

A belső-somogyi gyepvasérccek genetikája, geokémiai jellemzői és archeometallurgiai jelentősége

KERCSMÁR Zsolt¹, THIELE Ádám²

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, H-1143, Budapest Stefánia út 14., e-mail: kercsmar.zsolt@mfgi.hu

²Budapesti Műszaki Egyetem, Anyagtudomány és Technológia Tanszék, H-1111, Budapest Bertalan L. u. 7., e-mail: adam.thiele@hotmail.com

Genetic types, geochemistry and the archaeometallurgical importance of bog iron ore deposits from Inner Somogy

Abstract

In the region of Inner Somogy, Late Pleistocene – Early Holocene fluvial freshwater marshes were created by active neotectonic deformations. Bog iron ore deposits were formed in these freshwater marshes due to the precipitation of Fe(III) minerals; this occurred during the microbial and chemical oxidation of fluids containing Fe(II), while they were streaming beneath the surface. The bog iron ore deposits can be grouped into three types based on their genetics: (i) microbial bog iron ore lenses made by Fe(II)-oxidizing microorganisms in the back shallows of the southern part of Nagyberek (this is now an uplifted area); (ii) limonitic indications formed by chemical oxidation on the margins of back marshes filled up with sandy sediments and on the uplifted areas; and (iii) in the area which uplifted from the Early Holocene microbial bog iron ore lenses were redeposited by creeks and later developed as redeposited bog iron ore layers. Bog iron ores from the microbial bog iron ore lenses and from the redeposited bog iron ore layers were smelted intensively during the period of Avar settlement of Hungary and also later, during the age of the Conquest and after. This was due to the abundance and high quality of the ores. However, the bog iron ores of Somogy had a high phosphorus content, and so the phosphoric iron extracted by the smelting of these ores had poor mechanical properties. However, due to the presence of calcium carbonate in the area, the phosphorus content of the iron blooms could be decreased.

Keywords: bog iron ores, Pleistocene, Inner Somogy, morphology, archaeometallurgy, geochemistry, genetics, phosphorus

Összefoglalás

Belső-Somogyban, a késő-pleisztocén–óholocén folyóvízi–ártéri környezet kialakulását és megváltozását aktív tektonikai deformáció okozta és kísérte. A Nagyberek déli peremén megjelenő ártéri mocsarakban és lápokban a magas oldott Fe(II) tartalmú felszíni és felszín alatti vizekből, kémiai és biogén oxidációval vas-hidroxid ásványokból álló gyepvasérc telepek keletkeztek. A ma fellelhető gyepvasérc telepek genetikailag három csoportba oszthatók. A Nagyberek déli nyúlványának megfelelő, mára kiemeltebb területen, lápi környezetben, vasbaktériumok életműködése következtében gyepvasérc lencsék váltak ki. A homokos üledékkel feltöltődő láp peremén, illetve a kiemeltebb részeken, talajosodáshoz köthető kémiai oxidációval limonitos indikációk keletkeztek. A kora-holocéntől kezdve megemelkedő területen, a felszín közeli biogén gyepvasérc lencséit patakok tárták fel és halmozták át, ezzel másodlagos, torlatos, áthalmozott gyepvasérc rétegeket hozva létre.

A biogén gyepvasérc lencsékben és az áthalmozott gyepvasérc rétegekben található érc, megfelelő geokémiai összetétele és mennyisége miatt, a területen folyó intenzív avar és honfoglalás kori vaskohászat ércbázisául szolgált. Bár a gyakran mész kiválásos szinttel kísért belső-somogyi gyepvasérccek foszfortartalma magas volt, így kohósításukkal általában rossz mechanikai tulajdonságokkal rendelkező, nagy foszfortartalmú vasanyagot lehetett előállítani, a területen gyakran előforduló kalcium-karbonát kiválásnak köszönhetően a vasbucák foszfortartalma csökkenthető volt.

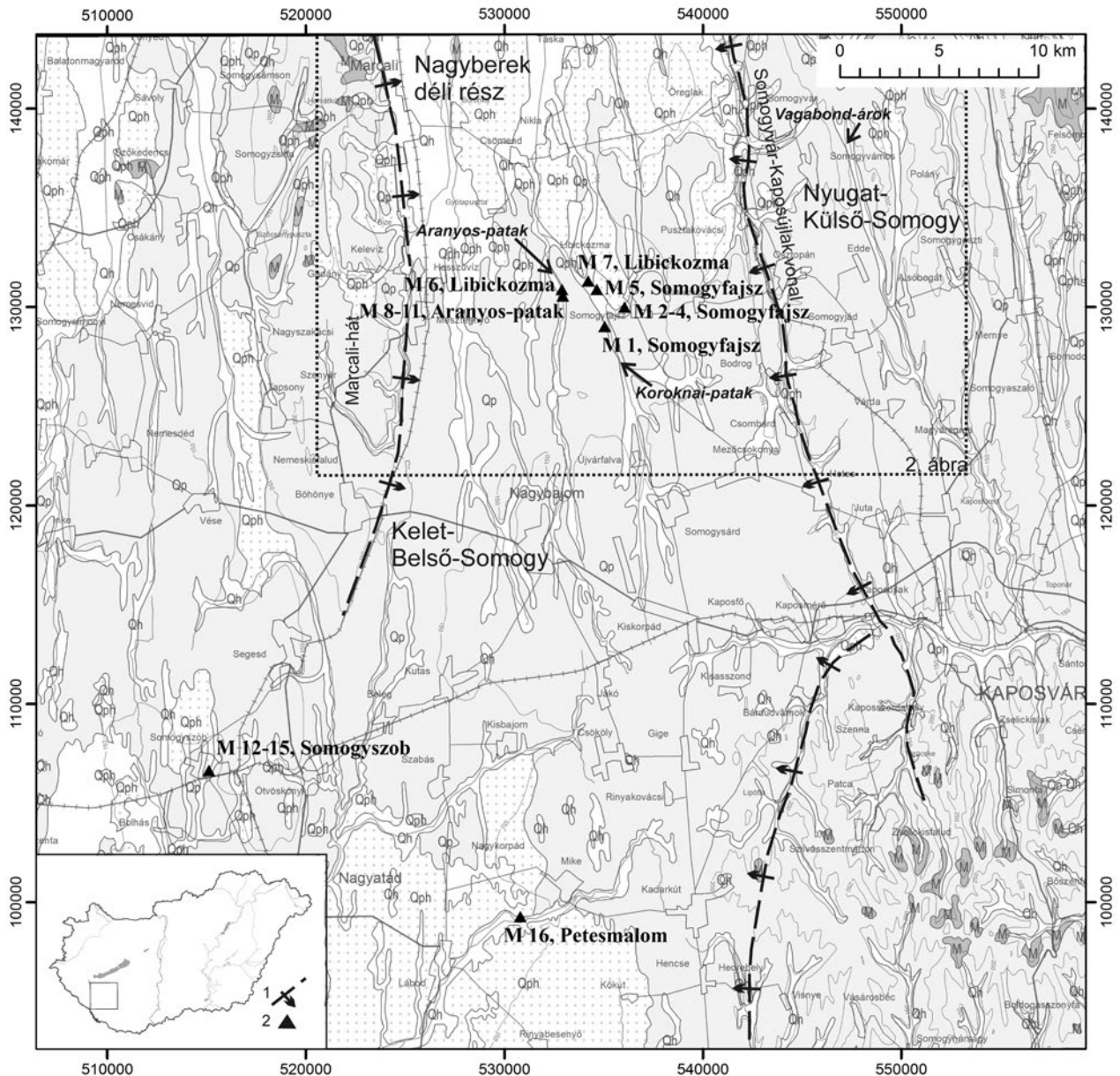
Tárgyszavak: gyepvasérc, pleisztocén, Belső-Somogy, morfológia, archeometallurgia, geokémia, genetika, foszfor

Bevezetés

DNy-Magyarországon, a Somogyi-dombság Ny-i határa mentén, közel 10 km-es É–D-i sávban gyepvasérc telepek találhatóak. A Somogyfajszt, Libickozma, Somogyszob környékén felszínre bukkanó gyepvasérc telepek, a Nagybebekbe torkolló, ÉÉNy–DDK irányú recens patakmedrekben és folyóvölgyekben tárulnak fel (1. ábra). A késő-pleisztocén–óholocén során, a Balaton medencéjébe érkező folyók kisebb esésű szakaszainak kiszélesedő ártéri síkságán létrejött ártéri mocsári környezetek és lápterületek mai

geomorfológiai helyzetének és a fiatal tektonikai mozgásoknak a kapcsolatát elsőként LÁSZLÓ (1913) és ERDÉLYI (1962) vetette fel.

Azóta a terület késő-miocén utáni szerkezetfejlődéséről több elemzés is született. CSONTOS et al. (2005) szerint a mai morfológiát a prekvarter aljzatot deformáló posztpannoniai tektonikai események határozták meg. Az általuk bemutatott szeizmikus szelvények alapján, a fő szerkezeti vonalakhoz kötődő, prekvarter aljzatban jelentkező redők és feltolódások vak feltolódásokként működtek a negyedidőszak során, amelyek aktivitása ma is a felszín differenciált



1. ábra. A vizsgált terület vázlatos földtani térképe (BUDAI & GYALOG [szerk.] 2010 alapján, módosítva), a mintavételi helyek megjelölésével

1 - geomorfológiai kiemelkedés határa, az alacsonyabb felszín felé mutató nyilakkal (Külső- és Belső-Somogy határa, valamint a Marcali-hát K-i oldala), 2 - mintavételi helyek, a minta számának megjelölésével (1. még 2. ábra, I. és II. táblázat), M - felső-miocén (pannoniai és pliocén) képződmények, Qp - pleisztocén képződmények, Qph - felső-pleisztocén-holocén képződmények, Qh - holocén képződmények

Figures 1. Geological map (BUDAI & GYALOG [eds] 2010, modified) of studied area with localities of samples

1 - Boundary of geomorphological height, the arrows are showing the lower background, 2 - Localities of the samples with the number of sample (see Figure 2, Table I and II), M - Upper Miocene (Pannonian and Pliocene) formations, Qp - Pleistocene formations, Qph - Upper Pleistocene - Holocene formations, Qh - Holocene formations

emelkedésében jelentkeznek. A kompressziós szerkezeteket a Somogyi-dombság K-i részén ÉÉNy–DDK-i csapású normálvetők, esetleg eltolódások metszik.

MAGYARI et al. (2004, 2005) mikrotektonikai vizsgálatok alapján kimutatta, hogy a Somogyi-dombság mai morfológiája késő-pleisztocén–holocén ÉNy–DK-i kompressziós feszültségterében jött létre, oldaleltolódásokhoz és a legfiatalabb terasz üledékeit is deformáló en-echelon redők-höz kapcsolódva. Vizsgálataik alapján ez a tektonikai felszínformálódás a jelenkorban is tart.

BADA et al. (2010) szeizmikus adatrendszeren történt neotektonikai elemzésében a Somogyi-dombság K-i részén, jelenkori ÉK–DNY-i kompressziós és erre merőleges tenziós feszültségterű eltolódásos deformációt mutatott be, amely feszültségtér és a hozzá tartozó deformáció Ny felé, a Zalai-dombság irányába egyre inkább ÉÉK–DDNy-i maximális horizontális feszültségiránnyal jellemezhető kompressziós deformációra vált át. Álláspontjuk szerint a Balatonra közel merőleges (meridionális) völgyek nagy része tektonikusan nem preformált, ezáltal a jelenkori közel É–D-i irányú patakok folyását meghatározó völgyhálózat kialakulását atektonikus eredetűnek tartják, és keletkezésüket máig eldöntetlen vita tárgyát képező, szintén számos bizonyítékkal alátámasztott pleisztocén deflációval (CSILLAG et al. 2010) magyarázzák.

A késő-pleisztocén végétől fogva, a Balaton DNY-ra nyúló öbléhez tartozó Nagyberék D-i szegélye és a D-felől becsatlakozó völgyek széles ártereinek lápos, mocsaras területei (MAROSI 1970), a gyepvasérc telepek kialakulásának kedvező, reduktív környezetet biztosítottak. A ma használatos, egyszerű genetikai elképzelés szerint a gyepvasérc keletkezése kémiai úton, a magasan álló talajvíz felszínén, közvetlenül a humuszos szint alatt, a reduktív/oxidatív környezet határán zajlik, és észak-európai minták alapján, recens folyamatnak tekinthető (PAPP 2012). Ennek ellentmond, hogy a somogyi gyepvasérc ma talajvíz fölötti helyzetben található, és egy részüknél bakteriális tevékenységre utaló üledék-, és ásványszerkezeti bélyegek figyelhetők meg. A vasbaktériumok biogén folyamatainak jelentőségére és a vas-szulfid, valamint vas-oxid ásványok kiválasztásának biológiai és kémiai körülményeire Magyarországon először PÓSFÁI & ARATÓ (2000) valamint PÓSFÁI et al. (2001, 2006) mutatott rá. Elemzésükben a vas-oxidot és vas-szulfidot kiválasztó baktériumok, nyílt vizek (tavak) víz/üledék határfelületén jelentkeztek.

A magyarországi gyepvasérc kialakulásáról, földtani és geobiológiai jellemzőiről jelenleg hiányos a tudásunk. A gyepvasérc geokémiai jellemzőiről is csekély ismeretünk van, bár a Magyarország területén feltárt vaskohászati műhelyekből származó gyepvasérc mintákon korábban már végeztek vegyelemzéses vizsgálatokat (TÖRÖK 1995, 1997; TÖRÖK & KOVÁCS 2010; HECKENAST et al. 1968), illetve az ország más területein található gyepvasérc telepekről származó néhány minta vegyelemzési eredménye is megtalálható az ásványtani szakirodalomban (KOCH 1985). KOCH (1985) földtani leírása szerint a Somogyból ismert egyetlen somogyszobi gyepvasérc telep felső-pleisztocén homokban

található, ami középső-pleisztocén folyóvízi homokra települ. A keménypados és lágy, morzsalékos kifejlődésű gyepvasérc a rétegtörés fedőjében található, azzal egy, óholocén korú genetikai egységet alkotva.

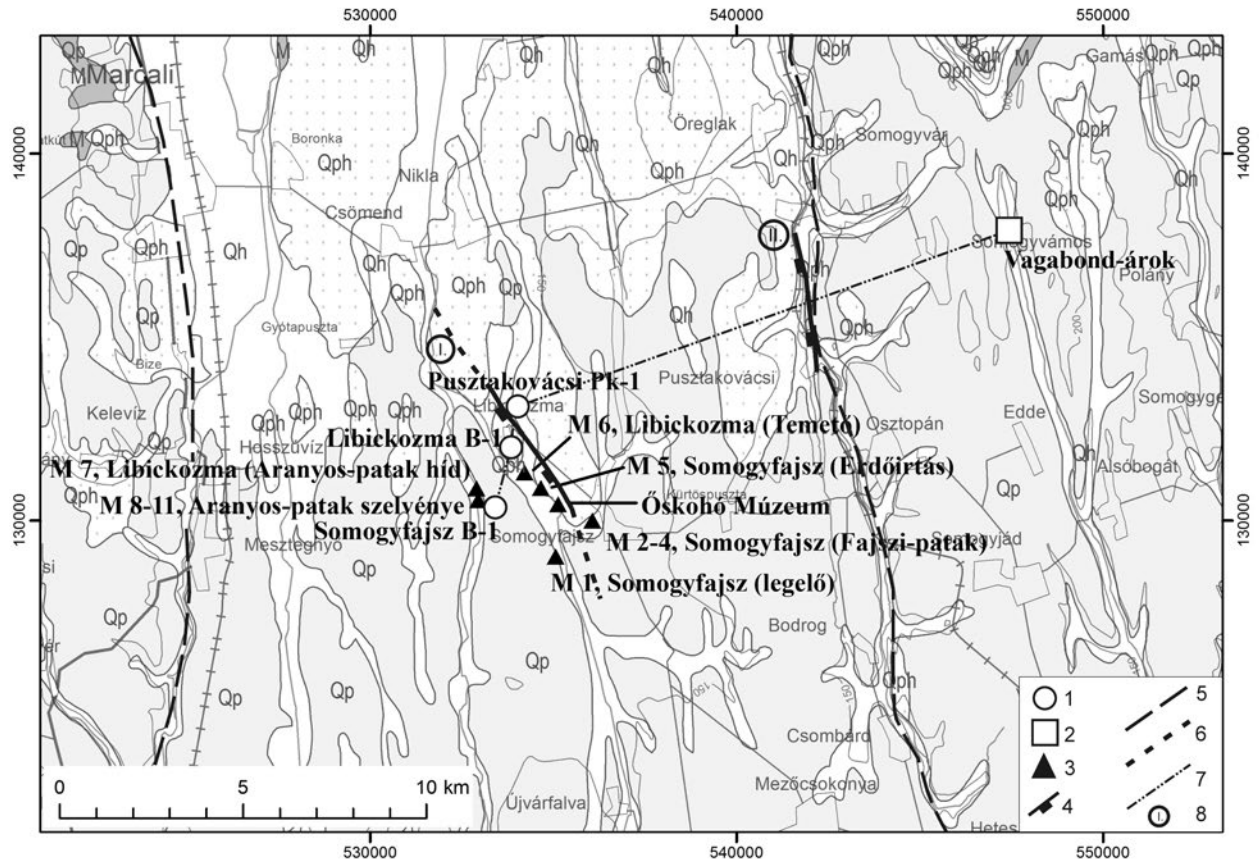
A somogyi gyepvasérc telepek az avar és a honfoglalás korban a területen folyó vaskohászat ércbázisául szolgáltak (GÖMÖRI 2000). Az archeometallurgiai szempontból fontos információkat rejtő, korabeli vaskohászati műhelyeket feltételezhetően a gyepvasérc telepek közelében alakították ki. A könnyen felépíthető bucakemencék addig üzemeltek egy-egy területen, amíg az adott gyepvasérc telep produktív volt.

Somogy megyében az első, korai vaskohászathoz köthető leletek leletmentések során kerültek felszínre. A korai vasművesség kutatása a Zamárdiban megtalált avar kori kohótelep felfedezésével indult, majd a 10. századi, kora Árpád kori kohászati lelőhelyek módszeres, régészeti feltárásokkal is kísért kutatása az 1990-es évek végén feltárt Somogyvámos–Gyümölcényi 10. századi bucakemencék feltárásával kezdődött. Később a Somogyfajszon teljes mértékben (Őskohó Múzeum), majd a Bodrog-Büpusztán részleteiben feltárt vaskohászati műhelyek bizonyultak a legjelentősebbnek. Az említett lelőhelyeken kívül fontosabb feltárás folyt még Gyékényes – Lankóci erdő, valamint Lábod–Petesmalom lelőhelyen, ahol avar kori bucakemencék maradványai kerültek napvilágra. (KÖLTŐ 1999) Somogy megyében a feltárások és a terepi kutatások eredményeként ma már több mint 50, a tárgyalta korszakra keltezhető korai (főként salakkal jelzett) vaskohászati műhely ismert, amelyeknek a közelében egy-egy jelentősebb gyepvasérc telep is feltételezhető (GÖMÖRI 2000).

A gyepvasércekre általában jellemző nagy foszfortartalom (PÁPAY 2003, KOCH 1985) jelentős problémát okozhatott a korabeli vaskohászok számára. A gyepvasérc keletkezése során azok foszfortartalma (P_2O_5 formában) az érc meddőtartalmából és a redukálatlan vas-oxidokból keletkező olvadt salakba kerül. A foszfor a salak P_2O_5 tartalmából redukálódva a vasszulfidba diffundálhat. Ennek a folyamatnak az eredményeképpen nagy foszfortartalmú vasanyag, ún. foszforvas (phosphoric iron vagy P-iron, $P > 0,1$ wt% foszfortartalmú vas, VEGA et al. 2003) keletkezik. A foszforvas felhasználhatósága erősen korlátozott a rossz mechanikai tulajdonságai (melegtörékenység, ridegség) miatt.

A középkorban azonban a foszforvas volt a harmadik legfontosabb alapanyag a lágyvas ($C < 0,2$ wt%) és az acél ($C > 0,2$ wt%) mellett, és bizonyos díszítő célokra igen elterjedten használták, elsősorban kora középkori kard és kespengék esetében (TYLECOTE & GILMOUR 1986, HOŠEK et al. 2007). A foszforvas, mint speciális, a mai iparban már nem használt vasanyag, számos kutató érdeklődését keltette fel (PIASKOWSKI 1973; TYLECOTE & THOMSEN 1973; GOODWAY & FISHER 1988; SALTER & CREW 1997; GOODWAY 1999; GODFREY et al. 1999; STEWART et al. 2000a, b, c; NEFF & DILLMANN 2001; MONNIER et al. 2011).

A somogyi gyepvasércekkal elvégzett próbakohósításaink (THIELE 2010, THIELE & DÉVÉNYI 2011) és laboratóriumi körülmények között történt kohósítási kísérletek (THIELE &



2. ábra. Somogyfajsz és Libickozma környékének földtani térképe (BUDAI & GYALOG [szerk.] 2010 alapján, módosítva), a feltárások és az értékelt fúrások pontos helyével

1 - a vizsgált fúrás helye, neve és száma, 2 - a földtani szelvénybe (l. 3. ábra) bevont felszíni feltárás helye, 3 - mintavételi helyek a minta számával, 4 - fúrások alapján feltételezett pleisztocén normál(?) vetők, 5 - geomorfológiai kiemelkedéshatár, 6 - feltételezett vető, 7 - fúrások és felszíni feltárás alapján rajzolt szelvény (3. ábra), 8 - szerkezeti elem jele (l. még 3. ábra)

Figure 2. Geological map of Somogyfajsz and Libickozma (BUDAI & GYALOG [eds] 2010, modified), with precise location of outcrops and evaluated borings

1 - Location, name and number of evaluated borings, 2 - Location of coated outcrop in the geological sections (Figure 3), 3 - Locations and numbers of samples, 4 - Normal faults detected in the borings, 5 - Boundary of geomorphological height, 6 - Supposed fault, 7 - Line of the geological sections (Figure 3), 8 - sign of tectonic structure (see Figure 3)

DÉVÉNYI 2013, TÖRÖK & THIELE 2013) során kizárólag foszforvasat tudunk előállítani.

A feltárt somogyi vaskohászati műhelyekből származó salakmintákon elvégzett archaeometriai vizsgálatok során kiderült, hogy azok nagy mennyiségben tartalmaznak foszfort, ebből pedig arra lehet következtetni, hogy a korabeli, kohósított gyepvasércek szintén nagy foszfortartalmúak voltak (THIELE et al. 2013), amelyek elsősorban foszforvas előállítására lehettek alkalmasak.

Ugyanakkor a régészeti salakminták nagy mennyiségben tartalmaztak Ca-ot is. Ennek alapján feltételezhető a kohósítás során a szándékos mész- vagy nagyobb mésztartalmú vasércdarabok beadagolása, ezáltal az előállított bucavas foszfortartalmának módosítása, csökkentése. A bucakemencébe beadott mész elsalakosodása során a salakba CaO kerül. A CaO trialkcium-foszfát $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ formájában megköti a szabad P_2O_5 -ot, amelyből így nem redukálódhat diffúzióképes foszfor, és így nem keletkezik nagy foszfortartalmú vasbuca. A vizsgált salakminták mindegyikének jellemző szöveteleme volt a trialkcium-foszfát.

A gyepvasércekre szintén jellemző nagy arzéntartalom következtében az arzén a gyepvasércek kohósításával elő-

állított vasanyagba szintén beoldódhatott, amely azt (a foszforhoz hasonlóan) törékennyé, rideggé tette (PIASKOWSKI 1984).

Jelen tanulmányban összegzett kutatásunk egyik célkitűzése az volt, hogy a felszíni feltárások földtani vizsgálatával és a területen mélyült fúrások adatainak felhasználásával (2., 3. ábra), a somogyi gyepvasérc telepek genetikáját felvázoljuk, és rétegtani helyzetük valamint genetikájuk szerint csoportosítsuk ezeket. Ennek kapcsán kerestünk választ arra a kérdésre is, hogy megállapítható-e valamilyen összefüggés a gyepvasérc telepek kialakulása és feltáródása valamint a pleisztocén és holocén felszínformálódási folyamatok között?

Kutatásunk másik célkitűzése az volt, hogy a felszíni feltárásokból gyűjtött gyepvasérc minták vegyelemzésével meghatározzuk a somogyi gyepvasércek geokémiai összetételét, különös tekintettel az archeometallurgiai szempontból jellemző vas-, foszfor- és CaO-tartalomra, továbbá a felszíni bejárások során megfigyelhető mészkiválásos rétegek alapján földtani adatokkal támasszuk alá a szándékos mészbeadagolásra vonatkozó hipotézist.

A vizsgált terület földtani felépítése

Prekvarter képződmények

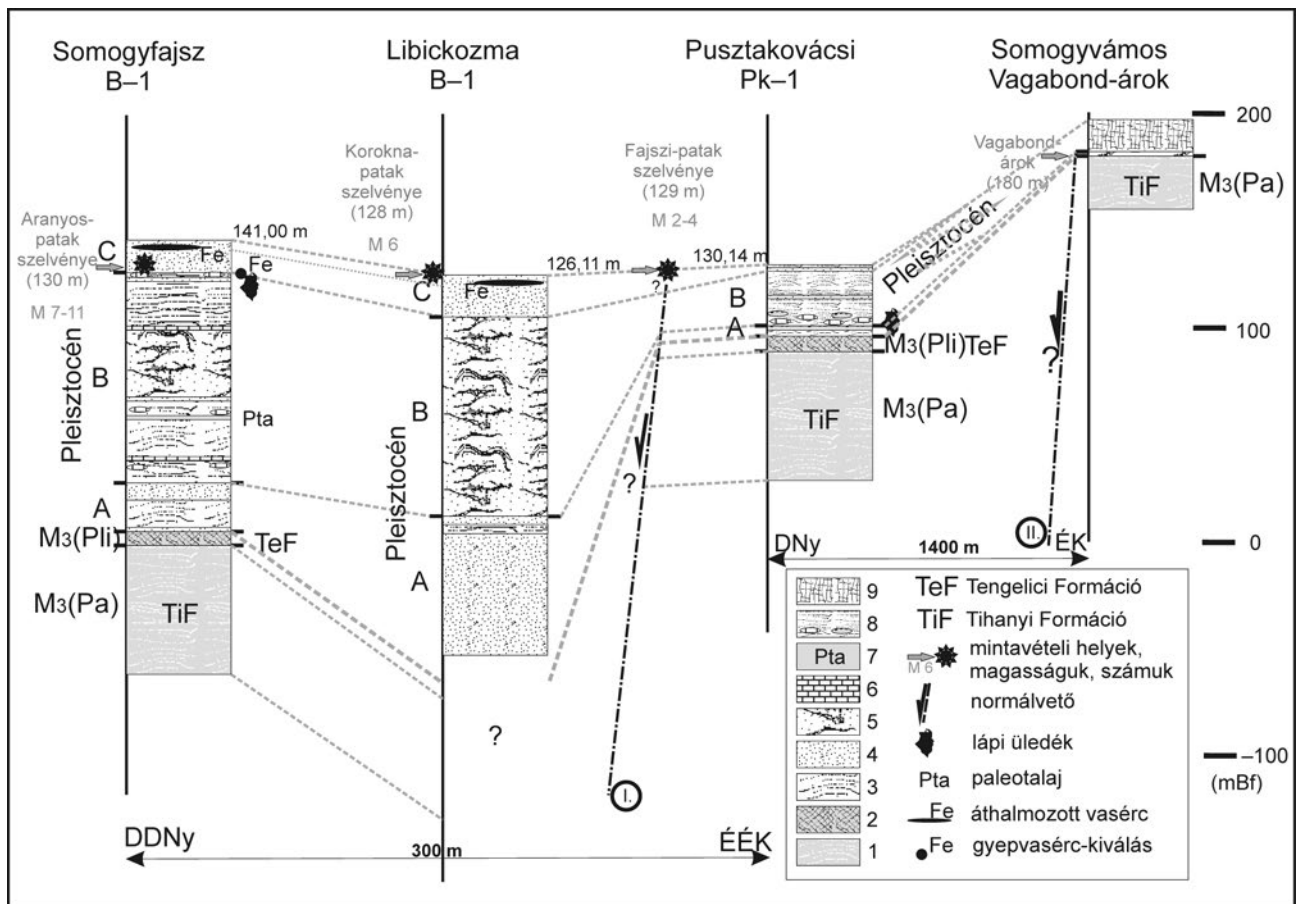
Mélyfúrások alapján a középső-miocén badeni és szarmata karbonátos, agyagmárga jellegű képződményekből álló rétegsorok fölött, nagy vastagságban késő-miocén medence és deltalejtő környezetben lerakódott agyagos képződmények (Algyői Formáció) majd a deltafronton képződött homok, homokkő, agyagos homok, homokos agyag és agyagmárga rétegek települnek (Tihanyi Formáció). A pannóniai rétegsor keresztreléteget, faunát nagyon ritkán tartalmazó, folyóvízi homokkal zárul (JUHÁSZ 1994, UHRIN 2011).

Fonyód környékén, a rétegsort 3,5 millió éves (BALOGH et al. 1986) bazalttelérek szelik át és a különböző mértékben erodált pannóniai képződményeket késő-miocén, pliocén tufarétegek fedik be. Más területeken a pannóniai rétegeket

eróziós diszkordanciával pliocén vas- és mangángumós vörösayag fedi (Tengelici Formáció — KOLOSZÁR 2004). Ez a pleisztocén rétegektől is élesen elváló képződmény Külső-Somogy területén eróziós roncsokban a felszínen, a vizsgált területen pedig mélyen a negyedidőszaki rétegsorok alatt található. ERDÉLYI (1961, 1962) szerint a Tengelici Formáció és az eróziósan rátelepülő felső-pleisztocén üledékek a Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonal (1. ábra) mentén, 80–100 m-es normálvetődésekkel érintkeznek a kiemelt, és D felé kibillent Külső-Somogy késő-miocén rétegsorával, amit a területen mélyült fúrások is igazolnak (3. ábra).

Kvarter képződmények és a neotektonika

ERDÉLYI (1961, 1962) a lösznél idősebb pleisztocén képződmények közül két vízi környezetben lerakódottat ismer-



3. ábra. Belső-Somogy K-i részének felső-miocén és pleisztocén rétegsorai fúrások alapján (szelvény helyét l. 2. ábrán)

A - idősebb pleisztocén folyóvízi üledék, B - fiatalabb pleisztocén alluviális, homokos, agyagos képződmény, C - felső-pleisztocén és idősebb holocén, gypvasérc kiválásokat tartalmazó homokos, agyagos folyóvízi, ártéri, mocsári képződmények és fiatalabb holocén, áthalmazott rétegek 1 - agyag, aleuritos agyag, homokos agyag felső-miocén (pannóniai) faunával 2 - vas- és mangángumós vörösayag (Tengelici Formáció), 3 - agyag, 4 - homok, 5 - agyagos homok, kőzetlisztes agyag, 6 - mészkiválás, 7 - paleotalaj, 8 - aleurit, finom homokos aleurit mészkiválásokkal és áthalmazott meszes gumókkal, 9 - lösz, finomhomokos lösz, M3(Pa) - felső-miocén (pannóniai) képződmények, M3(Pli) - felső-miocén (pliocén) képződmények, Plei1 - alsó-pleisztocén folyóvízi képződmények, Plei2 - felső-pleisztocén-holocén folyóvízi, ártéri és szárazföldi képződmények, I - Fajszipatak és Korokna-patak mederirányának megfelelő követő szerkezeti vonal, II - Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonal, (mBf) - Balti-tenger feletti magasság méterben

Figure 3. Upper Miocene and Pleistocene formations on the boundary of Outer, and Inner Somogy based on borehole results

A - Lower Pleistocene fluvial sediment, B - Upper Pleistocene aluvial sand and clay, C - Upper Pleistocene and Lower Holocene fluvial, aluvial, marsh sand and clay with bog iron deposits and Lower Holocene redeposited sediments, 1 - clay, silty clay, sandy clay with Upper Miocene (Pannonian), 2 - Fe and Mn bearing red clay (Tengelici Formation), 3 - clay, 4 - sand, 5 - clayey sand, silty clay, 6 - carbonate precipitation, 7 - palaeosol, 8 - siltstone, fine sandy aleurite with carbonate precipitations and redeposited lime bulbs, 9 - loess, fine sandy loess, M3(Pa) - Upper Miocene (Pannonian) formations, M3(Pli) - Upper Miocene (Pliocene) formations, Plei1 - Lower Pleistocene fluvial sediments, Plei2 - Upper Pleistocene - Holocene fluvial, alluvial and terrestrial formations, I - Tectonic line in the Fajsz-, and Korokna-stream, II - Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak line (mBf) - altitude over the Baltic Sea in metre

tet. Az idősebb a fekvő réteg anyagából származó, proluviális–deluviális, áthalmazott, osztályozatlan törmeléken üledék, melynek leülepedésében heves esőzések, nagy energiájú időszakos vízfolyások vehettek részt. A képződménynek kora az idősebb pleisztocéntól a fiatal lösz lerakódásáig terjedhet. A fúrásokban nagy területen megtalálható fiatalabb folyóvízi homokban az áthalmazott faunaelemek mellett gyakran durva homok- és kavics-betelepülések találhatóak, a Balatontól D felé távolodva csökkenő mértékben. A kavicsok Balaton-felvidéki eredetűek, ami még a Balaton süllyedékének hiányát jelzi ebben az időszakban. A terület mai morfológiáját MAROSI (1970) szerint a folyóvízi homok lerakódása után közvetlenül a löszképződést megelőző tektonikai folyamatok és az erős szélereziozió alakította ki.

THAMÓ-BOZSÓ et al. (2010) OSL vizsgálatai alapján a Külső-Somogy területén található, Dunántúli-középhegységéből származó törmeléken üledékszemcséket tartalmazó, ma kiemelt helyzetben lévő a felső-pleisztocén alsó részét képviselő folyóvízi homok kb. 49–39 ezer évvel ezelőtt rakódott le egy ÉÉNy felől érkező folyó üledékeként. A rétegsort lefedő, paleotalajosodott homokréttegbe vágódó folyóvízi csatornakitöltés OSL adata 30 ezer éves eróziós folyamatot rögzít. A teljes folyóvízi összletet max. 25 ezer éves folyóvízi homokszemcséket tartalmazó homokos lösz jellegű képződmény fedi le, amelynek áthalmazott rétegei 10–7 ezer éve keletkeztek (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010). Elemzésük szerint a folyóvízi és paleotalajos összletet 33 és 22 ezer év között (Ny)ÉÉNy–(K)DK irányú kompresszióhoz és erre merőleges extenzióhoz kötődő gyűrődéses, illetve normálvetős deformáció érte. Ezt 9–10 ezer évvel ezelőtt, a kora-holocénben É–D-i kompresszióhoz és erre merőleges extenzióhoz kötődő, a jelenkorban is aktív nyírási zónák létrejötte és a terület kiemelkedése követte.

A Belső- és Külső-Somogy határától Ny-ra, a pleisztocén rétegsor K-ről Ny felé 180 m-nél is nagyobb vastagságot ér el (3. ábra). A képződmény időbeli tagolása és párhuzamosítása a külső-somogyi területtel bizonytalan. Fonyódnál, a Balaton medrében a holocén balatoni iszap alatt 3,5 millió évnél fiatalabb, de a 17–15 ezer éves nyugat-balatoni iszapnál (CSERNY 2002) idősebb, nagy méretű folyókanyarulat homokos üledéke található (NOVÁK et al. 2010). Fonyód és a Nagyberék környékének tözeges rétegei alól MIKE (1976) említ folyóvízi kavicsos, homokos képződményeket, amelyeket egy a Balaton medencéjét követő kanyargó nagyobb méretű folyó mederüledékének tart. Somogyfajsz és Libickozma környékén mélyült fúrásokban 30–80 m vastag homokos üledéket találunk a pleisztocén rétegsor legalján, közvetlenül a Tengelici Vörösayagra települve (3. ábra, A jelű réteg). A valószínűleg azonos korú és genetikájú, a pleisztocén rétegsor alsó részét képviselő homok, kérdésesen párhuzamosítható a Külső-Somogy idősebb folyóvízi homokréttegeivel, így azok kora legalább 49 000 évre tehető (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010). Azonban a területen ennél jóval korábban is megindulhatott a pleisztocén folyóvízi üledékképződés.

Az idősebb pleisztocén folyóvízi homok tetején 100 m vastagságot is elérő agyagos, homokos, aleuritos alluviális

összlet települ, amelynek egyes részei paleotalajosodtak (Somogyfajsz B–1 jelű fúrás), más részei pedig áthalmazott meszes gumókat tartalmazó törmeléken szintekkel tagoltak (Pusztakovácsi Pk–1 jelű fúrás) (3. ábra).

A Fajsz-i, majd a Korokna-patak medrének vonalától K-re az alluviális összlet jelentősen kivastagszik (3. ábra), illetve ettől és a Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonalától Ny-ra fluvioeolikus lösz jellegű üledékbe megy át, ami közvetlenül a felső-miocén, vagy az „idősebb” felső-pleisztocén homokos rétegsorra települ. Mindez a fúrások rétegsorai és a mai morfológia alapján feltételezhető szerkezeti vonalak késő-pleisztocén aktivítását sejteti, ami összhangban lehet a Külső-Somogy területén megfigyelt 33–22 ezer év közötti deformációval (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010). ERDÉLYI (1961, 1962) szerint is a Külső-Somogy területén, az ÉÉNy–DDK-i csapású, illetve ÉNy–DK-i törések mentén az alsó-pleisztocén folyóvízi homok a pleisztocén–óholocén alluviális üledékek alatt a völgytalpakon, ugyanakkor 50–60 m-el magasabban a völgyoldalakban is megtalálható. Az alluviális összlet felső része a vizsgált belső-somogyi területen változatos gyepvasérc kiválásokat tartalmazó homokos, agyagos homokos, legtetején talajosodó rétegekből áll. Ez a rétegsor általában nagy egyedszámú molluszkafaunát tartalmaz, főként a nedves élőhelyeket, állóvízi körülményeket kedvelő *Viviparus* és *Planorbis* nemzetségekkel.

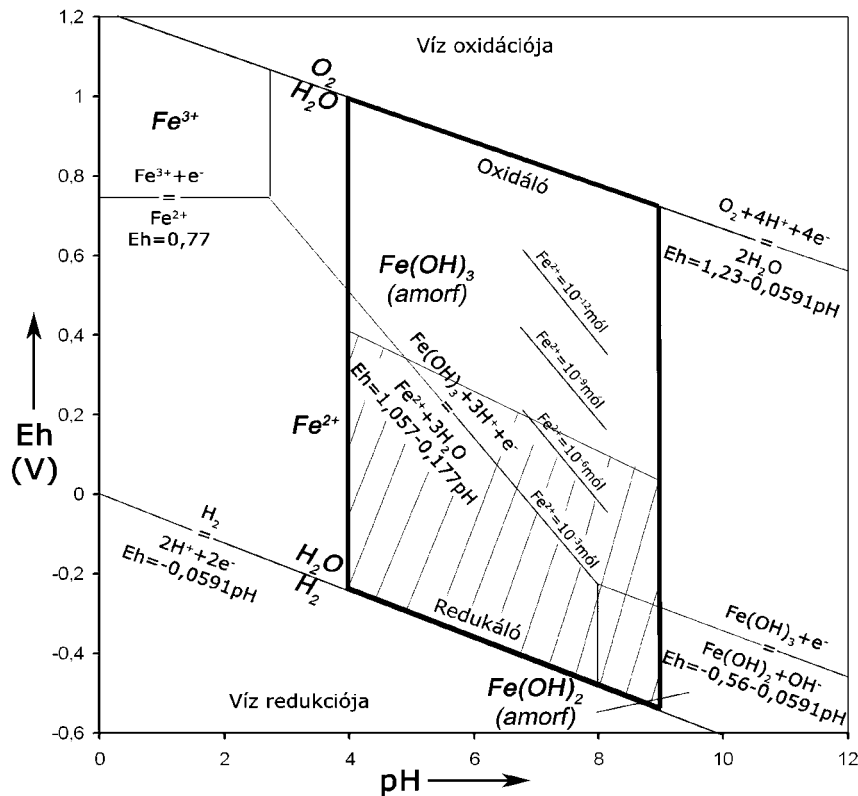
MAROSI (1970) a somogyi völgyekben is, főként a harántvölgyek vizét összegyűjtő, Balatonnal párhuzamos hosszanti völgyekben és a Mezőberék környékén kiszélesedő harántvölgyek holocén és jelenkori allúviuma alatt, részben azzal összefogazódva, felső-pleisztocén–alsó-holocén ártéri–mocsári agyagot említ. Az ártéri–mocsári képződmény lerakódása a völgyek aktív süllyedésekor, részben a fiatal lösz felhalmozódása előtt megindult, részben azzal egyidőben zajlott (ERDÉLYI 1961, 1962; MAROSI 1970).

Belső-Somogy területén, a fiatalabb holocén során a Külső-Somogy harántvölgy-irányúval párhuzamosan folyó patakok bevágódtak az alsó-holocén lápi képződményekbe és a felső-pleisztocén kevert löszös és alluviális üledékekbe, a jelenben is tartó folyamatként áthalmazva azok üledékét. Ugyanakkor a kiemeltebb területeken a késő-holocén folyamán, vörösbarna erdőtalaj-képződés kezdődött, ami kelet felé, a Külső-Somogy területén részben erodálódott. Mindkét folyamat a terület jelenkorban is aktív emelkedését (ERDÉLYI 1961, 1962, THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010) erősíti meg.

A gyepvasérccek keletkezése

A talajvizek oldott Fe(II)-tartalma a földkéreg vastartalmú kőzeteinek kémiai és biogén mállásából származik. Az oldott vas kicsapódása a Fe-H₂O rendszer Eh-pH diagramja alapján értelmezhető (4. ábra).

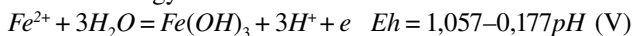
A természetes környezetre leggyakrabban jellemző Eh-pH tartományokat (pH = 4,9, illetve a hidrogén és az oxigén elektródpotenciálja) a diagramban vastag vonal határolja (paralelogramma). Ennek a területnek az alsó felében



4. ábra. A vas-víz rendszer redoxpotenciál-pH (Eh-pH) diagramja (FÜLEKY 2009 alapján módosítva)

Figure 4. Diagram of the redox potential and pH in the iron-water system (FÜLEKY 2009, modified)

helyezkedik el a gyepvasérc kialakulása szempontjából érdekes, mocsarakra jellemző Eh-pH tartomány (sraffozott terület) (FÜLEKY 2009). Ebben a tartományban a Fe(II) kiválása rosszul kristályosodó, vízben nem oldódó „ferrihidrit” (kolloidális $\text{Fe}(\text{OH})_3$) alakjában történik a redoxpotenciál vagy a pH változásának kicsapó hatására a következő reakcióegyenlet szerint:



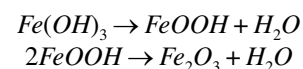
A természetben zajló vaskörforgásban és a gyepvasérc keletkezésében jelentős szerep jut a biogén folyamatoknak, amelyek az ún. vasbaktériumok segítségével mennek végbe. Feltételezéseink szerint a vizsgált területen feltáródó gyepvasérc telepek is biogén eredetűek. A vasbaktériumok olyan prokarióták, amelyek az életvékenységükhöz szükséges energiát a Fe(II) oxidációjából vagy a Fe(III) redukációjából nyerik. A Fe(II) biogén oxidációjának üteme lényegesen nagyobb, mint az egyszerű kémiai oxidációé, illetve vasbaktériumok segítségével olyankor is végbemegy, ahol ezt az Eh-pH viszonyok nem tennék lehetővé (KAPPLER & STRAUB 2005).

A Fe(II) biogén oxidációját leginkább az enyhén savas környezetben élő *Thiobacillus ferrooxidans* vasbaktérium törzs esetében tanulmányozták. Bár a Fe(II) biogén oxidációjának részletes mechanizmusa még nem ismert, annyi bizonyos, hogy az oxidáció a sejten kívül történik (BLAKE & JOHNSON 2000).

Az így keletkező, vízben nem oldódó „ferrihidrit” nagy fajlagos felületű (akár 100–200 m²/g, RZEPA BAJDA & RATAJCZAK 2009), rosszul kristályosodó vas-hidroxid,

amelyben a szemcsék mérete a nanométeres nagyságrendbe esik. A „ferrihidrit” nagy fajlagos felülete miatt a mocsári környezetben könnyen adszorbeálhat foszfát (PO_4^{3-}) és arsenát (AsO_4^{3-}) -ionokat (KAPPLER & STRAUB 2005). A hazai gyepvasércekben szintén gyakori a foszfor-, foszfátoldatok és ferrovegyületek oxigénszegény környezetben történő reakcióiból keletkező vivianitként (kékföld $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) való megjelenése (KOCH & SZTRÓKAY 1989, PÁPAY 2003). A foszfor és arzén mellett a gyepvasércekre jellemző a nagy mangántartalom is. A mangán főként MnO_2 , illetve Mn_2O_3 alakban válik ki (KOCH & SZTRÓKAY 1989). A mangánnak a vasásványokba való elemhelyettesítéssel történő beépülését a Fe^{2+} és a Mn^{2+} ionok méretének hasonlósága teszi lehetővé (PÁPAY 2003).

A „ferrihidrit” vízvesztéssel alakul goethitté ($-\text{FeOOH}$) vagy lepidokrokittá ($-\text{FeOOH}$), amelyek további vízvesztéssel pedig hematittá (Fe_2O_3) alakulnak a következő reakciók szerint:



A Fe(II) biogén oxidációja során keletkező nem oldódó Fe(III) ásványok a vasbaktériumok sejt falát elborító vagy arról leváló kéregként jelennek meg (KAPPLER & STRAUB 2005).

Az oldott Fe(II) eredete

A terület földtani felépítése alapján, a vizsgált terület későpleisztocén üledékképződési térszínének meghatározó elemei

lehetnek az ÉÉNy–DDK-i és ÉNy–DK-i haránttörések (ERDÉLYI 1961, 1962; MAROSI 1970; MAGYARI et al. 2004, 2005; CSONTOS 2005), amelyek közül a Belső-, és Külső-Somogy határát jelentő Somogyvár–Somogyvámos–Kaposújlak vonal (Pogány-völgyi víz), a mai térszínben is 20–30 m-es morfológiai ugrást jelent. Ettől a vonaltól K-re vastagabb gyepvasérc telepek nem találhatók. Az oldott Fe(II) jelenlétét csak a felszín közelébe került pannóniai képződményekre települt, felső-pleisztocén folyóvízi–ártéri homokban kivált limonitos indikációk jelzik (Vagabond-árok) (3. ábra).

A Pogány-völgyi víztől Ny-ra található gyepvasérc telepek kialakulásának egyik alapfeltétele a felszíni és felszín alatti vizekben található, oldatban lévő Fe(II) nagy koncentrációja. Területünkön több tényező is szerepet játszik ennek a feltételnek a teljesülésében. A Somogyi dombság területén a kvarter rétegsor fekéjében található Tengelici Vörösgyag rendkívül nagy vas- és mangántartalmú képződmény (KOLOSZÁR 2005). A felső-pannóniai (pliocén) vörösgyag a vizsgált terület keleti határán, magasan a felső-pleisztocén rétegsor fölött, kiemelt helyzetben található (3. ábra). A Külső-Somogy területének intenzív emelkedése miatt a felszínen vagy a felszín közelében található vörösgyagból, felszíni vízfolyások és a törések menti felszín alatti vízáramlások által, a vizsgált terület felszíni és felszín alatti vizeibe kerülhetett a kioldódott vastartalom. Ugyanakkor a mélyebben elhelyezkedő belső-somogyi terület vastagabb felső-pleisztocén rétegsora alatt szintén megtalálható a Tengelici Vörösgyag (3. ábra), ahonnan a mélyebb részokről részben a késő-pannóniai (pliocén) vulkáni tevékenységhez köthető, részben a mezozoos aljzatról feláramló, nagy szén-dioxid tartalmú, felszálló vizek (TÓTH Gy. személyes közlés) erőteljesen oldhatták és szállíthatták a felszíni és felszín közeli vizekbe a Fe(II)-t. A környék ivóvízkútjainak vízvizsgálatai is igazolják a jelenkorban is nagy oldott vas- és szén-dioxid-koncentrációt (KÓKAI & CHIKÁN 1987). Az anaerob környezetben megemelkedett vaskoncentráció megteremthette azokat a kedvező ökológiai feltételeket a vaskbaktériumok számára, ami a vaskiválás fokozódását jelenthette.

Vizsgálati módszerek

Gyepvasérc lelőhelyeket és rétegsorokat felkutatató és leíró terepi észleléseink során abból a feltételezésből indultunk ki, hogy az avar és honfoglalás kori vaskohászati műhelyeket a gyepvasérc telepek közelében alakították ki. Ebből következően feltérképeztük a régészetileg feltárt vaskohászati műhelyek topográfiai helyzetét, és a gyepvasérc telepeket azok közelében, elsősorban a jelenkori a patakok, vízfolyások medreiben, természetes feltárásokban próbáltuk megtalálni (1., 2. ábra). A vizsgált területen található gyepvasérc telepeket felkutatva, felszíni feltárásaikról földtani dokumentációt készítettünk, kiváltképpen a gyepvasérc telepek megjelenésére, rétegtani és üledékföldtani jellemzőire koncentrálna.

A vizsgálatra begyűjtött minták és megvizsgált rétegsorok négy különböző terület gyepvasérc telepeiből származnak (1., 2. ábra):

1. Külső-Somogy Ny-i része, Somogyvámostól K-re – Vagabond-árok, limonitos homok

2. Külső- és Belső-Somogy határa Somogyfajstól D-re és DNy-ra — vízenyős legelőn néhány centiméter vastag, limonittartalmú rétegek, közvetlenül a talajszint alatt; Korokna-patak bevágásában limonitos homok; Fajsi-patak bevágásában limonitos agyagos homok, limonitos mészkiválás (1., 2–4., 5. minták).

3. Külső- és Belső-Somogy határa Somogyfajstól É-ra, ÉNy-ra és Libickozma környékén — erősen limonitos konkreciók és rétegszerűen megjelenő gyepvasérc lencsék jelenkori vízfolyások (Korokna-patak, Aranyos-patak) bevágásának rétegsoraiban és törmeléként a patakmedrekben (6., 7., 8–11. minták).

4. Belső-Somogy területe — nagy vastartalmú előfordulások a somogyszobi Kócsmóna-patak bevágásában; torlatos vasgumók a Petesmalom melletti tófenéken (12–13., 14–15., 16. minták).

Az egyes területekről begyűjtött kb. 1 kg tömegű gyepvasércekből homogenizálás után vettünk mintát. Ahol a gyepvasérc telep vastag, kemény lencsék formájában jelent meg, ott a gyepvasérc lencsék különböző pontjaiból közvetlenül történt a mintavétel. A mintákon a kémiai összetétel meghatározása céljából röntgen-fluoreszcens vegyelemzést (XRF) végeztünk. Néhány mintán az ásványos fázisok meghatározását röntgendiffrakció (XRD) vizsgálattal végeztük el.

A belső-somogyi gyepvasércek tipikus megjelenési formái, a libickozmai Aranyos-árok szelvényében

A Belső-Somogy területén található gyepvasérc előfordulások összes megjelenési formája jól tanulmányozható egyetlen természetes feltáródású szelvényben *Libickozmánál*, a Korokna-patakkal párhuzamos *Aranyos-árokban* (2., 3. ábra). A szelvény kulcsfeltárásként alkalmas arra, hogy bemutassa a belső-somogyi gyepvasérc telepek jellegzetes megjelenési formáit és összehasonlítás, valamint osztályozási alapul szolgáljon a többi vizsgált gyepvasérc lelőhellyel kapcsolatosan.

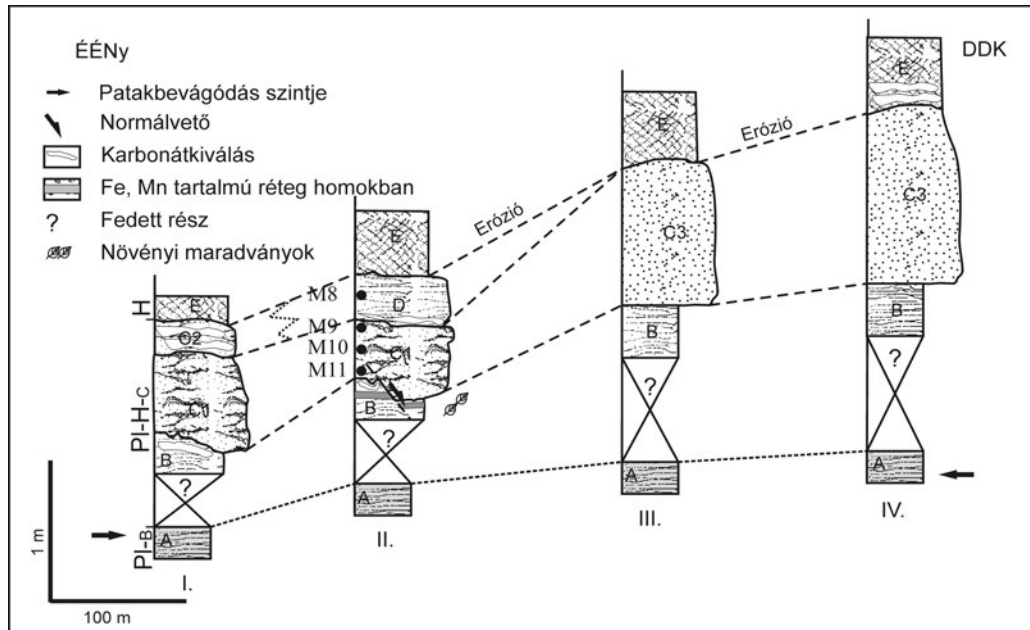
A rétegsor legalsó képződménye ártéri–mocsári, csillámos, szürke agyag, ami a jelenkori patakmedret alkotja (5. ábra, A réteg). Az agyagon kisebb fedett rész után növény-maradványos, agyagos, finomhomok települ (5. ábra, B réteg), amelynek erodált felszínére 0,6–1,0 m vastag, limonitos kötőanyagú, középszemcsés homok következik (5. ábra, C1 réteg). A homokrég sötétbarna, fekete, gumós szerkezetű, gyepvasérc lencsét tartalmaz. A gumók belsejét 2–4 mm-es szemcsékből álló Fe-, és Mn-granulátum építi fel (I. tábla, 1. kép), amelynek mikroszerkezete legfeljebb 100 nm-es átmérőjű vas-hidroxid gumókból, főként goethitből áll. A granulátumszemcsék mikroszerkezete a vaskbaktériumok sejtfalán képződött vas-hidroxid szemcsék mikroszerkezeti sajátosságaihoz hasonló képet (KAPPLER & STAUB 2005) mutat (6. ábra), ami a gyepvasérc biogén eredetére utalhat. D felé ez a réteg világosabb rozsdabarna sáv, foltos, limonitos

átítatódású, homokos rétegbe megy át (5. ábra, C3 réteg). Itt a biogén gyepvasérc kiemelkedik, ugyanakkor a rétegben erőteljes limonitis indikációk jelennek meg.

A durvahomokos üledék fölött ismét finomszemcsés, mocsári körülmények közt keletkezett, vörös és fekete foltos, agyagos aleurit települ (5. ábra, D réteg), amelynek alsó részén az agyagba áthalmazott, Fe- és Mn-granulátumból álló (1. tábla, 2. kép) törmelékeny szint található. A D felé kiemelkedő és É felé gyorsan elhomokosodó réteg a lápi

környezet ismételt, de foltos, kis kiterjedését jelzi, és amelynek lokális létrejöttét az 5. ábrán látható lefedett normálvető által jelzett felszínülledés is elősegíthette.

A szelvényt mindenütt fekete, morzsalékos szerkezetű láptalaj (STEFANOVITS et al. 1999) és jelenkori humusz fed (5. ábra, E réteg). A gyepvasérc lencsét feltáró szelvényben két szintben is karbonátkiválás figyelhető meg. Az első a „B” réteget érintő mélyebb szintű karbonát, ami valószínűleg a C1 és C3 rétegek homokjának behordódásához és a

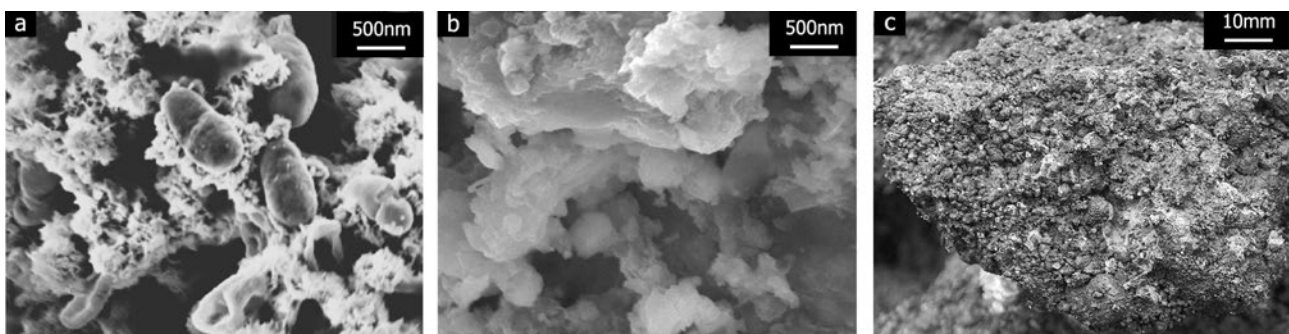


5. ábra. Az Aranyos-patak bevágása által feltárt, gyepvasércet tartalmazó rétegsor szelvénye és korrelációja Libickozmánál (1. még 2., 3. ábra).

PI-B - felső-pleisztocén allúvium, PI-H-C - felső-pleisztocén-holocén gyepvasércet tartalmazó agyagos homok, H - holocén rétegek A - sötétszürke aleuritós agyag, B - finomhomokos agyag, agyagos finomhomok, C1 - limonitis gumókat tartalmazó vörösbarna, barnásfekete homokos biogén gyepvasérc-lencsét tartalmazó réteg, a tetején szürke agyagban feldúsuló 2-3 mm-es limonitgumókkal, C2 - homokos agyag, agyagos homok karbonátkiválással, C3 - sárga, limonitindikációs homok, D - szürke, vörösbarna, barnásfekete, vörös és fekete foltos, alul limonitgumos, agyagos aleurit, E - humuszos homok, homokos, humuszos agyag, M 8-11 - mintavételi helyek

Figure 5. Section and correlation of the bog-iron layers in the stream incision of Aranyos-creek, Libickozma (see Figure 2, 3)

PI-B - Upper Pleistocene alluvial sediments, PI-H-C - Upper Pleistocene-Holocene clayey sand consisted bog iron, H - Holocene layers, A - Grey aleuritic clay, B - Fine sandy clay, clayey fine sand, C1 - Reddish brown, brownish black sand with limonite bulbs, and grey clay with 2-3 mm size limonite granulate on the top of the layer, C2 - Sandy clay, clayey sand with carbonate precipitation, C3 - Yellow sand with limonite indications, D - Grey, reddish brown, brownish black clayey siltstone with red and black patches and limonite bulbs on the bottom of layer, E - Sand, clay and humus with carbonate precipitation, M8-11 - Samples



6. ábra. A Somogyi gyepvasérc bakterialis genetikára utaló mikro- és makroszerkezete

a) Vasbaktériumok sejtjén kívül kialakuló vas-hidroxid szemcsék (KAPPLER & STAUB 2005) SEM alatt; b) Somogyi gyepvasérc szemcsés mikroszerkezete SEM alatt (a vizsgált vasérc a 16-os mintából származik, I. I. és II. táblázat); c) Somogyi gyepvasérc gumós makroszerkezete

Figure 6. Micro and macro structure of bog iron ores from Somogy referring to microbial oxidation

a) Fe(III) minerals forming outside the cell of Fe(II) oxidising microorganisms under SEM; b) Granular microstructure of the bog iron ore from Somogy studied by SEM (sample 16, see Table I and II); c) Tuberos macrostructure of the bog iron ore from Somogy

feltöltött lúp részleges talajosodásához és kilúgozásához köthető, a második pedig az E réteg talajszelvényének mészkiválási szintjéhez kapcsolódhat, ami gyengén a gyepvasérc lencsét is érintette, utólagosan elmeszesítve azt.

Az ismertetett rétegsort az Aranyos-patak jelenkori vízfolyása vágja át. Valószínűleg a terület emelkedésével hozható összefüggésbe a délről érkező durvább, homokos törmelék behordódása, ezáltal a mocsári környezet intenzív feltöltődése, a vízzel borítottság megszűnése és a felszín alatti vízszint relatív csökkenése, továbbá a jelenkori patakok bevágódása is

A geokémiai elemzésre vett minták a II-es rétegoszlop „C1” és „D” rétegéből származnak (felülről lefelé **8–11. minta**).

A belső-somogyi gyepvasércek genetikai csoportosítása

Az Aranyos-árok szelvényében bemutatott rétegsornak megfelelően, azzal párhuzamosíthatóan, a Belső-Somogy területén vizsgált gyepvasérc alapvetően három csoportra oszthatók. Elsődleges gyepvasérc telepek a rétegsor lerakódása során biokémiai úton, illetve részben azzal egyidőben, részben utólagosan limonitos kiválásokként és indikációként tisztán kémiai úton keletkeztek. A másodlagos telepek ezek áthalmazódásával jöttek létre. A genetikai különbségek jól tükröződnek az egyes lelőhelyeken vett minták geokémiai összetételében is.

Elsődleges, biokémiai úton keletkezett gyepvasérc telepek

Az elsődleges gyepvasércek a rétegsorban található, oxigéntől elzárt környezetben lerakódott, durvább és finomabb szemcsés üledékek pórusait kitöltő vas- és mangántartalmú gumók, amelyek gyakran magukba foglalják az üledék kvarc- és kalcium-üledékeit is (*I. tábla, I. kép*). A fekete színű, földes megjelenésű telepek lencseszerűen kivékonyodnak a rétegsoron belül és legtöbbször utólagos mészkiválások szintek kísérik őket.

Az Aranyosi-árok részletesen bemutatott szelvényéhez hasonló kifejlődésű gyepvasérc telep található Somogy-szobon, a Marcali-hát Ny-i oldalának déli részén található patakbevágásban, a D felé folyó Kócsmóna-patak medrében (*I. ábra*). A sötét színű, csillámos, euxin környezetben lerakódott agyag fölött 0,8–1,0 m vastag finomhomokos, agyagos, aleuritos réteg települ, amelynek felső 30–40 cm-e rendkívül kemény, rozsdabarna színű, karbonát és ková kiválással cementált, limonitos gumókból álló gyepvasérc lencsét tartalmaz (homogenizált **12–13. minta** és a lencse aljáról és tetejéről **14–15. minta**). A kemény, limonitos réteg fölött, az Aranyos-patak szelvényéhez hasonlóan fekete, humuszos, agyagos homok települ. A részletesen ismertetett szelvényhez képest eltérő kifejlődési területen keletkezett gyepvasérc megjelenésében és felépítésében azonos az Aranyos-árok rétegsorainál leírtakkal. Ezt támasztja alá a jó minőségű, hasonló megjelenésű érclencse is (*I. táblázat*).

I. táblázat: XRF vizsgálati eredmények a főbb elemkoncentrációkra

Table 1. Results of XRF analysis (main oxide components)

#	Minta származási helye	EOV		Kémiai összetétel a fontosabb elemekre (wt%)								Összes
				SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MnO	P ₂ O ₅	As ₂ O ₃		
1	Somogyfajsz (Legelő)	535,065	129,021	63,1	27,9	3,08	0,8	0,59	1,58	0,03	97,08	
2	Somogyfajsz (Fajszipatak)	536,065	130,005	4,90	68,90	0,88	13,40	0,94	4,24	0,13	93,39	
3		536,065	130,005	3,50	71,60	0,35	14,40	2,15	3,60	0,39	95,99	
4		536,074	130,036	11,40	52,30	1,28	22,90	0,64	4,33	0,05	92,90	
5	Somogyfajsz (Erdőirtás)	534,660	130,896	14,40	64,10	1,54	11,00	2,01	3,06	0,16	96,27	
6	Libickozma (Koroknapatak, temető mellett)	534,218	131,321	26,90	46,30	2,39	12,90	3,33	2,70	0,15	94,67	
7	Libickozma (Aranyospatakából a hídnál)	532,902	130,885	22,80	50,80	0,92	14,40	2,70	2,76	0,09	94,47	
8	Libickozma (Aranyospatakából a lencséből fentről lefelé)	532,949	130,562	25,30	42,30	1,80	18,40	3,77	1,24	0,03	92,84	
9				9,30	73,50	0,48	9,10	1,30	3,32	0,32	97,32	
10				13,30	62,20	0,50	8,90	8,80	2,60	0,21	96,51	
11				20,40	60,10	0,75	3,17	10,70	2,83	0,24	98,19	
12	Somogyiszob (Kócsmóna-patakából)	515,132	106,650	14,00	61,40	3,32	10,00	3,57	3,29	0,33	95,91	
13				26,00	54,20	4,46	2,51	5,30	3,02	0,28	95,77	
14	Somogyiszob (Kócsmóna-patakából a lencséből lentől felfelé)	515,132	106,650	19,20	67,30	3,62	2,41	0,96	3,62	0,35	97,46	
15				5,20	14,40	1,18	63,90	2,95	0,70	0,08	88,41	
16	Petesmalom	530,807	099,280	3,82	81,00	0,46	3,44	1,61	6,60	0,12	97,05	

*Elsődleges limonitkiválások,
sávós és koncentrikus limonitindikációk*

A limonitkiválások egyik fajtája a finom- és közép-szemcsés homokrétegeket koncentrikusan, vagy sávosan átítató limonitindikáció. A Fe(II) koncentráció növekedésével a koncentrikus, limonitos körök összeérve konkréciót alkothatnak, a felszínnel párhuzamos sávok pedig limonitos padként kemény, vízzáró rétegeként viselkedhetnek. A kiválás másik fajtája a mészkiválásos szintek felszínén és ezek üregeiben keletkezett nagy vaskoncentrációjú, néhány cm vastag limonitkéreg (*I. tábla, 3. kép*).

A Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonaltól keletre *Somogyvamos* mellett, a belső-somogyi területnél 70 m-el magasabban található a D felé lejtő, ÉÉNy–DDK-i csapású *Vagabond-árok*. A külső-somogyi terület határára eső, a Balatonra közel merőleges, homokos löszbe vágódó völgy talpán *Congeria* sp. töredékeket és *Dreissena* sp. héjdarabokat tartalmazó, felső-miocén (pannóniai) molluszkás agyag, finomhomokos agyag található (Tihanyi Formáció). A szürke finomhomokos agyagra 1,5–1,8 m vastag rozsdabarna, limonitsávós, barnásszürke, agyagos homok rakódott le (*3. ábra*). A jelenkori vízfolyás kb. 2 m mélyen vág bele a késő-pleisztocén homokba (CHIKÁN 2005) és a pannóniai képződménybe. A patak bal partján idősebb teraszroncs található, amire 10–15 m vastag, homokos lösz települ. Külső-Somogy megemelkedése (MAGYARI 2004, 2005; CSONTOS 2005) miatt a néhány km-re, Ny-ra található belső-somogyi területhez hasonló lápos, mocsaras környezet itt nem alakulhatott ki, ezért a felső-pleisztocén patakhordelekben nagyobb mennyiségű gypvasérc kiválása helyett csak nagy vastartalmú oldatokból kivált, öntéstalajok képződéséhez köthető (SEFANOVITS et al. 1999), sávós, limonitos átítódások, indikációk jöhettek létre.

Somogyfajsztól Ny-ra, a Fajsi-patak bevágásában (*I., 2. ábra*) 1,3 m vastag folyóvízi, ártéri, elbomlott szerves anyagtól szürke színű homok, agyagos homok található. A homokos rétegsor alján 5–8 cm vastag, gumós, egyenetlen felszínű, talajképződéshez köthető, masszív mészkiválás jelenik meg, amelynek felső részén 1–2 cm vastag, rozsdabarna, barna, kemény limonitos kéreg vált ki (homogenizált **2–4. minta** — *I. tábla, 3. kép*). A limonit a homokos rétegsor alján, a gumós, karbonátos réteg felületén és repedéseiben, valamint a rátelepülő kvarchomok szemcséi közti pórusokban vált ki.

A kemény, meszes és limonitos kéreg fölött 30–40 cm vastagságban, a növekvő vaskoncentrációnak megfelelően limonitsávok, majd koncentrikus limonitkörös indikációk találhatók a homokban.

A Fajsi-pataktól D-re található *legelőn*, a felszín közepében (*I., 2. ábra*), 10–20 cm vastag füves talaj alatt, vörösbarna, feketésbarna, limonitos kötőanyagú, kemény homokkő-konkréciók jelennek meg (homogenizált **1. minta**). A közép-szemcsés homokkő alapanyagú konkréciók kvarc-szemcséi közti pórusteret limonit tölti ki, ezért a masszív vízzáró rétegeként viselkedő homokkővön felszínközeli források fakadnak, megalapozva azt a lehetséges hamis

következtetést, mintha a gypvasérc a forrás vizéből válnának ki. Ugyanez a réteg a 100 m-el KÉK-re lévő Korokna-patak partfalában 0,8–1 m mélyen jelenik meg, ami az eredetileg vízszintes vízzáró réteg 0,5 fokos dőlésének felel meg.

Somogyfajsztól É-ra, a Korokna-patak medrének 1,5 m magas, meredek partfalában (*I., 2. ábra*), a patak teraszának agyagos homokból és közép-szemcsés homokból álló rétegsora felső részén, a korábbiakhoz hasonlóan limonitos sávok és koncentrikus körök jelennek meg. A rétegsor alján, a patakmedret alkotó szürke, csillámos aleuritos agyagréteg fölött, barnásfekete, rozsdabarna, kemény, limonitos, vasas homokkő-konkréciók találhatók (*I. tábla, 4. kép*).

Másodlagos, áthalmazott gypvasérc telepek

Az áthalmazott gypvasérc telepek részben a jelenkori patakmedrekben felhalmozódó, kimosott és áthalmazott vasérces gumókból, illetve a patakok árterének, nagyobb áradásokhoz kapcsolódó durvább törmelékeny üledékekből állnak, részben áthalmazott vasérces gumók és szemcsék idősebb áthalmazódási események nyomaiként fellelhetők egyes rétegsorokon belül is. Ilyen idősebb áthalmazódási eseményt rögzít a részletesen bemutatott *Aranyos-patak* szelvénye (*5. ábra, D réteg alsó része; I. tábla, 2. kép*) is, és Libickozmánál a vele párhuzamosan futó *Korokna-patak* temető melletti (*2. ábra*) bevágásában található rétegsor is, ahol a patakmedret alkotó oxigénmentes környezetben leülepedett, lápi szürke, feketésszürke csillámos agyag, aleuritos agyag fölötti homokrétegben 0,2–0,5 cm-es fekete, áthalmazott vas-, mangángumók találhatók (homogenizált **6. minta**). A lápi környezetbe kerülő durvább, homokos üledék, valószínűleg az állóvízi, lápszegélyi terület gyors feltöltődését és megszűnését jelentette.

A temető melletti feltárástól D-re, Somogyfajsz É-i határában a Korokna-patak legfiatalabb teraszüledékében, közvetlenül a humuszszint alatt sötét rozsdabarna, fekete, feketésbarna, apró göbcecsekből álló, erősen morzsalékos limonitos homokkő-lencse jelenik meg. A felszínről elérhető lencse 1–2 cm-es, kerekített, limonitgranulátumból és inhomogén belső szerkezetű, limonittal cementált kvarchomokos gumókból áll (homogenizált **5. minta**). A vas-granulátumos gumók rosszul osztályozott kvarc-szemcséket és limonitos, homokos talajmaradványokat tartalmaznak. A heterogén szemcseösszetételű üledék a limonitos szemcsék áthalmazódására utal, ami a patak áradásakor a teraszfelszín elborító vízfolyás sodorvonalában kialakuló övzatónyok durvaszemcsés üledékeként értelmezhető.

A fentieknél fiatalabb, jelenkori, a patakmederben felhalmozódó, áthalmazott vasérces gumók találhatók az *Aranyos-patak* szelvényétől 100–150 m-re É-ra, az *Aranyos-patak hídjánál* (homogenizált **7. minta**). A vasérces gumókat az *5. ábrán* részletesen ismertetett szelvény rétegsorából halmozza át az *Aranyos-patak*.

A folyóvízi üledékek mellett tavak, mocsarak agyagos, homokos üledékébe is áthalmazódhat az elsődlegesen keletkezett gypvasérc. Erre találunk példát a *Kaposvártól ÉNy-*

ra, a petesmalmi vidraparkban található tórendszer egyik évenként leeresztett tavának üledékeiben (1. ábra). A télen leeresztett tó fenekéről fekete, 0,5–10 mm átmérőjű vas- és mangángumókból álló (16. minta), 15–20 m hosszú, 30–40 cm magas, íves övzátóny emelkedik ki (1. tábla, 5. kép). Az évenkénti leeresztés következtében kialakuló vízáramlások a folyóvízhez hasonló övzátónyokat építenek és ideiglenes medreket vájnak a tófenék üledékébe. A természetesen dúsult vas- és mangánszemcsék (1. tábla, 6. kép) eredete kérdéses. Vagy a tó fenekén kialakuló időszakos vízfolyások vágnak bele a tó aljzatát alkotó vas- és mangángumós, a korábbi szelvényekhez hasonló gyepvasérc lencsékbe és halmozzák át a keményebb vas- és mangánszemcséket, vagy azok a tó medrén kívüli rétegekből mosódnak ki és szállítódnak be. Ez a recens példa igazolja az érc elsődleges kiválásán túli áthalmozódásának és jelentős feldúsulásának lehetőségét.

Geokémiai és mikroszerkezeti vizsgálatok

A minták származási helyét, EOV-koordinátáit, XRF és XRD vizsgálati eredményeit az I. és II. táblázat foglalja össze.

Az elsődleges, gumós gyepvasércek mikroszerkezete

A somogyi gyepvasércek pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) anyagvizsgálatával nagy fajlagos felületű, szemcsés mikroszerkezetet figyeltünk meg (6. ábra, b). Ez a mikroszerkezet bakteriális genetikára utal (6. ábra, a), az apró szemcsék vasbaktériumok sejt falán kívül kristályosodó vas-hidroxid ásványokból állnak (KAPPLER & STAUB 2005). A somogyi gyepvasércekre jellemző a néhány mm-es átmérőjű gumókból cementált makroszerkezet (6. ábra, c), amelyek belső felépítése (SEM felvétel, 6. ábra, b) hasonló a KAPPLER & STAUB (2005) által közölt vasbaktérium szemcsékhez, így feltételezhető azok biogén, bakteriális eredete.

A gyepvasércek vas-oxid tartalma és a genetikai csoportok kapcsolata

Archeometallurgiai szempontból fontos kérdés, hogy melyik genetikai csoport szolgáltat olyan ércet, amelynek geokémiai összetétele alkalmas jó minőségű nyersvas előállítására? Ennek elsődleges szempontja a nagy vas- és kis szilíciumtartalom.

Az I. táblázat eredményeiből látható, hogy a legnagyobb vas-oxid tartalommal a természetesen dúsult, agyagos üledékbe áthalmozott vas-, mangángumós, granulátumos, torlatos összletek rendelkeznek. Ilyen a recens tófenéken felhalmozódott petesmalmi előfordulás és a valószínűleg ehhez hasonló körülmények között keletkezett, agyagos üledékbe áthalmozott vasgumós előfordulás az Aranyos-patak szelvényében (4. ábra, D réteg alsó része), illetve az ártéren lerakott durvább üledék a Korokna-patak teraszán (Somogyfajs, erdőirtás). Ezek vas-oxid-tartalma 65–75% között van, a petesmalmi mintában pedig meghaladja a 80%-ot (I. táblázat), miközben szilícium-dioxid-tartalmuk 4–10% között változik. Az előfordulások az egyetlen petesmalmi recens felhalmozódás kivételével kis kiterjedésűek és kis mennyiségűek, így az ércolvasztással kapcsolatos jelentőségük is kisebb. A többi áthalmozott érc (Aranyos-patak szelvénye, Korokna-patak, temető melletti feltárás) minősége erősen változó, ami az áthalmozott és lerakott üledék kvarc- és szilícium-tartalmától függ. Átlagosan 42–45% vas-oxid mellett ezek a minták már jelentősebb 25–27% szilícium-dioxidot tartalmaznak (I. táblázat).

Nagyobb mennyiségű, állandóbb minőségű gyepvasércet az elsődlegesen, főként biogén úton kivált gumós vas-oxidot tartalmazó lencsék és rétegek adnak. Ezek vas-oxid tartalma 60–67% között változik, szilícium-dioxid-tartalmuk 20% körüli értéket mutat (Aranyos-patak, Kócsmóna-patak szelvényei).

Jelentősebb vas-oxid-tartalmúak, de nagyon csekély mennyiségűek a mészkiválásos szintre kémiai úton kicsapódó vasas kérgék (Fajszi-patak szelvénye). Ezek a kis mennyiségük miatt ércolvasztásra alkalmatlan képződmények, 70% vas-oxidot és alig 3–4% szilícium-dioxidot,

II. táblázat: XRD vizsgálati eredmények és a számított kémiai összetétel

Table II. Results of XRD analysis and the calculated chemical composition

#	Minta származási helye	EOV		Fázis összetétel (wt%)						Összes	
				Quar	Calc	Goet	Musc	Illi	ChmA		
14	Somogyszob (Kócsmóna-patakából a lencséből letről felfelé)	515,132	106,650	20	10	45	10	-	15	100,00	
15				10	70	10	-	5	5	100,00	
16	Petesmalom	530,807	099,280	3	-	90	-	-	-	93,00	
				Számított kémiai összetétel (wt%)						Összes	
				SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CO ₂		H ₂ O
14	Somogyszob (Kócsmóna-patakából a lencséből letről felfelé)	515,132	106,650	13,38	39,22	0,12	11,08	3,18	30,78	1,91	99,67
15				27,85	5,60	0,37	46,71	7,60	4,40	6,57	99,10
16	Petesmalom	530,807	099,280	3,00	-	-	80,88	-	-	9,12	93,00

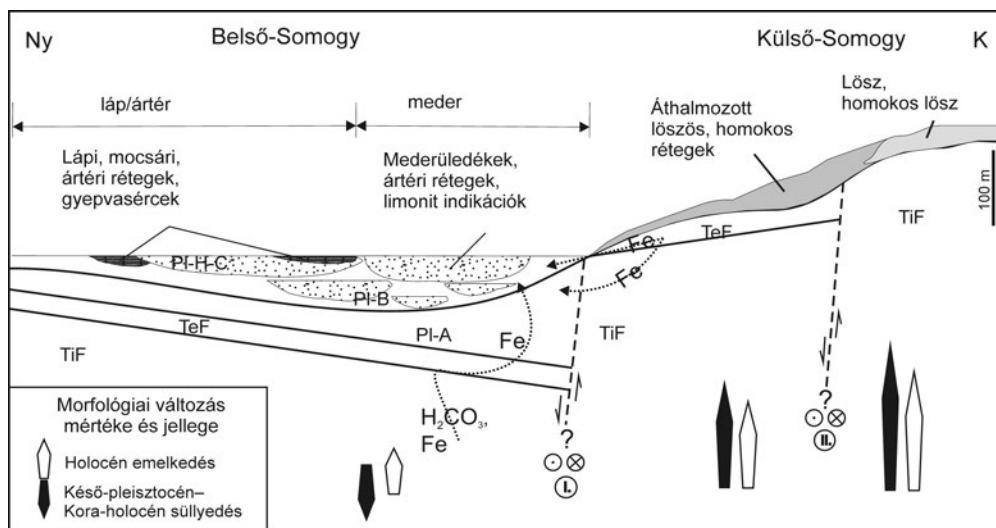
ugyanakkor nagy, 13–22% meszet tartalmaznak (I. táblázat). A talajosodáshoz köthető, archeometallurgiai szempontból nagy jelentőségű mész kiválások több szintben is végigkísérik a gyepvasérc telepeket (5. ábra). A homokos üledékekben, a mindenkori talajvíz szintjéhez kötődve sávosan, koncentrikusan vagy nagyobb koncentrációban koncentrikus-ként kémiai úton kivált limonit indikációk vas-oxid-tartalma 28% körüli (Somogyfajsz — legelő), míg szilícium-dioxid tartalma 60%-nál is nagyobb lehet. A kis vas- és nagy kvarctartalom rossz minőségű, bár a vizsgált területen nagy mennyiségben jelenlévő ércet jelent. Általánosságban megfigyelhető, hogy a limonitindikációk vastartalma az elsődleges gyepvasérc telepek környezetében nagyobb. A legnagyobb vastartalmú indikációk közvetlenül az Aranyos-patak szelvényében (5. ábra, D réteg teteje), az elsődleges gyepvasérc telep fölötti rétegekben figyelhetők meg, ahol a vas-oxid-tartalom eléri a 42%-ot.

Diszkusszió

A belső-somogyi gyepvasérccek genetikája és kapcsolata a felszínfejlődéssel

A gyepvasérccek keletkezéséhez szükséges ártéri-mocsári környezetek a késő-pleisztocént követően az óholocén során kizárólag a Belső-Somogy ÉK-i részén alakultak ki. Ezt igazolja, hogy a Pogány-völgyi víztől Ny-ra található biogén gyepvasérc lelőhelyek, a fúrások tanúsága szerint is, egyedül a késő-pleisztocénre már a Külső-Somogynál mé-

lyebb helyzetbe került területen fordulnak elő (2. ábra). A fúrások alapján a terület késő-pleisztocén morfológiáját két egymással 10–15 fokos szöveget bezáró, a belső-somogyi terület alacsonyabb tengerszint feletti magassága miatt korábban tisztán normálvetődéseknek tartott (ERDÉLYI 1961, 1962) szerkezeti elem határozta meg (3. ábra). Egyik szerkezeti elem a Belső-, és Külső-Somogy mai morfológiai határát is jelző Somogyvár–Osztopán–Kaposújlak vonal, a másik a mai morfológiában sokkal kevésbé látszó (max. 8–10 m-es morfológiai különbség) (2., 3. ábra), ugyanakkor a pannóniai rétegsorban 120–150 m-es ugrást jelentő, megközelítőleg a Fajsz-, és Korokna-patak jelenkori medre mentén húzódik. A Ny-felé vastagodó felső-pleisztocén-holocén rétegsorral fedett felső-miocén és alsó-pleisztocén folyóvízi képződmények 100 m-nél is nagyobb tengerszint feletti magasságkülönbsége, valamint a Tengelici Formáció eróziós hiánya a kiemeltebb területekről, véleményünk szerint egyértelműen igazolja a terület pliocén utáni, egyben a késő-pleisztocén során is aktív tektonikai eredetű felszínfejlődését. MAGYARI et al. (2004, 2005) és CSONTOS et al. (2005) valamint BADA et al. (2010) pleisztocén feszültségtérket elemző munkái alapján, ezek a tektonikai szerkezetek É–D-i, vagy ÉÉK–DDNy-i (BADA et al. 2010), illetve (É)ÉNy–(D)DK-i (MAGYARI et al. 2004, 2005) maximális horizontális főfeszültségiránnyal jellemezhető kompressziós feszültségtérben létrejött, a kompressziós irányra merőleges húzófeszültségek által létrehozott normálvetők, esetleg kérdésesen balos eltolódásokhoz kapcsolódó szerkezetek (7. ábra). A legfiatalabb deformáció kora közvetlenül a késő-pleisztocén végére tehető (THAMÓ-BOZSÓ et al.



7. ábra. Kvarter tektonikai szerkezetek által létrehozott, késő-pleisztocén–kora-holocén folyóvízi üledékképződési környezet rekonstrukciója, és a gyepvasérc képződési feltételeit biztosító, elmocsarasodott ártér felszíni és felszín alatti vizeiben oldott Fe(II) eredete (pöttyözött vonalak) Külső-, és Belső-Somogy határán

TiF - Tihanyi Formáció (felső-miocén, pannóniai), TeF - Tengelici Formáció (felső-miocén, pliocén), PI-A - felső-pleisztocén alsó részének folyóvízi homokos rétegei, PI-B - felső-pleisztocén felső részének allúviuma, PI-H-C - gyepvasérc telepeket tartalmazó felső-pleisztocén-holocén agyagos homokos rétegek

Figures 7. Reconstruction of the Late Pleistocene - Early Holocene fluvial depositional environment controlled by Quaternary tectonic processes on the boundary of Outer, and Inner Somogy, and origin of the dissolved Fe(II) in the groundwater (punctuated lines)

TiF - Tihanyi Formation (Upper Miocene, Pannonian), TeF - Tengelic Formation (Upper Miocene, Pliocene), PI-A - Lower Pleistocene fluvial sand layers, PI-B - Upper Pleistocene alluvial sediments, PI-H-C - Bog iron deposits in Upper Pleistocene - Holocene clay and sand layers

2010), ami preformálta a holocén eleji üledékképződési térszínt. A jelentős felszínmorfológiai különbségeket létrehozó deformációk határozták meg a területen immár É felé, a Balaton medencéjébe tartó vízfolyás(ok)meder-, és ártéri (mocsári) fáciéseinek eloszlását (7. ábra). Ezt igazolja a vizsgált terület K-i részének ártéri üledékeket nem, vagy alig tartalmazó, főként homokból, agyagos homokból álló, illetve Ny-i részének finomhomokos rétegekkel váltakozó, néhol több méter vastagságot is elérő, helyenként fás szárú növényi maradványokat magába foglaló ártéri agyagos rétegsora. Az idősebb pleisztocén folyó irányával ellentétes északi folyásirány a belső-somogyi terület D-i részének általános megemelkedését jelzi ebben az időszakban, ami egyben előidézhette a rétegsorok tetején jelentkező durvább törmelék beszállítódását is.

A D felől érkező vízfolyások éppen a vizsgált területen léptek be a Nagyberek kora-holocén idején elmocsarasodott területének D-i peremére. Ez egybevág MAROSI (1970) megállapításával, aki még a Nagyberek területénél is vastagabb mocsári képződményeket ír le a Nagyberekbe D-ről érkező völgyek torkolatánál. Ezáltal a Balaton medencéje és a Somogyi-dombság között kiszélesedő völgy torkolatánál jöhetett létre az az elláposodó ártéri síkság, amelynek területén kedvező feltételek alakultak ki a Tengelici Vörösgyagból származó, vízben oldott Fe(II) biogén oxidációjához. A vasbaktérium-kolóniák életműködésének következtében a lápos, mocsaras területeken néhányszor 10 cm vastagságú, több méter kiterjedésű, tömör, biogén gyepvasérc lencsék képződtek (libickozmai Aranyosi-árok, somogyszobi Kócsmóna-patak szelvényei) (5. ábra). Az elmocsarasodott terület érzékenyen reagált a dél felől érkező nagyobb mennyiségű, durvább szemcséjű üledékbeszállítódására, illetve az emelkedés miatti relatív vízszintcsökkenésre. A kezdetben süllyedő, majd a holocén során fokozatosan dél felől megemelkedő terület fokozatosan feltöltődött, ami a lápok eltűnésével járt. A befüvesedő lápok tetején réti láptalaj képződése indult meg, hasonlóképpen a Nagyberek területén ma is zajló láptalajosodáshoz (MAROSI 1970). A vizsgált szelvényekben hiányzik a tőzeg, de a lápos területek fölött kialakult, fekete színű, morzsalékos talajszerkezetben helyenként puhatestűek maradványai találhatóak, ami a kotús láptalajok jellemzője (STEFANOVITS et al. 1999).

A talajosodást a láptalajok egy részére jellemző karbonátkiválás kísérte, ami az altalaj minőségétől függően változó keménységű, mértékű és mélységű meszes gumók, vagy hullámos felületű rétegek formájában jelentkezik a vizsgált szelvényekben. A lápi üledékek rétegsorában, több szintben is találunk karbonátos kiválásokat, ami éppúgy jelezheti a csapadékmennyiség és a talajvízszint időszakos megváltozását, mint a talaj kalciumtartalmának megnövekedését, illetve pH viszonyainak ingadozását (STEFANOVITS et al. 1999). Területünkön a karbonátkiváláshoz szükséges oldott kalcium, a késő-pleisztocén löszképződéssel egyidőben, az ártéri-lápi területekre hullott porból, illetve az emelkedő K-i területről lepusztuló lösz áthalmozódásával kerülhetett a talajvízbe. A vízzel borítottság megszűnése, illetve a felszínközeli, magas talajvízszint alacsonyabbra

kerülése következtében indulhatott meg a láptalajok felső szintjének kilúgozása, és a Ca kicsapódása a mélyebb talajszinteken.

A talajosodást és a hozzá kapcsolódó mészkiválást, a felszín alatti vizek továbbra is nagy oldott Fe(II) tartalmának következtében, kémiai úton történő intenzív vas-hidroxid-kiválás is kísérte. Ezek a limonitindikációknak megfelelő, kémiai úton történő vas-hidroxid-kiválások, nagyobb koncentrációban közvetlenül a mészkiválások szint karbonátos rétegének felszínén és üregeiben jelennek meg, vagy egyre kisebb koncentrációban a homokos üledék kvarcsemcséi közti pórusokat töltik ki, kemény homokkővé cementálva a laza homokot, legvégül a talaj közeli részeken limonitos indikációként, sávosan vagy koncentrikus köröket formálva jelennek meg. Ez a nyers öntéstalajokra jellemző ásványkiválás (STEFANOVITS et al. 1999) legelőször a lápi-mocsári környezettől mentes, homokos üledéklerakódással jellemezhető lápszegélyek mentén és a K-i, kiemeltebb területeken bevágódó patakok árterein indulhatott meg, majd a fokozatosan feltöltődő lápok területén folytatódhatott.

A terület emelkedésének következtében a biogén gyepvasérc lencsék és az ártéri-lápi környezet D-i szegélyén található homokos rétegek felszín közelbe vagy a felszínre kerülésével, a jelenkori patakok a kora-holocén lápi, mocsári és folyóvízi képződményekben vágódnak be (3., 5. ábra). A patakok bevágódásának lehetséges antropogén okát éppen a gyepvasérc lencsék archeometallurgiai vonatkozásai cáfolják, mivel ezek a természetes feltárások már az avar korban, illetve a 10. században is léteztek (GÖMÖRI 2000), a területre vonzva a vaskohászati műhelyeket. A D-i részek emelkedését jelzi a somogyfajsi legelő, közvetlenül a felszín alatt található, kemény, limonitindikációs homokkőrétegének minimum 0,5 fokos látszólagos dőlésű kibilleneése is.

A bevágódás mai állapotáról elmondható, hogy a jelenkori patakok bevágódása az elláposodott ártéri területen képződött víz záró, szürke agyagos képződmény felszínéig (vagy egy keményebb mészkiválások szintig) tart (3., 5. ábra). A patakok az átvágott biogén gyepvasérc lencsék anyagát a legfiatalabb teraszuk, illetve jelenkori árterek és medrük üledékébe halmozták át. Az így áthalmozott gyepvasérc rétegek természetes úton dúsultak. Ennek recens példája és a folyamat mai bizonyítéka a petesalmi vasgumós torlatok létrejötte.

A belső-somogyi gyepvasércek geokémiája és archeometallurgiai jelentősége

Archeometallurgiai szempontból a biogén gyepvasérc lencsék és az áthalmozott gyepvasérc rétegek legkönyebben hozzáférhető, természetes feltáródásai éppen ezek az 1–1,5 m mély, jelenkori patakbevágódások. Az egykori nyersanyagkutatók ezeket a gyepvasérc telepeket keresték, és valószínűleg a patakokat végig járva fedezték fel őket. A szelvényekből és a minták geokémiai elemzéséből kitűnik, hogy a limonitindikációk kiterjedése és a bennük található

gyepvasérc vastartalma jóval kisebb a többi előforduláshoz képest, ezért a limonitindikációnak nincs jelentős archaeo-metallurgiai szerepe.

A gyepvasérc geokémiai vizsgálati eredményei alapján öt elemmel kapcsolatban, öt fontos jellemzőt emelhetünk ki. A somogyi gyepvasérc keletkezését legelőször nagy vastartalmúak, ez tette lehetővé kohósításukat (a kohósításhoz szükséges minimális vastartalomról részletesen I. THIELE & TÖRÖK 2012a, a próbakohósításokról THIELE & TÖRÖK 2012b).

A somogyi gyepvasérc általában jellemző a nagy foszfortartalom. Minden gyepvasérc minta tartalmazott P_2O_5 -ot, amely a legnagyobb mennyiségben a 15. minta esetében fordult elő. Ugyanennek a mintának az XRD vizsgálatával azonban vivianitot nem sikerült kimutatni, ugyanakkor a minta 7 wt%-ban röntgenamorf volt. A gyepvasérc minták XRF vegyelemzéssel kimutatott nagy foszfortartalma a rétegsorban található szervesanyag bomlásából származhat, ami a lápos, mocsaras terület vegetációjából került az üledékbe.

A somogyi gyepvasérc általában jellemző a jelentős kalciumtartalom is. Az ország más részein feltárt vaskohászati műhelyekből előkerült gyepvasérc jellemzően savanyú karakterisztikájúak voltak, nagyon kevés meszet tartalmaztak (TÖRÖK 1995, 1997; TÖRÖK & KOVÁCS 2010). A földtani dokumentációban leírtaknak megfelelően a somogyi gyepvasérc telepek közelében azonban tisztán meszes kiválások is megfigyelhetők voltak, és a vizsgált minták meddője több esetben bázikus volt (1–3., 8., 14., 15. minta, a 14. minta meszes kiválásból származik). A somogyi gyepvasérc nagy mésztartalmát a feltöltődött, illetve kiemelkedő terület talajosodásának következtében szinte az összes szelvényt kísérő karbonátkiválás okozza. Mivel a mészkiválások szintek létrejötté leginkább a pH-változásra érzékeny, eredetileg savas kémhatású, de a nagy Ca-tartalomnak és a mocsár megszűnésének köszönhetően egyre bázikusabb láptalajokra jellemző folyamat, ezért a karbonátkiválások a jó minőségű biogén gyepvasérc lencsék, és a talajosodáshoz kötődő limonitindikációk állandó kísérői ezen a területen. Bár a somogyi gyepvasérc telepekben a gyepvasérc foszfortartalma nagy volt, így kohósításukkal általában rossz

mechanikai tulajdonságokkal rendelkező, nagy foszfortartalmú vasanyagot lehetett előállítani, de a területen és a gyepvasércben természetes módon jelenlévő kalcium-karbonátnak köszönhetően a vasbucák foszfortartalma csökkenthető volt.

A vizsgált minták nagy arzéntartalma azzal magyarázható, hogy a nagy fajlagos felületű biogén gyepvasérc arzenátionokat adszorbeálhatnak. A vizek artéri-mocsári környezetben feldúsult arzéntartalmának egy része a késő-miocén bázikus vulkanizmushoz kapcsolódhat, más része a felszín alatti vizek természetes része.

A somogyi gyepvasérc nagy mangántartalmúak, ezért a gyepvasérc gumók gyakran kék színűek.

Mindezen nyomelemeket a gyepvasérc kiválás ásványai tartalmazták a középkorban is, és a gyepvasérc kohósításakor jelentős hatással voltak az előállítható vasanyag mechanikai tulajdonságaira.

Következtetések

A tanulmány alapján világossá vált, hogy a korábban „gyepvasérc” összefoglaló névvel illetett és homályosan definiált képződmények, valójában összetett, több genetikai csoportba sorolható és különböző képződési környezetre osztható, biokémiai vagy tisztán kémiai úton, nagy oldott Fe(II) tartalmú vizekből kivált ásványtársulások. A főként Fe-, Si-, Al-, Mn-, P-, As-elemeket és járulékosan Ca-ot tartalmazó gyepvasérc nagyrészt goethit, kvarc valamint muszkovit és illit ásványokból, továbbá röntgenamorf vivianitból állnak.

A belső-somogyi gyepvasérc telepek vizsgálataink szerint genetikailag és geokémiaileg 3 fő csoportra bonthatók (nevezéktani összefoglalót I. III. táblázatban):

1. Elsődlegesen, késő-pleisztocén artéri mocsári, lápi környezetben, vasbaktériumok életműködése következtében kivált *biogén gyepvasérc lencsék*. A biogén gyepvasérc lencsék makroszerkezete néhány mm átmérőjű, limonittal összeceментált gumókból áll. Mikroszerkezetükre a legfeljebb 100 nm átmérőjű, főként goethitből álló, mikrobiális tevékenységre utaló gömbös, szemcsés halmaz a jellemző.

III. táblázat. A somogyi gyepvasérccel kapcsolatos terminológia

Table III. Terminology related to the bog iron ores in Somogy

	Fogalom	Értelmezés
Genetikai csoportok	Biogén gyepvasérc lencse	Elsődleges, főként vasbaktériumok életműködése következtében, mocsári környezetben kialakult, lencse alakú gyepvasérctelep (Aranyosi-árok, Kócsmóna-patak).
	Áthalmazott gyepvasérc réteg	A feltáródó biogén gyepvasérc lencse áthalmazódásával létrejött másodlagos, torlatos gyepvasérctelep (Petesmalom, Aranyosi-árok, Korokna-patak).
	Limonit indikáció	Elsősorban kémiai oxidációval létrejövő, mocsári környezethez nem köthető, sávós, illetve konkréciós megjelenésű gyepvasérctelepek (Vagabond-árok, Aranyosi-árok, Fajsi-patak).
	Gyepvasérc telep	A gyepvasérc-előfordulások (biogén gyepvasérc lencse, áthalmazott gyepvasérc réteg és limonitindikáció) összefoglaló elnevezése.
Üledékszerkezeti jelek	Gumós makroszerkezet	A somogyi biogén gyepvasércekre jellemző a néhány mm átmérőjű gumókból limonittal cementált makroszerkezet.
	Szemcsés mikroszerkezet	A somogyi biogén gyepvasércekre jellemző a legfeljebb 100 nm-es átmérőjű vas-hidroxidokból, főként goethitből álló szemcsés mikroszerkezet.

2. Elsődlegesen, főként kémiai úton, láptalajok és öntéstalajok képződéséhez kötődve, a talajvíz határán és fölötté, a kapilláris zónában megjelenő *limonitindikációk*. A talajosodást kísérő limonitindikációk részben a mészkiválások szinthez kötődnek, részben a rétegsor felsőbb rétegeiben is megjelennek. Ez a kiválás egyrészt egyidős a mocsaras területek biogén gyepvasérc lencséivel, másrészt azoknál fiatalabb. A talajvíz állandóan nagy vastartalma miatt szinte minden területen előfordulhat, jellemzően a lápos területek szegélyén és a kiemeltebb területeken, ahol a nagy vastartalmú talajvíz jelen volt a homokos képződmények pórusaiban.

3. Másodlagos, *áthalmazott gyepvasérc rétegek*. Idősebb áthalmazott limonitgumós rétegek a rétegsorokon belül, recens áthalmazások jelenkori patakok és tavak jelenében jelennek meg.

A belső-somogyi gyepvasérc keletkezése és felszíni feltáródása a Somogyi-dombság késő-pleisztocén–korholocén felszínfejlődésével, és a dél felől a Balaton medencéjébe tartó vízfolyások által kialakított folyóvízi–mocsári környezetekkel és azok megváltozásával hozható összefüggésbe. A felszín közelében keletkező, erősen a talajvíz és az ellaposodott területek mindenkori vízszintjéhez kötődve, biológiai és kémiai folyamatok során keletkező képződmények érzékenyen reagálnak a környezetváltozásra, ezért jó indikátorai a területen zajló geomorfológiai és szedimentológiai folyamatoknak. A morfológiai különbségek kialakulásának neotektonikai okait és azok jelentőségét a fúrásai szelvények igazolták. Bár a deformáció pontosabb jellegének megállapításához szükséges mikrotektonikai szerkezet-elemzésre csak a jövőben kerülhet sor, a rétegsorok és a szelvények alapján felállított morfológiai rekonstrukció jól összeegyeztethető a Somogyi-dombság korábbi tektonikai vizsgálatainak eredményeivel.

Az archeometallurgiai szempontból fontos biogén gyepvasérc lencsék kialakulásának elengedhetetlen feltétele a felszín alatti vizekben jelenlévő magas oldott Fe(II) tartalom és a vasbaktériumok jelenléte volt. Az oldott Fe(II)

tartalom a Külső-Somogy Ny-i peremén a felszínen és a felszínközeli talajban található, nagy vastartalmú, tektonikai szerkezetek mentén a Belső-Somogy területén mélyebben fekvő Tengelici Agyagból származtatható. A nagy oldott vastartalom katalizálta a vasbaktériumok működését, ami fokozott biogén Fe(II) oxidációval járt. A biogén úton keletkezett vas-hidroxid adszorbeált foszfát- és arzenátionokat, valamint elemkicserélődéses mangánt tartalmaz.

A gyepvasérc telepek magas és koncentrált kalcium-karbonát-tartalma utólagosan, a láptalajok és öntéstalajok mészkiválási szintjeiben keletkezett. A terület nagy kalcium koncentrációja a késő-pleisztocén hullóporból, illetve a kiemeltebb területekről lepusztuló és áthalmazódó löszös üledékekből származik.

Elsősorban a feltáruló gyepvasérc lencsékből és az áthalmazott gyepvasérc rétegekből található gyepvasérc szolgáltat a területen folyó, intenzív avar és honfoglalás kori vaskohászat ércbázisául, a limonitindikációknak archeometallurgiai szerepe nem volt. Bár a somogyi gyepvasérc telepeken a gyepvasérc foszfortartalma nagy volt, így kohósításukkal általában rossz mechanikai tulajdonságokkal rendelkező, nagy foszfortartalmú vasanyagot lehetett előállítani, a terület mészkiválások szintjén kísért gyepvasérceiben természetes módon jelenlévő kalcium-karbonát beadagolásnak köszönhetően a vasbucák foszfortartalma csökkenthető volt.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki Dr. BOTZ Andrásnak és Dr. FEHÉR Andrásnak az XRF vizsgálatok elvégzéséért és támogatásukért, SAJÓ Istvánnak a minták XRD elemzéséért. Köszönjük Dr. PÓSFALVI Mihály (Pannon Egyetem) és Dr. MARSJ István (MFGI) hasznos tanácsait és SZEILER Rita (MFGI) térinformatikai segítségét. Köszönjük Dr. MAGYARI Árpádnak (MOL) és a cikk másik szakmai lektorának az alapos és körültekintő munkát.

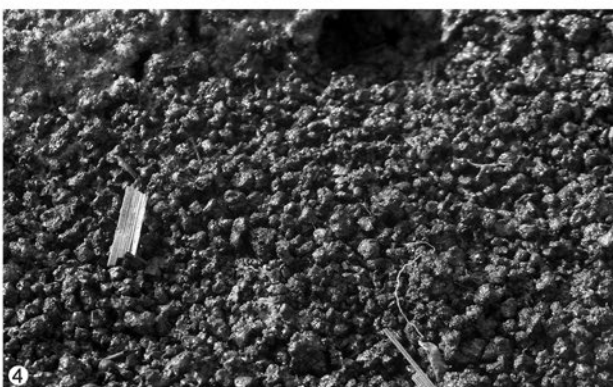
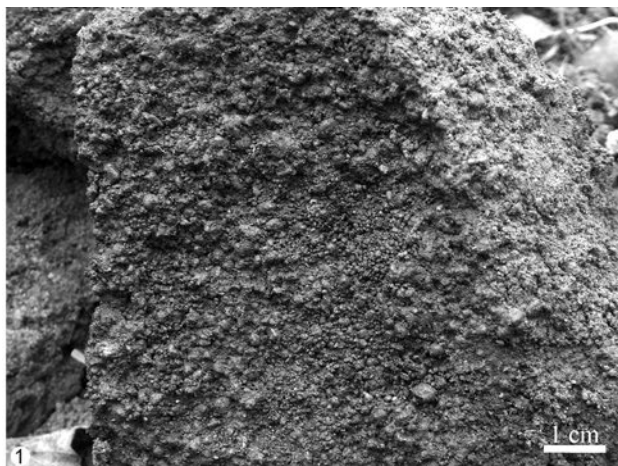
Irodalom — References

- BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS, V. & HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 367–390.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of Post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica Petrographica, Szeged*, 75–93.
- BLAKE, R. I. I. & JOHNSON, D. B. 2000: Phylogenetic and biochemical diversity among acidophilic bacteria that respire iron. — In: LOVELY, D. R. (ed.): *Environmental microbe-mineral interactions*. ASM Press, Washington, 53–78.
- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.), ALBERT G., CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR Zs., KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P., PRAKFAI P., SELMECZI I. & ZELENKA T. 2010: *Magyarország földtani atlasza országjáróknak, M=1:200 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, második javított és bővített kiadás, 276 p.
- CHIKÁN G. (szerk.) 2005: *Magyarország földtani térképe, L-33-60, Kaposvár, fedett földtani térkép (M=1:100 000)*. — Magyar Állami Földtani Intézet 1:100 000-es földtani térképsorozata
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlemények* **132** (különszám), 193–213.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2010: A szélerózió szerepe a Dunántúli negyedidőszaki felszínfejlődésében. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 463–483.
- CSONTOS L., MAGYARI Á., VAN VLIET-LANOË, B. & MUSITZ B. 2005: Neotectonics of the Somogy Hills (Part II): Evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410**, 63–80.

- ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlöny* **41/6**, 445–528.
- ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlöny* **42/1**, 56–65.
- FÜLEKY Gy. 2009: *Geokémiai körfolyamatok*. — Szent István Egyetem kiadványa, Gödöllő, 26–27.
- GODFREY, E. G., VIZCAINO, A. & McDONNELL, J. G. 1999: The role of phosphorus in early ironworking. — In: NORBACH, L. C. (ed.): Prehistoric and medieval direct iron smelting in Scandinavia and Europe. — *Acta Jutlandica* **76/2**, 191–193.
- GOODWAY, M. 1999: The relation of hardness to strength in high-phosphorus iron wire. — *The Journal of the Historical Metallurgy Society* **33**, 104–105.
- GOODWAY, M. & FISHER, R. M. 1988: Phosphorus in low carbon iron: Its beneficial properties. — *The Journal of the Historical Metallurgy Society* **22**, 21–23.
- GÖMÖRI J. 2000: *Az avar kori és Árpád-kori vaskohászat régészeti emlékei Pannóniában, Magyarország iparrégészeti lelőhelykatasztere I. Vasművesség*. — Soproni Múzeum – MTA VEAB, Sopron, 373 p.
- HECKENAST G., NOVÁKI Gy., VASTAGH G. & ZOLTAY E. 1968: *A magyarországi vaskohászat története a korai középkorban*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 180–207.
- HOŠEK, J., MALÝ, K. & ZAVĀLOV, V. 2007: Železná houba ze Žďáru nad Sázavou ve světle problematiky fosforového železa ve středověkém nožířství. — *Archaeologia technica* **18**, TM Brno, 10–17.
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarországi neogén medencéreszek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124/4**, 341–365.
- KAPPLER, A. & STRAUB, K. L. 2005: Geomicrobiological Cycling of Iron. — *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **59**, 85–108.
- KOCH S. 1985: *Magyarország ásványai*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 442–452.
- KOCH S. & SZTRÓKAY K. 1989: *Ásványtan I-II*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 936 p.
- KÓKAI A. & CHIKÁN G. 1987: *Földtani magyarázó a Buzsák 6. sz. laphoz, Mérnökgeológiai térképsorozat*. — Magyar Bányászati és Földtani Hivatal Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 6621 sz. jelentés.
- KOLOSZÁR L. 2004: A Tengelici Formáció kifejlődései a DK–Dunántúlon. — *Földtani Közlöny* **134/3**, 345–369.
- KÖLTŐ L. 1999: Korai vaskohászati lelőhelyek kutatása. — *Múzeumi Tájékoztató, Somogy Megyei Múzeumok Igazgatósága*, **1999/3–4**, 18–21.
- LÁSZLÓ G. 1913: A Balaton lápjai. — *A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlésének Munkálatai* **36**, 176–179.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., VAN VLIET-LANOE, B. & UNGER Z. 2004: Késő-negyedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro-, és morfológiával. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 111–128.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., CSONTOS, L. & VAN VLIET-LANOE, B. 2005: Quaternary neotectonics of the Somogy Hills, Hungary (part I): Evidence from field observations. — *Tectonophysics* **410**, 43–62.
- MAROSI S. 1970: Belső-Somogy kialakulása és felszínalakulása. — *Földrajzi tanulmányok* **11**, A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézetének kiadványai, 162 p.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vízrajzi Atlasz sorozat*, Vituki, **21**, 30–39.
- MONNIER, J., VANTELON, D., REGUER, S. & DILLMANN, P. 2011: X-ray absorption study of the various forms of phosphorus in ancient iron samples. — *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **26**, 885–891.
- NEFF, D. & DILLMANN, P. 2001: Phosphorus localisation and quantification in archaeological iron artefacts by micro-PIXE analyses. — *Nuclear Instruments and Methods* **181**, 675–680.
- NOVÁK D., KONCZ D., HORVÁTH A., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényen. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 419–428.
- PÁPAY L. 2003: *Kristályok, ásványok, kőzetek*. — JATE Press, Szeged, 182–183.
- PAPP T. 2012: A természet nanomineralizációja. — *Természet Világa, Természettudományi Közlöny* **143/5**, 211–213.
- PIASKOWSKI, J. 1973: Zależność pomiędzy zawartością fosforu w rudzie lub żużlu i w żelazie dymarskim. — *Studia i Materiały z Dziejów Nauki Polskiej, seria D, Z.7*, 39–69.
- PIASKOWSKI, J. 1984: Das Vorkommen von Arsen im antiken und frühmittelalterlichen Gegenständen aus Renneisen. — *Archäologie* **18**, 213–226.
- PÓSFAL, M. & ARATÓ, B. 2000: Magnetotactic bacteria and their mineral inclusions from Hungarian freshwater sediments. — *Acta Geologica Hungarica* **43**, 463–476.
- PÓSFAL, M., CZINER, K., MÁRTON, E., MÁRTON, P., BUSECK, P. R., FRANKEL, R. B. & BAZYLINSKI, D. A. 2001: Crystal-size distribution and possible biogenic origin of Fe sulfides. — *European Journal of Mineralogy* **13**, 691–703.
- PÓSFAL, M., MOSKOWITZ, B. M., ARATÓ, B., SCHÜLER, D., FLIES, C., BAZYLINSKI, D. A. & FRANKEL, R. B. 2006: Properties of intracellular magnetite crystals produced by *Desulphovibrio magneticus* strain RS-1. — *Earth and Planetary Science Letters* **349**, 444–455.
- RZĘPA BAJDA, T. & RATAJCZAK, T. 2009: Utilization of bog iron ores as sorbents of heavy metals. — *Journal of Hazardous Materials* **162**, 1007–1013.
- SALTER, C. & CREW, P. 1997: High phosphorus steel from experimentally smelted bog-iron ore, Early ironworking in Europe. — In: CREW, P., CREW, S. (eds): *Archaeology and experiment*. 83–84.
- STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKY Gy. 1999: *Talajtan*. — Mezőgazda Kiadó, Budapest, 470 p.
- STEWART, J. W., CHARLES, J. A., & WALLACH, E. R. 2000a: Iron-Phosphorus-Carbon system, Mechanical properties of low carbon iron-phosphorus alloys. — *Material Science Technology* **16**, 275–282.
- STEWART, J. W., CHARLES, J. A. & WALLACH, E. R. 2000b: Iron-Phosphorus carbon system, Metallographic behaviour of Oberhoffer's reagent. — *Material Science Technology* **16**, 283–290.
- STEWART, J. W., CHARLES, J. A., & WALLACH, E. R. 2000c: Iron-Phosphorus-Carbon system, Metallography of low carbon iron-phosphorus alloys. — *Material Science Technology* **16**, 291–303.

- THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á., MUSITZ, B. & NAGY, A. 2010: OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. — *Quaternary International* **222**, 209–220.
- THIELE Á. 2010: A kora középkori vasselőállítás technológiája a X. századi fajszi-típusú bucakemencében elvégzett próbakohósítások tükrében. — In: PETKES Zs. (szerk.): *Népvándorlaskor Fiatal Kutatóinak XX. Összejövetelének konferenciakötete*, Budapest–Sziget-halom, 395–408.
- THIELE Á. & DÉVÉNYI L. 2011: Rekonstrukciós kísérletek a 10. századi fajszi típusú bucakemencében. — In: CSIBI V. J. (szerk.): *OGÉT 2011–XIX. Nemzetközi Gépészeti Találkozó konferenciakötete*. Csíksomlyó, Románia, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Kolozsvár, 364–367.
- THIELE, Á. & DÉVÉNYI, L. 2013: Modelling possibilities of the medieval bloomery process under laboratory conditions. — *Materials Science Forum* **729**, 290–295.
- THIELE Á. & TÖRÖK B. 2012a: Vastermelés, vaskihozatal és a kohósított gypvasércek minimálisan szükséges vastartalma az avar és Árpád-kori vasbucakohászatban. — *Archeometriai Műhely* **8/4**, 345–350.
- THIELE, Á. & TÖRÖK, B. 2012b: Comparing material investigations of slag, iron, and ore samples from excavations and smelting experiments: The role of phosphorus in the archaeometallurgy of iron in early medieval Hungarian bloomery workshops. — poster, *39th International Symposium on Archaeometry: “50 years of ISA”*, Leuven, Belgium.
- THIELE, Á., TÖRÖK, B. & KÖLTŐ, L. 2013: Energy dispersive X-ray analysis (SEM-EDS) on slag samples from medieval bloomery workshops — the role of phosphorus in the archaeometallurgy of iron in Somogy County, Hungary. — *Proceedings of the 39th International Symposium for Archaeometry*, Leuven. (in press)
- TÖRÖK, B. 1995: Chemical and Metallographic Analysis of Iron Ores and Slags Found in Medieval Bloomery Sites and Obtained by Smelting Experiments. — *Archaeometallurgy of Iron in the Carpathians Region*, Seminar Herlany, Studijné Zvesti Archeologického Ústavu Slovenskej Akadémie Vied, Nitra, 1995, 279–295.
- TÖRÖK, B. 1997: About the Technical Investigations of Ore, Slag and Wall-fragment Samples Found Next to the Sites of Nemeskér-type Furnaces. — In: GÖMÖRI, J. (ed.): *Traditions and innovations in the early medieval iron production*. — MTA VEAB Iparrégészeti és Archeometriai Munkabizottság kiadványa, Sopron-Somogyfajszi, 160–169.
- TÖRÖK, B. & KOVÁCS, Á. 2010: Materials Characterization of Iron and Slag Finds of the Early Medieval Avar Metallurgists. — *Proceedings of the 15th International Metallurgy & Materials Congress*, Istanbul, 386–397.
- TÖRÖK, B. & THIELE, Á. 2013: Smelting bog iron ores under laboratorial conditions – the role of phosphorus in the archaeometallurgy of iron in Somogy county. — *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* **47**, 12–34.
- TYLECOTE, R. F. & GILMOUR, B. J. J. 1986: The Metallography of Early Ferrous Edge Tools and Edged Weapons. — *BAR British Series* p. 155.
- TYLECOTE, R. F. & THOMSEN, R. 1973: The segregation and surface enrichment of arsenic and phosphorus in early iron artefacts. — *Archaeometry* **15/2**, 193–198.
- UHRIN A. 2011: Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben. — *PhD thesis*, Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz-, és Földtudományi Intézet, Általános Földtani Tanszék, Budapest, 127 p.
- VEGA, E., DILLMANN, P., LHERITIER, M., FLUZIN, P., CREW, P. & BENOIT, P. 2003: Forging of phosphoric iron. An analytical and experimental approach. — *Archaeometallurgy in Europe* **2**, 337–346.
- Kézirat beérkezett: 2013. 10. 18.

I. tábla — Plate I



1. Fe-, Mn-granulátum az Aranyos-árok szelvényében
2. Agyagos üledékbe áthalmazott Fe-, Mn-granulátum
3. Kemény, vasas mészkiváláson átbukó Fajsz-patak
4. Limonit konkrécio a Korokna-patak szelvényében
5. Fe-, Mn-granulátumból álló övzátónyok a Petesmalom tóban
6. Jelenkori áthalmazott Fe-, Mn-granulátum a Petesmalom tó üledékében

1. Fe-, Mn-granulate in the section of the Aranyos-creek
2. Redeposited Fe-, Mn-granulate in clayey sediment
3. The Fajsz-stream falls on the hard carbonate and limonite precipitation
4. Limonite concretion in the section of Korokna-stream
5. Fe-, Mn-granulate point bars in the Petesmalom Lake
6. Recent redeposited Fe-, Mn-granulate in the sediments of Petesmalom Lake

