati, világkereskedelmi adatok	156
Felhasználás	160

Mádai Viktor et al.

Magyarországi volfrám előfordulások, indikációk	160
Ásványokból, kőzetekből származó indikációk, előfordulások	160
Börzsöny	161
Velencei-hegység	162
Bakony	163
Mecsek	164
Vizeken végzett nyomelem-vizsgálatok	164
Mátra	164
Kutatási javaslat	164
Irodalomjegyzék	165

A volfrám tulajdonságai

A volfrám felfedezésének története

A 74-es rendszámú W vegyjelű elem felfedezésének története az 1600-as évekre nyúlik vissza. A Szászországi Érchegységben ércbányászattal és fémelőállítással foglalkozó szakemberek megfigyelték, hogy bizonyos ásványok az ón redukcióval történő kinyerését a kassziteritből (SnO,) zavarják, és intenzív salakosodást okoznak. A bányászok a zavaró ásványt "wolfert"-nek, illetve "wolfrahm"-nak nevezték el, amely magyarra "farkashab"-ként fordítható. A megnevezés utal az olvasztás során megfigyelt jelenségre, miszerint a scheelittel szennyezett kassziterites ónérc olvasztása során felhabzik és "kikönnyezi" az ónt, majd a scheelitből származó új, ismeretlen komponens, a hab "felfalja az óncseppeket, mint farkas a bárányokat". 1758-ban Axel Friedrik Cronstedt svéd kémikus és mineralógus leírt egy szokatlanul nehéz ásványt, amit svédül "tung-sten"-nek (nehéz kőnek) nevezett el. Meggyőződése volt, hogy az új ásvány egy eddig fel nem fedezett kémiai elemet tartalmaz. 1781-ben az Uppsalában és Köpingben magántanárként és gyógyszerészként dolgozó Carl Wilhelm Scheele a korábban Cronstedt által leírt "tung-sten" ásványból [Ca(WO₄)] egy új elem oxidját (WO₃) állította elő. Scheele-től függetlenül a spanyol Elhuyar de Suvisa testvérek 1783-ban a volframit [(Fe, Mn)WO] faszénnel történő redukciójával előállították az elemi volfrám fémet. 1816-ban Jöns Jacob Berzelius (és később – 1824-ben – Friedrich Wöhler) leírta a "tungsten" elem oxidjait és bronzait, és elnevezte az új fémes elemet "wolfram"-nak. Német és skandináv nyelvterületen a mai napig ez a megnevezés használatos, akárcsak a magyar szakirodalomban a volfrám név. Az IUPAC is ezt a megnevezést ajánlja, ám az angolszász országok mégis a Cronstedt által leírt "tungsten" nevet használják (WEBE-LEMENTS.COM 2013).

A volfrám alkalmazásának története

Az első kísérleteket az acél volfrámmal történő ötvözésére 1855-ben hajtották végre. Az új acélötvözet széleskörű elterjedését azonban gátolta a volfrám fém magas ára. Az acélok ötvözésére és az acéltermékek keménységének fokozására a volfrám szélesebb körben történő felhasználása az 1800-as évek második felében nyert teret. Az 1900-as párizsi világkiállításon a Bethlehem Steel cég által bemutatott gyorsacél gyártási eljárás tette lehetővé a volfrám acélok széleskörű elterjedését. A volfrám ipari alkalmazásának szélesebb körű elterjedéséhez vezető újabb jelentős előrelépésként 1903-ban W.D. Coolidge-nak sikerült hajlítható volfrám szálat létrehoznia a WO₃ doppolásával, megelőzve annak fémmé történő redukálását. A kapott fémport préselték, szinterelték, majd vékony rudakká kovácsolták. A rudakból vékony szálakat húztak. Az eljárás a volfrám porkohászati úton történő előállításának illetve felhasználásának kezdetét jelentette, lehetővé téve az izzószálgyártást. Magyar vonatkozású fejlemény az elem hasznosításának történetében, hogy a volfrámszálas izzólámpát az Egyesült Izzóban fejlesztették ki 1903-ban.

A volfrám ipari hasznosításának következő technológiai előrelépésére 1923-ig kellett várni. Ekkor sikerült kifejleszteni K. Schröter-nek azt a keményfémet (vídia) amelyet volfrám-karbid (WC) folyékony kobalttal való keverésével, illetve szinterelésével állítottak elő, fémmel cementált karbid anyagot kapva az eljárás végén. Az eljárás szabadalmát a Berlini Osram Studiengesellschaft mondhatja magáénak, míg a gyártási licenc jogát az esseni székhelyű Krupp cég szerezte meg 1926-ban (WEBELE-MENTS 2013).

A volfrám fizikai és kémiai tulajdonságai

Fizikai tulajdonságait tekintve a volfrám kissé szürkés, erősen fémfényű kemény fém. Elemi formában könnyen feldolgozható, ám oxigén- és szén-szennyezést csaknem mindig tartalmaz, amely jelentős ridegséget kölcsönöz a fémnek. Rácsa köbös, tércentrált. A volfrám a második legmagasabb olvadásponttal rendelkezik az elemek között (az irodalom egy része szerint 3422 °C, mások szerint 3387 °C). Csak a szén előzi meg ebben a tekintetben (3500 °C). Kiváló fémes mechanikai tulajdonságait magas hőmérsékleten is megőrzi.

Név	Volfrám
Vegyjel	W
Rendszám	74
Atomtömeg (g/mol)	183,85
Atomsugár (empirikus-számított) (pm)	135-193
Sűrűség (g/cm ³) (szobahőmérsékleten)	19,25
Olvadáspont (normál légnyomáson)	3422 °C vagy
	3387 °C
Forráspont (normál légnyomáson)	5700 °C
normálpotenciál (V)	0,05
Elektronegativitás (Pauling egység)	2,36

 táblázat: A volfrám alapvető fiziko-kémiai sajátosságainak összefoglalása (AZOM.COM 2013)

Karcolási keménysége a Mohs-féle skála szerint 7,5. A legalacsonyabb hőtágulási tényezővel rendelkezik a fémek közül (25 °C-on 4,5 µm/mK). Forráspontja (mintegy 5700 °C) a nap felszíni hőmérsékletével egyezik meg. 19,25 g/cm³-es sűrűségével az egyik legnehezebb a nehézfémek csoportjában. Átmeneti fém, jó elektromos vezető. Az összes fém közül a legalacsonyabb gőznyomással, nagyon magas kompressziós (310 GPa) és rugalmassági modulusszal (411 GPa) rendelkezik. Termikus sokktűrése is igen jelentős, magas hő és elektromos vezetőképességgel bír. Elektron-emissziós koefficiense rendkívül magas (webelements 2013). Fémoxidokkal ötvözve ez a tulajdonsága még javítható is. A fenti tulajdonságokat az 1. táblázatban foglaltuk össze.

A volfrám geokémiája

Körülbelül 10–70 millió évvel az után, hogy a naprendszer létrejött, az ősi izzó Föld szilikátos olvadékrésze elkülönült a fémben gazdag korai magtól. A folyamat során az égitest volfrámkészletének több mint 90%-a a magban koncentrálódott. A továbbiakban a volfrám megoszlása mind a szilikátos, mind a fémben gazdag olvadékrészletben kémiai differenciáció révén alakult ki, akárcsak a többi sziderofil elem esetében. A kémiai folyamatot a nyomás, a hőmérséklet, és az oxigénfugacitás szabályozta az olvadt földanyag evolúciója során. A földmag létrejöttét követően, a köpenyolvadás és a kéregformálódás során a volfrám geokémiai viselkedése litofillé és erősen inkompatibilissé, azaz alacsonyabb nyomás és hőmérsékleti viszonyok között igen nehezen vegyülővé alakult. Ezen tulajdonságai révén a volfrám megoszlása az egyes geoszférákban bepillantást enged a mag-köpeny szegregációs folyamatokba és a szilikátgazdag földszférák differenciációs folyamataiba (AREVALO & MC-DONOUGH 2008).

Tekintettel a volfrám kémiai értelemben vett kettős természetére, miszerint redukáló viszonyok között enyhén sziderofil (magképződés), ugyanakkor szélsőségesen litofil, a szilikátolvadék szegregációja során a magon kívül a kontinentális kéregben dúsul. A volfrám a stabilizálódott köpenyben kifejezetten alacsony koncentrációban jelenik meg. Mennyiségét a kontinentális kéregben a vizsgált nehézfém szilikátgazdag geoszférákban való dúsulási hajlama alapján mintegy 1 ppm értékben adják meg (AREVALO & McDONOU-GH 2008).

Újabb vizsgálatok (immár jelentősebb mennyiségű mintán és nagyobb megbízhatósággal) arra engednek következtetni, hogy az urán viselkedése tekinthető analógnak a volfráméval, többek között az óceánközépi hátságok és a konvergens lemezszegélyek bazaltjainak vizsgálatai alapján. A szilikátgazdag geoszférák volfrámkoncentrációja 13±10 ppb (ng/g), míg a jelenlegi "modern" földköpeny 8,3±7,1 ppb W-tartalommal bír. A rétegzett köpeny hipotéziséből kiindulva a mintegy ~1600 km-nél mélyebb köpenyzónákban, az alsó köpenyben 25 ppb körüli W-tartalom valószínűsíthető. Ugyanakkor egy majdnem a teljes köpenyvastagságot érintő köpenyáram, és csupán egy 250 km vastag D-réteg feltételezésével a mag-köpeny határon akár 190 ppb körüli W-tartalom is valószínűsíthető (AREVALO & McDONOUGH 2008).

A volfrám geokémiája a kéreg felső régióiban

A periódusos rendszer 6. csoportjába tartozó volfrám kémiai szempontból leginkább a molibdénre hasonlít. Viselkedését tekintve az átmeneti fémek között a legösszetettebb sajátosságokkal bír. Két fő oxidációs állapotban ismert, ezek a +4 és a +6. Öt stabil izotóppal rendelkezik: ¹⁸⁰W, ¹⁸²W, ¹⁸³W, ¹⁸⁴W és ¹⁸⁶W, amelyek közül a ¹⁸²W, ¹⁸⁴W, ¹⁸⁶W a leggyakoribbak (SALMINEN 2013).

A volfrám (hasonlóan a molibdénhez) viszonylag ritka a kéregben, átlagos mennyisége 1,0–1,5 ppm. Sokkal kevésbé kalkofil mint a molibdén. Eltekintve a rendkívül ritka szulfidtól, a tungsztenittől, amelyben +4-es oxidációs számmal szerepel (WS_2), a volfrám alapvetően összetett anionos vegyületeket épít föl. A volframát-anionban (WO_4)²⁻ oxidációs állapota +6, koordinációja 6-os vagy 4-es. A W⁴⁺ ionrádiusza 66 pm, amely közel van a Zr⁴⁺ (72 pm) és a Mo⁴⁺ (65 pm) értékeihez. A W⁶⁺ ionsugara 60 pm 6-os koordinációban és 42 pm 4-es koordinációban. Összevetve a molibdén megfelelő koordinációban lévő ionsugaraival, az értékek rendre igen közeliek: 59 pm valamint 41 pm. Az ionrádiuszok közeli értékei magyarázzák a két fém ásványai között megfigyelhető izostrukturális jegyeket, változó helyettesítéseket, illetve szilárd oldatképzésre való hajlamukat.

A két legfontosabb volfrámérc a volframit ((Fe, Mn)WO₄) és a scheelit (CaWO₄) összevethető a powellittel (CaMoO₄) és a wulfenittel (PbMoO₄). A volfrám mennyisége jelentősebb granitoid kőzetekben (1,5 ppm), mint mafikus (0,5–1,0 ppm) és ultramafikus kőzetekben (0,1–0,8 ppm). Az utómagmás folyamatokban a W hajlamos koncentrálódni. A volframit gyakran fordul elő pegmatitokban és az ezekhez kapcsolódó kvarcerekben. A scheelit gyakoribb szkarnos érctelepekben, gránitok kontaktmetamorf zónáiban. Kevés adat van a W mobilitási sajátságairól metamorf kőzetekben, ám elképzelhető, hogy Na-gazdag fluidumok oldhatják a W-tartalmú vegyületeket metaszomatózis során és kellően magas hőmérsékleten Na₂WO₄ formájában elszállíthatják a volfrámot. A grafitos palák és a fillitek gyakran mutatnak viszonylag magas W-koncentrációt (mintegy 20 ppm-et), aminek oka feltehetően a protolit, a reduktív körülmények között képződő, a későbbiekben palásodó agyagok W-csapdázó hatása (SALMINEN 2013).

A törmelékes üledékes kőzetek, így a homokkő, és a metamorfózis zeolit fáciesének körülményei közé még el nem jutott, de már bizonyos foliációval rendelkező, erősebben konszolidált agyagok a már korábban említett mélységi kőzetek átlagos W koncentrációjával (1–2 ppm) rendelkeznek. Az egyéb litogeokémiai adatok a volfrám további dúsulási trendjeit illetően sajnos hiányosak. A mészkövek W-tartalma eléggé alacsony (< 0,5 ppm), ezzel szemben a szénhamu, illetve pernye számottevő dúsulással jellemezhető. A reduktív viszonyok között keletkező sötét színű palás agyagok szintén akkumulálják a W-ot. Említésre méltó a kőzetlisztek (elsősorban a löszök) W-tartalma, amely átlagosan akár 1,6 ppm dúsulást is mutathat (SALMINEN 2013).

A volfrám ásványai

A volfrám és az ón, noha kémiai sajátságaik igen eltérőek, közel azonos geofázisokban, hasonló körülmények között dúsulnak.

A volfrám kifejezetten ritka a földkéregben, átlagosan mintegy 1 ppm koncentrációt valószínűsítenek. Az ipari szinten hasznosított volfrámásványok száma meglehetősen alacsony. Ilyen a tungsztenit – WS₂ (74 súly% WO₃-tartalom), amely gyakori valamely korábbi kőzet átalakulása révén, a korábbi ásványokat helyettesítő, új volfrámásványok felhalmozódásával létrejött telepekben. Ilyen típusú telepeket képez egyébként a molibdenit is. Említést érdemel a primér volfrámásványok oxidációjával keletkező tungsztit – WO₃×H₂O (93 súly% WO₃).

Ásványosztály	Név	Összetétel
II. Szulfidok és rokon vegyületek	tungsztenit	WS ₂
	tungsztit	WO ₃ ×H ₂ O
IV. Oxidok és hidroxidok	hübnerit	MnWO ₄
	ferberit	FeWO ₄
VII. Szulfátok és rokon vegyületek	scheelit	CaWO ₄

2. táblázat: A volfrám ipari szempontból jelentős ásványai (HANDBOOKOFMINERALOGY.ORG 2013, CHINATUNGSTEN.COM 2013, WEBMINERAL.COM 2013)

Ásványosztály	Név	Összetétel				
II. Szulfidok és rokon vegyületek	kiddcreekit	Cu_6SnWS_8				
III. Halogenidek	pinalit	$Pb_{3}W^{6+}O_{5}C_{12}$				
	alumotungsztit	(W,Al)(O, OH) ₃				
	cerotungsztit-(Ce)	CeW ₂ O ₆ (OH) ₃				
	hydrotungsztit	WO ₂ (OH) ₂ ×H ₂ O				
sk	ferritungsztit	$(K,Ca,Na)(W6^+,Fe3^+)_2(O,OH)_6 \times (H_2O)$				
xide	jixianit	$Pb(W, Fe^{3+})_2(O, OH)_7$				
idro	koragoit	(Mn ⁺⁺ ,Fe ⁺⁺⁺) ₃ (Nb,Ta,Ti) ₂ (Nb,Mn) ₂ (W,Ta) ₂ O ₂₀				
és h	meymacit	WO ₃ ×2H ₂ O				
lok	qitianlingit	$(Fe^{2+}, Mn^{2+})_2(Nb, Ta)_2W^{6+}O_{10}$				
)xic	scheteligit	(Ca,Fe,Mn,Sb,Bi,Y) ₂ (Ti,Ta,Nb,W) ₂ (O,OH) ₇				
V. O	schetengit	(diszkreditált)				
	tungsztibit	Sb ₂ WO ₆				
	wolframoixiolit	(Fe,Mn,Nb)(Nb,W,Ta)O ₄				
	yttrotungsztit-(Y)	$YW_2O_6(OH)_3$				
	elsmoreite	WO ₃ ×0,5(H ₂ O)				
k s	stolzit	PbWO ₄				
k é lete	mpororoit	WAlO ₃ (OH) ₃ ×2H ₂ O				
fáto gyül	paraniit-(Y)	$Ca_2Y(AsO_4)(WO_4)_2$				
Szul veş	phyllotungstit	HCaFe ³⁺ ₃ (WO ₄) ₆ ×10H ₂ O				
7II. S okor	rankachit	$CaFe^{2+}V_{4}^{5+}W_{8}^{6+}O_{36} \times 12H_2O$				
	uranotungsztit	(Fe ²⁺ ,Ba, Pb)(UO ₂) ₂ (WO ₄)(OH) ₄ ×12H ₂ O				
IX. Szilikátok	welinit-VIII	$(Mn^{2+};Mg)_3(W^{6+};Mn^{3+})_{1-x}(SiO_4)(O,OH)_{3}$, ahol x = 1/3				
	welinit-III	Mn ²⁺ ₆ (W ⁶⁺ ,Mg) ₂ Si ₂ (O,OH) ₁₄				

 táblázat: A volfrám egyéb, bányászati szempontból alárendelt, ám jelentős volfrámtartalmú ásványai (HANDBOOKOFMINERALOGY.ORG 2013, WEBMINERAL.COM 2013, CHINATUNGSTEN.COM 2013)

Az ipari szempontból leginkább keresett volfrámásvány a volframit, mely a mai nevezéktan szerint a hübnerit – $MnWO_4$ (76 súly% WO_3) és a ferberit – $FeWO_4$ (76 súly% WO_3) szélső tagokkal jellemezhető szilárd oldatsor elegykristálya (csoportnév). Nyomnyi mennyiségben, rácsszerkezetbe épült szennyezőként előfordulhat még a volframitokban Nb, Sc, Ta, Y, In és Mo is. A képződési környezet hőmérsékletének becslésére próbálták felhasználni az ásvány Fe/Mn arányát, ám az nem bizonyult elég pontos indikátornak.

A másik, igen jelentős mértékben kutatott, bányászati szempontból jelentős volfrám nyersanyag a scheelit – $CaWO_4$ (80 súly% WO_3), mely a powellittel ($CaMoO_4$) izomorf. A scheelit jól látható, jellegzetes fluoreszcens tulajdonságokkal bír. Ezt a tulajdonságát használják ki torlatok, folyóvízi üledékek, valamint szkarnos és érkitöltéses scheelites volfrámdúsulások kutatása során. Nyomelemek beépülhetnek a scheelit rácsába is, ilyenek a Mo, Y, Ga és Be. Ezek a nyomnyi mennyiségben beépült kémiai komponensek, mivel csak utólagos kémiai kezeléssel távolíthatók el a scheelitből, csökkentik annak árát (DILL 2010). A 2. táblázatban a volfrám iparilag jelentős ásványait, míg a 3. táblázatban az egyéb jelentős volfrám tartalmú ásványfázisokat foglaltuk össze.

A volfrám nyomnyi mennyiségben (mintegy 1 ppm) előfordul néhány fő kőzetalkotó ásványban. Jelentősebb mértékben dúsul a csillámokban, ahol akár 5–50 ppm értéket is elérhet. A muszkovit átalakult, greizenesedett gránitokban a W-érctelepekhez közel akár 500 ppm mennyiségű volfrámot is tartalmazhat. Akcesszórikus Fe-Ti oxid ásványok a mélységi magmás kőzetekben akár 10 ppm W-ot is tartalmazhatnak. A volfrám kőzetképző ásványfázisokban mért mennyiségeit, és a volfrámot, noha csupán nyomnyi mennyiségben, ám mégis rácsába beépíteni hajlandó kőzetalkotó ásványfázisokat a 4. táblázat mutatja be.

Ásványosztály	Név	Összetétel	A volfrám mennyisége az ásványban (ppm)	
IV. Oxidok és hidroxidok	kvarc	SiO ₂	0.2	
IX. Szilikátok	földpátok (csoportnév)		0,2	
IV. Oxidok és hidroxidok	magnetit	$\mathrm{Fe}^{2+}\mathrm{Fe}_{2}^{3+}\mathrm{O}_{4}$	21,9	
	ilmenit	FeTiO ₃	24	
	cirkon	ZrSiO ₄		
IX. Szilikátok	biotit (csoportnév)		17.5	
	gránát (csoportnév)		17,5	
	nehézásványok (csoport)			

 táblázat: A volfrám kőzetképző ásványokban mért mennyiségei (Földváriné Vogl 1975) A geokémiai módszerekkel történő érckutatásban a W-nyomok, mint nyomravezető, jelző elemek használatosak a W-telepek és aranytelepek felderítése során (SALMINEN 2013).

A volfrám teleptani dúsulási lehetőségei

A volfrám litofil geokémiai jellegénél fogva gránitos magmás testekhez kötődik, és gyakran az ónnal együtt alkot érctelepeket. A kontinentális kéreg részleges megolvadásával kelet-kezett gránittestekben ("S-típus"), melyek jelentős mennyiségű metaszediment anyagot is tartalmaznak, nagyobb gyakorisággal jelennek meg a volfrám érctelepei, mint a szigetívek mészalkáli típusú ("I-típus) gránitjaiban (ROBB 2005; DILL 2010).

A volfrám teleptani megjelenési típusait Evans (1993), ROBB, (2005) és DILL (2010) rendszerezése alapján az 5. táblázatban foglaltuk össze.

Csoport	Teleptípus			
	Pegmatitos volfrámérc telepek			
Magmás volfrámérc telepek	Szkarnos volfrámérc telepek			
	Porfíros és szubvulkáni intrúziókhoz kötött			
	volfrámdúsulások			
	Sztratiform ón- és volfrámérc telepek			
Szerkezethez kötött	Szarkazathaz kötött arany valfrámára talanak			
volfrámérc telepek	Szerkezethez kotott arany-vonramerc telepek			
Üledékes volfrámérc	Torlet jellesű velfrémdúsulések			
telepek	Tomat jenegu vomanidusulasok			

5. táblázat. A volfrám teleptani dúsulási formái Evans (1993), Robb (2005) és Dill (2010) alapján

Magmás volfrámérc telepek

Pegmatitos volfrámérc telepek

Bár a volfrám jelentősebb telepei inkább hidrotermális tevékenységhez kötöttek, ortomagmás eredettel pegmatitokban is alkothat teleptani méretű dúsulásokat (Evans 1993). Ennek a teleptípusnak a legjelentősebb előfordulása a Kongói DK-ban található Sn-W-Nb-Ta-Be-Li tartalmú Manono-Kitolo érctelep.

Az érces pegmatitok ásványparagenezisében a következő ásványok jelennek meg: arzenopirit, löllingit, volframit, kassziterit; a kísérő ásványok turmalin, zinnwaldit, apatit, klorit, sztilbit, topáz és triplit (DILL 2010).

Szkarnos volfrámérc telepek

A volfrám legjelentősebb előfordulásai a szkarnos teleptípusban jelennek meg. A disztális szkarn volfrám érctelepek kisebb gazdasági jelentőségűek. A proximális volfrám szkarnok, karbonátos kőzetekkel társulva S- és I-típusú gránitokhoz egyaránt kötődhetnek (DILL 2010). A világ volfrámtermelésének döntő részét adó Kínában is a szkarnos előfordulások a legjelentősebbek, de ennek a teleptípusnak a legnagyobb lelőhelye az Ausztrália és Tasmánia között fekvő King Island nevű szigeten találhatók. Az előfordulás számos telepet tartalmaz, melyek elsősorban scheelites szkarnok. Az érctestek főleg exoszkarn jelleggel fejlődtek ki, felső-proterozoikumi-alsó-kambriumi karbonátos testekben, devon időszaki gránitbenyomulás hatására (EINAUDI et al.1981).

Greizen volfrámérc telepek

A greizen teleptípusban elsősorban az ón dúsulása jellemező, a volfrám kísérő elemként fordul elő. Legjelentősebb előfordulása az angliai Cornwall-i telepegyüttes, ahol a variszkuszi gránittestek csúcsi részén, a magmato-hidrotermális oldatok feszítő hatására széttöredezett intruzív testekben alakult ki a greizenesedés. Az ásványtársulás turmalinból, muszkovitból, ortoklászból, kloritból, volframitból, arzenopiritből, stannitból, kassziteritből, topázból, apatitból és kisebb mennyiségben Fe, Cu, Mo, és Bi szulfidokból áll. A másik jelentős – már nem bányászott – előfordulás a cseh-német határvidéken található Altenberg (Németország) és Cinovec (Csehország) (Evans 1993; DILL 2010).

Porfíros és szubvulkáni intrúziókhoz kötött volfrámdúsulások

A porfíros típusban a volfrám nem alkot nagy gazdasági jelentőségű telepeket. Általában molibdénnel együtt jelenik meg. Ezeknél a telepeknél nem mindig ismerhetők fel a porfíros teleptípusra jellemző koncentrikus elváltozási zónák. A telepek gyenge minőségűek, a WO₃ koncentráció 0,3% alatti (Evans 1993).

A volfrám dúsulása a porfiros ónércesedést is kísérheti. Az uralkodóan hipotermális teléres bolíviai ónprovincián belül, az Oruro-i előfordulás déli részén porfiros jellegeket (zo-nális szericitesedés és propilitesedés) mutató ónércesedés van, melyben kisebb mértékű volf-rámdúsulás is előfordul (GRANT et al. 1980).

Sztratiform volfrámérc telepek

A volfrám, ónnal együtt, vulkáni kőzetekhez kapcsolódó sztratiform telepekben is mutathat dúsulást. A volfrám exhalatív folyamatok révén koncentrálódik. Ilyen típusú telep a Mittersill-Felbertal-i ércesedés Ausztriában, vagy a dél-koreai Sangdon előfordulás. Az ásványparagenezisben Fe-, Cu-, Bi-, As-, Co-, Zn-szulfidok, scheelit, ferberit és kassziterit fordul elő (DILL 2010).

Szerkezethez kötött arany-volfrámérc telepek

Takarós szerkezetekhez kötött telepekből említenek volfrámdúsulásokat, arannyal együtt. Az ércesedés hidrotermális eredetű telérrajokban, stockwerk jelleggel, vagy impregnáció formájában jelenik meg, általában amfibolit jellegű kőzettestekben. Jellemző a mellékkőzet erőteljes kovásodása. Az ércásvány-együttesben scheelit, termésarany, szulfidok, valamint arzenidek jelennek meg. Jellemző előfordulásai a szlovákiai Jasenie-Kyslá és a svájci Salanfe (DILL 2010).

Üledékes volfrámérc telepek

Torlat jellegű ón- és volfrámdúsulások mezozoos-kainozoos akkréciós orogén övekben, vulkáni szigetívekben és stabil lemezbelsőkön is előfordulhatnak, kassziterit és scheelit formájában. Ezek az ásványok tengerparti, alluviális, fluviális és eluviális torlatokban egyaránt előfordulhatnak (DILL 2010).

Bányászati, világkereskedelmi adatok

Kína és az egykori Szovjetunió területén található a világ 10 legnagyobb volfrámérc előfordulásából 8, melyek a világ teljes volfrámérc-készletének mintegy felét tartalmazzák. 1995ben a világ volfrám ércbányászatának háromnegyedét Kína és az egykori Szovjetunió utódállamai biztosították. Összességében a világon 1995-ben bányászott volfrámérc kétharmadát Kínában állították elő (ANTONY et al. 1998).

A világ országainak 21. század eleji volfrám bányászati adatai SHEDD (2004, 2005b, 2008b, 2009b, 2010b, c, 2011b) alapján a 6. táblázatból és az 1. ábrából olvashatók ki (Európában Ausztria, Portugália és Spanyolország a legjelentősebb volfrám előállítók). A világ volfrámtermelése ebben az időszakban egy oszcilláló, ám összességében növekvő, stabil tendenciát mutatott. Igen jelentős a volfrám korábbi, már használt ipari termékekből történő visszanyerése, ami 2011-ben már 55%-os értéket ért el az Egyesült Államokban. Kína viszont az utóbbi időben jelentősen korlátozta volfrám exportját saját ipari szükségleteinek kielégítése miatt (INDEXMUNDI.COM 2013).

A világ volfrámkészletei SHEDD (2005a, 2006, 2007, 2008a, 2009a, 2010a, 2011a, 2012) alapján a 7 táblázatban és az 1. ábrán olvashatók. Kína mellett még Kanada, Oroszország és az USA rendelkeznek jelentős érctartalékokkal.

T7 3	10 1
VnI	tram
, 01	ji am

	2003 ¹	2004 ¹	2005 ²	2006 ³	2007 ⁴	2008 ⁵	2009 ⁶	2010 ⁷
Ausztrália	n.a.	$-(2^2)$	2	2 (15 ⁴)	7	28	33	16
Ausztria	1400	1400 (1335 ²)	1350 (1280 ³)	1300 (1153 ⁴)	1200 (1117 ⁵)	1122	900 (887 ⁷)	1000
Bolívia	441	440 (401 ²)	522 (531 ³)	868	1107	1148	1023	1204
Brazília	17	20 (262 ²)	250 (458 ³)	460 (525 ⁴)	537	540 (408 ⁶)	500 (208 ⁷)	500
Burma	93	100 (106 ²)	100 (166 ³)	200 (197 ⁴)	183	200 (136 ⁶)	87	90
Burundi	26	30 (9 ²)	$10(94^3)$	100 (238 ⁴)	144	194	190 (150 ⁷)	170
Észak-Korea	600	600	600	600	600 (250 ⁵)	350 (270 ⁶)	100	110
Kanada	3636	_	700 (484 ³)	2561 (2500 ⁴)	2700 (2305 ⁵)	2277	1964	420
Kína	55000	67000 (60000 ²)	61000 (78800 ³)	79000 (45000 ⁴)	41000	43500 (50000 ⁶)	51000	59000
Kongói DK	_	_	$-(180^3)$	500	500 (570 ⁵)	340 (370 ⁷)	170 (360 ⁷)	360
Mongólia	40	$40(77^2)$	78	80 (85 ⁴)	250 (245 ⁵)	142	39	20
Oroszország	3900	3000 (5500 ²)	4400	4000 (2900 ⁴)	3200 (3300 ⁵)	3000	2500 (2300)	2800
Peru	-	_	_	$-(50^4)$	348 (366 ⁵)	456	502	571
Portugália	715	746	815 (816 ³)	778	<u>3 846 850 (900⁶) (1</u>		900 (1037 ⁷)	1200
Ruanda	78	120	120	120 (820 ⁴)	1534	975 (670 ⁷)	499 (450 ⁷)	440
Spanyolország	-	-	-	-	-	150	260 (200 ⁷)	250
Thaiföld	208	200 (180 ²)	150 (190 ³)	180 (303 ⁴)	300 (477 ⁵)	600 (617 ⁶)	600	600
Uganda	1	$1(52^2)$	$-(36^3)$	40 (75 ⁴)	75	75 (50 ⁶)	20	25
USA	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Összesen	66700	73700 (69400 ²)	70100 (88200 ³)	90800 (56600 ⁴)	54500 (54100 ⁵)	55900 (62200 ⁶)	61300 (61000 ⁷)	68800

6. táblázat. A világ volfrámbányászata 2003-2010 között

(tiszta W-tartalom t-ban, zárójelben a tárgyévi adat következő évi felülvizsgálatakor megállapított érték olvasható)

¹SHEDD (2004), ²SHEDD (2005b), ³SHEDD (2008b), ⁴SHEDD (2009b), ⁵SHEDD (2010b), ⁶SHEDD (2010c), ⁷SHEDD (2011b). n. a.: nincs adat





T7 1	
VOL	tram
roi	num
	,

	2004 ¹	2005 ²	2006 ³	2007 ⁴	2008 ⁵	2009 ⁶	2010 ⁷	2011 ⁸
Ausztria	10	10	10	10	10	10	10	10
Bolívia	53	53	53	53	53	53	53	53
Észak-Korea	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		-	_
Kanada	260	260	260	260	260	110	120	120
Kína	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1900	1900
Oroszország	250	250	250	250	250	250	250	250
Portugália	25	25	2,6	4,7	4,7	4,2	4,2	4,2
USA	140	140	140	140	140	140	140	140
Más országok	360	360	350	420	440	400	400	600
Osszesen (kerekítve)	2900	2900	2900	2900	3000	2800	2900	3100

7. táblázat. Volfrámkészletek országonként (tiszta W-tartalom 1000 t-ban)
¹SHEDD (2005a), ²SHEDD (2006), ³SHEDD (2007), ⁴SHEDD (2008a), ⁵SHEDD (2009a), ⁶SHEDD (2010a), ⁷SHEDD (2011a), ⁸SHEDD (2012). n. a.: nincs adat

A volfrám nemzetközi kereskedelmében a koncentrátum mellett nagy szerepet játszik az APT vegyület {nemzetközileg használt angol neve: ammonium paratungstate, kémiai összetétele: $(NH_4)_{10}[H_2W_{12}O_{42}] \times 4H_2O$ }, melyből kalcinálással volfrám-oxid állítható elő az $(NH_4)_{10}[H_2W_{12}O_{42}] \times 4H_2O \rightarrow 12 WO_3 + 10 NH_3 + 11 H_2O$ egyenlet szerint. Sztöchiometriai számítás eredményeképpen az APT tömegének 70,43%-a wolfram. A koncentrátum és az APT termékek az USA és az európai piacokon 2001 és 2010 között megfigyelt (évenkénti) átlagos árai a 8. táblázatban olvashatók. A pillanatnyi árak időnként igen jelentős mértékben ingadoztak. Például az APT ára az USA piacán 2005-ben az év elején 104–108 US\$/t, május közepén 331–353 US\$/t, augusztus közepén 276–287 US\$/t volt.

Termék		2001 ¹	2002 ¹	2003 ¹	2004 ¹	2005 ¹	2006 ²	2007 ³	2008 ⁴	2009 ⁵	2010 ⁶
cent- um	USA árak, helyszíni árajánlat alapján	64	55	50	49	146	200	189	184	151	183
Kone rát	Európai szabadpiaci árak	65	38	45	55	123	166	165	164	150	150
US ára	USA szabadpiaci árak	99	72	69	92	237	293	284	278	204	214
L L L	USA piaci árak	97	73	72	91	240	273	262	260	178	186
4	Európai szabadpiaci árak	89	54	62	84	223	261	248	249	203	244

 8. táblázat. Volfrám-koncentrátum és az APT vegyület évenkénti átlagos egységárai a 2001–2010 közötti időszakban (US\$/t) ¹SHEDD (2005b), ²SHEDD (2008b),
³SHEDD (2009b), ⁴SHEDD (2010b), ⁵SHEDD (2010c), ⁶SHEDD (2011b)

Felhasználás

A volfrámot legnagyobb mennyiségben jelenleg acélötvözetek és volfrámkarbid (vídia) gyártására használják. Nagy szilárdságát és kopásállóságát magas hőmérsékleten (több száz °C) is megőrzi, ezért kőzetek, acélok és más, kisebb forgácsolási ellenállású anyagok forgácsolására használják a szerszámok vágó éleiként, továbbá erősáramú körök megszakítóiban is alkalmazzák. Ezzel szemben visszaszorulóban van az izzólámpagyártásban. Egy átlagos hagyományos izzólámpa 8 mg volfrámot tartalmaz.

A volfrám vegyületeit a szövetfestésben és a szilikátiparban, valamint katalizátorok gyártásánál használják. Alkalmazzák még televízió készülékekben és magnetronként mikrohullámú sütőkben.

Mivel a volfrám az egyik legkeményebb és legmagasabb olvadáspontú fém, a fentieken túl felhasználják még laboratóriumokban oltópálcaként, harckocsikban páncéllemezként, illetve páncéltörő lőszer harci részeként (AZOM.COM 2013). Érdekességként megemlítjük, hogy a darts játékban használt legjobb minőségű nyilak is volfrámot tartalmaznak. Mivel a volfrám sűrűsége megközelítőleg azonos az aranyéval, de értéke csak századrésze annak, a hamisítók néha felhasználják aranytömbök belsejének kitöltésére. Az ilyen hamisítási eljárásokat röntgenes átvilágítással nem, csak invazív fizikai vizsgálattal lehet kiszűrni.

A lehetséges helyettesítő anyagok sorában a karbidok felhasználási területén a molibdén és a titán jöhet szóba, mint karbidképző anyag. Bizonyos területeken a kerámiák és a kerámiakompozitok léphetnek a volfrámötvözetek helyébe. Acélötvözés tekintetében a molibdénnel való helyettesítés lehetséges. A világítástechnikában a szén nanocsövekből előállított izzószálak, illetve a fénykibocsátó diódák, a sugárvédelemben az ólom illetve az uránötvözetek használata lehet a volfrám kiváltására szolgáló megoldás (SHEDD 2012).

Magyarországi volfrám előfordulások, indikációk

Ásványokból, kőzetekből származó indikációk, előfordulások

Magyarországon a volfrámindikációk (2. ábra) rendkívül ritkák. Közülük is csak a nagybörzsönyi érdemel nagyobb figyelmet.

Börzsöny

Volfrám-indikációk a nagybörzsönyi polimetallikus ércesedéshez kötötten említhetők. A többszakaszos ásványképződési folyamat termékeként a volfrámásványok miocén andezit-

ben, dácitban, ezek agglomerátumaiban, valamint vulkanoszediment kőzetekben helyezkednek el (SZAKÁLL et. al. 2012). A volfrám-indikáció szempontjából kitüntetett figyelmet érdemel a Rózsa-hegy, amely alapvetően dácitból, dácitagglomerátumból és dácitbreccsiából épül fel. Az érces terület két részből tevődik össze. A rózsa-bányai (északi) terület tömzsös impregnációs ércesedéssel bír, míg a fagyosasszonyi (déli) területen teléres kifejlődésű ércesedés található.

Az északi területrészen a mellékkőzet illitesedett, helyenként kovásodott, turmalinosodott. A mélyebb zónákban a propilitesedés jellemző. Az ércesedés a dácitban illetve a meredek dőlésű tektonikus, valamint a később felismert kürtőbreccsában alakult ki. A döntően háromlépcsős primer ércesedést szolgáltató hidrotermális folyamatsor a hordozó fluidumok hőmérsékletének csökkenése révén több ásványparagenezist hozott létre.

Az ércesedési szakaszok ásványai a hőmérsékletcsökkenés függvényében az alábbi sorrendet követik: 1, pirrhotin, pirit, kalkopirit, szfalerit, galenit; 2, arzenopirit, szfalerit \rightarrow ferberit/hübnerit \rightarrow bizmut, arany \rightarrow bizmutin, ikunolit \rightarrow Pb-Bi-szulfosók; 3, pirit, galenit, szfalerit, \rightarrow Pb-Sb-szulfosók, Ag-szulfidok.



2. ábra. A volfrám magyarországi előfordulásai
1. indikációk és nyomok

A déli területen a mellékkőzet propilitesedése és karbonátosodása jellemző. A kisebb méretű párhuzamosan futó telérek telér-csoportokat alakítanak ki. Ásványparagenezisüket tekintve szfalerit \rightarrow galenit, pirit \rightarrow Pb-Sb-szulfosók, Ag-szulfidok figyelhetőek meg a hő-mérsékletcsökkenés függvényében.

Mindkét területrész felszín közeli zónájában részben kialakult oxidációs zóna figyelhető meg. A szulfidok mállása révén elindult másodlagos ásványképződési folyamatok termékei az itt előforduló oxidok, karbonátok, szulfátok és arzenátok (Szakáll et. al. 2012)

Nagybörzsönyben (Alsó- és Felső-Rózsa-táró, Rózsa-hegy csúcsának horpái) az erősen kovásodott kőzetekben arzenopirit társaságában 2–3 mm-t elérő fekete vagy sötétbarna szemcsék, az üregekben 1–2 mm-es, táblás kristályok formájában a volframit-csoport két tagja, a ferberit és hübnerit jelenik meg (SZAKÁLL et. al. 1995).

A scheelit sötétszürke vagy sötétbarna, 0,5–2 mm-es, szabálytalan alakú szemcséi elszórtan jelennek meg arzenopirittel együtt az északi polimetallikus zónában a Kis-Pogány-hegy nyugati lábánál található Altáróból kikerült erősen kovásodott kőzetek alapanyagában. Üregekben fenn-nőtt, sötétszürke, 1–2,5 mm-es dipiramisos kristályai ritkaságok, rajtuk kisebb kristályok párhuzamos összenövése figyelhető meg (SZAKÁLL et. al. 1995).

A ferberit és hübnerit mállásából halványsárga, gyémántfényű, 0,1–0,4 mm-es táblás kristályok formájában ritkán stolzit került elő a Rózsa-bányák fölötti hegyoldal erősen kovásodott kőzeteinek üregeiből. Kvarcon fenn-nőtt kristályait sárgásbarna beudantit/segnitit boríthatja. Ugyanitt mállásnak indult hübnerit-/ferberitkristályok felületén is megfigyelték 0,05 mm-es, dipiramisos kristályok formájában (Szakáll et al. 2012).

Velencei-hegység

A Velencei-hegységben a ritkafémek a késő-karbon gránitmagmatizmus során kialakult pegmatitos-pneumatolitos képződményekhez köthetők. A kutatás az erősen pneumatolízist szenvedett zónákban lehet eredményes. A kontakt-övek esetében, mivel a különböző korú kőzetek egymásra hatása megváltoztatta a pneumatolízis folyamatát, más a helyzet. Itt a dúsulás nem éri el azt a szintet, amely a belsőbb pneumatolitos övekben valószínűsíthető (RISCHÁK 1966). A Velencei-hegységben a ritkafémkutatási munkálatok kapcsán többfázisú, pneumatolitos, illetve hidrotermális ércesedést írtak le. Az Antónia-hegyi területen, az ércesedés egyik fázisaként pegmatitos keletkezésű Sn-W-Bi formáció nyomelem társulását mutatták ki (BÖJTÖSNÉ VARRÓK 1966). A vizsgált területen egy pneumatolízissel kezdődő, majd magas hőmérsékletű hidrotermális ércesedéssel folytatódó utómagmás folyamat zajlott le.

Később a gránitmagmatizmus végső fázisaként, vagy a fiatalabb, késő-eocén andezitvulkanizmushoz kapcsolódva, alacsony hőmérsékletű hidrotermális hatás zárta az utóvulkáni folyamatok sorát. Ezen genetikai rendszerben a gránit és a pneumatolitosan elváltozott ópaleozoos agyagpala (Lovasi Agyagpala Formáció) tektonikus érintkezési zónájának közelében volfrámnyomokat mutattak ki (Böjtösné VARRók 1966). A volfrám-indikáció magában a turmalinosodott, muszkovitosodott, kvarcosodott agyagpalában, és annak kvarcereiben található. A fentebb hivatkozott szerző a vizsgált elem hordozóásványaiként volframitot, scheelitet és russelitet említ. A pneumatolízis lezárultával hidrotermális folyamatok érintették a fenti kőzeteket, az eredeti volframitos ásványtársulást scheelitté alakítva (Böjtösné VARRók 1966).

Színképelemzési módszerrel a turmalinos kvarcnak, illetve muszkovitos palának nevezett kőzetanyagban 250 ppm, a kilúgzott kvarcot tartalmazó turmalinos palában 400 ppm, a turmalinos kvarceres palában pedig 250 ppm volfrámot mutattak ki (Böjtösné Varrók 1966).

Az Antónia-hegy területén, további fúrásos kutatások, az itt található agyagpala zónában végbement utómagmás folyamatok kiváltotta ritkafém dúsulást vizsgálták. Az itt mélyített, a palaköpenyt harántoló, 300 m mélységű fúrás magas ritkafém koncentrációjú hidrotermális ércesedést mutat a palaköpenyben, és ón-tartalmú ércesedés nyomait a palaköpeny alatti gránitban. A palaköpeny ércesedése teléres jellegű. A telérek anyaga tömött kvarc, apró szemű érchintéssel. A kimutatott ércásványok: szfalerit, galenit, fakóérc, kalkopirit, kevesebb molibdenit és termésarany. Az ércanyagból válogatott, feltehetően két generációban jelen lévő szfalerit színképelemzése 160 ppm volfrám jelenlétét mutatta ki az ásványban (Böjtösné VARRók 1967).

Volframithintéses kvarcerek gránitban a nadapi felső kőfejtőből ismertek (NAGY 1980). A 0,05–0,1 mm-es volframitlécek zömmel magnetitkristályok helyén figyelhetők meg. Feltehetően azok rovására képződtek a pneumatolitos folyamatok során.

Bakony

SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) a felső-liász úrkúti és eplényi Mn-ércben volfrámnyomokat, míg az úrkúti II-es akna által harántolt képződmények fedőjéből 0,03% W-ot említ. Szabóné Drubina Magda színképelemzéses vizsgálataira hivatkozva Koch (1966) a karbonátos és oxi-hidroxidos mangánérc telepekhez kapcsolódva, spektroszkópiai módszerrel kimutatott volfrám-indikációt írt le. A szerző mennyiségi adatot nem közölt. Az elemzett komponensek a rodokrozitos réteg, a szürke karbonátos érc, és a barna karbonátos érc anyagából származtak. POLGÁRI & SZABÓ (2004) az úrkúti feketepala környezetű Mn-karbonát ércesedést biogén bakteriális, tengeri környezetű, tufaszórással összefüggő hidrotermás elemforrású ércnek vélik, amely utólag részben oxidálódott.

Mecsek

SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) kérdéses volfrám-indikációt említ a DNy-i Mecsek hetvehelyi, perm időszaki vékony kőszén csíkjában, molibdénnel társulva.

Vizeken végzett nyomelem-vizsgálatok

Mátra

A Mátra környezetében fakadó hév- és ásványvizek nyomelemei között említenek volfrámot. A Bükkszék, Mátraderecske, Parád, Pásztó, Gyöngyös, Abasár térségében vizsgált források, valamint a domoszlói Vincellér-forrás, és a domoszlói artézi kút vizének nyomelemtársulását vizsgálva megállapítható, hogy Bükkszék (1 ppm), Gyöngyös (0,96 ppm) és a domoszlói artézi kút (0,84 ppm) volfrámot tartalmaz (SCHEURER 2011). A bükkszéki hévízkutak vize mélykarszt-rendszerhez köthető. Ennek a karsztrendszernek a paleo-vízföldtani fejlődése a paleogén-neogén lemeztektonikai folyamatokhoz köthető, többször felújuló vulkánossággal és az ezekhez kapcsolódó hidrotermás utóvulkáni folyamatokkal kísérve, amelyekhez a jelentős ércképződésen túlmenően limnokvarcit, opál, gejzirit és a kovaföld telepek képződtek. Ugyanezekhez a tektonikai folyamatokhoz kapcsolódnak még a mai CO₂ gázfeláramlások is. A vizsgált gyöngyösi víz repedezett vulkanitokhoz kapcsolódó hévizes kutakból származott, amelynek áramlási pályája volfrámtartalmú kőzeteket érinthet. A domoszlói artézi kútnál a vezető nyomelemek vizsgálata alapján megállapítható, hogy a kút vizének utánpótlódási feltételei eltérnek a szubtermális forrásokétól és a hévízkutakétól (SCHEURER 2011).

Kutatási javaslat

A fentiek alapján további kutatás gyakorlatilag csak a nagybörzsönyi polimetallikus ércesedés esetében kecsegtet eredménnyel. Noha kisebb geokémiai anomáliák folyóvízi üledékekhez is kapcsolhatóak az Alföld középső részén (SALMINEN 2013), ezek pusztán jelzésértékű indikációk.

Irodalomjegyzék

ANTONY B.T., WERNER W., DAVID S. & EARLE B. A. 1998: International strategic mineral issues summary report – Tungsten. U.S. Geological Survey Circular **930–O**, Washington, 1–80.

AREVALO R. JR. & McDONOUGH W. F. 2008: Tungsten geochemistry and implications for understanding the Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters* **272**, 656–665.

AZOM.COM 2013: URL: *http://www.azom.com/article.aspx?ArticleID=1201#_Properties*.Letöltés: 2013. 04.02.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1966: A wolfram előfordulása a Velencei-hegységben. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1964**, 293–300.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1967: A palaköpeny hidrotermális ércesedése a Velencei-hegység K-i részén. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése **1965**, 499–505.

CHINATUNGSTEN.COM 2013: URL: *http://www.chinatungsten.com/Tungsten/Other-Minerals.html*. Letöltés: 2013. 4. 2.

DILL H. G. 2010: The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium *Earth-Science Reviews* **100**, 1–420.

EINAUDI M.T., MEINERT L.D. & NEWBERRY R.D. 1981: Skarn deposits. Ecoomic Geology 75, 317-391.

EVANS A.M. 1993: Ore Geology and Industrial Minerals, An Introduction. Blackwell, Oxford, 389 p.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1975: A területi geokémiai kutatás elméleti és gyakorlati módszerei. *Magyar* Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, 240 p.

GRANT J N., HALLS C., SHEPPARD S.M.F. & AVILA W. 1980: Evolution of the prophyry tin deposits inn Bolivia. *Mining Geology* **spec. issue 8**, 151–173.

HANDBOOKOFMINERALOGY.ORG 2013: URL: *http://www.handbookofmineralogy.org/pdfs/alumotungstite. pdf.* Letöltés: 2013. 04.02.

INDEXMUNDL.COM 2013: URL: http://www.indexmundi.com/en/commodities/minerals/tungsten/tungsten_ t15.html. Letöltés: 2013. 04.02.

KOCH S. 1966: Magyarország ásványai Akadémiai Kiadó Budapest 1966, 299–318.

NAGY B. 1980: Adatok a velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásványparageneziséhez és geokémiájához. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 263–289.

POLGÁRI M. & SZABÓ Z. 2004: A bakonyi mangánérctelepek üledékképződési modelljei. *Bányászati és Kohászati Lapok Bányászat* 137/6, 5–14.

RISCHÁK G. 1966: A Velencei-hegység kőzettípusainak röntgen-spektrográfiai vizsgálata. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1964**, 285–291.

ROBB L. 2005: Introduction to ore-forming processes. Blackwell, Oxford, 373 p.

SALMINEN R. 2013: Geochemical Atlas of Europe, ISBN 951–690–913–2 (electronic version). URL: *http://weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas/text/W.pdf*. Letöltés: 2013. 04.02.

SCHEUER Gy. 2011: A Mátra hegység körüli ásványvizek nyomelem vizsgálata. *Hidrológiai Tájékoztató* **2011**, 90–95.

SHEDD K.B. 2004: Tungsten. In: 2004 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/ commodity/tungsten/tungsmyb04.pdf. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2005a: Tungsten. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2005, 180–181. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tungsten/tu*

SHEDD K.B. 2005b: Tungsten. *In:* 2005 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/tungsmyb05.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2006: Tungsten. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2006, 182–183. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/tungsten/tungsmcs06.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2007: Tungsten. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2007, 178–179. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/tungsten/tungsmcs07.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2008a: Tungsten. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2008, 182–183. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/mcs-2008-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2008b: Tungsten. In: 2006 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. April, 2008. URL: http://minerals.usgs.gov/ minerals/pubs/commodity/tungsten/myb1-2006-tungs.pdf. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2009a: Tungsten. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2009, 178–179. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/mcs-2009-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2009b: Tungsten. *In:* 2007 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. April, 2009. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/myb1-2007-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2010a: Tungsten. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2010, 178–179. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/mcs-2010-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2010b: Tungsten. *In:* 2008 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. July, 2010, URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/myb1-2008-tungs.pdf.* Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2010c: Tungsten. *In:* 2009 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. July, 2010. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/myb1-2009-tungs.pdf.* Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2011a: Tungsten. *In:* Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2011, 176–177. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/mcs-2011-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2011b: Tungsten. *In:* 2010 Minerals Yearbook. Volume I. Metals and Minerals. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. April, 2011. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/myb1-2009-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SHEDD K.B. 2012: Tungsten. *In*: Mineral Commodity Summaries. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. January, 2012, 176–177. URL: *http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/ tungsten/mcs-2012-tungs.pdf*. Letöltés: 2013. 01.16.

SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1955: Geokémia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 680 p.

SZAKÁLL S., DÓDONY I. & KOVÁCS Á. 1995: Volfrámásványok a nagybörzsönyi ércesedésből. *Folia Historica-naturalia Musei Matraensis*, **20**, 3–12.

SZAKÁLL S., FEHÉR B., KRISTÁLY F. & ZAJZON N. 2012: A nagybörzsönyi Rózsa-hegy ércesedésének ásványai. *Geoda* 22/3, 16–47.

WEBELEMENTS 2013: URL: *http://www.webelements.com/tungsten/atom_sizes.html*. Letöltés: 2013. 04. 02.

WEBMINERAL.COM 2013: URL: *http://webmineral.com/data/Alumotungstite.shtml*. Letöltés: 2013. 04. 02.

CriticEl

Stratégiai fontosságú ásványi nyersanyagok II.

TARTALOM

Fancsik Tamás: Földtudományok és nyersanyagaink – gondolatok a Stratégiai nyersanyagok monográfia második kötetéhez	3
Móricz Ferenc, Mádai Ferenc, Szakáll Sándor, Tompa Richárd, Molnár József: Antimon	9
Horváth Réka, Zajzon Norbert, Tompa Richárd, Molnár József: Indium	41
Kristály Ferenc, Tompa Richárd, Molnár József: Kobalt	57
Németh Norbert, Molnár József, Tompa Richárd: Nióbium és tantál	89
Kiss Gabriella, Mozgai Viktória, Hartai Éva, Molnár József, Tompa Richárd: Platinacsoport	117
Mádai Viktor, Molnár József, Tompa Richárd: Volfrám 1	45

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





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