

A KELET-MECSEK KORA-KRÉTA VULKANIZMUSÁHOZ KAPCSOLÓDÓ HIDROTERMÁLIS FOLYAMATOK ÉS ÉRCINDIKÁCIÓK

Jáger Viktor

DOKTORI ÉRTEKEZÉS



Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék

Földtudományi Doktori Iskola, Földtan-Geofizika Doktori Program

Témavezető: Molnár Ferenc, Ph.D. habilitált egyetemi docens (Ásványtani

Tanszék, ELTE)

Finn Geológiai Szolgálat

Doktori Iskola vezetője: Dr.Nemes-Nagy József, egyetemi tanár, D.Sc.

Doktori Program vezetője: Dr.Mindszenty Andrea, egyetemi tanár, D.Sc.

2015

*Egy látogatónak, aki úgy mutatkozott be, mint
az Igazság keresője, ezt mondta a Mester:
-Ha valóban az Igazságot keresed, akkor van valami,
amire mindenek felett szükséged van.
-Tudom. Az igazság szenvedélyes szeretete az.
-Nem. Állandó készenlét annak elismerésére, hogy tévedhetsz.*

Anthony de Mello S.

Tartalomjegyzék:

1. Bevezetés	7
2. Célkitűzések	8
3. A Kelet-Mecsek kora-kréta magmatizmusára és ércesedéseire vonatkozó korábbi ismeretek áttekintése	10
3.1 Magmás tevékenység	10
3.2 Geodinamika	13
3.3 Az üledékgyűjtő sajátosságai, a vulkanizmus időtartama	15
3.4 Őslénytani megfigyelések	17
3.5 Hidrotermás tevékenységek	18
4. Az kora-kréta kori vulkanizmushoz kapcsolódó ércesedések és ércindikációk bányászati vonatkozásai	20
4.1 Vasérc	20
4.1.1 Pusztakisfalu	20
4.1.2 Zengővárkony	23
4.2 Arany és ezüstérc	24
4.2.1 Magyaregregy, Barnakő („Aranybánya”)	25
4.2.2 Kárász, volt strand környéke („Aranybánya-gödör”)	26
4.2.3 Pécsvárad, Réka-völgy („Péncz-bánya”)	28
4.2.4 Beazonosíthatatlan arany-, ezüst indikációk	32
5. Kutatási módszerek	33
6. Kutatási eredmények	36
6.1 Teleptelérek a Liász feketeszéntelepben, Pécs-Vasas	36
6.1.1 Földtani környezet	36
6.1.2 Ásványtani vizsgálatok a kontaktustól való távolság függvényében	38
6.1.3 Fluidzárvány vizsgálatok	42
6.2 Toarci feketepalába nyomult teleptelérek hidrotermás-metaszomatikus folyamatai, Pécsvárad, Réka-völgy	44
6.2.1 Földtani környezet	44
6.2.2 Ásványtani vizsgálatok a kontaktustól való távolság függvényében	47
6.2.3 Fluidzárvány vizsgálatok	53
6.2.4 $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok	53
6.2.5 Nyomelemzési adatok	54

6.3 Aaleni mészkő hematitos-goethites ércesedése, Pusztakisfalu	54
6.3.1 Földtani környezet	54
6.3.2 Ércszöveti megfigyelések és nyomelemzési adatok	55
6.4 Rákkoprolit-tartalmú goethites ércesedések és szeladonitos kitöltések	57
6.4.1 Alsó-kréta kori konszolidálatlan mészsízapba hatoló teleptelér menti vasércesedés, Zengővárkony	57
6.4.1.1 Földtani környezet	57
6.4.1.2 („Alsó”) hialoklasztit	60
6.4.1.3 Intruzív párnabazalt pirites-goethites, peperites mészkőzárványokkal	60
6.4.1.4 Csöves-szerkezetű pirites-markazitos hidrotermás csatornák intruzív párnabazaltok között	68
6.4.1.5 („Felső”) hialoklasztit	70
6.4.1.6 Vasérc	70
6.4.1.7 Ércfedő mészkő	71
6.4.1.8 Szöveti vizsgálatok	72
6.4.1.8.1 Vasérc	72
6.4.1.8.2 Fonals struktúrák hialoklasztitban	74
6.4.1.9 Nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok	76
6.4.1.9.1 Intruzív párnabazaltok közötti mészkőzárványok közvetlen mennyiségű pirites koprolittal	76
6.4.1.9.2 Intruzív párnabazaltok közötti csöves-szerkezetű pirites-markazitos képződmények	77
6.4.1.9.3 Oxidálódott pirites képződmények és goethites vasérc	79
6.4.1.10 Fluidzárvány vizsgálatok	79
6.4.1.11 K/Ar kor	80
6.4.2 Goethites koprolitos vasérc a Hidasi-völgyi volt vadászház környékén	
6.4.2.1 Földtani környezet	81
6.4.2.2 A goethites érc nyomelemntartalma	83
6.4.3 Szeladonitos rákkoprolit-tartalmú járatok a Hidasi-völgyi márgában	83
6.4.3.1 Földtani környezet	83
6.4.3.2 Fluidzárvány vizsgálatok	84
6.4.4 Szeladonitos-goethites rákkoprolitokat tartalmazó vulkano-szediment összlet, Komló-Jánospuszta - Szöge-hegy és Hamvas-völgy közötti terület	86

6.4.4.1 Földtani környezet	86
6.4.5 A Kelet-Mecsek egyéb, rákkoprolitokat tartalmazó képződményei	91
6.5 Hialoklasztitok és párnabazaltok pirites-goethites indikációi	93
6.5.1 Hidas-völgy, Csurgói mellékárok	93
6.5.1.1 Földtani környezet	93
6.5.1.2 nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok valamint TOC-tartalom	94
6.5.2 Magyaregregy, Vár-völgy	94
6.5.2.1 Földtani környezet	94
6.5.2.2 Nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok	95
6.6 Peperit és hidraulikus breccsa, Magyaregregy, Petrác-völgy és Iharos-kút	95
6.6.1 Petrác-völgy	95
6.6.1.1 Földtani környezet	95
6.6.2 Iharos-kút környéke	96
6.6.2.1 Földtani környezet	96
6.7 Pirites indikáció berriázi mészkőbe nyomult bazalttelér kalcitereiben, valamint kovásodot titon tűzköves mészkőzárvány vulkanoklasztitos környezetből, Magyaregregy, Barnakő	99
6.7.1 Földtani környezet	99
6.7.2 Nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok	100
6.7.3 Fluidzárvány vizsgálatok	100
6.8 Hematitos neptuni telérek, Ófalu, Goldgrund-völgy	101
6.8.1 Földtani környezet	101
6.8.2 Nyomelemzési adatok és TOC-tartalom	104
7. Következtetések	104
7.1 A magmás képződmények és a befogadó üledékek/üledékes kőzetek fizikai kapcsolata az alsó-kréta kori benyomulások idején	104
7.1.1 Teleptelérek képződése	104
7.1.2 Kokszosodási folyamat a teleptelérek mentén	105
7.1.3 Intruzív párnabazaltok és hialoklasztitok képződése	106
7.1.4 Peperit képződés, pórúsvíz-kizökési struktúrák, hidrotermás tev.	109
7.2 A Kelet-Mecsek Jura-Kréta időszaki oxigénhiányos környezetben képződött üledékeinek/üledékes kőzeteinek ércképződésben betöltött szerepe és ichnofossziliáinak paleoökológiája	113
7.2.1 Nyomelemzési adatok oxigénhiányos, magas szervesanyag tartalmú és pirites üledékekben	113

7.2.2	A Kelet-Mecsek alsó-kréta kőzeteinek ichnofossziliái és jelentőségük a nyomelemdúsulások és ércesedések létrejöttében	119
7.2.2.1	Zoophycos és Chondrites	119
7.2.2.2	Thalassinid rákjáratok és rákkoprolitok	120
7.2.2.3	Pirites rákkoprolitokat tartalmazó peperites mészkövek nyomelemdúsulásai és $\delta^{34}\text{S}$ értékei	126
7.2.2.4	Bakteriális nyomfossziliák	128
7.2.2.4.1	Alsó-kréta(?) pirites üledékek mikrobiális oxidációja	128
7.2.2.4.2	Bazaltos kőzetüveg mikrobiális oxidációja	133
7.3	Biomimetikus struktúrák	136
7.4	A Kelet-Mecsek alsó-kréta magmás intrúziói mentén kialakult hidrotermás folyamatok és vasércesedések genetikája	141
7.4.1	Üledékes kőzetekbe hatoló magma által kiváltott hidrotermás folyamatok	142
7.4.1.1	Pécsvárad, Réka-völgy	142
7.4.1.2	Pécs-Vasas, Liász feketekőszén-telep	144
7.4.1.3	Magyaregregy, Barnakő	146
7.4.1.4	Pusztakisfalu	147
7.4.1.5	Magyaregregy, Vár völgy, Iharos-kút; Petrác-völgy	148
7.4.2	Konzolidálatlan üledékekbe hatoló magmás intrúziók menti hidrotermás folyamatok	150
7.4.2.1	Zengővárkony, volt vasércbánya	150
7.4.2.2	Jánosipusztá, Szöge-hegy és Hamvas-völgy közötti terület	154
7.4.2.3	Hidasi-völgy, Csurgói mellékárok és a volt vadászház környéke	155
7.4.2.4	Hidasi-völgy, Pásztor-forrás (Pusztabánya)	156
7.4.3	Tenger alatti párna lávabreccsák és hialoklasztitok	156
8.	Összefoglalás	157
9.	Összefoglaló	163
10.	Summary	164
	Köszönetnyilvánítás	i
	Idézett szakirodalom	ii
	Melléklet	I

1. Bevezetés

A Tisza-egységhez tartozó Kelet-Mecsek területe a kora-kréta során vastag üledékekkel fedett rift árokrendszerhez tartozott. A kontinentális kéreg riftesedése a késő-triásztól fogva követhető amit Vörös (1993, 2001), Haas (1990), Haas & Péro (2004) és Császár (2005) kutatásai alapján szignifikáns tektonikai, litológiai és paleontológiai bizonyítékok jeleznek. A Tisza mikrokontinensnek az európai kontinens déli pereméről az óramutató járásával ellentétes rotációval való leválása szintén a kora-kréta korban következett be (Márton, 1980; Balla, 1987). Az előrehaladott kéregkivékonyodásnak és a tektonikai mozgásoknak köszönhetően az asztenoszférikus anyag 3-6 %-os parciális olvadása következett be kb. 60-80 km mélységben és kiterjedt alkáli magmás tevékenységet hozott létre (Harangi, 1994; Harangi et al., 2003). Bilik (1980) szerint a Mecsek hegység alsó-kréta vulkáni sorozata egy kb. 250 km hosszúságú és 50 km szélességű DNy-Ék irányú vulkáni zónához tartozik, azonban Császár (2005) alapján a riftzóna jelenleg ismert legnagyobb szélessége 70 km, ami a késő-kréta térrövidülést figyelembe véve eredetileg ennek akár másfélszerese is lehetett, vagyis meghaladhatta a 100 km-t. A riftesedéshez kapcsolódó magmás tevékenység során ankaramit-alkálibazalt később Na-bazanit-fonolit képződött, mely utóbbi közetsorozat termékei csak intrúziókként ismertek, míg a Na-bazanit-alkálibazalt sorozat mafikusabb kőzetei közt dominálnak a lávakőzetek (Harangi & Árváné, 1993). A tenger alatti kitörések lehetőségét először Sztrókay (1952) vetette fel a zengővárkonyi vasércesedés vizsgálata kapcsán, majd Viczián (1966) és Bilik (1974) is beszámol a tengeralatti bazaltok előfordulásairól, sőt Viczián (1966) megállapítja hogy vulkáni szigetek is képződtek, melyet később Császár és Turnšek (1996) korallzátony roncsok felfedezésével is igazolt.

Azonban a vulkanikusan aktív területek vastag üledékekkel fedett tengeri medencéiben a kezdeti magmás tevékenység során a nagyobb sűrűségű és főként bazaltos magma nem tud a felszínre ömleni és lávát alkotni, hanem a kisebb sűrűségű, laza üledékekbe hatol be teleptelerek formájában. E folyamatot elsőként McBirney (1963) vázolta, majd az 1979-es Kaliforniai öböl-beli (Guaymas-medence) DSDP (Deep Sea Drilling Project) fúrások igazolták a feltételezést, és Einsele (1980, 1982, 1985) publikációiban már hipabiszikus „szill-szediment” komplexumokat írt le. Megállapításai szerint a teleptelerek környezetéből hirtelen elvándorló pórúsvíz és az üledékeket ért gyors kompakció hatására a következő teleptelér már ezen megkeményedett felület mentén nyomul be, így egyre magasabbra

építkező teleptelér-raj jön létre. A teleptelérek feletti üledékeken belül a pórusvíz kiszökésből eredő időszakos hidrotermás működés lesz jellemző: e sajátos hidrotermás folyamatot is Einsele (1980) írta le először. A pórusvízkiszökést egy lassúbb és hosszabb idejű hidrotermás cirkuláció is követheti az üledékeken belül a szill-szediment komplexumok feletti hőáram mérések alapján (Lonsdale and Becker, 1985). A hidrotermás fluidum-mobilizációra azonban a szeizmikus szelvények tanulmányozása alapján is következtetni lehet. Ilyen eseményt írtak le a Norvég tenger paleogén üledékes ösztletéből is (Svensen et al., 2003; Planke et al., 2005).

Mivel a Kelet-Mecsekre vonatkozóan a geodinamikai és öskörnyezeti rekonstrukciók (Jáger et al., 2012) arra utalnak hogy e területen a kora-kréta során a Guaymas-medencéhez és más, üledékekkel borított, aktív riftmedencéhez (Vörös-tenger, Kelet-Afrikai árokrendszer) hasonló földtani viszonyok uralkodtak, szükségszerű a feltételezés hogy a Mecsekben is előfordulhatnak a konszolidálatlan üledékekbe nyomult bazaltos intrúziók és a hozzájuk kapcsolódó hidrotermás képződmények, ércesedési nyomok. Mivel az alsó-kréta kori magmás anyagnak vízdús üledékekbe és szervesanyagban gazdag üledékes kőzetekbe nyomulása a terepi megfigyelések alapján igen gyakori volt, az üledékes képződményeket alkotó komponensek biológiai, geomikrobiológiai, geokémiai viszonyainak, a magma-üledék/üledékes kőzet kölcsönhatásainak (pl. peperitesedés) és a kölcsönhatás eredményeként létrejövő különleges és ritkán tanulmányozható hidrotermás folyamatoknak a feltárása több földtudományi diszciplínát is érintő feladat.

2. Célkitűzések

A kutatások egyik hajtóereje az volt, hogy a A Kelet-Mecsek területén található ércesedések és ércindikációk eredetére vonatkozóan csak szerény, korszerű eszközökkel végzett vizsgálatok által nem alátámasztott ismeretekkel rendelkezünk. Közös vonásuk ezeknek az előfordulásoknak, hogy legtöbbjük esetében kimutatható a kora-kréta vulkáni működéssel való genetikai kapcsolat. A munka fő célkitűzése az alsó-kréta vulkanizmus által kiváltott hidrotermás folyamatoknak és a hozzájuk kapcsolódó ércindikációknak, kisebb ércesedéseknek a terepi tanulmányozása, korszerű laboratóriumi módszerekkel történő vizsgálata, és a megfigyelések alapján képződésükhöz vezető folyamatok tisztázása volt. feltárása és vizsgálata. Ezt az igényt csak erősítette hogy nem egyszer bukkanhatunk alsó-kréta magmás kőzetekkel összefüggésben lévő egykori bányászati tevékenységek nyomaira a Kelet-Mecsek területén, melyek levéltári dokumentumok alapján egykori vas, arany, ezüst

kutatások színhelyei voltak. Ezen ércutatások, illetve bányászati próbálkozások megalapozottságára és esetleges egykori sikerességére is kitér a dolgozat.

A vizsgálatok kezdetben a szűkebb értelemben vett ércgenetikai összefüggések és a hidrotermás-metaszomatikus folyamatok nyomozására irányultak, azonban a földtanilag nagyon változatos rendszer megkövetelte a szélesebb körű megközelítést, hiszen bizonyos ércesedési típusok és jelenségek szoros összefüggést mutattak geomikrobiológiai folyamatokkal illetve egyes hematitos indikációk esetében magának a hematitnak az anyaga is szinte teljes mértékben vasoxidáló baktériumok ásványosodott maradványaiból áll (pl. Ófalu, Goldgrund-völgy).

Más esetekben iszaplakó rákok nagymennyiségű ércesedett koprolitjainak felhalmozódása járult hozzá az '50-es években Zengővárkony mellett bányászott vasérc fő tömegéhez. Ez utóbbi ércesedés esetében a vulkanizmussal való kapcsolat biztosra vehető volt, azonban az ércesedési rendszer bonyolultsága miatt csak ismételt terepi és laboratóriumi vizsgálatok után kerültek a dolgozatban bemutatott helyükre az egyes paragenetikai elemek, melyek kiderítéséhez a Mecsek más alsó-kréta vulkanoszediment feltárásainak felkutatása és analógiaként való alkalmazása elengedhetetlen volt. A törvényszerűségek feltárása után sikerült több, a zengővárkonyival megegyező genetikájú ércesedést feltárni. A Kelet-Mecsek némely pontján (Jánosipusztá-Magyaregregy térsége, Pusztabánya térsége, Pusztakisfalu-Zengővárkony térsége) jól vagy kevésbé jól feltáródó vulkano-szediment képződmények találhatóak, melyek intruzív gyökérrégiója a vízfelszín felé magasodó vulkáni struktúrák és atoll-szerkezetek első építkezési fázisait és a magmás működés korai stádiumát jelzik.

A szill-szediment komplexumokban a hidrotermás folyamatok során létrejött képződményekben számos olyan struktúra is tanulmányozható mely létrejött a nemlineáris rendszerek komplexitását mutatja (Diffusion Limited Aggregation: DLA, Ostwald-Liesegang ritmicitás. Hopkinson et al., 1998; Ortoleva et al., 1987; Ortoleva, 1994; Toramaru et al., 2003). Ezen struktúrák a legtöbb esetben nehezen különíthető el hasonló megjelenésű bakteriális képződményektől: pl. „kémiai sztromatolit”-ok (McLoughlin et al., 2008; Bianciardi et al., 2014), elágazó-fonalas 1-2 μm széles kicsapódások (Hopkinson et al., 1998), ahol a bizonyos struktúrák képződésének mechanizmusa nem minden részletében tisztázott. A biomimetikus struktúrák felismerése nemcsak ércgenetikai szempontok miatt bír nagy jelentőséggel, hanem a földi élet keletkezése és az extraterresztrikus élet kutatása szempontjából is. Erre jó példa (Bianciardi et al., 2014) munkája, mely a földi biogén sztromatolitok és a marsi hasonló struktúrájú képződmények mintázatát vizsgálta. A Kelet-Mecsek vulkano-szediment képződményeiben jelentős mikrobiológiai hatású

fémakkumuláció képződéséhez is megvoltak a feltételek, így a képződményekben előforduló biomimetikus/biogén mintázatok, struktúrák elkülönítésére, keletkezésére és jelentőségére is kitér a dolgozat.

Az alsó-kréta magmás tevékenységhez kapcsolódó ércindikációk és ércesedések vizsgálatának gazdaságföldtani vonatkozásai sem elhanyagolhatóak, bár a szakirodalmi és bányászattörténeti adatok alapján az elsődleges folyamatokhoz nagyobb mennyiségben csak vasércesedés volt kapcsolható, ám az utolsó ércgenetikai megfigyelések és leírások is az 1950-es években készültek, így a képződményeknek a legújabb tudományos ismeretek alapján történő megközelítése valamint az újabb vizsgálati módszerek segítségével történő ércgenetikai szempontú vizsgálata is időszerű volt.

3. A Kelet-Mecsek kora-kréta magmatizmusára és ércesedéseire vonatkozó korábbi ismeretek áttekintése

3.1. Magmás tevékenység

A Kelet-Mecsek magmás kőzeteiről elsőként Kitaibel Pál 1799-es baranyai, és 1808-as szlavóniai útinaplójában találhatunk rövid leírásokat. 1799-es útja során Hosszúhetény mellől mállott bazaltot említ, 1808-as terepi vizsgálódásai során ismét a Keleti-Mecsekben járva a Szamár-hegy mállásnak indult fonolitját a következőképpen írta le: *„Amint a hegyről a völgy felé jöttünk, olyan kőzetre akadtunk, mely a bazalthoz volt hasonló...ez sűrűn tele volt mézspát kristályokkal. Az elmállásnak kitett részei az elmállott földpát következtében olyanok voltak, mint a szivacs vagy mint a kenyérbél, lyukacsosak”*. (in.: Horváth et al 1939). Zipser (1817) a szentelepes összlet kísérő kőzetei kapcsán porózus porfir kőzetekről írt. Beudant (1818) a hegység területéről fonolitot, piroxéneket tartalmazó bazaltot, különböző fokon bontott zöldköveket, mandulaköveket és hólyagos kőzetet írt le. Hauer (1870) átnézetes földtani térképén a „strambergi” mészköveket számos helyen áttörő augitporfirt jelölt. Szabó (1871) egy kőszénösszletet áttörő telért földpát-, amfibol- és piroxéntartalma alapján dioritnak írt le. Az első részletes ásvány-kőzettani leírásokat azonban a XIX. század vége felé Hofmann (1876) közölte. Felismerte az alsó-kréta korú üledékes kőzeteket és vulkanitokat. Böckh J.-hoz írt levelében az alsókréta eruptívumokat 3 csoportra osztotta: amfibol-, augit-amfibol- és augitkőzetekre, melyek közül az amfibolos kőzeteket a fonolitokhoz, az augitkőzeteket a földpátbazaltokhoz, a kettő közötti átmeneti augit-amfibolkőzeteket pedig a trachidoleritekhez

sorolta (ez utóbbi közetnév egészen az 1980-as évek közepéig használatban is volt), sőt egy jelentős olivintartalmú típust is említett, melyet már a pikritekhez sorolt. Rath (1879) a Vasas környéki kőszénösszletben található telérkőzetekről írt, melyeket „diabázból levezethető kőzetek”-nek tartott. Hofmann (1907) kréta időszak augitporfirról és amfibolitos zöldkövekről tett említést. A vulkanitok átfogóbb ásványtani és kőzettani vizsgálatát és csoportosítását elsőként Mauritz (1913) végezte el, aki az alsó-kréta bazaltok alkáli jellegét is elsőként ismerte fel. Székyné (1952) a komlói feketeszenösszletből szintén alkáli magmás kőzeteket említ. Bilik (1966) újraértékelve a korábbi osztályozást, és az újabb nevezéktan alapján a korábban „trachidolerit”-ként leírt alsó-kréta magmás kőzeteket alkáli bazaltoknak, illetve az átalakulási bélyegeket is figyelembe véve alkáli diabáznak sorolta be. Bilik (1980) állapította meg elsőként azt a tényt hogy a mecseki alsó-kréta magmás kőzetek kontinentális riftesedés során keletkeztek. Embey-Isztin (1981) az alsó-kréta alkáli bazalton végzett vizsgálatai alapján szintén a kontinentális riftesedési környezetet jelölte meg a magmatizmus forrásterületeként. Dobosi (1985, 1987) piroxéneken folytatott vizsgálatai is megerősítették a vulkanizmus kontinentális lemezen belüli eredetét.

A Kelet-Mecsek limonitos ércesedéseinek kutatása során azok tenger alatti vulkáni kitörésekhez való kapcsolódásának lehetőségét elsőként Sztrókay (1952) ismerte fel. Viczián (1966) és Bilik (1974) szintén tengeralatt kitört bazaltos kőzetekről írnak. Viczián (1966) megállapította hogy a vulkáni anyagszolgáltatás és a tektonikai mozgások következtében a tenger feltöltődött és helyenként kiemelkedő vulkáni szigetek keletkeztek. Szedimentológiai és mikrofaunisztikai megfigyelések, valamint Jones (1969) modelljét alapul véve Bilik (1980) a tengeralatti kitöréseket vízmélységét 100-400 m-közöttinek állapította meg.

Wein (1965) szerint a kisújványai medencében feltárt valangini – hauerivi rétegsor dél felől északi irányban vastagodik. Kisújványánál az alkáli bazaltos összlet 50 m, a Márévári-völgyben 190 m, a Máza-D-i területen 675 m-nél is vastagabb, az „északi pikkely” (Magyaregregy környéke) területén mintegy 600 m-re tehető az alsó-kréta vastagsága. Wein (1967) az előzőekben említett vastagsági értékek alapján a kitörések fő centrumának Magyaregregy környékét jelöli meg. Bilik (1980) szerint azonban a párnaláva megjelenésű bazalt, hialoklasztitok és szubvulkáni testek összes vastagsága eléri az 1000 m-t.

Wein (1961) szerint a bazaltos „láva” preformált törések mentén, többnyire azonban teljesen szeszélyesen törte át a rétegeket és ahol kisebb ellenállású kőzeteket talált (kőszén, szénpala), ott a réteglapok mentén nyomult be és magas hőmérsékletének megfelelően beolvasztó vagy kokszosító hatást fejtett ki. Nagy (1967) is hasonló megállapításokat közölt: szerinte a vulkáni képződmények az üledékes rétegeket szeszélyesen átjárták, közrefogták,

elszakított részleteiket nagyobb távolságra vonszolták, továbbá nagy mennyiségű mészkövet „olvasztottak” be és az áttört és átjárt üledékes képződményeken jelentős elváltozásokat okoztak. Kovácsvölgyi (1992) -nem publikált adat- említése Császár et al., 1996-os munkájában a Magyaregregy környéki geomágneses mérések centrális jellegű vulkáni felépítmények hálózatát mutatják. Császár et al., (1996) megállapította hogy a tenger alatt feltört vulkánok egészen a vízszint fölé is emelkedtek, sajátos, atoll-szerkezeteket alakítva ki maguk körül, és bevezette a „Mecseki-típusú” (kontinentális kérgen létrejött) atoll modellt. Korábban Viczián (1966) is felvetette a tengerből időszakosan kiemelkedő vulkáni szigetek létrejöttét. Császár et al (1996) szerint a mecseki riftzóna tengelyében, vagyis a riften belül leginkább elvékonyodott kéregrészen koncentráálódtak a kitörési központok, míg a vastagabb kéregrészen ezek száma minimális volt. Ezért a villányi zónában csak alkalmanként fordulnak elő alsó-kréta vulkanitok. Az öskörnyezeti rekonstrukció szempontjából fontos megemlíteni, hogy a késő jura és a berriasi között a villányi zóna karbonátplatformja a tengerszint fölé emelkedett, vagyis szárazulat volt (Császár 2002).

Harangi & Árváné (1993) K/Ar radiometrikus kormeghatározásai alátámasztják a vulkanizmus kora-kréta korát (100-135 millió év). A szerzők e munkájukban azt is megállapították hogy a differenciált kőzetek (tefrifonolit, fonolit) némileg fiatalabbak a bazaltnál, de ugyancsak alsó-kréta korúak (100-120 millió év). Harangi & Árváné (1993) két kőzetsorozatot különített el: I. ankaramit-alkáli bazalt, II. Na-bazanit-fonotefrit-tefrifonolit-fonolit. Az ankaramit-alkálilbazalt sorozat uralkodóan lávakőzetek, míg a II. sorozat kőzetei döntően teléres megjelenésűek. Harangi & Árváné (1993) megállapította, hogy az ankaramit és alkáli bazalt kőzetek reduktív forrásrégiójú felsőköpenyből származnak (korai kiválású Fe-Ti oxidok összetétele alapján), míg a Na-sorozat kőzetei ezzel szemben magasabb oxigén fugacitáson, illó-dús környezetben, magas P_{H_2O} -on képződtek, amelyre a Fe-Ti oxidok összetétele, valamint a víz-tartalmú szilikátásványok (amfibol, biotit valamint az elsődleges, ék-alakú és köztes anyagként előforduló kőzetalkotó analcim jelentős mennyisége utal). A két kőzetsorozat Harangi (1994) szerint kéregkontaminációt nem szenvedett. Harangi (1994) és Harangi et al (2003) az asztenozférikus anyag 3-6 %-os parciális olvadását állapította meg, mely a spinell-gránát átmeneti és a gránát stabilizációs zónájában, kb. 60-80 km mélységben történt. A fonolitos olvadék a liász összetételbe nyomulva kristályosodott ki, és három helyen bukkan a felszínre: Somlyó-Szamarhegy környékén (Szászvár), Köves-tetőn (Hosszúhetény) és a Ny-mecseki Sás-völgyben (Hetvehely). A kutatófúrások eredményei azonban arra utalnak hogy a fonolitos magmatizmus jóval elterjedtebb volt. (Székyné 1952; Árváné & Ravaszné

1992). Harangi & Árváné (1993) A Somlyó-Szamarhegy környékén gyűjtött tefrifonolitból preparált biotiton 120 millió éves K/Ar kort kapott, ugyanakkor a Ny-mecseki Sás völgy fonolitjából származó amfibol K/Ar kora 121 millió évet eredményezett. Ezek alapján a szerzők a fonolitos magmatizmus megindulását a barrémibe teszik. Szükséges azonban megjegyezni hogy a Somlyó-Szamarhegyi tefrifonolitok teljes kőzeten mért kora és a szeparált földpát frakción mért kor azonban 58 millió illetve 69 millió évet adott.

Jäger et al., (2012) elsőként bizonyította hogy a kora-kréta elején az alkálibazalt magma nem a tengeraljzatra ömlött ki hanem a laza üledékekbe hatolva dermedt meg intruzív párnabazaltból és hialoklasztitból álló telepteléreket létrehozva, ahol ezen intrúziókhöz kapcsolódó fluidális és blokkos peperitet, valamint vasszulfidos-vasoxihidroxidos hidrotermás képződményeket írt le.

3.2. Geodinamikai modellek

Wein (1961) megfigyelései szerint a Kelet-Mecsek szerkezetét meghatározó késő kréta kiemelkedéssel párhuzamos tektonikai fázis gyűrt formáinak KÉK – NyDNy –i csapása megegyezik azokkal a szintén KÉK – NyDNy –i csapásirányú törésvonalakkal, melyek az alsó-kréta vulkanizmust megelőzték, és amely törésvonalak mentén számos szubvulkáni telér is benyomult. Wein adatait a legújabb vizsgálatok is megerősítették: Maros et al. (2009) a mórággyi gránittest vizsgálatai során a legjelentősebb, ÉK-DNy-i csapásirányú és meredek (zömmel ÉNy-i, ill. ÉK-i) dőlésű törésvonalak szingenetikus illit frakcióiból kapott K/Ar koradatai döntően az alsó-kréta (130-110 Mév) illetve felső kréta (90-65 Mév) időszakba esnek. Árkai et al (2000) a Bodai Aleurolit Formáción végzett vizsgálatai is intenzív fluidummigrációval párosuló töréses deformációt mutattak ki, melyek szintén alsó-kréta (100-140 Mév) és felső kréta (75-80 Mév) kort rögzítettek. Wein (1974) szintén hangsúlyozta hogy az alsó-kréta magmás kőzetek elterjedési területe világosan jelzi azt hogy a valangini vulkanizmus a gyorsan süllyedő, árokszerű törések mentén kialakult mecseki-kiskőrösi vályú szerkezetéhez kötődik. Bilik (1980) megállapította hogy a Mecsek hegység alsókréta vulkáni sorozata egy kb. 250 km hosszúságú és 50 km szélességű DNy-Ék irányú vulkáni zónához tartozik amely a Tisza szerkezeti egységben helyezkedik el. A zóna alsókréta magmatitjait és tenger alatti lepusztulási termékeit több fúrás is harántolta, ÉK-i folytatása az Alföld aljzatában nyomozható tovább (Szepesházy 1977; Kubovics et al 1990; Bércziné et al 1997). A legkeletibb, alsó-kréta vulkanitokat és vulkanoszedimenteket harántolt fúrás a Tiszagyenda-1 (Császár 2005). Géczy (1973) alapján a mezozoikumban a Tisza-egység területe az európai

kontinentális lemez déli peremén helyezkedett el. Az alpi Tethys kinyílásával egyidőben a Tisza mikrokontinens egyes szerzők szerint már a középső jura időszakban levált az európai kontinensről (Plašienka 2000; Marroni et al 2002), azonban Márton (1980) valamint Balla (1987) megállapításai szerint a Tisza mikrokontinens az alsó-krétában az óramutató járásával ellentétes rotációval vált le teljesen az európai kontinensről és a miocénben a korábbival ellentétes irányú rotációval került a jelenlegi helyére. Ez a magmatizmussal egyidős rotáció a fonoliok K/Ar kora alapján valószínűleg már a barrémiben megkezdődött (Harangi & Árváné, 1993). Vörös (1993, 2001), Haas (1990), Haas & Péro (2004) és Császár (2005) szintén hangsúlyozták, hogy a Tisza mikrokontinensnek az európai kontinensről való leválását a késő triásztól fogva jelentős tektonikai, litológiai és paleontológiai bizonyítékok jelzik a Mecseki Zónában: a mecseki kőszénösszlet fél-árok szerkezetben való kifejlődése, folyóvízi üledékek helyére egyre inkább tavi, majd paralikus törmelékes sziliciklasztos üledékek rakódtak, végül az üledékgyűjtő süllyedésének eredményeként megjelennek a pelágikus karbonátok. Bilik (1980) alapján a terület késő-triásztól követhető süllyedése során tekintélyes, majd 5000 m-es üledékes rétegsor keletkezett. Kubovics et al (1990) szerint a kontinentális riftesedés a Pennini-óceán kinyílásának hatására jött létre, mely hatásra számos extenziós medence képződött. Harangi & Árváné, Harangi (1993, 1994) szintén megjegyzi hogy az É-Atlanti óceán kinyílása mintegy 130-120 millió éve nyugat és kelet felé is tágulós tektonikai folyamatokat idézett elő -pl. kelet felé: Viczayai-öböl kinyílása, riftesedés a Pireneusok É-i részén, az Ibériai félsziget átmeneti leszakadása Európáról, az É-i pennini ág (Valais-óceán) kialakulása; (Frisch, 1981)-, mely az európai lemez déli peremére is kiterjedt, ahol Kázmér & Kovács (1989) szerint láncszerűen alakultak ki extenziós medencék. Harangi et al (2003) közli a mecseki Alsó-kréta magmatizmusnak passzív riftesedéshez való kötődését. Harangi & Árváné (1993); Harangi (1994), Harangi et al (2003) megállapítja, hogy az extenziós tektonikai mozgások kéregkivékonyodással, az asztenoszféra felemelkedésével és ehhez kapcsolódóan kiterjedt alkáli magmás tevékenységgel jártak az alsó-kréta időszakban a Mecsek és az Alföld aljzatában nyomozhatóan. Nédli et al., (2010) szerint a riftesedéskor létrejött törésvonalak egészen a köpenyig lehatoltak, ami a köpenyanyag lassú feláramlását indukálta. Harangi et al (2003) megállapítja hogy a Mecsek-Alföld vulkáni zóna magmatitjai szoros genetikai, petrológiai és geokémiai kapcsolatban áll a Morva-Sziléziai Beszkidek szintén alsó-kréta korú képződményeivel, hiszen az európai kontinens déli peremén egykor egyazon riftzóna mentén képződtek (a mai helyzetüknél sokkal közelebb voltak egymáshoz). Ezt a megállapítást Włodyka et al., (2004) alapján a Morva-Sziléziai Beszkidek (Cieszyn, Pribor, Miedzyrzecze Górne környéke Csehországban illetve Lengyelországban) pikrit-

teschenit és alkálibazalt képződményeinek a mecsekihez hasonló méretű, ÉK-DNy-i irányultságú, 15-25 km széles, 100 km hosszúságban nyomozható vulkanikus-vulkanoszediment pászttájának megléte is erősíti. Az ukrán Kárpátok Pieniny klippen övében, vékony-rétegzett, kalpionella-tartalmú, mikrites, késő-titon és kora-berriázi korú mészkő felső részében található bazaltintrúziók és mintegy 6 m vastagságú párnabazalt geokémiai elemzése alapján (Lewandowski et al., 2005; Reháková et al., 2011) Oszczytko et al., (2012) kéregkontaminációt nem szenvedett, szintén tipikus lemezen belüli karakterű kőzeteket állapít meg. Poprawa et al., (2002) szerint a külső-kárpáti medencék riftesedése az oxfordiban illetve a kimmeridgei-ben kezdődött, mely megállapítás a mecseki megfigyelésekkel szintén szoros genetikai kapcsolatot mutat.

Nédli et al., (2010) megjegyzi, hogy a nagyméretű vulkanizmus és erősen kiürült köpenyanyag hiánya arra utal hogy a riftesedés megszűnt, mielőtt jelentős köpenyfeláramlás és köpenyboltozat alakult volna ki. Nemčok (2001) szerint a riftesedést a késő kréta tektonikus inverzió miatt nem követte spreading, illetve oceanizáció, hiszen a késő-krétában (turon-coniaci) a Pennini óceáni ágak bezáródása és intenzív takaróképződés kezdődött mind az ALCAPA, mind a Tisza egységek területén, ami az Afrikáról leszakadó Adria-blokknak az európai lemez felé tolódásának a következménye (Csontos & Vörös 2004; Haas et al., 2004). A Mecsekben az első kompressziós hatás a kora-kréta végén történt, amit a bazalt vulkanizmus megszűnése és gyűrődés kísért (Haas et al., 1999).

3.3. Az üledékgyűjtő sajátosságai, a vulkanizmus időtartama

Wein (1965) szerint az alsó-kréta rétegsor É-i irányba történő kivastagodása elsősorban a vulkanizmus és annak áthalmazott termékeinek a terhére írható. Megállapította hogy a vulkáni anyagnak a Mecsek hegység É-i szegélyén történt felhalmozódása a mecseki üledékgyűjtő É-i részének fokozott mérvű süllyedését és az üledékgyűjtő területnek -a júra szedimentációs ciklushoz viszonyítva- ebbe az irányba való áthelyeződését jelzi. Wein (1967) szerint ha figyelembe vesszük, hogy a mecseki üledékgyűjtőben a permtől a valangini emeletig mintegy 8000 m, míg a villányi üledékgyűjtőben megközelítőleg 4000 m üledékösszet gyűlt össze, magyarázatot kapunk arra, hogy miért a mecseki üledékgyűjtő területéhez kapcsolódik a vulkánosság, ahol a szerkezeti vonalak mentén mélyebbre süllyedt üledékgyűjtő tektonikailag mobilisabb volt. Nagy (1986) megfigyelései alapján a mecseki oxfordi-hauterivi periódusban a tenger alatti anyagáthalmazódás (újraüledékesedés) végig jellemző volt. Az áthalmazások bonyolultan kombinálódtak, néha egyetlen mintában 5

különböző keletkezési idejű képződményt talált, sőt több esetben leírta fiatalabb képződmény idősebbe való ágyazódását (reverz-reszedimentáció). Mindezek alapján arra a következtetésre jutott hogy a mészszip tartósan megmaradhatott konszolidálatlan állapotban, akár 30 millió évig is. Ezenkívül Nagy (1986) rámutatott arra, hogy a felső-jura - alsó-kréta rétegsorban az uralkodóan mélytengeri fácieseken kívül több esetben is kimutathatóak sekélytengeri, neritikus fáciesek (benthosz foraminifera, ostracoda) valamint mélytengeri anyaggal összekevert, áthalmazott alsó-berriasi neritikus képződmények. Az áthalmazás korát a valanginira (esetleg hauterivire) tette. Mindezek alapján kimutatta hogy a felső jura – alsó-kréta folyamán egymástól jelentősen eltérő mélységű üledékgyűjtők léteztek egymástól nem túl nagy távolságra. Ez a modell tulajdonképpen az aktív vulkáni működés során fellépő kéregmozgások során árkosodott, felszabdalt tengeraljzat képét mutatja. Harangi (1988) ennek megfelelően „seamount”-okról vagyis tengeralatti vulkáni hegyekről beszélt. A megfigyelések alapján a legidősebb, még plasztikus sajátságokat mutató meszes üledék, amelybe az alkálbazalt nyomult, oxfordi korú (Nagy 1967, Császár & Turnšek 1996, Harangi 1988, Császár 2002). Murdmaa et al., (1980) a DSDP-project kapcsán leírja hogy a recens tengeri üledékek akár az eocéntól kezdve tartósan megmaradhatnak mészszip állapotban, amire kevert mikrofosszíliatartalmuk is utal.

Bilik (1980) szerint a vulkáni anyagszolgáltatás a berriasira tehető, amit szerinte a Márévári-mészkö formáció felső, autigén breccsás, agyagos tagozatában (Hászéi-mészkö tagozat) előforduló piroklaszt szemcsék igazolnak. Számos megfigyelés, miszerint a vulkanizmus már a Jura időszak végén megindult volna (Benkő F.-né 1957, Noszky 1958, Főzy et al 1985, Császár & Turnšek 1996, Császár 2002), nem egyértelmű, ugyanis Nagy (1967) a jura üledékes képződmények és a vulkanitok viszonyát taglaló részletes tanulmányában leírja hogy a jura üledékes képződményekben csak ott találni vulkáni anyagot, ahol a közvetlen közelében alkáli bazalt áttörések is találhatóak, illetve egy későbbi jelentésében (Nagy, 1989) megállapította, hogy ahol viszonylag nagyobb mennyiségű vulkáni termék található a mészkőben, ott minden esetben bizonyítható volt az alsó-kréta kor. A Császár (2002) által említett kimmeridgei mészkőben (Kisújányai Mészkö Formáció) található bentonitos agyag jelenléte akár a vulkanizmus első indikációja is lehet, bár ezen agyagos képződményeknek a vizsgálatáról nincs említés. Érdekes itt szó szerint idézni Nagy (1989) megállapításait, aki az Alsó-kréta reszedimentációs és reverz reszedimentációs modelljével nemcsak az előrehaladó riftesedést bizonyította, de fontos megfigyeléseket végzett az üledékképződés és vulkanizmus viszonyait kutatva:

„ *A Mecsek részletes földtani térképezése során az alkálibazalt tömegek alatti legfiatalabb üledékes képződményként mindig a berriasi emelet szerepel. Érdekes ellentmondás, hogy a térképezéssel kapcsolatos földtani értékelésben mindenütt a valangini emeletre tettem a vulkanizmus kezdetét. Ezt az ellentmondást csak a legutóbbi idők rezsedimentációra irányuló vizsgálatai voltak képesek feloldani. A calpionellás szelvények részletes újrvizsgálata az új calpionella-fajok adta pontosabb biosztratigráfiai felbontás eredményeként az alábbi kép rajzolódott ki. A berriasi képződményekre valangini agyagos mészkő települ, amely az egyes szelvényekben különböző vastagságú, a Mészkemence horhosban (Magyaregregy, Hászéi mészkő tagozat sztratotípusa) pl. mindössze 1,5 m. Erre a valangini képződményre a vulkanizmust bevezető szerkezeti mozgásokhoz kapcsolódó tenger-rengések hatására calcilimoturbidit tömegek zúdultak az üledékgyűjtőbe. ezek mátrixa döntően berriasi eredetű a nannoconuszos mikritek és a benne foglalt calpionella-faunát is beleértve. Erre a turbiditre ömlöttek „rá” az első alkálibazalt feltörések, illetve ezekbe nyomultak bele. És emiatt találunk látszólag berriasi érintkezést az esetek túlnyomó többségében.*”

A vulkanizmus megszűnését illetően a nagyfokú lepusztulás miatt nincs kellő földtani információ. Wein (1961, 1967) szerint a vulkanizmus a legerőteljesebb a középső valangini tagozatban volt, de megfigyelései alapján még az hauterivi emeletben is mutatkozik néhány lávapad és bentonitos réteg. Balla (1987) paleomágneses vizsgálataira alapozva a vulkanizmus megszűnését a hauterivibe, barrémibe teszi, ugyanakkor Harangi & Árváné (1993) K/Ar kormeghatározásai alapján a fonolitos vulkanizmus csak ekkor (barrémi) kezdődött. Mindenesetre tény, hogy a fonolitos kőzetek paleomágneses irányai eltérnek az alkáli bazaltokon mért irányoktól, Márton & Szalay-Márton (1969) ami arra utal hogy mindenképpen volt időbeli eltérés a bazaltok és a fonolitok képződése között. Császár (1996) az albai korszaki Vékényi Márga formációjának mészköveiben található nagy mennyiségű vulkanit klasztjai alapján valószínűsíti a vulkanizmusnak az albai korszakig való periodikus elhúzódását, annak ellenére hogy a vulkanoklasztok és mészkő viszonya pontosabban nem tisztázott.

3.4 Óslénytani megfigyelések

Elsőként Hofmann (1907) kezdte meg az alsó-kréta üledékekből gyűjtött kagylófauna rendszerezését, melyet később Vadász (Vadász & Hofmann 1912) egészített ki és publikált. Noszky a márévári-völgy térképezése során választotta először külön a titon rétegsor felett települő szürkésfehér, halványan zöldesszürke márgás mészkő csoportot, és sorolta a

berriáziba a Mária-forrás előtti kőfejtőből kikerült makrofauna alapján (Noszky Jenő szóbeli közlése Wein György számára, in: Wein (1959). Sztrókay (1952) a zengővárkonyi vasércből algának vélt mikrofosziliát írt le, melynek vasban gazdag tengeri környezet melletti felhalmozódásával magyarázza az érc kialakulását. Elsőként Kolosváry (1954, 1959) említette a területen előforduló alsó-kréta korallokat. Sidó (1957) tintinnida vizsgálatokkal elkülönítette a felső jura – alsó-kréta képződményeket. Sidó (1961) felső kréta (senon) nyílttengeri vörös üledéket határozott meg a vékényi völgyből, foraminiferák alapján. Szörényi (1961) az echinodermatákról, Benkő-Czabaly (1961) a gastropodákról közöl adatokat. Palik (1965) a Sztrókay (1952) által algának tartott maradványokról bebizonyította hogy Decapoda (tíz lábú rák) koprolitok és Zengővárkonyból 6 új nyomfosziliáfajt írt le. Hetényi (1968) a zengővárkonyi érces terület mellékkőzeteiből gazdag makrofaunát közölt. Horváth (1968) az alsó-kréta törmelékes üledékek ammonitesz faunáját elemezte, míg Nagy (1986) sekélytengeri bentosz foraminiferákat vizsgált alsó berriázi mészkövekből, és felismerte, hogy ezek mélytengeri anyaggal való keveredése az egymáshoz közeli üledékgyűjtők nagy mélységbeli eltérésére utal. Nagy (1988) calpionella vizsgálatai alapján valangini korú mélybatiális mészkövet azonosít, valamint meghatározta azt, hogy a gyakori tengeralatti áthalmozódások egészen az hauteriviig elnyúlnak. Bujtor (1993) gazdag cephalopoda faunát gyűjtött a kisújbányai területről, mely alapján kora-valangini üledékképződést azonosított. Bujtor (2007) a zengővárkonyi alsó-kréta ércfedő mészkőből brachiopodákat vizsgált, melyek alapján megállapította, hogy a zengővárkonyi üledékek sekély, nutriensekben gazdag tengerben képződtek. Jáger et al., (2012) a mecseki alsó-kréta képződményekből eddig nem ismert 7 új rákkoprolit nyomfosziliáfajt írt le, valamint megállapította hogy az iszaplakó rákok elterjedése a nagymennyiségű terrigén növényi anyagnak az üledékgyűjtőbe való behordásával magyarázható. Jáger et al., (2012) kénizotóp vizsgálatok segítségével megállapította hogy a kora-kréta vulkáni működés során ezen rákok nagymennyiségű, pirites koprolitjainak átkristályosodása során jöttek létre azok a pirites-markazitos hidrotermás csatornák, amit szintén a cikk első szerzője kutatásai során tárt fel.

3.5. Hidrotermás tevékenység

A kora-kréta vulkanizmushoz kapcsolódó hidrotermás tevékenységre vonatkozóan csak szórványos korábbi megfigyelések utalnak, átfogó tanulmány a kérdéskörben eddig nem készült.

Elsőként Wein (1949) figyelt fel a hidrotermás hatásokra utaló átalakulási termékekre a zengővárkonyi vasércesedés vizsgálata során, ahonnan szépen fejlett hegyikristályokat és aragonitot is említett. A vasércesedést a „trachidolerit” vulkanizmus feltörésével kapcsolatos egyidejű, vagy utólagos ércesedési folyamatnak tekintette. Sztrókay (1952) a kora-kréta vulkanizmust megelőző, esetleg az erupció alatt is folytatódó vasban gazdag tengeralatti exhalációkról írt, ahol a tengeri algáknak vélt organizmusok vashidroxidot vettek fel, és így az ércanyagot is biogén képződménynek tekintette. Sztrókay (1952) a pusztakisfalui hematitos vasércet szintén tenger alatti vasas exhalációkhoz köti, melyek a hasadékok mentén a dogger krinoideás mészkövet átjárták. A hematit képződését 250 °C körülinek határozta meg. Pantó et al (1955) a zengővárkonyi vasércet tisztán utóvulkáni vasas exhalációkhoz, vastartalmú forróvizes feltörésekhez köti, mely szerintük később áthalmazódott. A pusztakisfalui hematitos érc kialakulását a mészkő hasadékein feltörő exhalációkhoz köti. Székyné Fux (1952) a komlói feketekőszéntelepbe benyomult teleptelérek és kőzettelérek vizsgálata során megállapította hogy alacsony hőfokú hidrotermák erős „elváltoztató és kilúgzó” hatásával is számolni kell a területen. Ezenkívül beszámolt arról is, hogy a kőszén mellett a magmás kőzet teljesen kifehéredett, és porfirios elegyrészei erősen átalakultak. Közvetlenül a kontaktusnál a kőzet mindig kovásodott, továbbá pirit és kalcit halmozódott fel benne, és üregeit másodlagos kvarcsemcsék töltik ki. Megfigyelései szerint a kontaktuson a kovasav és kéntartalom jelentősen megemelkedett, a vas-, mangán-, magnézium-, alumínium-, kalcium- és kálium oxid tartalom pedig lecsökken. Ezenkívül megállapította hogy a magmás telérek plagioklasza kalcitosodott, és a szenes összletből származó kén a színes szilikátok vastartalmával reagálva piritet hozott létre, valamint a szilikátokból kovasav képződött. Nagy (1967) a felső-jura üledékes összletbe hatoló magmás testek kontakthatásait vizsgálva megállapította hogy a magmás testek mészkővel való érintkezésénél a mészkő gyakran kékes-zöldes színűvé, kristályos szövetűvé válik. Demény et al (1996) az Alsó-kréta bazalt-mészkő kontaktusán lejátszódott üledékes eredetű karbonát mobilizációról és újrakicsapódásról tesz említést, ahol a bazalt lágának a mésziszap/mészkő menti kontaktusokon kifejlődött kalcitos hólyagüregeinek vizsgálatai során üledékes $\delta^{13}\text{C}$ értékeket állapított meg. Jáger & Molnár (2003) a mecseki júra kőszénes összletbe nyomult teleptelérek vizsgálatai során a mellékkőzetből hidrotermás hatásra mobilizált elem migrációt mutatott ki. Kovács-Pálffy & Földvári (2004) a Bátaapáti környéki gránit hidrotermás érkitöltéseiből vett illit mintákon triász és júra korokat mutató adatokon kívül alsó-kréta ($117,2 \pm 4,5$ M), középső-kréta ($106,9 \pm 4,1$ M) és felső-kréta ($75,2 \pm 3,0$ M) korokat is kimutattak. Maros et al. (2009) a mórággyi gránittest vizsgálatai során a legjelentősebb, ÉK-DNy-i csapásirányú és meredek (zömmel

ÉNy-i, ill. ÉK-i) dőlésű törészónák szingenetikus illit frakcióiból kapott K/Ar koradatai is döntően alsó-kréta (130-110 Mév) illetve felső kréta (90-65 Mév) időszaki fluidummozgást jeleznek. Árkai et al (2000) a Bodai Aleurolit Formáción végzett mérései is intenzív fluidummigrációval párosuló töréses deformációt mutattak ki, melyek szintén alsó-kréta (100-140 Mév) ill. felső kréta (75-80 Mév) kort rögzítettek.

Jáger & Molnár (2006) a toarci feketepala-összetbe nyomult tefrit teleptelések menti átalakulásokat vizsgálva a kontaktuson hidrotermás breccsásodást figyelt meg, valamint magasabb hőmérsékletet jelző hidrotermás hatásra képződött üregkitöltő szilikátokat (biotit, albit) írt le. A tefrit és feketepala kontaktusán található hidrotermás breccsa-képződmények kvarckristályainak másodlagos fluidzárvány vizsgálatai 4,5 súly % NaCl szalinitású oldat jelenlétét bizonyították, mely a feketepala-rétegek pórusvizének mobilizálódása során csapdázódott a kvarcban. Raucsik és Varga (2008b) agyagásványtani vizsgálatai kaolinit>illit>>illit/szmektit mennyiségi sorrendet állapítottak meg a Pusztakisfalui Mészke Formáció kőzeteiben és a 80% -os kaolinit frakció jelenléte alapján hidrotermás felülbélyegzést valószínűsítettek. Jáger et al., (2012) az alsó-kréta intruzív párnabazaltokhoz és hyaloklasztitokhoz kötődő alacsony hőmérsékletű hidrotermás rendszereket írt le a Kelet-Mecsek több pontjáról, ahol a tengervíz ezen képződményekben történő cirkulációját fluidzárvány vizsgálatokkal igazolta, valamint egyidejű lokális szénhidrogén migrációt mutatott ki. Dabi et al., (2013) az ófalui metamorf kőzetek többgenerációs kalcit ereinek fluidzárvány valamint szén- és oxigén izotóp adataiból kréta telérbenyomulásokhoz kapcsolódó oldatmigrációt mutatott ki.

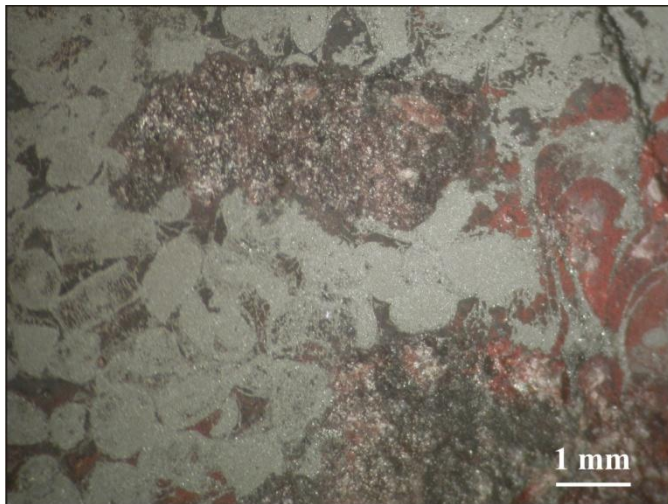
4. A kora-kréta vulkanizmushoz kapcsolódó ércesedések és ércindikációk bányászati vonatkozásai

4.1 Vasérc

4.1.1 Pusztakisfalu

A legkorábbi bányászati tevékenységekre utaló nyomok a Kelet-Mecsek területén lévő Zengővárkony-Pusztakisfalu körzetében található neolit sírokban és telepek anyagában találhatóak. Dombay (1939) ásatásai során a területről rengeteg csiszolt kőkorszaki cserépedény került elő, melynek festékanyaga hematitnak bizonyult (Dombay 1939).

A neolit telephely égetett edénydarabjai, csontmaradványok, kőbalta és pattintott tűzkő társaságában pár db. diónyi és egy ökölnyi hematitos kőzetet találtam, melynek csiszolati



1. ábra. Hematitos krinoidea maradványok a zengővárkonyi neolit telep kiszántott anyagából előkerült ércben (saját fotó).

képén jól látszanak a hematitos krinoidea maradványok és ezek átalakulási szövete. Ezenkívül kvarcerek szelik át a kőzetet, mely jellegük a pusztakisfalui hematitos ércesedésre jellemzőek a környéken (1. ábra). Az említett települések mellett található hematitos-goethites ércesedést a neolit ember ismerte és használta, ami a feltárt neolit telep mellett fekszik. A nagyobb mennyiségű, hematitos ércet a Pusztakisfalú községi kőbánya tárja fel,

míg goethites érc a zengővárkonyi volt vasércbánya területén található nagyobb arányban, bár a hematit itt is megjelenik ugyan, de jóval kisebb mennyiségben.

A középkorból maradt fenn a zengővárkonyi és a pusztakisfalui vasércbányától nem messze magasodó Zengő-hegy (682 m) akkori neve: „Mons Ferreus”, vagyis vashegy elnevezés, amit a hazai történeti forrásaink közül elsőnek a pécsváradi bencésapátság alapítólevele, illetőleg Szent István király nagyobbik legendája, a Legenda Maior említ (Szentpétery 1938). Az apátsági alapítólevelével egyben azokat a vasbányászokat is említi, akik királyi adományként kerültek az apátság tulajdonába (Fejér 1829). Húsz vasbányászról számol be itt a levél, ami az akkori viszonyok közepette jelentős bányászati tevékenységre utal. Bár a pécsváradi bencésapátság 1015-ről keltezett alapító oklevele, de még az 1158-ban készített átirata is a XIII. század elején készült hamisítvány (Szentpétery 1923), a feudalizmus korában Mátyás király kifejezetten hivatkozik a Janus Pannoniusnak (akkori pécsi püspök) tett közvetlen bányajogadománylevelében a pécsváradi apátság ércbányászati jogosítványára, s ebből logikusan feltehető, hogy a pécsváradi apátság 1015. évi adománylevelével a XIII. század elejére megállapítható vasércbányászat a XV. században is élő valóság volt (Koller 1804; Babits 1955).

A mecseki vasércbányászat régi emlékei közvetlenül a török hódoltság megszűnésével kezdenek feléledni, amikor a megerősödött nagybirtokosok az 1700-as évek elején német ajkú telepeseket hívnak az ország területére, amit később az állam intézményesen is támogatott. A Mecsek vidékére érkező, a bányászat és egyéb ipari területen nagyon magasan képzett

németajkú telepesek a régi bányaművelések nyomait is fellelheték, illetve új ércelőfordulásokat fedezhettek fel. Így kezdődött el a pusztakisfalui hematitos ércesedés (további) bányászata is Decker Fülöp pécsváradi iskolamester kezdeményezésével, társa, Hasenhendel Simon pénzbeli támogatásával (Babits 1955). A két vállalkozó 1781-ben kezdte meg működését, és 12 éven át egész komplex üzemrendszert épített ki. Az ércbányászat, s az ezen túlmenő kiskohászati ténykedés (érckohó és bucakemence létrehozása) és vasgyártás mellett Decker-ék voltak azok is, akik Magyarország harmadik kőszénbányáját nyitották meg 1782-ben (Babits 1955). Hasenhendelék vállalkozásáról más levéltári anyagban is rábukkanhatunk: egy 1783-as keltezésű latin irat a következőket írja:

Részletek a bányák és ásványok ügyében a helytartótanács által 1783. március 13-án kiadott rendeletére készített jelentésből

„Pusztafalu területén vas (ez minden bizonytalannal goethit) és acél (hematit) ásvány található. Amaz nagy, emez kis mennyiségben. Eddig három bányát nyitottak, az egyik már 26, a másik 13, a harmadik pedig 8 ölnyi hosszú...Hasenhedl Simon és Decker (itt: Tekker) Fülöp bemutatták nekem a selmeci bányatörvényszéktől nyert engedélyező bárcájukat (Scheda indulatoria) és a szokásos vizsga után nyert beiktató levelet (scripta investitura)” (OSZK.Fol.lat 289/1-2) Az irat beszámol arról is, hogy a bányaműveléshez szükséges fát az uradalomtól nem tudják beszerezni, mivel annak árában az uradalmi tisztségviselőkkel nem tudtak megegyezni, még megismételt kérelmeik után sem. Deckerék minden munkát készpénzzel kellett hogy fizessenek, mivel személyes jogállásuk nem tette lehetővé hogy robotosokat fogadjanak, így lassacskán tönkrementek, és az ércbánya a pécsváradi uradalomra szállt vissza (Szent István király által alapított pécsváradi bencés apátságot (uradalmat) 1777-ben Mária Terézia a Magyar Tudományegyetemhez csatolta. (Haas 1845-) A termelés fokozatos csökkenése mellett végül 1794-et követően el is sorvadt a bányászat, majd a bányát a helytartótanács javaslatára a pécsváradi jószágkormányzóság be is zárta (Babits, 1955), így Kitaibel Pál, a kor egyik legkitűnőbb természettudós polihisztorja, mikor 1799 szeptember 4-én pustakisfalura látogatott, már csak a vasércbányászat nyomaira hivatkozhatott csak: *„Pusztakisfalunál, mely a tanulmányi alapé, egy dombon szemben a kocsmával vasérc után kutattak. A talaj itt barnás piros. A vasérc sötét vagy sötétpiros. A falucska 24 házból áll. Lakosai zsellérek. Van itt egy kőfaragó, aki az apátvarasdi homokkőből kereszteteket és sóőrle malomköveket készít. A kőzet szürkés fehér, csillámmal kevert. A kőzet, amelyben vasérc van, kis mézspát kristályokból áll, melyeket piros színű okker köt össze. Ez a kőzet feldolgozva igen mutatós lenne.”* Máshelyütt a szövegben megjegyzi Kitaibel hogy: *„pusztakisfalunál vasművek is voltak”*. (Horváth & Gombocz 1939)

A pécsi kincstár 1807-ben a mecseki kőszénbányászat fellendítése érdekében, ún. kincstári bányai igazgatóságot, „bányakormányt” állított fel. A kincstári bányai igazgatóságot a Mecsek hegység első „igazi” geológusa, és kutatója, Peter Maria Berks vezette 1808-tól 1845-ig, mindössze egy írnokkal és egy szolgálival (Berks-et a kőszéneken kívül a pusztakisfalui érc is foglalkoztatta. Berks főképpen azt kutatta, hogy a pusztakisfalui vasérc elsődleges-e az előfordulás helyén, vagy pedig másodlagosan, egykor vasban gazdagabb ércek bomlása során alakult ki. Tekintettel arra hogy a vaskövekben tengeri eredetű zárványokat látott, az utóbbira következtetett(!) Bizonyosságául annak, hogy a pusztakisfalui bányaművelések valóban a vasércbányászat célját szolgálták, a régi táró egyik összement vágatát és egy itt talált beomlott aknát újrainyitottak. (Babits, 1955). Hogy újbóli vasbányászat nem kezdődött el, annak a vasérc minőségének és eloszlásának ingadozása lehetett az oka.

4.1.2 Zengővárkony

Nem messze a pusztakisfalui vasércelőfordulástól, Zengővárkony és Pusztakisfalú között félúton, a hajdani mészegetők melletti völgyben az 1930-as években Dezső Rezső kataszteri mérnök a saját maga által készített mágneses mérőműszer segítségével egy újabb vasérctelepet fedezett fel, melynek vastartalma a pusztakisfalui előfordulásétól ugyan elmarad, de mennyiségében nagyobbnak mutatkozott nála. Dezső egyébként a telkibányai aranykutatásait felhagyva érkezett a Mecsek hegység területére kőszén és elsősorban vasérc kutatására (Babits 1955). A zengővárkonyi vasércre Dezső Rezső a következőképpen bukkant rá:

„Minthogy a trachidolerit (alkáli bazalt) a mészkövet áttörve került a felszínre, a kutatásoknál abból a feltevésből indultam ki, hogy az ércet a két kőzet kontaktusán kell keresni. Ilyen eredeti kontaktust a Zengő-hegy DK-i végződésében a pusztakisfalui völgy nyugati árkában lehetett látni. Ez egy kis kibúvás (mészkő, alatta trachidolerit), amely azonban a mészkő alatt mindjárt el is tűnik. Minthogy a trachidolerit itt is erősen mágneses, a földalatti alakulatát a deklináció relatív mérésével nyomoztam ki, amely eljárást hazánkban Br. Eötvös Lóránd geofizikus alkalmazta elsőnek a Fruskagóra-hegységben. A mérést a következőképpen végeztem el: A területen 1 km szélességben 7 É-D-i irányú vonalat tűztem ki. Ezeket a vonalakat a méréssel délről észak felé haladva 20 méterenként, majd 10 méterenként, sőt ahol kellett ennél sűrűbben is megmértem a deklináció térbeli változásait. Eredményül a mágneses trachidoleritnek a térképen piros vonallal kihúzott északi és déli szélét kaptam. E piros vonal mentén kutattam a kontakt képződményű vasércre. Nyugatról a III. ÉD-i vonalban

az északi szélen mért 2°12 értéknél a mészkő alatt a vasércet meg is találtam. Az itt behajtott 100 m-es tárna az érctelep csapásában halad...” (Molnár 1957)



2. ábra. Zengővárkony, a vasércbánya egyik légaknája (saját fotó).

Dezső Rezső a felmérés után 1942 nyarán a legmagasabb anomália helyén a pusztakisfalui mellékvölgyben megindította a kutatótárók kihajtását. A zártkutatómányt 1952-ben államosították, majd 1844 fm vágathajtás után 1955-ben termelőüzemmé alakult, ahonnan 3 év alatt 25 000 tonna ércet termeltek ki. A nagyobb

bányagépeket Rudabányáról hozták, ezenkívül Rudabányáról érkezett 30 képzett

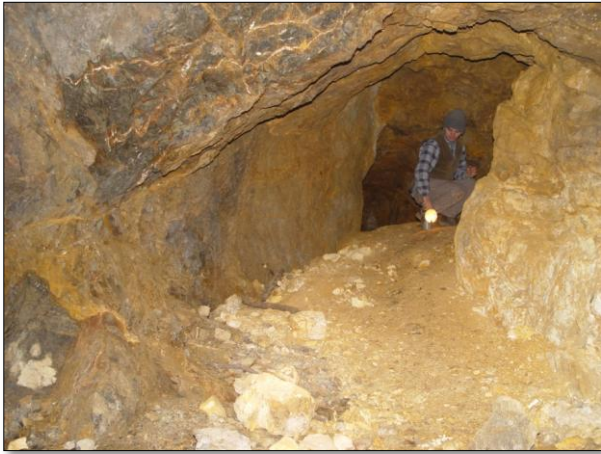
bányász is (Baranya Megyei Honismereti emléklapok, 1985). Az 1956-os forradalom idején beállt áramszolgáltatási hiány miatt a szivattyúk leálltak, és a vágatok víz alá kerültek (Fülöp 1960), majd a bányát berobbantották (Baranya Megyei Honismereti emléklapok, 1985). Ma az egyik bányabéjárat kb 100 m-en még járható, valamint kötéllel járható az egyik légakna is (2. ábra). A bányában kénytelenül hagyott műszaki eszközök, kellékek, gépek, sinek értéke 1957-ben összesen 98.000 Ft-nak adódott. Csak érdekességképpen néhány az otthagytott tárgyak listájából: 1 db lövőgép - 4501 Ft, 5 db billenő csille - 9260 Ft, 3 db Schrapper-vitla - 57528 Ft, 640 fm kisvasúti sín - 4288 Ft, 480 db 60 mm-es vascső - 6672 Ft. 2 db vastalicska 187 Ft. Az ércfeltáró vállalat készletszámítása szerint a letermetlen és részben feltárt jóminőségű érckészlet 3724 t.

4.2 Arany és ezüstérc

Amikor az arany, vagy ezüst szó előkerül valahol, a tapasztalat azt mutatja hogy igen hamar túlértékelődik az ott élőkben egy esetleges lelőhely, vagy vélt indikáció valós jelentősége, aminek eredménye a környék falvaiban élők fantáziájában is rendszerint kiteljesedik. Hogy mégsem hanyagolhatóak el a népi mondák és elbeszélések, annak egyszerűen az a magyarázata hogy a népi megfigyelések és mondák alapja valamilyen tapasztalás, mely később szájról-szájra hagyományozódik és útközben színesedik, kopik, átalakul, mint a folyóvízi kavics. Hogy ezekből az idő koptatta kavicsokból milyen

igazságtartalom hámozódik ki, anyagvizsgálati eszközökkel könnyen kideríthető, ha az egykori bányászati próbálkozások helyszíneit be tudjuk azonosítani.

4.2.1. Magyaregregy, Barnakő („Aranybánya”)



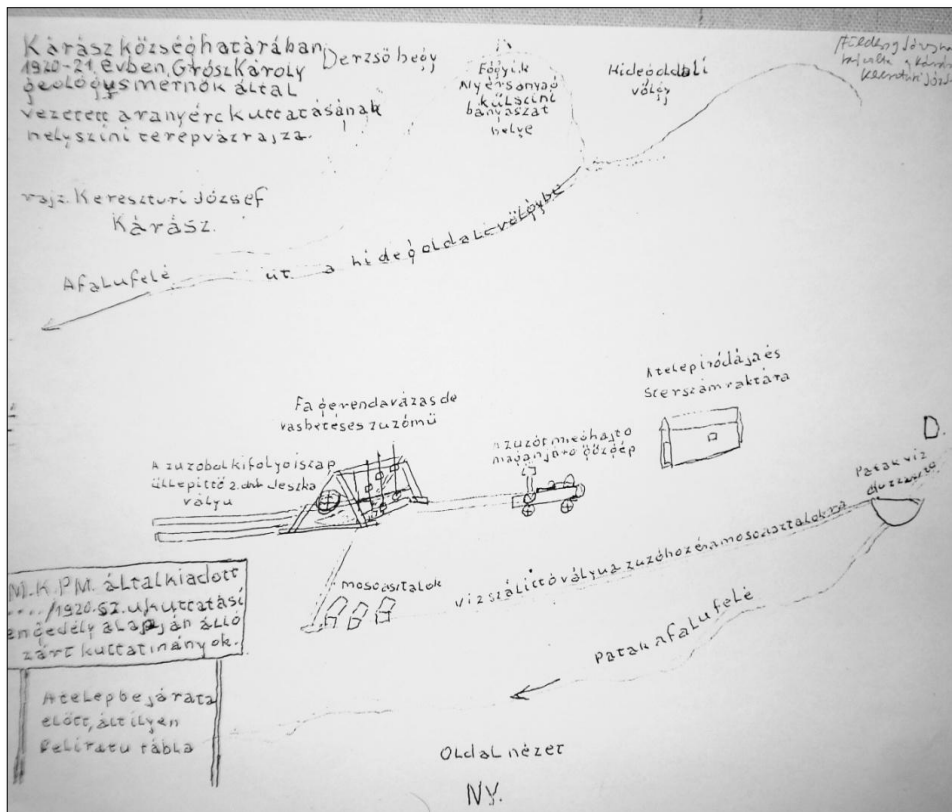
3. ábra. Magyaregregy, Barnakő, bazalttélérben létesült táró („Aranybánya”) (saját fotó).

A Sín-gödör bejáratával szemben, a Zobákpuszta - magyaregregyi műút nyugati felén hatalmas sziklatömb áll. Régi neve Sátor-kő. A monda szerint a XVIII. sz.-i rácdúlás idején a Sátor-kőnél a falusiak lesben állva kövekkel agyondobálták a fosztogatni akarókat. Azért nevezték Sátor-kőnek, mert egy szobának berendezett nagy üreg volt a belsejében, amelyben a Pécs környéki híres

Hatos betyár tanyázott. Gárdonyi Géza Egri csillagok című regényében e szikla tetejéről figyelte Gábor pap és Bornemissza Gergely a török szultán seregének elvonulását. Egy másik néphit szerint ez a szellemek tanyája volt, akik *a barlang mélyén aranyat kalapáltak*. Éjszaka dolgoztak és a faluba is behallatszott a félelmetes csattogás. A szellemeket betyárok váltották fel, akik a közelben dolgozó vagy arra tévedt leányokat elrabolták, összeházasodtak velük. Ivadékaikból népesedett be Magyaregregy...(Kárády és Oppe 1979). Azonban a Barnakő alatti tároról és funkciójáról nemcsak népmondák maradtak fenn, hanem a Mecsek-vidék hely- és dűlőnév kutatója, Reuter Camillo mérnök az 1950-es években még meg tudta állapítani a régi zúzómű helyét és a hajtóerőként alkalmazott víz idevezető árkat, valamint közölte, hogy a régi táró „aranybánya” néven ismeretes (Reuter 1960). A tárot pedig valóban aranykutatói szándékkal hajtották ki, mégpedig Grósz, Vértes és Vadas szereztek zártkutatómunkákat Magyaregregyen és környékén, legelőször 1896-ban. A kutatásokat a júra-kréta mészkövek és alkálilbazaltok kontaktusán kezdték (Pécsi Bányakapitányság adattára), többek között a Barnakőnél is, ahol piritesedést észleltek. A barnakői táró ma is látogatható, (a Magyar Geológiai Szolgálat Déldunántúli Területi Hivatala, Kassai Miklós hivatalvezetősége alatt kitesztíttatta a '80-as években, Kassai Miklós† szóbeli közlése) kb 50 m-es hosszban, 3 elágazással (3. ábra).

4.2.2. Kárász „Aranybánya-gödör”

A kárászi arany és ezüst története szintén Grósz-ék nevéhez fűződik, akik a XIX. század végén kezdték nemesfém kutatásaikat a Mecsekben. Grószék a kárászi templomtól K-re 260-300 m-re egy 40 m hosszú tárót hajtottak júra mészkő és alsókréta alkálibazalt kontaktusán (Pécsi Bányakapitányság adattára). A kutatások egészen az 1920-as évek közepéig elhúzódtak. N. László Endre néprajzkutató, muzeológus egy riportot készített az 1990-es években Keresztúri Józseffel, hajdani kárászi lakossal, aki még dolgozott Grósz-ék „aranybányájában”. A cikkben Keresztúri részletesen mesél a munkafolyamatokról, melyből álljon itt egy részlet: *„A partban rozsdakő volt volt -emlékezett vissza Keresztúri József- Ott valamikor 1880 táján mészkövet fejtettek, de a jó kő elfogyott. Ezért voltak ott azok a magasabb partok, meg a rozsdakő. Ebben volt a 20-25 cm vastagságú, arany szemcséket tartalmazó réteg. A napszámosok ezt fejtették, és hordták talicskával a zúzógéphez... Az én feladatomban Sánta Jánossal az volt, hogy a mosópadokra teregett, a zúzott anyag nehezebb fajsúlyú részecskéinek felfogására szolgáló szőrpokrócokat cseréljünk, amikor telítődtek. A pokrócokról a csillogóbb, nemesebb anyagot belemostuk az öblítőkádakba, a pokrócokat pedig visszatergettük a mosóasztalokra. Ahogy a mérnök mondta, szerkértünk. A mosóasztalon az ércből a vasszemcséket mágnespátkóval szedték ki, s ami ezután megmaradt -Keresztúri József szerint- nikkell, réz, ezüst és arany volt. Mindezt vasdobba tették át, majd vizet öntöttek rá. Ebben a vasdobban körülbelül húsz, különböző nagyságú vasgolyó volt. Végül higanyt öntöttek a dobba. A nyílását lezárták, majd hosszú ideig forgatták. Utána az aranyat, ezüstöt tartalmazó higanyt a dobból vastégelybe engedték. A tégelyből tűz fölött párologtatták el a higanyt, de az sem vészett kárba, mert a cső lehűtött végén ismét cseppfolyós lett, s újra használhatták a foncsorításra. Azt mindnyájan jól látták, hogy a tégely alján sárgán csillogó fém maradt vissza. Azt viszont, hogy a kitermelt kőzetből hány gramm tiszta aranyat sikerült kinyerni, már nem árulták el a munkásoknak. Keresztúri József azt is elmondta, hogy a titkolódzás ellenére azért hallotta, amikor a pestiek egymás közt arról beszéltek, hogy a vártnál gyengébb az eredmény, s meg sem közelíti az erdélyi lelőhelyek gazdagságát, a semminél mégis több... (N. László 1996). Sajnos Keresztúri Józseffel már nem tudtam beszélni, pár héttel halála után érkeztem csak a faluba, hogy megkeressem, ám Földessy János-nak (Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar Ásványtani-Földtani Intézet) Keresztúri József még saját kézzel rajzolt egy terepi vázlatot a volt aranybányáról (4. ábra). Ma ennek a bányászkodásnak a nyomai teljesen eltűntek, a volt táró és meddőhányó területére épületeket emeltek.*



4. ábra. a kárszi aranybánya helyszínrajza -Keresztúri József egykori helyi lakos rajza Földessy Jánosnak-(Földessy János szívességéből)

A kárszi nemesfémkutatásról azonban az ELGI-adattárban is találunk egy jelentést, miszerint az 1920-as években ugyancsak Grószék a kárszi gödör K-i oldalán a malm mészkőbányában a mészkő és alkálibazalt (a jelentésben még trachidolerit) kontaktusán kutatnak ércre s itt a pataokban egy kisebb nyílászúzó és szérke művet is létesítettek s próbálták az anyagot dúsítani, de a dúsítás a kis nemesfém tartalom miatt nem bizonyult rentábilisnek. Az e kutatásból vett próbák elemzéseit Dr. Fridli Rezső egy. tanársegéd szerint a következő adatokat szolgáltatott:

durván zúzott alkálibazaltban (a szöveg itt is trachidoleritnek írja) 21,3 gr Ag, és Au csak nyomokban. Iszapos zagyban 19 gr Ag, kézi szérrel vett színporban 27 gr Ag mutatkozott. (A szöveg jelzi hogy a súlyadatok q-ra, vagyis mázsára vonatkoznak). Amint a fenti elemzésből látjuk, az ezüsttartalom a kontaktusból fejtett alkálibazaltban tonnánként 210,3 gramm (!?). A szöveg végén még olvashatjuk hogy a fő baj az, hogy az egész területen ezek a kontakt ércesedések igen szabálytalanok s alig-alig ércesedettek a legtöbb helyen. Közli még, hogy a folyó évben a szászvári bányában található sok alkálibazalt teleptelér kontaktusáról és különböző mélységből vett mintákat, de az arany-ezüst tartalom igen csekélynek bizonyult. A

jelentés tartalma ugyan megkérdőjelezhető, de sajnos az egykori táró elpusztult, környezetére ráépítettek így mintavételezés nem volt lehetséges.

4.2.3. Pécsvárad, Réka-völgy („Péncs-bánya”)

A Kelet-Mecsek-i vadregényes Réka-völgyben, ahol Szent István király lányának (más források szerint hugának) Ágotának gyermeke, Skóciai Szent Margit születésének otthont adó XI. századi Réka-vár (Rák-vár) romjai is megtalálhatóak, a török kiűzését követően a XVII. században elsőként létesült, eddig még ismeretlen üveghuta maradványaira bukkantunk a Kelet-Mecsekben, miközben Kitaibel Pál egyik XVIII. század végi baranyai útleírásában szereplő ezüstbánya helyszínét kutattam. Később Lang Ádám levéltári kutatásaiból, és a huta létesítőinek levelezéseiből kiderül (Lang 2008) hogy a bajorországból érkező mesteremberek nemesfémindikációkat is felismerni véltek a huta közvetlen környezetében.

I. Lipót, Buda várának töröktől való visszafoglalása és Dunántúl felszabadítása után nem sokkal, 1687-ben nevezte ki az olasz származású Jány (Giani) Ferencet címzetes szerémi püspökké, és pécsvárad apáttá (Lang 2008). A hatalmaskodásairól hírhedt, de jó gazdasági szemléletű Jány Ferenc 1698 elején határozta el, hogy a pécsvárad uradalom területén üveghutát fog felállítani, evégből lépett kapcsolatba Sebastian Lentzcel, aki hutaszámtartói tisztséget viselt, majd 1770-ben Daniel Dauth-tal alsó-ausztriából, akit Jány Ferenc Lentz felügyelőjévé rendelt (Lang 2008). Daniel Dauth-nak Jány Ferenchez küldött leveleiből megtudhatjuk hogy Dauth a huta közvetlen közelében „ezüstércet” talált. Két levele Jány-hoz tehát a következő eseményekről számol be:

*„Nagyon tisztelendő, nagyságos Jány Ferenc hercegnek és szerémi püspök úrnak,
pécsvárad plébános és apát úrnak.*

Bocsánatot kérek, hogy soraimmal olyan gyakran zavarom (nyugtalanítom) nagyságodat – a nagyságod számtartójának kell ítélnie (?) ... az érc felől, amely csak egy ...kő (glasstein) – (üveggő, üvegcserep?) volt, amiről én uraságodnak meséket adtam elő (?) (hamis híreket adtam) – nagyságodat nem akartam félrevezetni, hogy az én hasznomat keressem, úgy tartsa Krisztus az én uramat...és egészségét, hogy én nem vennék olyat a lelkekre (ti. hogy félrevezessem) – én olyan ércet küldtem...amit mélyen a hegyben találtam... és ezekben a helységeken ilyeneket lehet még találni – van egy polgár Mödlingben, közel Pf...zu Meyll...hez, Bécs mellett, névszerint Jacob Dierzing, mesterségére nézve festő (mázoló), de ő

tapasztalt olvasztómester az ezüst és ólombányászat területén, ... megbízható ember... engedélyezze nagyságod, hogy ennek az embernek elküldjem azt az ércet és ő megvizsgálhassa ... (itt sok kimaradt) – engedélyezze ... a bányászatról alázatosan hírt adni. Amikor nagyságod engedélyezi nekem, hogy azt a hordó ércet elküldjem, kérem alázattal, hogy üzenjen a számtartónak is és rendelje el, hogy ... velem küldje el, minthogy én ismerem azt a lehetőséget és a német beszédet is ...

...

Pécsvárad, 1700. június 8.

Daniel Dauth (MOL, E 180 – 3.t. 191. sz.)

„Leginkább tisztelendő és nagyságos uram” stb.

A nagyságod kezéből származó, június 26-án írt sorokat alázatosan vettem, és azt írhatom a legalázatosabban ismét, hogy a fűrészmalom és az üveghuta ügyében írtam nagyságodnak, amit remélhetőleg már meg is kapott; írtam az elküldött érc ügyében is; most azt az alázatos jelentést adhatom, hogy a fekete és fényes érc ugyanazon helységről (vagy helyről) való, és van még egy érc, amelynek lelőhelye nincs messze az üveghutától és két hegy között a völgyben van, ott ahol a víz az üveghutát elhagyja, és ott keresztülfolyna az üveghutához tartozó (?) közútot hajtja (?); ez az érc nem lett kibányászva, hanem csak egy kapával kiásva; ez az egyik hegyről a másikra esik (gurul) és mindig simább (?), nemesebb és... lesz. Ezt az ércet nappal, még hozzá könnyen ásták ki, így az ember egy helyen ... épít (itt nagyobb rész kimarad) ... és kelet felé találja, ami jó jel (?).

Legkegyesebb uram, ami a fekete ércet illeti, az valószínűleg ezüst, a fényes pedig markazit, ez az anyakőzet, amelyben az érc növekszik – ezért az, aki hercegi méltóságodnak ezekről az ércekről szintén jelentést tett, annak nincs ezekről igazi tudása (az nem ért ehhez)... a rézércben nincs markazit, hanem kobalt. Valamely alkalommal az udvarbíró (hoffrichter) úrnak át fogok adni egy vasérc-darabot, akkor hercegi méltóságod fogja látni a különbséget ... tudom azt is, hogy Jacob Ditzing úr, aki Mödling-ben festő, ... hercegi méltóságodnak ugyanezt fogja mondani az ércekről (?) ... olvasztassa meg azt az ércet nagyságod, és meg fogja látni, hogy nem vezetem félre (vagy valami hasonló – ezek után még kb. két mondat az ércekkel kapcsolatban)

Pécsvárad, 1700. július 2. Daniel Dauth (MOL, E 180 – 3.t. 194. sz.)

Dauth leveleiből kitűnik hogy a Réka-völgyi hutafelügyelő nagy magabiztossággal nyilatkozik az ércek felől, és talán sejtetni enged némi ásványtani ismeretet is.

A Réka-völgyi „ezüstércre” vonatkozóan más forrásokat is fellelhetünk, így Kitaibel Pál, a Réka völgyi üveghuta létesítésétől majd 100 évvel későbbi 1799-es baranyai útja során a következőket említi: „A pécsváradi erdőben Büdes Kutnál egykor ezüstércet kerestek. A bányászat már annyira fejlett volt, hogy 70 bányászt dolgoztattak.” (Horváth & Gombocz 1939). A tulajdonképpeni Réka-völgyi üveghuta maradványaira és a közelében lévő tárorra Kitaibel ezen lejegyzése alapján sikerült rátalálni, ugyanis maga a Büdös-kút bővizű, fontos itató hely volt a környéken, mely több száz év óta folyamatos használatban volt a jószágok itatására egészen a közelmúltig (Még ma is meg lehet találni az itató vályúkat). A hely pedig a



5. ábra A teljesen ismeretlen Réka-völgyi egykori "ezüstbánya" illetve Eisenhut 1798-as térképe szerint "Péncs Bánya" (saját fotó).

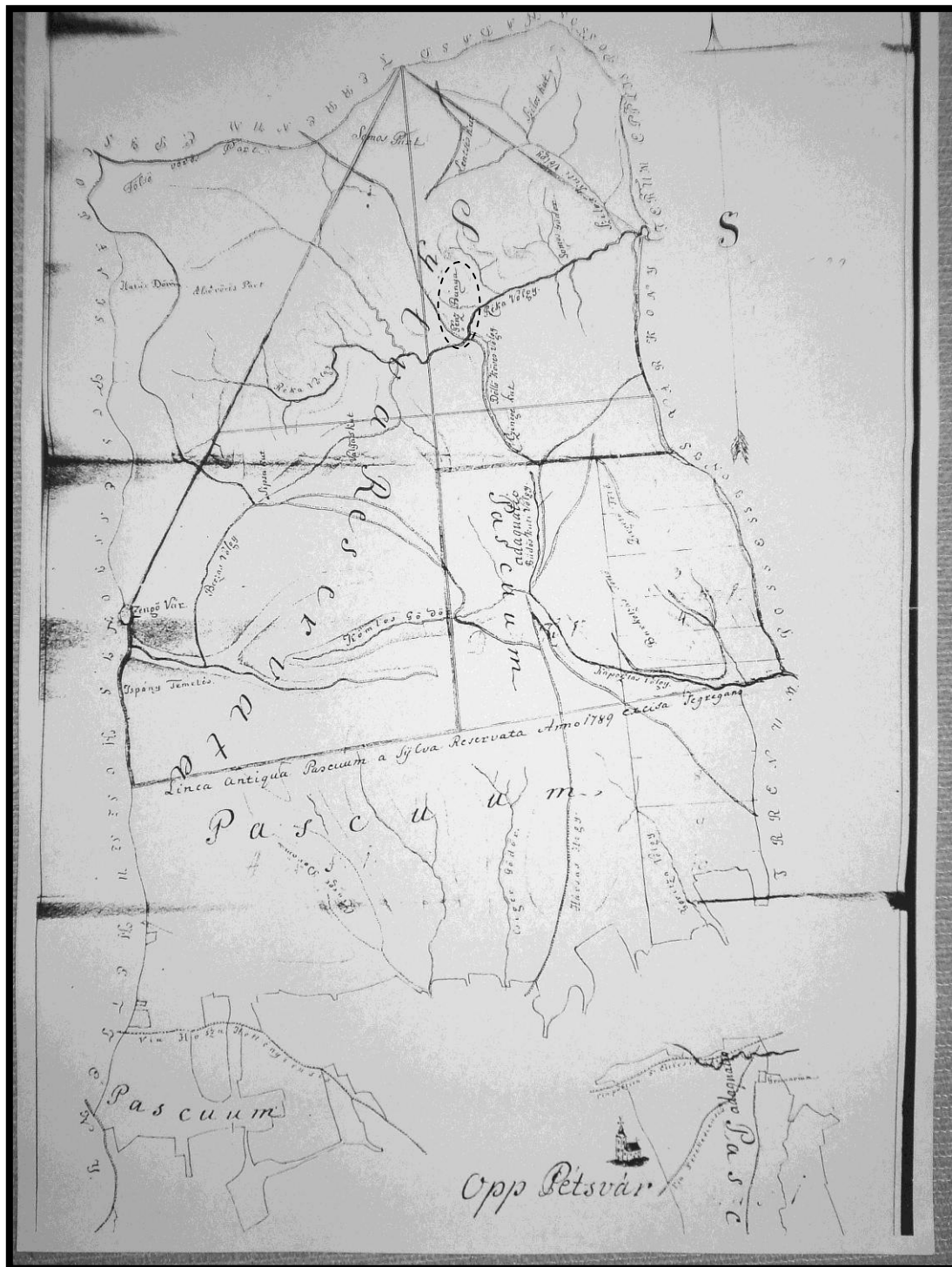


6. ábra. A tefrit-feketepala kontakton létesült egykori bányászati gödör és meddője (saját fotó)

régi térképeken is ugyanott szerepel. Magának a kútnak közvetlen környezetében csak jura tűzköves mészkő települ, azonban közel Büdös kúthoz, ÉÉNy-i irányban a Réka völgy és az un. „Döllő köves völgy” találkozásánál toarci feketepala (Dulai et al 1992) bukkan ki, amibe tekintélyes vastagságú tefrit telérek hatolnak (Jäger et al 2003). A feketepala, valamint a tefrittel való kontaktok helyenként

nagymennyiségű piritet tartalmaznak. Az egyik ilyen kontaktuson (a Réka-völgy és a Döllő köves-völgy találkozásánál létesült egykori hutától alig 60 m-re) pirithintéses tefrites kőzetbe hajtvva található meg az a 23 m-es táró (5. ábra) és a környékén a pirites ércesedés, melyről talán 1700-ban Daniel Dauth, 1799-ben pedig Kitaibel Pál is említést tesz, mint egykori ezüstkutatás helyszíne. Az „ezüstbánya” környékén lévő pirites kontakt ércesedés egykori kutatását jelzi egy horpa is, nem

messze a tárótól (6. ábra). A bányászkodás létét egy harmadik dokumentum, Georgius Eisenhut 1798-as térképe is megerősíti, amin az egykori huta melletti völgyoldalban a térkép „Pénc Bányá” helynevet jelöl (7. ábra) (BML C 22 Térképek No.2)



7. ábra. Georgius Eisenhut 1798-as térképe, a Réka-völgyben "Pénc Bányá" megnevezéssel az egykori „ezüsbányá” (a térképen szaggatott vonalú ellipszis jelöli).

4.2.4. Beazonosítatlan arany- ezüst indikációk

Egy 1783-ban keltezett levélben a következőket olvashatjuk:

Részletek a bányák és ásványok ügyében a helytartótanács által 1783. március 13-án kiadott rendeletére készített jelentésből

„Nádasd területén felfigyeltek arany, ezüst és ólom tartalmú ásványokra, melyeket megtekintésre nekem megmutatott azok megtalálója és feltárója, Rak Bertalan nádasdi lakos. Társak hiányában azonban ő egymaga nem győzte a kiadásokat, ezért az említett bánya helyét, mely már néhány ölnyi hosszú volt, betemette, és így az műveletlenül maradt, noha a püspöki uradalom két kuksza (bányarész) fejében ígéretet tett a terület ingyen átadására. 1782 novemberében az ásvány megtalálója a selmeci bányatörvényszék próbája alá vetette az ásványt, ahol beiktató levelet (latinul: scripta investitura), úgynevezett „Schurf Brief”-et nyert a bányászáshoz. Az elvégzett próba szerint egy mázsa, a nyitandó bánya szájából kitermelt ásvány $\frac{3}{4}$ unciányit (semi unciam et mediam) (233 g/t) adott. Az ekkor elnyert jóváhagyott leveleket visszatértekor Erdődy András püspöki prefektussal aláíratta és jelenleg azok Rak birtokában vannak” (OSZK.Fol.lat 289/1-2)

Hogy a fent említett arany és ezüstindikációnak köze volna a Réka-völgyi előforduláshoz, nem tudni, mint ahogy azt sem hogy egy másik vélt indikációhoz, a Kitaibel Pál baranyai útjai során említett Mecseknádasdihoz lehetne kötni: „A Nádasdi hegyen a vadászokcsma előtt balra az erdőben állítólag ezüstércet is találtak volna” (Horváth & Gombocz 1939), esetleg egy újabb elfelejtett indikációval van dolgunk.

5. Kutatási módszerek

A Mecsek-hegységben feltáródó alsó-kréta vulkano-szediment képződmények feltérképezése során a vulkáni képződmények települési viszonyait, a mellékkőzettel való kontaktusokat különös figyelemmel kezeltem és igyekeztem a terepen felkutatni az összes alsó-kréta telérhez, teleptelérhez kötődő hidrotermás ércindikációt, metasomatikus átalakulást. Az egyes, fontosabb és szignifikáns feltárásokról és képződményeiről szelvényeket szerkesztettem és különböző anyagvizsgálati módszereket (áteső és ráeső fénymenetű polarizációs mikroszkópos megfigyelések polírozott vékonycsiszolatokon, fluidzárvány mikrotermometria, induktív csatolású plazma-tömegspektroszkópiás (ICP-MS) és induktív csatolású plazma atomemissziós spektroszkópiás (ICP-AES) vizsgálatok, röntgen pordiffraktometria (XPD), pásztázó elektronmikroszkópia energiadiszperzív röntgen-analizátorral (SEM-EDS), Raman-spektroszkópia, szerves szén meghatározás (TOC), kénizotóp ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) vizsgálatok, K/Ar kormeghatározás) alkalmaztam a hidrotermás-metasomatikus folyamatok nyomonkövetéséhez. Külön figyelmet fordítottam a tenger alatti magmabenyomulások feltérképezésére, települési viszonyainak megállapítására (konszolidálatlan üledékbe hatoló teleptelér, vagyis szill, vagy már konszolidálódott üledékes kőzetbe hatoló dájka benyomulás), és a benyomulások által kiváltott hatásokra.

A **polarizációs mikroszkópos** vizsgálatok Olympus BX-51 típusú polarizációs mikroszkóppal (Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Budapest), illetve a Pécsi Tudományegyetem Nikon E600WPOL típusú polarizációs mikroszkópján történtek.

A **fluidzárvány petrográfiát és mikrotermometriai méréseket** 100 μm vastag, mindkét felületén polírozott hidrotermás kalcit és kvarc ásványmetszeteken végeztem Linkam FTIR-600 típusú hűthető-fűthető tárgyasztal és Olympus BX-51 típusú polarizációs mikroszkóp segítségével. A mikrotermometriai mérések pontossága ± 0.1 °C, 0° C alatt, és ± 1 °C, 0° C felett. A kalibráció CO_2 és H_2O tartalmú szintetikus fluidzárványok analízise során történt. (Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Budapest). A mikrotermometriai számításokat a *Salinity*-nevű excel-alapú program segítségével végeztem.

A **nyomelemzések** a kanadai ALS Laboratóriumban (Vancouver), Agilent Technologies 725 induktív csatolású plazma atomemissziós spektroszkópiás készülékkel és PerkinElmer ELAN® 9000 induktív csatolású plazma-tömegspektroszkópiás készülékkel történtek, valamint a MÁFI geokémiai laboratóriumának Jobin Yvon ULTIMA 2C-típusú induktív

csatolású plazma atomemissziós spektroszkópiás készüléke segítségével mono- és polikromátor használatával.

A **röntgen pordiffrakciós vizsgálatok** Bruker D8 Advance-típusú készüléken készültek, Bragg-Brentano eljárással, Cu K α ($\lambda=1,54 \text{ \AA}$), grafit monokromátorral. Az értékelések a Bruker DiffracPlusTM programcsomag EVA szoftverének használatával készültek. (Miskolci Egyetem) illetve a Szentágotthai Kutatóintézet Analitikai Kémiai és Geoanalitikai laboratóriumjának Rigaku MiniFlex 600-as készüléke segítségével, szintén Bragg-Brentano eljárással Cu K α ($\lambda = 1.54 \text{ \AA}$) és grafit monokromátorral. A kiértékelések a Rigaku PDXL2-es programcsomagjának segítségével készültek (Pécsi Tudományegyetem).

A **páztázó elektronmikroszkópiás vizsgálatok** Hitachi S-4800-típusú műszeren, Bruker XFlash 4010 detektor (FEG) segítségével energiadiszperzív röntgen-analizátorral (Bay-Nano Intézet, Miskolc), valamint a Miskolci Egyetem JEOL JXA-8600-típusú pástázó elektronmikroszkópjával készültek. A kimutatási határokat a melléklet 2. táblázata mutatja.

A kőzetminták **teljes szerves széntartalmának (TOC)** meghatározása Analytik Jena HT1300 (Jena, Németország) készülék szilárd mintamérő moduljának alkalmazásával történt. A minták szerves széntartalmának feltárása nagy hőfokon (950°C) történő elégetésével ment végbe. A mintákat analitikai pontossággal kerámia csónakokba lettek mérve, melyek szerves széntartalom értéke képezte a vak minta értékét. A mérés során felszabaduló CO₂-ot a készülékhez kapcsolt NDIR detektorral lett megmérve. A TOC értékek meghatározásához, a minták a szerves széntartalom roncsolása céljából 10 m/m% -os HCl oldattal voltak kezelve. A sav cseppenként történő adagolása a mintákhoz addig történt, amíg látható reakció nem volt tapasztalható a savval való érintkezés hatására. Az alkalmazott savmennyiség a minta minőségétől és összetételétől függően változott. A savas kezelés után a minták legalább 3 órán át 105°C-on kerültek szárításra. A szárítás után történt a minták TOC értékeinek meghatározása.

A **kénizotóp vizsgálatok** a SUERC laboratóriumában készültek, Glasgow-ban. A SO₂ analízise VG SIRA II tömegspektrométerrel történt. A kapott $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ eredmények a V-CDT standardizálásnak megfelelőek. Az analitikai pontosság $\pm 0.2\text{‰}$.

A **Raman-spektroszkópiai** vizsgálatok Thermo Scientific DXR Raman mikroszkóp segítségével történtek. Lézer forrás 532 nm hullámhosszú Nd-YAG.

A **K/Ar kormeghatározások** az MTA Atommagkutató Intézetében (Debrecen) készültek (mérési módszert részletesen ld. Balogh, 1985). Az Ar-tartalmat, nagy vákuumban, nagyfrekvenciájú induktív fűtés során, 1200-1500°C hőmérsékleten bekövetkező tökéletes kigázosítás révén nyerik ki a 0.25-0.1 mm szemcseméretűre összetört mintákból. A radiogén

Ar-tartalom meghatározásához stabilizotóp hígítási módszert alkalmaznak: izzítás előtt ismert mennyiségű ^{38}Ar nyomjelzőt adnak a mintához, amely a felszabaduló Ar-gázzal keveredik. Az Ar-t más gázoktól getter anyagok és kifagyasztás segítségével választják el, és aktív szénen kötik meg. A megtisztított és összegyűjtött Ar izotóparányainak ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}$, $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$) statikus mérése mikroszámítógéppel vezérelt és spektrumkiértékelő egységgel ellátott tömegspektrométer segítségével történik. A minta K-tartalmának meghatározását 0,1 g anyagon savas feltárás és Na-puffer ill. Li belső sztenderd hozzáadása után, Sherwood 420 típusú digitális lángfotométerrel végzik el. A kálium és az argon koncentrációmérések pontosságát nemzetközi sztenderdekkel (LP-6, HD-B1 and Asia 1/65) és az atmoszférikus Ar méréssel kalibrálták. A K/Ar mérés hibája (1σ) nagy számú kormeghatározás alapján lett meghatározva. A K mérés hibája 3%, amely magában foglalja a sztenderdek 1%-os hibáját. A ^{38}Ar nyomjelző hibája 2%, míg a mért izotóparányok hibája kisebb mint 2%.

6. Kutatási eredmények

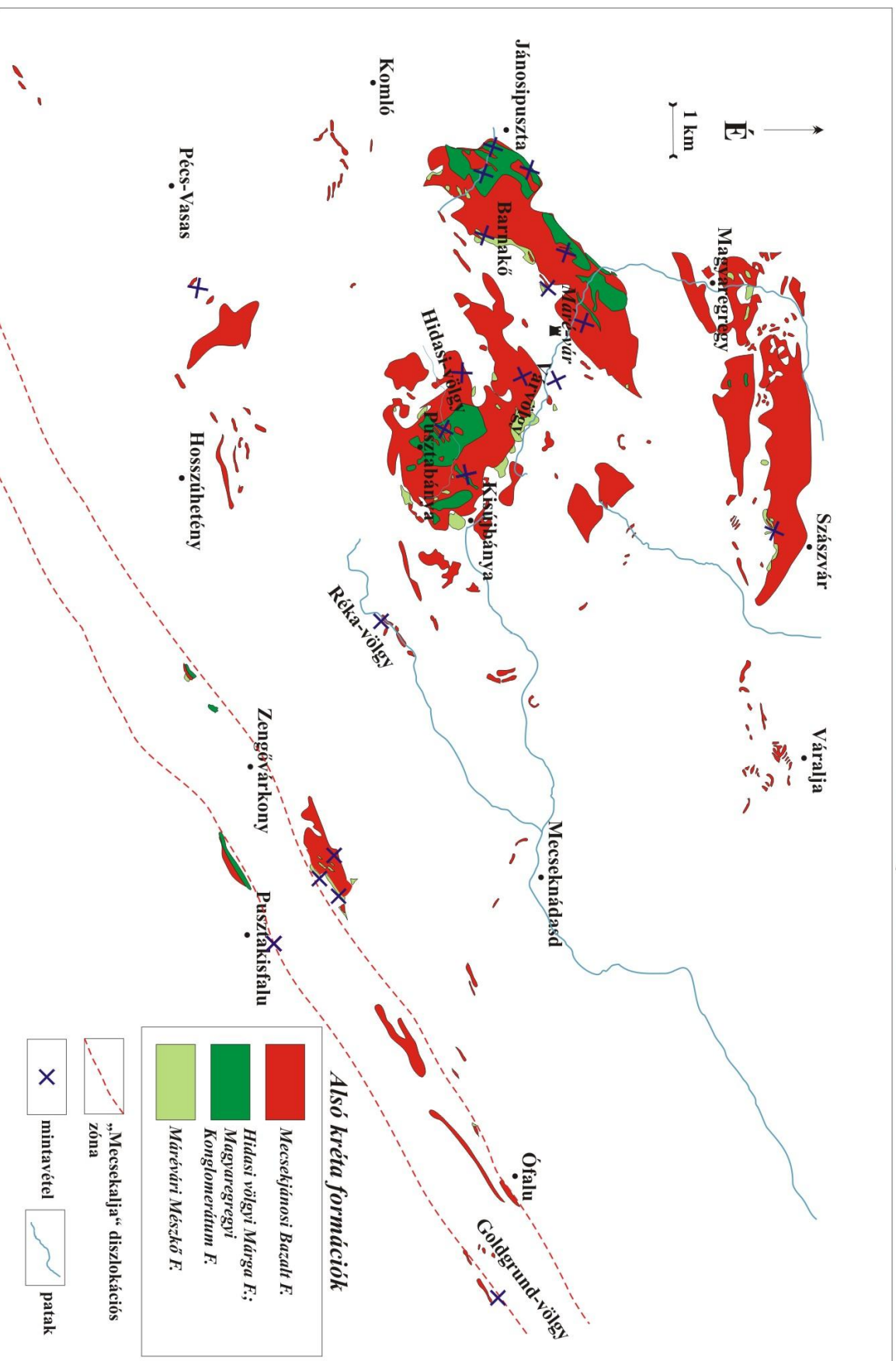
A kutatási terület vizsgált alsó-kréta vulkano-szediment formációi és az alsó-kréta kori intrúziókhoz kapcsolódó ércesedések és valószínűsíthetően alsó-kréta benyomulásokhoz kapcsolódó indikációk előfordulásait mutató áttekintő térképét a (8. ábra) közli.

6.1 Teleptelérek a Liász feketeszéntelepben, Pécs-Vasas (46°09'46 É; 18°19'07 K, 286 m tszf.)

6.1.1 Földtani környezet

A Tisza mikrokontinensnek a kezdődő riftesedése és az európai kontinensről való későbbi leszakadása már a Jura legelején követhető a mecseki „liász-kőszéntelepesség összlet” félárokban való kifejlődésében (Haas & Péro 2004). A dél-mecseki üledékgyűjtő területén a Rhaeti-Alsó Szinemuri Gresten-fáciesű kőszéntelepesség összlet vastagsága meghaladja az 1000 m-t is (Pécsszabolcson 1200 m), míg az északi Mecsek területén ez a kifejlődés mindössze 120 m (Némedi Varga 1995; Haas & Péro 2004), tehát az összlet vastagsága D-ről É felé csökken. Ennek megfelelően Vasason és Hosszúhetényben 600-700 m, Komlón 350-450 m, Szászváron 180-200 m, Nagymányokon 120 m az összlet vastagsága (Némedi Varga 1995). A három telepcsoportra tagolható sorozat folyóvízi, majd delta-mocsári, végül tengerparti-mocsári fáciesű (Császár 1997). Az összlet homokkő, palás agyag, agyagkő és feketekőszén betelepülések váltakozásából áll. A 0,5 m-nél vastagabb kőszéntelepesség száma 10-38. (Császár 1997). A kőszénösszletben három olyan, azonosításra alkalmas rétegcsoport található, amely regionálisan jól követhető a kőszénösszlet teljes mecseki, felszín közeli vonulatában: 1. Az alsó telepcsoport felső részén található zöldesszürke szideritgömböcskés homokkő és aleurolit, 2. vékony tufitszint (1-2 m) a középső telepcsoport felső harmadában, 3. a felső telepcsoport alsó részének világosszürke nyíltlagúnás-szublitorális ostreás homokkőösszlete (Némedi Varga 1995). Érdekes kérdés a mecseki kőszéntelepesség és az alsó-kréta vulkanitok viszonya. Míg Mauritz (1913) csak megemlíti a Pécs-Vasas-i széntelepben található magmás telérek és a hegység más pontjain található alsó-kréta magmatitjainak hasonlóságát, az első részletes elemzést Székyné (1952) készítette, és szoros genetikai-petrográfiai-geokémiai hasonlóságokat mutatott ki a hegység más területein előforduló alsó-kréta bázisos kőzetek és a mecseki kőszénösszlet magmás telérei között. A széntelepbe hatoló alsó-kréta magmatit

A kutatási terület mintavételi helyszíneivel



8. ábra. Földtani térkép az alsó-kréta formációk és mintavételi pontok feltüntetésével. Hetényi et al., (1982) és Fülöp (szerk.) 1964 után módosítva.

főleg alkálibazalt, alárendelten essexit és fonolit (Némedi Varga 1995). A benyomulások főként teleptelérként, alárendelten közzetelérként jelennek meg a széntelepes összletben, változó, a cm-től egészen a 92,1 m-ig terjedő vastagsággal (M-15 fúrás) (Némedi Varga 1995). A kőszenes összletbe hatoló, 1,7 km hosszú és helyenként a 100 m vastagságot is meghaladó kövestetői fonolittest, (csakúgy mint a Szászvártól délre fekvő Somlyó-Szamarhegyi fonolit is) teleptelér jelleget mutat (Némedi Varga 1995). A magmás kőzetek előfordulása a mecseki kőszéntelepekben szoros összefüggésbe hozható a Wein (1965) által felvetett Magyaregregy-környéki fő vulkáni „kitörési központ”-tal valamint a széntelepekben észlelt hidrotermás ásványtársulások megjelenésével. A kutatófúrások alapján ugyanis a magmás telérek megjelenése a kőszénösszletben a következő: Komló É-i része: 29,2 %, Szászvár: 14 %, Váralja-Dél: 10,3 %, Máza-Dél: 7,1 %, Hosszúhetény: 4,2 %, Pécs és Pécs-Szabolcs: 0 % Némedi Varga (1995).

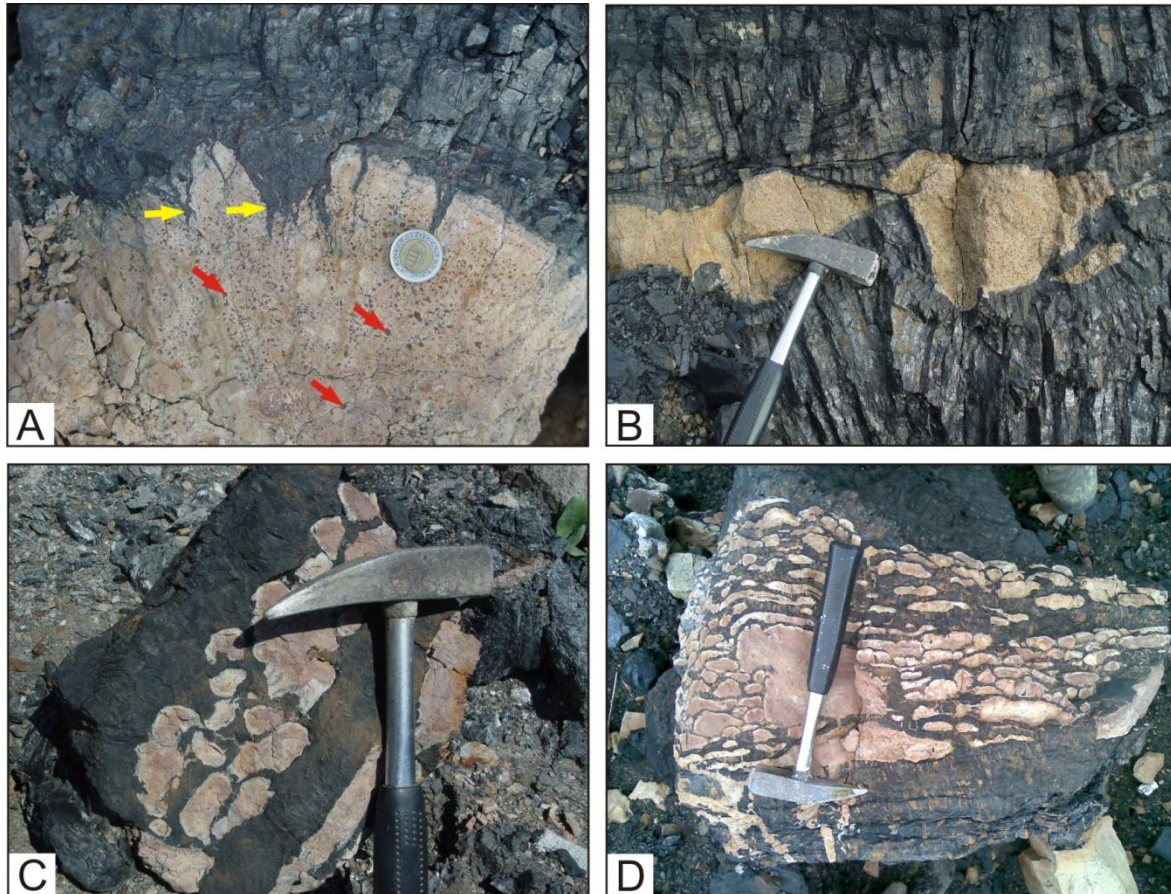
6.1.2 Ásványtani vizsgálatok a kontaktustól való távolság függvényében

A Pécs környéki széntelepek hidrotermás képződésű ásványainak hiánya rávilágít arra, hogy a pécsi széntelepekben, ahol nem találhatóak alkáli bazalt telérek, miért hiányoznak ezek a hidrotermás képződésű ásványok, (barit, kvarc, galenit, szfalerit, szinkizit-Ce) mely ásványok azon mecseki széntelepekben való előfordulása ahol alkáli bazalt, (ill. fonolit) telérek vannak mindig megtalálhatóak. Vagyis nem meglepő módon a mecseki széntelepekben a legvastagabb alsó-kréta vulkáni összlet kifejlődéseikhez közel találjuk a legnagyobb arányú magmás telér előfordulást a széntelepekben, (Komló, Szászvár) a hidrotermás képződésű ásványok előfordulását pedig csak ott várhatjuk ahol magmás telérek is előfordulnak a liász-összletben.

A szén termális átalakulása során képződött szénhidrogén származékai a hidrotermás ásványok primér fluidzárvaibaiból is kimutathatóak, nem egy esetben olyan nagy mennyiségben hogy a kvarcvázatok között a fekete „morion” is megjelenik, mely a benne lévő szénhidrogén zárványoktól ultraibolya sugárzás hatására zöld színben fluoreszkál, sőt a kvarc-kristályokat széttörve jellegzetes és erős bitumenszag érződik.

Gyakori jelenség hogy a szén a termikus hatásra fluidizálódott és a bazalt repedéseibe hatol be (9. A ábra). A szén illóvesztését követő kokszosodás szintén megfigyelhető a kontaktusokon. A kokszosodott szénrétegek a telérek mentén a megszilárduló bazaltos olvadék felszínére mindig merőleges oszlopos elválást mutatnak (9. B ábra) követve az alkálibazalt egyenetlenségeit, sőt a hexagonális elválás is kitűnően kifejlődött. A fluidizált

szén a bazaltos magma lebeny-szerű elkülönült olvadékaival keveredik (9. C, D ábra). A telérek a kontaktuson mindig jelentős mennyiségű karbonátos és pirites hólyagüregget tartalmaznak, melyet gyakran más fázisok (kvarc, barit) is kitöltenek (9. A ábra). A hólyagüreges sávok gyakran a szénrétegekbe nyomuló intrúzió és szén érintkezésével párhuzamos sávokban, a kontaktushoz mindig közeli zónákba tömörülnek.

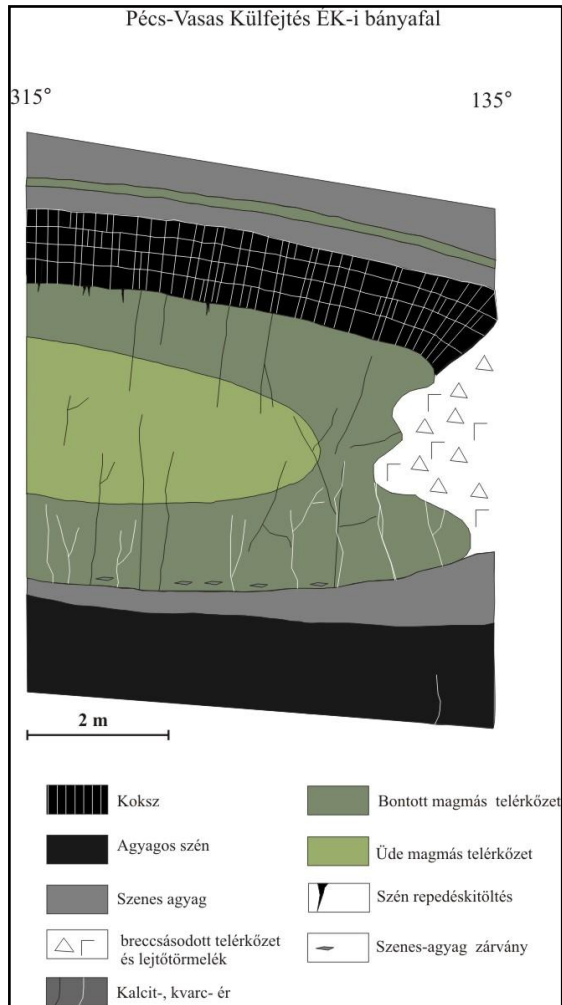


9. ábra. Fluidizált szén nyomul az átalakult alkálibazalt repedéseibe. A sárga nyilak a fluidizált szén benyomulásokat, míg a vörös nyilak a pirites hólyagüregeket mutatják (A); A magmás testek körüli kokszt oszlopai mindig a kihűlési felszínre merőlegesen képződnek (B); „fogkrémszerű” alkálibazalt (a folyásirányra merőleges metszetben) a fluidizált szénben történő megszilárdulásának eredményeként létrejövő, egymással párhuzamos struktúrái (C, D). A kisméretű magmás „lebenyek” külső felszíne a hirtelen hűlés hatására üvegesedett, majd agyagásványosodott (C, D);

A Kelet-Mecsek egyik legjobban tanulmányozható külszíni feketeszen-fejtése a vasasi bánya, ami hatalmas mérettel is bír egyben. A feltáródó üledékes összlet kőzeteinek repedéseiben, szeptáriáiban, valamint a teleptelérek repedéseiben és üregeiben egyaránt gyakoriak a hidrotermás ásványok (kvarc, kalcit, barit). Talán az egyik legszebb és legszembetűnőbb ilyen ásvány a már említett „mecseki gyémánt” vagyis kvarc. Az ilyen típusú kvarc és egyéb hidrotermás ásványok azokban a széntelepekben melyeket magmás intrúziók

nem járnak át, egyáltalán nem fordulnak elő. A magmás testek által kiváltott hidrotermás-metaszomatikus események tárgyalása előtt tehát deduktív módon is feltehető hogy a hidrotermás ásványok képződése és előfordulása valamilyen formában ezekhez a magmás testekhez kötött.

Ezek a magmás teleptelérek túlnyomórészt konkordánsan helyezkednek el a vasasi



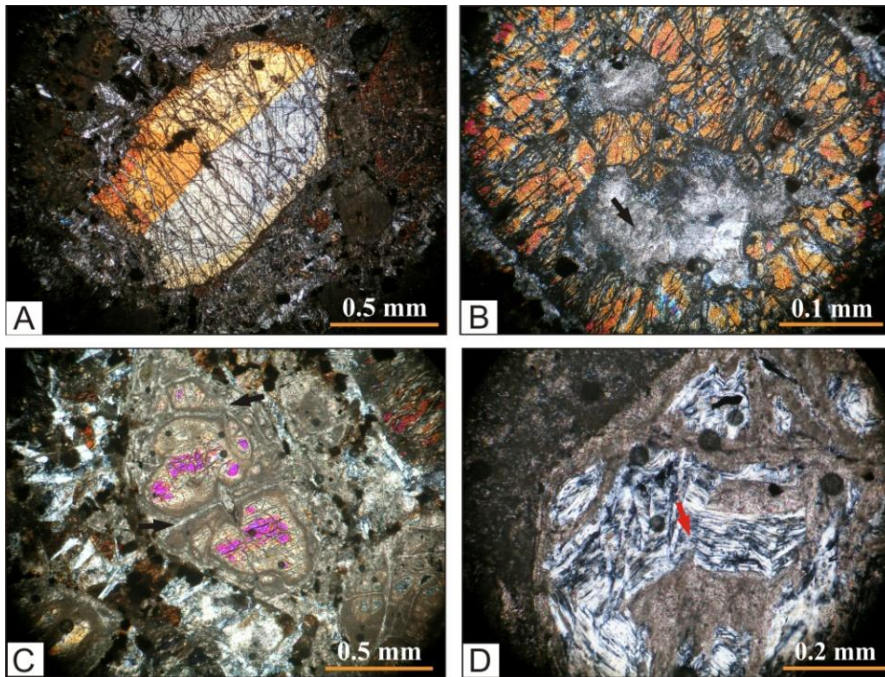
10. ábra. Szenes agyag és szén közé nyomult alkálilbazalt teleptelér szelvénye.

széntelepes összletben, legtöbbször a feketeköszén rétegeibe hatolva. A Pécs-Vasas melletti külfejtésben a telérek között akad 6-7 méter vastagságú is, melyeken már messziről megállapítható a szénrétegekkel párhuzamos hülési repedésrendszer, egy erre merőleges, rövidebb repedésekből álló és a kontaktus közelében előforduló hülési repedésrendszer, a már említett hatszöges elválású, oszlopos kocsz réteg közvetlenül a kontaktuson, valamint a telér sötétzöld színű belseje felől az alsó és felső kontaktusig folyamatosan kifakuló majd elfehéredő szín, ezenkívül jól megfigyelhető a piroxén fenokristályok méretének és mennyiségének csökkenése a kontaktus felé. A magmatitok a kontaktusoktól kb. 30 cm-es távolsáig sűrű hólyagüregesek, melyek folyásirányban gyakran lapítottak. Az üregekben pirit, sziderit, kalcit, ankerit, kvarc, barit, dickit, szfalerit és ritkán galenit jelenik meg (Szakáll et al 2005). Némely üreg eléri az 5 cm-t, az eddig

talált legnagyobb kvarckristály pedig a 2,5 cm-t. A telepteléreket sűrű repedéshálózat szeli át, melyek ásványos erekkel kitöltöttek. Az ereket kalcit, ankerit, kvarc, kalcedon, barit, pirit, alkotja, ritkábban megjelenik a pár mm-es szfalerit is. A kalcit, kvarc, barit fennöve, cm körüli méretben sem ritka. Az érhálózatban szembetűnő, hogy kvarcos erek a kontakttól csak 70 cm - 1,50 m-ig fordulnak elő a magmatitokban (egy 6,50 m-es telérben a kontakttól 1,50 m-ig, míg egy 4 m-es telérben 70 cm-ig), és főleg ott ahol a mellékkőzet szilíciumban dúsabb (pl. aleurolit). Egyes telérekben megfigyelhetőek breccásodott agyagos-szenes kőzetzárványok, ezek környezetében pedig kalcit-erek idiomorf 1-2 cm-es kvarckristályokkal.

A megfigyelések alapján a magmás telérektől 2 méterre lévő aleurolitos rétegek repedéseiben is található idiomorf, cm körüli kvarc, füstkvarc.

A hidrotermás ásványok eredetét tekintve egy 4 méter vastagságú telért vizsgáltam meg, mely szenes agyag - szén rétegbe nyomult (10. ábra). A telér belsejéből származó mintában (alsó kontakttól) 1,70 m-re idiomorf, 1-2 mm-es, szektorzónás, ibolyásan pleokróos, sokszor ikres Ti-augit (11. A ábra), valamint bontott olivin figyelhető meg. A piroxén sok esetben szeladonitosodik és kalcitosodik a repedések mentén. A plagioklászok polarizációs



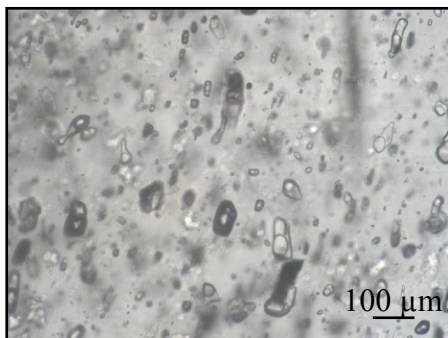
11. ábra. Mikroszkópi fotók keresztezett nikolok között. Üde, ikres Ti-augit (A); kalcitosodó augit (fekete nyíl: kalcit) (B); bontott olivin repedései mentén megjelenő kalcit (fekete nyíl: kalcit) (C); lussatitosodó olivin (lussatit: piros nyíl).

mikroszkópos mérések alapján labradoritos-bytownitos összetételűek és üdék. Ezen kívül számottevő az analcim mennyisége. Az opak elegyrészek ilmenit, titanomagnetit, pirit. Némely piritszemcse pár mikrométeres galenitet, baritot, és magas vastartalmú szfaleritet is tartalmaz (EDS-mérés). A kőzet

szövege mikroholokristályos. A kontakttól 1,30 m-re a piroxénnek csak kis hányada üde, jórészt átalakult kalcittá (11. B ábra), mikrokristályos kvarccá, szeladonittá és vas-oxidokká. A kalcit megjelenik az alapanyagban, ahol az analcim már nem figyelhető meg. A kőzetben egyre gyakoribbak a kalcit erek, a plagioklászok is kezdenek kalcitosodni. Az olivin szinte teljesen elbomlik, kalcitos és lussatitos (szálas kalcedon-változat) átalakulása gyakran jellemző (11. C, D ábra). A kontakttól 90 cm-re a piroxének teljesen átalakultak sziderit, kalcit, lussatit, kalcedon, szeladonit, nontronit és kisebb részben vas-oxid keverékké. A vas-oxid szemcsék gyűrűt képeznek az átalakult piroxének körül, valamint annak repedéseiben találhatóak. A piroxén körvanala megőrződött, tehát pszeudomorf szövet alakult ki. A piroxének szideritesedése, kalcitosodása illetve kalcedonosodása érhálózatokat és üregeket tölt ki.

Megfigyelhetőek romboédes fennőtt kalcitokból, kalcedonból ill fennőtt kvarcokból, álló erek, ezen erekben barit jelenik meg gyakran. A barit fehér-kékes színű, vékonytáblás, pár mm-es. A plagioklászok is erősebben kalcitosodtak, az alapanyag is főleg kalcitból, agyagásványból áll. A kontakttól 50 cm-re már teljesen kalcittá alakult piroxén utáni pszeudomorfózák is találhatóak, de 30 cm körül teljesen visszaszorul az átalakult fenokristályok mennyisége, a kőzet kalcitos-agyagásványos-kovás-vas-oxidos-pirités anyagú, mikrokristályos szövetűvé alakul a gyorsabb kihülés hatására. A kontakttól 30 cm-es távolságra egyre gyakoribbak a hólyagüregek a már említett kitöltésekkel. A piritésedés is igen intenzív, ezenkívül növekszik a barit aránya. Közvetlenül a telér és szén kontaktusán a szén kokszosodik, a magmatit mikrokristályos, agyagásvánnyá és vasoxidokká alakult. A repedezett, breccsás magmatitban kötőanyagként több cm-es pirit, fennőtt barit, kalcit, sziderit, mm körüli szfalerit és kvarc található. A telér alsó kontaktjától 2 m-re lévő aleurolitban kalcit erekben 0,5 cm körüli kvarc kristályok figyelhetőek meg.

6.1.3 Fluidzárvány vizsgálatok



12. ábra. elsődleges, kétfázisú valószínűleg szénhidrogén-tartalmú (folyadékfázisú szénhidrogén+gázfázisú szénhidrogén) zárványok kvarcban.

A fluidzárvány vizsgálatok főként kvarckristályokon történtek, mind az alkálibazalt üregeiből, az üledékes kőzetek repedéseiből és a peloszideritek szeptáriáiból gyűjtött mintákon. A kvarckristályok túlnyomó többsége azonban alig vagy egyáltalán nem tartalmazott elsődleges zárványokat, kivételt képez ez alól két kvarcminta. Az

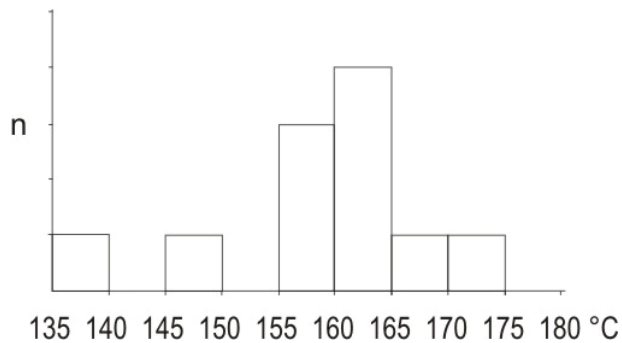


13. ábra. folyadék+gázfázisú szénhidrogén és vizes oldat zárványa kvarcban

egyik mintában alkálibazalt teleptelér kontaktzónája felett települő aleurolit repedéséből preparált sötétbarna színű kvarcban 50-100 μm-es primér fluidzárványok tömege jelenik meg a kvarc növekedési zónái mentén (12. ábra). Szobahőmérsékleten a fázisösszetétel kb. 40 % gázfázis, 60% folyadékfázis. A kvarc törésekor bitumenszagot árasztott. A homogenizációk minden esetben gázfázisban történtek szűk hőmérsékleti intervallumon belül 93 és 97 °C között. A homogenizációk alapján gázfázisú csapdázódás történt.

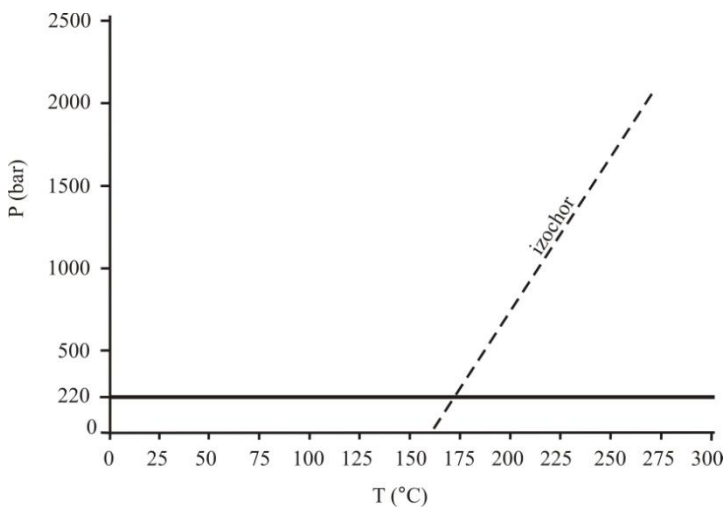
Az aleurolit kalcitereiben és repedéseiben található kvarcokban gyakoriak a többfázisú, barnás színű zárványok is, ahol a nagyobb méretű (akár 1 mm-t elérő) zárványok zöld fluoreszcenciát mutatnak (13. ábra).

Pécs-Vasas



14. ábra. A primer zárványok homogenizációs hőmérsékleteinek eloszlási diagramja

befogódás átlag minimális hőmérséklete 160 °C körüli érték (14. ábra). A zárványoldat olvadáspontja -2,7 és -3,8 °C, de a legtöbb zárvány esetében ez a hőmérséklet -3,3 °C körüli



15. ábra. A befogódás P-T értékei azonos térfogaton

ahol a hidrosztatikus nyomás és a zárványoldat kémiai paramétereinek ismeretében a mért 160 °C-os átlag minimális T_h a zárványoldat kb. 170 °C –os tényleges csapdázódási hőmérsékletét jelenti (15. ábra).

Az alkáli bazalt teleptelér kontaktusa mentén települő breccsás szerkezetű márga repedéséből gyűjtött kvarcmintában azonban értékelhető mennyiségű primer, kétfázisú fluidzárványokat lehetett kimutatni. A zárványok mérete 6 és 10 μm közötti. Szobahőmérsékleten a fázisösszetétel kb. 80% folyadék és 20% gázfázisból áll. A homogenizációk folyadékfázisban történtek, 135 és 175 °C között. A

értéknek adódott. A zárványoldat átlagos sókoncentrációja 5,4 NaCl ekv. súly%-nak felel meg (melléklet, 3. táblázat). Ha figyelembe vesszük hogy a maximális eltemetettségi idején (kora-kréta) a mintavételi pont közelítőleg 2 km-es mélységben helyezkedhetett el a tenger alatt, ahol közelítőleg 200 m-es tengermélységet is figyelembe vesszük (Bilik, 1980), nyomáskorrekciót tudunk alkalmazni,

6.2 Toarci feketepalába nyomult teleptelérekek hidrotermás-metaszomatikus folyamatai, Pécsvárad, Réka-völgy (46°11'49 É; 18°23'44 K, 355 m tszf.)

6.2.1 Földtani környezet

A vizsgált magmás telérek és a velük érintkező toarci feketepala a Kelet-Mecsek tájvédelmi körzet területén a Püspökszentlászlóhoz közeli Réka-völgyben tanulmányozható az ÉNy-DK irányú Öreghalász patak 360-340 méteres tszf. magasságú bevágásaiban és völgyoldalaiban, a Réka-kunyhó közelében.

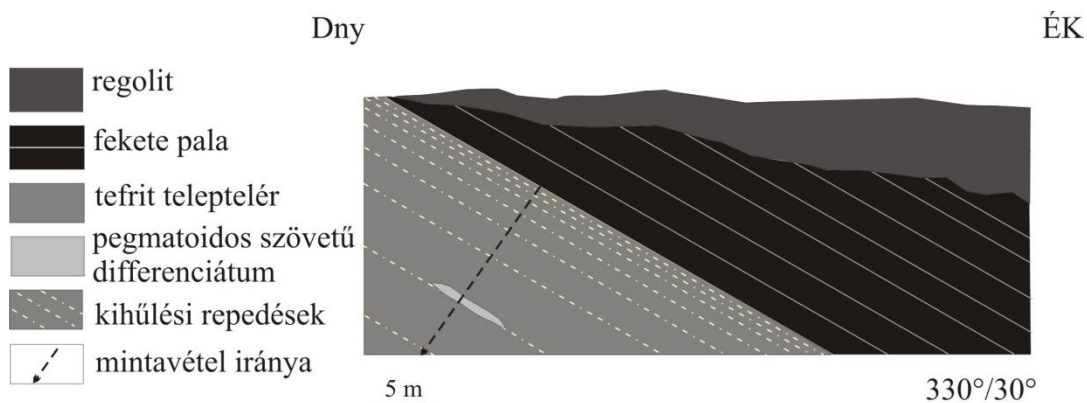
Az üledékes képződményt amibe a telérek benyomultak, Vadász (1935) leveles fekete palaként említi, szürke foltos márga felső részeként. Az összletet a toarci emeletbe sorolja. Wein (1968) a toarci emelet felső részébe helyezi a fekete lemezes palát. Géczi (1973) megjegyzi hogy a transzgresszió idején anoxikus vízréteg öntötte el a sekély selfet. Megállapította hogy ez az anoxia globálisan is követhető, a júrában történt kiegyenlített klímán történő megnövekedett planktonproduktivitás és a jégsapkák hiányának eredményeként. Dulai et al., (1992) szintén megállapították hogy a pala fekete színe, nagy szervesanyag tartalma, mm-es lamináltsága (bioturbáció hiánya) anoxikus környezetre utal, és képződése a Mecsekben egybevág a Jenkyns (1985, 1988) által megállapított, globálisan követhető toarci anoxikus eseménnyel. Varga et al., (2007) Rock Eval pirolízis eredményei szerint valamennyi minta II. típusú, éretlen kerogént tartalmaz és a szerves anyag szinte kizárólag alga eredetű (liptinit). A teljes szerves szén tartalom (TOC) 2,14 és 8,12 % között változik a kőzetben (Varga et al., 2007). Raucsik és Varga (2008b) a feketepala magas kaolinit/illit aránya alapján és a kaolinit mennyiségének időszakos megnövekedése alapján a kontinentális mállási ráta többlépcsős, ugrásszerű növekedésére következtettek.

6.2.1.1 Terepi megfigyelések

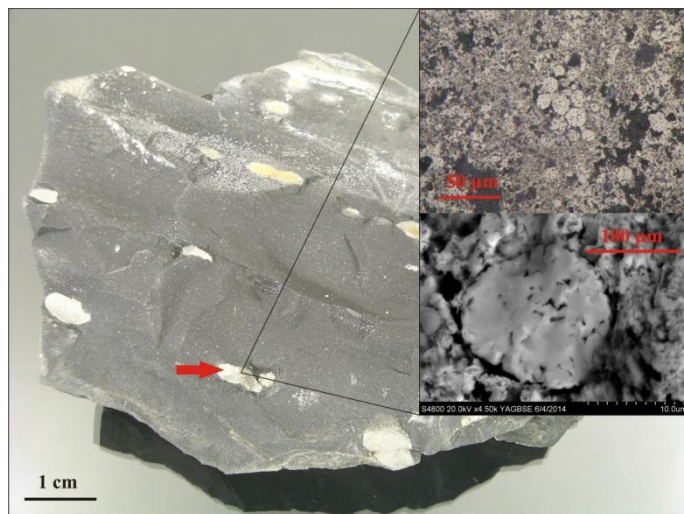
Réka völgyben egy olyan feltárás volt található, ahol szisztematikus mintavételre volt lehetőség (8. ábra). A feltárás a Réka völgyi Etelka-forrástól ÉK-re kb. 400 méterre található a patak baloldali bevágásában. Itt tanulmányozható legjobban a közel 60 m vastagságú teleptelér és a mellékkőzet felső kontaktusa vertikális metszetben. A fekete pala rétegdőlése 330°/30°. A pala felett regolit található, melyet a pala feltöredezett fragmentumai és patakvízi

kavics alkot. A fekete pala igen vékonyan laminált (mm alatti), bioturbációnak nyoma sincs (16. ábra).

A teleptelér közvetlen kontaktusától számítva kb. 40 cm-ig barna limonitos, könnyen morzsolható, 40 cm -től felfelé hirtelen kemény, fekete, piritgumós feketepala látható. A piritgumók ellipszis-alakúak, néhol szabályos gömbök, nagyságuk az ellipszis hossz tengelye mentén 3-8 mm, a rövidebb tengely mentén 2-3mm. Ércmikroszkópi és pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken jól látható a piritgumók framboidális jellege (17. ábra). A telérközvet és a pala érintkezésénél egy 1 cm –es kemény igen finom alapanyagú sáv található, melyen mm alatti elnyújtott-ellipszoid alakú hólyagüregeket leszámítva semmilyen szöveti bélyeg nem állapítható meg szabad szemmel. E sáv alatt a telérközvet hólyagüreges, az üregeket pirit, kalcit, kvarc, klorit töltik ki. A pirit kitöltések nagysága elérheti a 2-3 cm-t is, általában szabályos gömbalakúak. A pirittal kitöltött részek nagysága 4 cm -től a telér belselye felé fokozatosan csökken, 50 cm –re a kontakttól inkább csak hintett formában van jelen.



16. ábra. A Réka völgyi tefrit teleptelér és feketepala felső kontaktusának szelvénye



17. ábra. Framboidális piritből álló aggregátumok a toarci feketepalában. Jobb felső sarokban ércmikroszkópi kép, alatta SEM-felvétel a framboidokról. A nyíl a kén stabilizotóp vizsgálat mintavételi pontját jelöli.

A kalcit hólyagüregek nagysága akár 5 cm-es is lehet, és a hólyagüregek falán nemegyszer idiomorf 4 mm körüli kvarckristályok nőnek. Olyan eset is megfigyelhető volt, amikor 4 mm körüli idiomorf kvarckristályok töltötték csak ki az üregeket. Lefelé a kontakttól távolodva a hólyagüregek gyakorisága

csökken, és kb. 50 cm-nél a minimálisra áll be. A telér színe szürke, szabad szemmel csak a léces földpátok vehetőek ki, illetve ezek hálózatos szövete. A telérben a fekete pala rétegzésével párhuzamos, igen markánsan megjelenő kihülési-húzásos repedések találhatóak, melyek egymáshoz viszonyított távolsága a pala felé csökken. A telér kihülési repedéseinek dőlésértékei pontosan egyeznek a palás összlet dőlésértékeivel, vagyis $330^\circ/30^\circ$. Ezek alapján eldönthető hogy a telérközvet településére nézve teleptelér, mely az alsó jura összlet toarci rétegei közé nyomulva szilárdult meg. A hülési repedések nemegyszer választanak el a teléren belül későbbi magmás frakcionációra utaló durvább kristályos, világosabb színű differenciátumot, melyek a telérben zsákos-tömzsös elkülönülésekként is megfigyelhetőek. E differenciátumok más feltárásokban telérszerű megjelenésűek, vastagságuk 10-20 cm között mozog, míg a tömzsös megjelenésű differenciátumoké 1-8 cm körüli kiterjedésűek. Szabad szemmel durvakristályos hálós megjelenésű földpátszövetükük látható, a földpátok közötti üregekben pedig kimállott ásványok helyei, és jóval kisebb mennyiségben piroxén található. A földpátok mérete elérheti az 1mm -t. A teleptelérben észlelhető kalcithólyagüregek nemcsak gömbszerű halmazokban, hanem hosszan elnyújtott „rétes” -szerű struktúrákban is megfigyelhetőek a kalcit „rétesek” szélessége 0,5-1 cm, vastagságuk 0,5 cm, hosszúságuk elérheti a 15 cm-t. A kalcit „rétesek” a fekete pala rétegzési síkjára 26° -os szöveget zárnak be. Ez minden bizonnyal az illók mozgás irányára utal. A kalcit néhol víztiszta, pátos, benne gyakori a dendrites klorit (klinoklór) zárvány. A telérdarabokban igen nagyszámú olyan hólyagüreg is található melyben fehér, zöld tús pamacsok észlelhetőek. Ezen hólyagüregek nagysága 2-3 mm körüli. A telér kloritosodása igen nagymérvű, az egész kőzet színe zöldes. Pirit kitöltés szintén jellemző a telérre, a felső 10 cm –es zónában 1-2 cm körüli méretekkel. A völgyben lejjebb olyan feltárás is található volt, ahol a kontaktizált fekete pala lepusztult, csak kis helyen látható a tefrittel való érintkezési zónája. A domborzat a telér dőlésirányával nagyjából párhuzamosan fut, így e helyen nagy felületen vizsgálható a kontakt telér felőli része. A telér felületén néhol pala fragmentumok figyelhetőek meg, a felület kemény felszín, színe barnás-fehér, teljesen homogén, kihülési szegély, mely az igen gyors dermedésre utal. A felszínén igen érdekes 5-10 cm-es koncentrikus-szabálytalan gyűrűk, rajzolatok találhatóak, melyek egymással érintkeznek, és 2-3 mm -es peremmel rendelkeznek. E feltárásban is követhetőek a hólyagüregek, bár elnyújtott kalcittal kitöltött üregek nincsenek. A hólyagüregesség kb. 40 cm -ig észlelhető. A kontakttól 1 cm-ig a telér felé a hólyagüregek 1 mm körüli méretűek, 1 cm -nél hirtelen ugrás tapasztalható, a méretük 1 cm –es is lehet, de általában 0,5 cm körül mozog. A maximális méretüket a kontakttól 4 cm körül érik el, itt a hólyagüregek 7-8 cm -esek is lehetnek, de átlagban 3-4 cm –esek. Ebben a feltárásban a toarci

feketepala hidraulikus breccsásodása is megfigyelhető. (18. G ábra) A kőzeten a következők láthatóak: a telért egy kúp-alakú benyomulás reprezentálja melynek alsó, a mellékkőzettel érintkező oldala lapos, ez alatt rögtön a kontaktizált fekete pala helyezkedik el, melyben a benyomulás okozta pórúsvíznyomás drasztikus megugrása a laminák felnyílását okozta, majd a hidrotermás oldatok pátos kalcitkitöltést, a nagyobb repedések közepén idiomorf 4-5 mm-es kvarckristályokat hoztak létre. A hidrotermás breccsa feltépett fragmentumai limonitos-agyagásványos pala részek, melyek a fluidumok feszítő hatására ridegen viselkedtek és egymástól törésekkel váltak el (18. G ábra). A pala fragmentumai közötti térben a fő üregkitöltő ásvány a kalcit, a nagyobb terek közepén pedig gyakran jelenik meg a kvarc is. A kalcit nagy tömege pátos, de a pala felületéről fennőtt romboéder lapokkal tetőzött gömbszimmetrikus zónás kalcitkristály halmazok is előfordulnak, melyekre szintén pátos kalcit nő rá. A kvarc mindig idiomorf és legtöbbször zárványos, és repedezett. A hidrotermás breccsa pátos kalcit alapanyagában milliméter körüli pirit szemcsék szintén gyakoriak.

6.2.2 Ásványtani vizsgálatok a kontaktustól való távolság függvényében

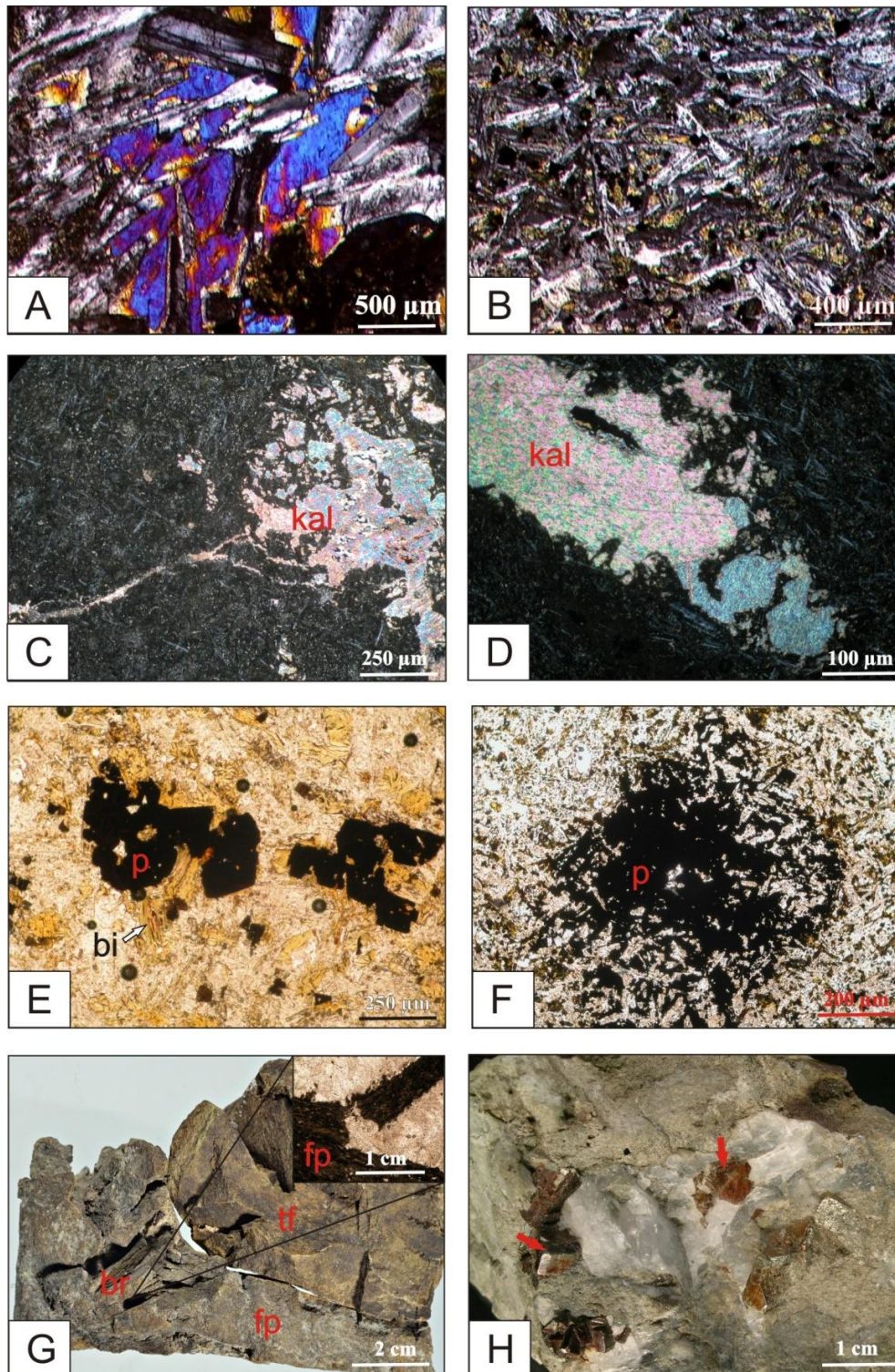
A vizsgálatokat a fekete pala és a magmás telér érintkezésétől a telér és a mellékkőzet felé szakaszos mintavételezést alkalmazva végeztem el. A minták begyűjtése az 1. feltárásból történt. A vékonycsiszolatos leírások és mintavételezés a kontakttól mért 20 m-es mélységben kristályosodó telértől indul, halad a kontaktus felé, míg a kontakttól mért 2,5 m-re a feketepalában ér véget. Az ásványok mennyiségi változásait a melléklet 5. ábrája mutatja

20 m: A kőzet szövete szubofitos, helyenként ofitos. A vázat alkotó plagioklászok belsejében enyhe saussuritesedés tapasztalható. A szimmetrikus zónában mért maximális kioltások alapján a plagioklászok oligoklász összetételűek. Alakjuk megnyúlt-léces, idiomorf. Hosszuk 800 µm körüli, Az általuk átszűrt színes elegyrészek zömmel Ti-augit, kisebbrészt augit. A Ti-augit kristályai jellegzetesen erős ibolyás-barna pleokroizmussal rendelkeznek, hipidiomorf és plagioklász kristályok által átszűrt, e kőzet szubofitos szövetére jellemzően. Jellegzetes másodrendű kék-vörös interferenciaszínű, +N között a szemcsék jó részén a szektorzónásság és az erős diszperzió (ibolyásbarna maradványinterferenciaszín) is megfigyelhető. Hosszúságuk az 1,7 mm -t is elérheti. Egy esetben sikerült megfigyelni egy olyan szemcsét, amely alakja az amfibolok hossz tengelyére merőleges metszetre emlékeztet, a szemcse teljesen klorittá alakult, de pleokroizmusa erős zöld színű volt. A szemcse valószínűleg hornblende lehetett, de mivel másutt ilyen reziduális metszeteket nem sikerült találni, az amfibolok jelenléte bár valószínűsíthető a kőzetben, de mennyiségük elenyésző

lehet. A Ti-augit mellett ritkábban nem pleokroós augit is megfigyelhető mely interferenciaszíne is alacsonyabb rendű. Káliföldpát ritkán jelenik meg. A plagioklászok közti térben analcim helyezkedik el, mely teljesen izotróp, mennyisége megközelíti a 10%-ot. Egyéb földpátpótlót nem találni, viszont jelentős számban van a kőzetben biotit, és opakásvány. A biotit általában ép, egy-két szemcsén kislókú kloritosodás figyelhető meg. Az opakásvány reflexiók optikai mérések alapján titanomagnetit és kisebb részben pirit. Járulékos elegyrészként nagymennyiségű apatit van jelen a kőzetben, és méretük is tekintélyes. Némely szemcse átmérője eléri a 600 μm -t, míg hosszuk megközelíti az 1 mm-t. Az apatit idiomorf, zömökebb kristályokat alkot. A kőzet az ásványtani kimérések alapján tefrites összetételű.

2 m: A kőzet szövete intergranuláris. A plagioklászok összetétele nem változik, viszont méretük csökken. Hosszuk 580 μm körüli, szélességük 100 μm . Erősebben saussuritesedtek. A Ti-augit kristályok optikai tulajdonságai nem változtak lényegesen, de a kőzetben kisebb átlagos mérettel és számban vannak jelen. A szubofitos textúra itt intergranulárisba megy át. A plagioklászok itt teljesen érintkeznek egymással és az intersticiális térben Ti-augit, augit és analcim helyezkedik el. A biotit nem üde, a legtöbb helyen megfigyelhető kloritosodása, sőt néhol teljesen kloritosodott, ez utóbbi esetben a reziduálisan fennmaradó álhatszöges alakjáról felismerhető egykori jelenléte. A kloritosodó biotit pleokroizmusra lényegesen gyengébb az üdéhez képest. Az intersticiális helyeket kitöltő analcim mérete csökken, de a szemcseközti térben megjelenik egy új ásvány, a kalcit. Jelenléte igen ritka, 250 μm körüli szemcsemérettel. Az intersticiális térben az analcim, piroxén, kalcit mellett igen gyakori elegyrész a kloritos biotit is. Opak ásványok itt is piritként és titanomagnetitként jelentkeznek. Járulékos elegyrészként apatit helyezkedik el a kőzetben, de méretük erősen lecsökkent a 20 m-es szinthez viszonyítva, és alakjuk mindig tús. Az apatit majdnem minden ásvány fázisban előfordul zárványként, de leggyakrabban a plagioklászban, piroxénben és a biotitban.

1 m: A szövet itt már interszertrális a sok másodlagos klorit miatt, de Ti-augit szintén található. A plagioklász erősebben saussuritesedik, összetétele oligoklász. A lécek közti térben csökken az analcim részaránya, és jóval kevesebb a Ti-augit is, aminek szemcsemérete tovább csökken. A másodlagos elegyrészek közül figyelemreméltó a kalcit egyre nagyobb mértékű megjelenése az intersticiális térben. Járulékosan tús apatit fordul elő és opakásvány. Az opakásványok közül a pirit már nem csak elszórt szemcsékként fordul elő, hanem kizorítós képletekként is megjelenik, főleg a biotitos-kloritos intersticiális fázisok rovására. A pirit szegélyén és a repedéseik mentén felszíni oxidációs hatásra hematitosodás észlelhető.



18. ábra. A kontakttól 20 m-re a teplotelér szövete még ofitos, a Ti-augit és plagioklász üde (A); a kontakttól 1 m-re már interszertális a szövet, a plagioklász erősen saussuritesedett (B); hólyagüregkitöltő kalcit a tefrit teplotelérben, kb. 15 cm-re a kontakttól (C, D); az üveges alanyag átalakult kloritos halmazait és a színes szilikátokat kiszorító pirit a kontakttól kb. 30 cm-re (C) és a kontakttól 50 cm-re a tefritben (D); kisméretű kúp formájú magmás intrúzió és feketepala kontaktusán kifejlődött hidraulikus breccsa kalcitos kötőanyaggal és kvarccal (G); idiomorf hexaédres piritkristályok kb. 20 cm-re a kontakttól, tefrit hidrotermás kitöltéseiben (H). A piros nyilak a kén stabilizotóp vizsgálatok mintavételi pontjai jelölik (H). Rövidítések: kal: kalcit; p: pirit; br: hidraulikus breccsa; fp: feketepala; tf: tefrit. Az A, B, C, D felvételek keresztezett nikollal készültek, az E, F felvételek párhuzamos nikollálásban készültek.

70 cm: Az 1 m-es szinthez viszonyítva a következő változások észlelhetőek: a plagioklászok belsejében megnőtt a saussuritesedett részek aránya az üde zónákhoz képest, ugyanakkor az összetétele változatlan. A biotit klorittá alakulása még intenzívebb, és a Ti-augit szemcseközi térben való eloszlása is megritkult, a legtöbb Ti-augit erős kloritosodása miatt. Egyes analcimok anizotrópokká váltak, amit a kristályvíz elvesztése okozhat. Az apatit jelenléte változatlan, viszont az intersticiális kalcit és pirit mennyisége tovább nő.

50 cm: A Ti-augit nagy része kloritos, és interferenciaszíne is alacsonyabbrendű: másodrendű narancssárga. Zónásság nem észlelhető rajta. A biotit kristályai között alig találni olyan szemcsét mely ne kloritosodott volna. Érdekes, hogy a kontaktustól már 50 cm -re a biotit kloritosodása helyett egy olyan átalakulási tendencia figyelhető meg, ami a biotit szemcseméretének növekedésével, pleokroizmusának és interferenciaszínének csökkenésével, tollas, hajladozó, határozott kristályformákat mutató átalakulásával jár. Az ilyen átalakult részeken a klorit elsőrendű szürkés interferenciaszínéhez képest harmadrendű zöld interferenciaszín dominál, az ásványszemcsék szélein pedig fekete opacitos sávok látszanak, ami a vastartalom zónás eloszlását jelentheti. Mivel azonban a pleokroizmus bár halványabb mint a normál biotité, de jól észlelhető, a hidrotermás biotit vastartalma jelentős lehet. Megfigyelhető a kőzetben igen nagy törésmutatójú, magas interferenciaszínű leukoxénes halmaz is. A szemcseközi térben egyre több kizorító pirites halmaz jelenik meg (18. F ábra)

35-40 cm: E szintnél a kizorító pirit téraránya tovább növekszik, sok helyen aggregátumokká áll össze, az intersticiális helyeket kizorítva. A plagioklászok méretcsökkenése tovább folytatódik. A piroxének 50-70% -ban klorittá alakultak. Az analcim szemcseközi térben való megjelenése lecsökken, viszont találni egy-két olyan analcim szemcsét, melyek átmérője 0,5 mm körül mozog. Ezen analcimok repedezettek, nem teljesen izotrópok, a repedésekbe a már hidrotermás hatást tükröző kloritos biotit tollas-sugaras kristályai hatolnak be. Ugyanebben a szemcsében figyelhető meg a biotit pirit által való kizorítása, ahol a pirit kristályformája is kivehető (18. E ábra). E szinten a hidrotermás biotitok megjelenésével párhuzamosan jelennek meg olyan üregek, melyek falán a plagioklászok víztiszta továbbnövekedése található. A továbbnövekedett kristályok hossza 300 µm körüli.

20-25 cm: A kontaktushoz 20-25 cm távolságra már nem találni piroxént. Az intersticiális tér pirites kizorításai tovább növekedtek, az aggregátumok kiterjedése eléri a 0,5

cm –t, melyek szabad szemmel homogén pecsészerű halmazoknak látszanak, mikroszkóp alatt viszont jól megfigyelhető az interszertrális-kiszorításos növekedés. A fenokristályok méretei tovább csökkennek, egyre több lesz a szemcseközi kalcit mennyisége, és kristályainak mérete is növekszik. Az eddig csak az analcim repedéseibe behatoló hidrotermás biotit miarolit jellegű kristálydrúzákat alkot kristályaival kévéesen egymásbanöve, klorit társaságában. Az üregek falára fennőt biotitkristályainak mérete a 2 mm-t is eléri.

10-20 cm: A plagioklász méretei tovább csökkennek, analcim ritkán található, a pirit aggregátumok nagysága tovább nő, és eléri az 1 cm –es keresztmetszetet. Megjelennek a kalcittal kitöltött gömbölyű hólyagüregek, átmérőjük 1-1,5 cm körül mozog, de jóval nagyobb kitöltéseket is alkothat (18. C, D, H ábra) A kalcitos hólyagüregek falain gyakoriak az idiomorf víztiszta fennőtt 4-5 mm körüli kvarckristályok. A biotit gyönyörű „tollas” 3-4 mm –es kristálydrúzákat alkot, kristályai hajladozottak, kévések. Idiomorf, hexagonális piritek és több cm-es pirit aggregátumok jellemzőek a nagyobb hidrotermás drúzákban.

3-4 cm: A kiszorításos pirit aggregátumok elérik a 2-3 cm –es maximális méretüket. A kalcit hólyagüregek mérete is e szakaszban maximálódik, és szélső esetben akár 15 cm –es nagyságot is elérhet, bár az átlag csupán 1-2 cm –es. A kalcit hólyagüregek nemegyszer keskeny repedések mentén vannak összeköttetésben egymással. A repedéseket és az üregeket ugyanaz a kalcit generáció tölti ki, mivel +N között egyszerre oltanak ki. A kontaktustól e zónára jellemzően a megnövekedett hidrotermás tevékenység kőzetfragmentumokat felszakító tevékenysége is megfigyelhető. A kalcit nem csak pátos hólyagüreg kitöltésként fordul elő, hanem bizonyos centrumokra ránőve (melyek gyakran felszakított kőzetdarabkák) oszcillációs zónásságot mutató kristályokat is alkot, melyeket romboéder lapok zárnak.

2 cm: Itt hirtelen lecsökken a pirit aggregátumok nagysága és mennyisége, átmérőjük általában 0,5 cm alatt van. A kőzet vázát alkotó plagioklászok mérete tovább csökkent, egy két helyen „csillag” alakú szferolitra emlékeztető halmazai jelennek meg. Az intersticiális térben csak biotit, kevesebb klorit, agyagásvány helyezkedik el. A biotitos kristálydrúzák erős piritkiszorításos átalakulást szenvedtek. A pirit a szegélyek-repedések mentén oxidálódik, hematitos, gyakran limonitos átalakulást szenved.

1 cm: Ez a rész a kihülési szegély. Itt a kőzet vázát alkotó plagioklászok hosszúsága mindössze 50 mikrométer körüli, szélességük pár mikrométer. Érdekes hogy a plagioklász lécek elrendeződése nem mutat irányítottságot, és mennyiségük is elenyésző. A plagioklász fenokristályokat, kristálydrúzákat leszámítva a kőzet izotróp, helyenként agyagásványos. Jellemző e zónára az olyan miarolitos üregek kialakulása, melyet a plagioklász kristályok üregbeni továbbnövekedése után hidrotermálisan képződött biotit tölt ki teljesen. A kőzet

erősen limonitosodott. E zónában nagyon szép jelenség figyelhető meg: a pirit egyes biotitokat teljesen kiszorította, és saját alakot vett fel. Azonban az egyes szemcsék belsejében még megfigyelhető a biotit maradványa, egy esetben pedig a hidrotermásan keletkezett kvarcot is tartalmazó biotitos kristályhalmaz kiszorításaként a pirit közepében reziduálisan megmaradt kvarcot is láthatjuk. A reflexiós ércoptikai vizsgálathoz a mintákat a kontaktustól 3 cm -re vettem, a piritesedés nagysága e mélységben a legnagyobb mérvű. A pirit kiszorításos szövetű, intersticiális térben növekszik. Szabad szemmel úgy látszik, mintha teljesen kitöltené a teret, de mikroszkóp alatt gyönyörűen látszik a kiszorításos jelleg, ahol a Fe-szilikátos fázisokat szorítja ki, néhol azonban a plagioklászok saussuritesedett belső magját is megtámadja. A nagyobb mérvű piritesedésnél teljesen homogén piritfázisokat is létrehoz. A pirit izotróp, egyéb szulfid zárványai nincsenek gyakori hogy vékony erezéseket is alkot.

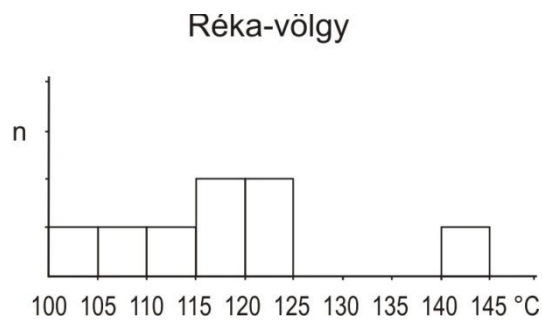
A *mellékkőzet* vizsgálata során a következő elegyrészeket sikerült megkülönböztetni: a kontaktustól a pala irányában mért 40 cm -ig a kőzet kötőanyaga főleg karbonát, agyagásvány, goethit, szemcséi rosszul kerekített kvarcok és földpátok. A kőzetben ezen kívül laminált fekete szervesanyag helyezkedik el, ami a vékonyrétegzettséget adja. A kontakttól számított 40 cm -től a pala irányában megjelenik a pirit, és a limonit mennyisége lecsökken. A pirit elnyújtott, ovális, pár mm –es szemcsék alakjában fordul elő.

A *tefrit teléren belüli zsákos-teléres differenciátumok*at pegmatoid kifejlődés jellemzi megnövekedett kristályméretekkel. A határ a tefrit telér és a differenciátum között elmosódó, inkább a szemcseméret és összetétel beli különbségek a határoló bélyegek. A szövete intergranuláris, de igen nagy méretű földpátokkal. A földpátok anortoklászok, méretük 2-3 mm is lehet, bennük gyakori a piroxén és apatit zárvány, sokszor látszik rajtuk nontronitos átalakulás, jellegzetes a sűrű ikerrácsozat. A piroxéneket Ti-augit, egirin-augit és egirin képviseli. A Ti-augit idiomorf, ritkábban hipidiomorf, mind a hosszúkás-oszlopos, mind a zömök formák egyaránt előfordulnak. A hosszúkás formák elérhetik a 2mm-es nagyságot is. Erős ibolyás-barna a pleokroizmusuk, másodrendű kék-vörös az interferenciaszínük. A legtöbb Ti-augiton egirin „korona” –szerkezet figyelhető meg, néhol a Ti-augit teljesen egirinné alakult. Az egirin koszorú jellegzetes erős zöld pleokroizmusával, harmadrendű zöld-sárgás interferenciaszínével, és kis kioltási szögével könnyen elkülöníthető a többi piroxén fázistól. Önállóan megjelenő fázisként elég gyakori a kőzetben az egirinaugit. Itt az egirinhez képest barnás zöld szín, kevésbé markáns pleokroizmus, és a lényegesen nagyobb kioltása alapján különíthető el. Az egirin augit belsejében gyakran figyelhető meg Ti-augit mag. Bizonyos egirinaugit Ti-augit zárványai kezdődő egirinesedést mutatnak, vagy teljesen azzá

alakultak, tehát a Ti-augitok egirinesedése többé-kevésbé megegyezik az egirinaugitok kiválásával. Az anortoklászok közti térben analcim és biotit helyezkedik el. Az analcim szemcséi elérhetik az 1-2 mm –es nagyságot, de a legtöbbjük már kimállott a kőzetből. Néha kissé anizotróp, repedezett.

6.2.3 Fluidzárvány vizsgálatok

A zárványvizsgálatokat a 3. feltárásból gyűjtött hidrotermás breccsa kalcitos alapanyagában található trigonális idiomorf kvarckristályából készített kétoldalt polírozott, c-



19. ábra. A szekunder zárványok homogenizációs hőmérsékleteinek eloszlási diagramja

homogenizálódtak 100 és 145 °C között. A befogódás átlag minimális hőmérséklete 125 °C (19. ábra). A zárványoldat olvadáspontja -2 és -3 °C közötti érték. Az ebből számított átlagos sókoncentráció 4,5 NaCl ekv. súly % -nak felel meg (melléklet, 4. táblázat).

tengellyel párhuzamos metszetén végeztem. A kvarc zárványai másodlagosak, egymáshoz elég közel helyezkednek el, a kvarc repedései mentén és sorokba rendeződve. A zárványokon gyakoriak a lefűződéses jelenségek. A fázisösszetétel szobahőmérsékleten: kb. 90% folyadék és kb 10% gázfázisból áll. A lefűződési jelenségeket nem mutató zárványok folyadékfázisban

6.2.4 $\delta^{34}S$ mérési adatok

A kénizotóp vizsgálatokra való mintavétel mind a toarci feketepalából szeparált framoidális piriteken, mind a kontaktustól kb. 20 cm-es távolságra lévő tefrit teleptelér kalcitos-pirités hólyagüregeiben található euhedrális piritekből történt. A fekete palában lévő framoidális pirit aggregátumok $\delta^{34}S$ értékei -16,72 és -18,01‰ között mozognak, míg a tefrit telérben lévő euhedrális pirit mért $\delta^{34}S$ értékei -11,10 és -12,65‰ között változik (melléklet, 1. táblázat). A tefrit hólyagüregeiből szeparált piritben az adatokból kitűnik hogy némileg a nehezebb ^{34}S izotóp dúsul. Diskusszióba

6.2.5 Nyomelemzési adatok

A nyomelemvizsgálatok során a feketepala pirites mintáiban a *Ba*, *Mn* és *V* dúsulása, valamint a *Mo* enyhe dúsulása mutatható ki. A *Mo* koncentráció a feketepalához mért értékekhez képest a felére csökken a tefrit pirites kontaktusában, a kontakttól távoli tefritben pedig harmadára. A XVIII. századi táró jelenléte a pirithintéses tefritben és a kontakthoz közel azt sugallja hogy a piritesedést perspektivikusnak találták bizonyos elemek kinyerésére, amit sem az ércoptikai, sem a geokémiai vizsgálatok nem igazoltak (melléklet, 2. táblázat). Ag még nyomokban sem volt kimutatható, aminek bányászatára Kitaibel Pál, a levéltári dokumentumok és a táró jelenléte utal. Igen csekély mennyiségű, 0,003 ppm *Au* kimutatható a kontaktizált pirites tefritből (ami csupán kétszerese az 1,5 ppb kéregátlagnak; Rudnick és Gao 2003), míg a fekete palában 0,001 ppm és a kontakttól távolabb mintázott pirithintéses tefritben pedig 0,002 ppm *Au* található (melléklet, 2. táblázat).

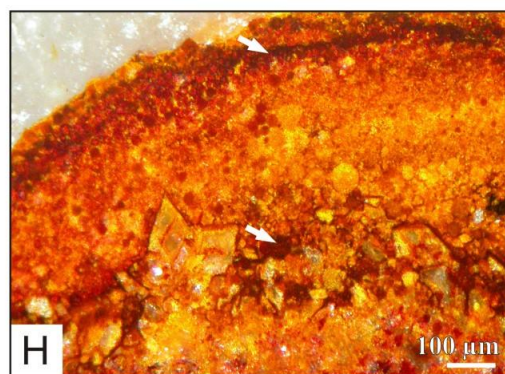
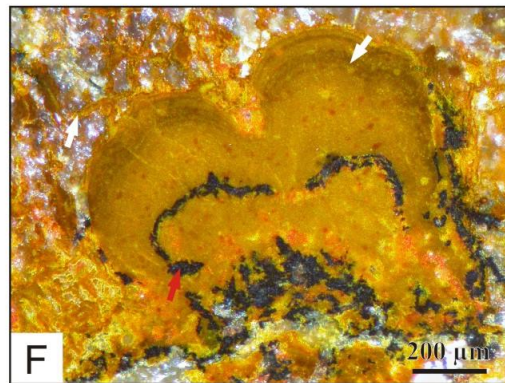
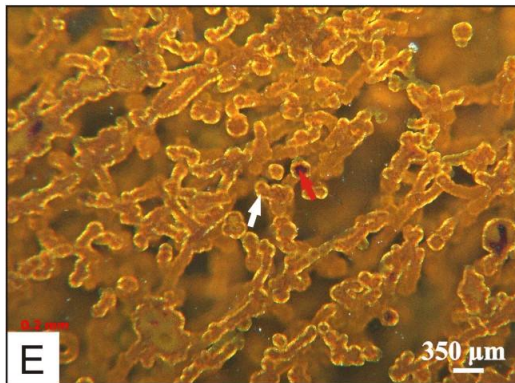
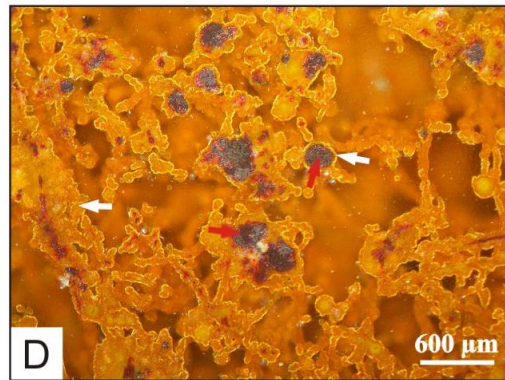
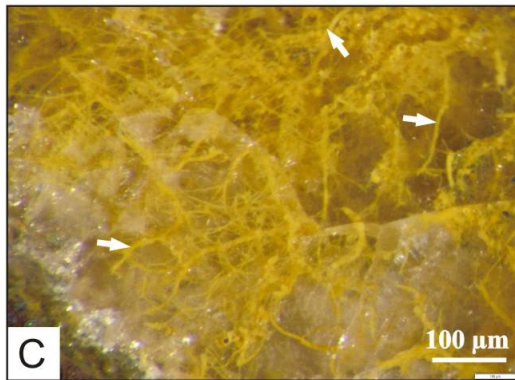
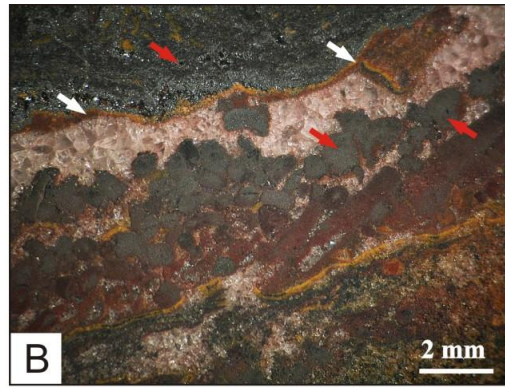
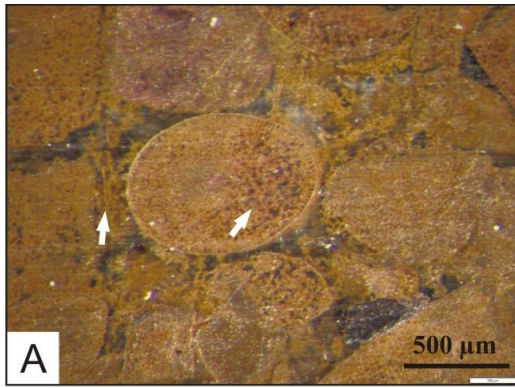
6.3 Aaleni mészkő hematitos-goethites ércesedése, Pusztakisfalu (46°10'23 É; 18°28'11 K, 203 m tsz.f.)

6.3.1. Földtani környezet

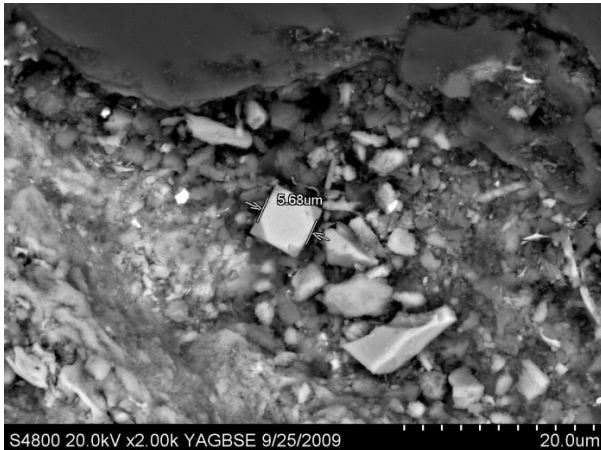
A bányászattörténeti részben bemutatott Pusztakisfalu-i hematitos ércesedés a hozzávetőlegesen 50 m-es vastagságúra becsült aaleni *Pusztakisfalui Mészkő Formáció* (Császár et al., 2013) szublitorális, krinoideás, brachiopodás képződményében található meg. A kőfejtőben feltárt jura mészkőre neogén konglomerátum települ. A ZV.35 –számú fúrás, mely NyD Ny-i irányban alig 1 km-re a kőfejtőtől alsó kréta bazaltos kőzeteket harántolt az említett neogén konglomerátum alatt (Hetényi et al., 1968). Érdekes módon az ércesedést illetően az utolsó tudományos munka Sztrókay (1952) nevéhez fűződik. Ő még járhatott a régi táróban is ahol karsztos üregeket és vastag kalcit-teléreket írt le. Az ércesedést illetően hematitos tömzsöket és vastag telérszerű hematitos képződményeket figyelt meg, a mészkő fő tömegéhez éles határ nélküli átmenettel. Az érc eredetét a kvarcban található hematit-pikkelyek alapján egyértelműen hidrotermásnak tekintette.

6.3.2 Ércszöveti megfigyelések és nyomelemzési adatok

A kőfejtőben a megtisztított felületeken a hematittól eredő vörös szín általánosan elterjedt, és Sztrókay (1952) megfigyeléseivel összhangban a mészkő hematitosodása ingadozó. A krinoideás mészkő gyenge hematitos impregnációjától az erősen hematitos jellegig változatos az átmenet, azonban helyenként goethitesek a kőzetalkotó krinoidea maradványok. Mind a lejtőtörmelékben, mind a szálbanálló kőzetben jellemzőek a kvarc-hematit erek előfordulásai, melyek a legtöbb esetben mm-es vagy cm-es szalagos kiválások. A mm-es hematitos és goethites krinoidea nyéltagok akár szabad szemmel is kivehetőek (20. A, B ábra). A hematitos krinoidea nyéltagok a kvarcerek szomszédságában átkristályosodási bélyegeket mutatnak (20. B ábra) és sokszor 1 mm-nél kisebb de 20 μm -nél nagyobb vastagságú, fonalas hematitos-goethites struktúrákká falakultak (20. C, D, E ábra). A fonalas struktúrák belső része sok esetben hematit, a goethit fonalakat pedig tús kristályok építik fel (20. D, E ábra). A goethit kicsapódások között ritmikus kiválások is vannak, melyek 1 mm-alatti sztromatolit-szerű formákat alkotnak (20. F, G ábra). A sztromatolit-szerű formák és fonatos goethit kicsapódások között átmeneti forma is található (20. F ábra). A néhol druzássá kinyíló 1-1,5 cm vastag kvarcerekben fennőtt, pár mm-es hematit táblák is megjelennek. A nagyobb kalciterekben romboédes habitusú kalcit kristályok találhatóak, melyek a hasadási lapjaik mentén erősen goethitesek. Érdekes módon Tóth Mike (1883) említ szideritet Pusztakisfaluról, bár röntgen pordiffrakciós vizsgálatokkal sziderit nem volt kimutatható a kőzetből. A romboédes kalcit kristályok mellett 100 μm körüli, framboidális pirít utáni goethit pszeuromorfózák láthatóak (20. H ábra). A kőzet bizonyos részein ugyanakkor 5-20 μm -es pirít hexaéderek is találhatóak (21. ábra), és a kén jelenlétét a kőzetben a nyomelemzési vizsgálatok is megerősítették (2. táblázat, melléklet). A nyomelemzési adatokból egyúttal az is kitűnik hogy a hematitos kőzet eltérő pontjairól vett mintákban a nyomelemek dúsulása igen nagy eltéréseket mutat viszonylag egyező vastartalom mellett. A nagyobb *Al*, *Na*, *Ca*, *K* és *Mg* tartalom a kén dúsulásával mutat pozitív korrelációt. A *Cr* és a *Mo* kivételével minden más nyomelem is a kénben és alkáli földfémekben valamint alkáli fémekben gazdagabb kőzetrészekben dúsul, ami egyrészt vagy szulfid ásványok jelenlétét jelenti, ahogy pirít kimutatható volt az ércből, vagy ezen nyomelemeknek az agyagásványok felületén történt adszorpciójához köthető. Raucsik & Varga (2008a) a *Pusztakisfalui Mészkő F.* vizsgálatokor kaolinit>illit>>illit/szmektit mennyiségi sorrendet állapított meg: 80% kaolinit és 20% illit frakció.



20. ábra. Pusztakisfalui vasérc: Goethites krinoidea maradványok (A); hematitos krinoidea maradványok kvarcban. A kvarcér és a hematitos krinoideák mentén goethit látható (sárgabarnás) (B); goethites, fonalas struktúrák a hematitos krinoidea maradványok környékén kvarcban (C, D, E); „kémiai sztromatolit” goethitből (F, G); kalcitér mentén található framboidális pirít utáni goethit pseudomorfózák romboéderes kalcittal (H). A fehér nyilak a goethitet, a vörös nyilakkal a hematitot jelzik.



21. ábra. Sajátalakú pirít hematitos ércben

Az ICP-MS és ICP-AES módszerrel történt elemzések alapján a hematitos ércben jelentős *As* (484 ppm) és *Mn* (0,8%) dúsulás jellemző, valamint a *Ba* (870 ppm), *Ni* (132 ppm) és *Zn* (142 ppm) némileg megemelkedett koncentrációja érdemel figyelmet. A *Ni* és *Zn* mennyisége a kéregátlag 2-3 szorosát teszi ki, és a vizsgált képződményeken belül ebben az ércben lehetett a legmagasabb Au

anomáliát is kimutatni, ahol a 0,004 ppm mintegy 2,5 szerese a kéregátlagnak. A mecseki alsó-kréta magmás kőzetekhez köthető ércindikációkon belül még a pirites képződmények sem érik el a 4 ppb értéket ami a pusztakisfalui vasércben jellemző.

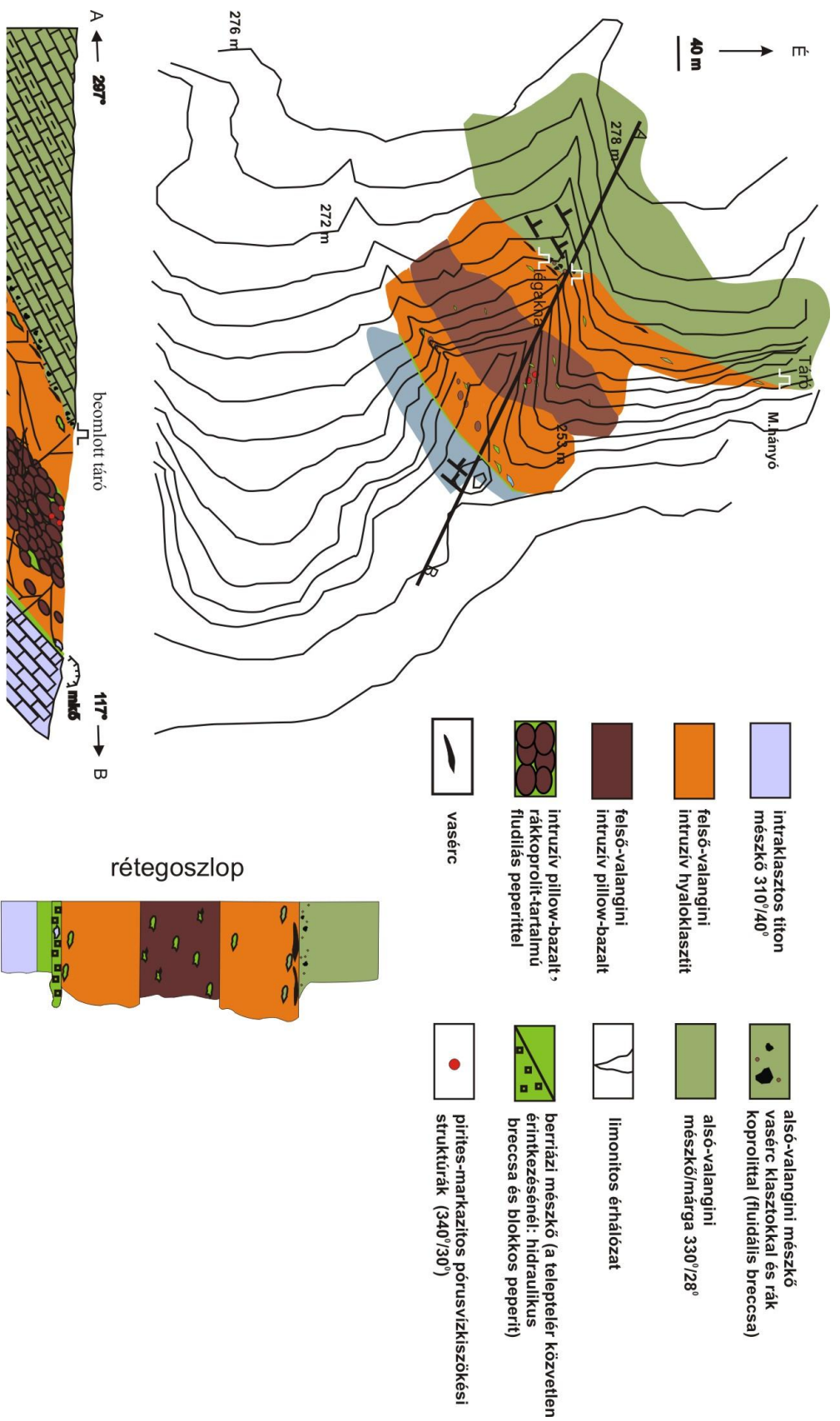
6.4 Rákkoprolit-tartalmú goethites ércesedések és szeladonitos kitöltések

6.4.1 Alsó-kréta kori konszolidálatlan mészsiszapba nyomult intruzív párnabazalt és hialoklasztit menti vasércesedés, Zengővárkony (46°11'05 É; 18°27'20 K, 238 m tsz.f)

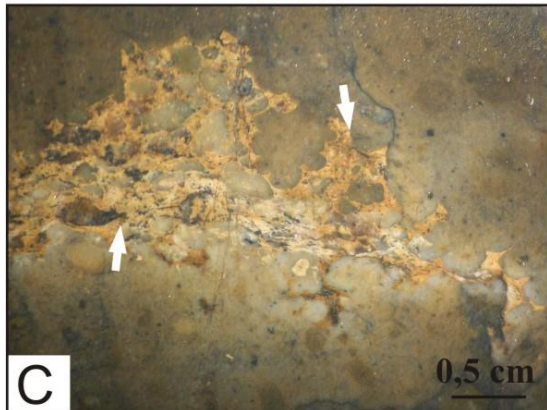
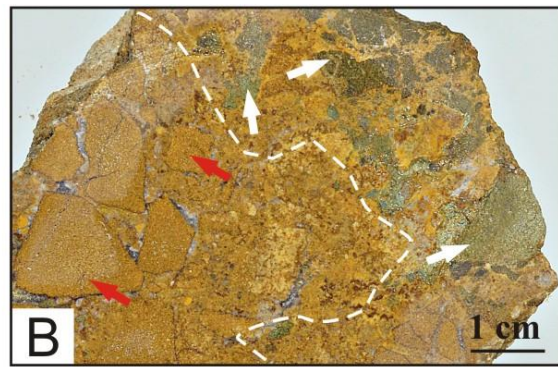
6.4.1.1 Földtani környezet

A hidrotermásan intenzíven átjárt vulkano-szediment összlet Pusztakisfalutól 1,5 km-re ÉNy-ra bukkan ki egy ÉNy-DK-i lefutású völgyben (8. ábra). Az intruzív párnabazalt-hialoklasztit sorozat jelenlegi csapása DNy-ÉK-i irányú, mely fekéjében és fedőjében egyaránt karbonátos-agyagos tengeri üledékek találhatóak (22. ábra).

A Jura-Kréta időszi üledékes kőzetek a völgy Pusztakisfaluhoz közelebbi szakaszán bukkannak ki. A bath-emelet agyagos, gumós, ammoniteszes vörös mészmárgarétegei (Óbányai Mészkő F.) fölött világos sárgásszürke, vastagpados kallovi mészkő települ (Dorogói Mészmárga F.). A kallovi-oxfordi határréteg tűzkőgumós mészkő. Jól elválk az oxfordi mészkőtől a fölötté települő tömött, gumós kimmeridgei mészkő (Várkonyi Mészkő F.), mely kőzettani különbség nélkül megy át a titon emeletbe. A titon calpionellás mészkő fölfelé fokozatosan tömöttebb lesz, majd tűzköves, autigén breccsiás (intraklasztos)



22. ábra. Alsó-kréta (felső-valangini) intruzív hialoklasztit, belső zónájában intruzív párnabazalt, fluidális peperit és vasszulfitos pórusvizkiszűrkési struktúrák



23. ábra. Zengővárkony. Ritmikus kiválású goethit, tithon autoklasztitos mészkőben (A); Hialoklasztit fragmentumok (fehér nyíl) és átkristályosodott mészkő (piros nyíl) blokkos peperitben. A szaggatott vonaltól balra eső terület csak átkristályosodott mészkőből álló hidraulikus breccsa (B); agyagásványosodott magmás anyag tithon mészkőben (C); blokkos peperit (D). A fehér nyilak az üvegesre dermedt majd palagonitosodott, agyagásványosodott magmás anyagot jelzik.

lilafoltos mészkőbe megy át (*Márévari Mészkő F.*). A tithon képződményekre alig 1 m vastagságban feltárt barnássárga, agyagos, tintinnopsellás berriasi mészkő települ (*Márévari Mészkő F.*) (Nagy 1964). A tithon autoklasztos mészkőben gyakori a goethites átítatódás, ritmikus goethites kicsapódás. A ritmikus goethit kiválások körül az autoklasztokat nem mindig éri infiltráció, gyakran a goethit sávok „kikerülnek” az autoklasztokat melyből az is látszik hogy az átítatódás során a beágyazó mészkő és az autoklasztok porozitása, permeabilitása különböző volt (23. A ábra). A tithon autoklasztos mészkőben gyakran figyelhetünk meg agyagásvánnyá alakult hialoklasztit pár cm-es intrúzióit, melyek mentén a petrográfiai megfigyelések szerint a mészkő néhol képlékenyen viselkedhetett, és hajladozó felületű, vagy gömbös struktúrák alakultak ki benne (23. C ábra) A tithon mészkőben ritkán mm-alatti zöld-színű rákkoprolitokat is meg lehetett figyelni, melyek mentén gyakoriak a mm-körüli pirit-csomók utáni goethit pseudomorfózák. A képződmények átlagos dőlése: $310^{\circ}/40^{\circ}$ A magmás képződményekkel történő térképezhető méretű érintkezési zóna egy kisebb része a völgy alján található volt mészkőbányától alig 100 m-re ÉNy-ra lévő kisebb völgy elején bukkan a felszínre. Itt a mészkő már erősebben goethites és sarkos-szögletes ún. „jigsaw-fit” struktúrájú (összeilleszhető szerkezet) hidraulikus breccsát (Jébrak 1997) alkot

(23. B ábra), mely szinte teljesen átkristályosodott A több cm-es breccsa darabok között hialoklasztit is előfordul, amit blokkos peperitnek nevezhetünk (White, 1996; Skilling et al., 2002) (23. B, D ábra). E fölött a hidraulikus mészkőbreccsás-blokkos peperites zóna fölött hialoklasztit, párnabazalt, ismét hialoklasztit majd az *Apátvarasdi Mészkő Formáció* közetei települnek. Az egyes képződmények részletes leírása e breccsazónától kezdődik és az *Apátvarasdi Mészkő F.* közeteinek leírásával fejeződik be.

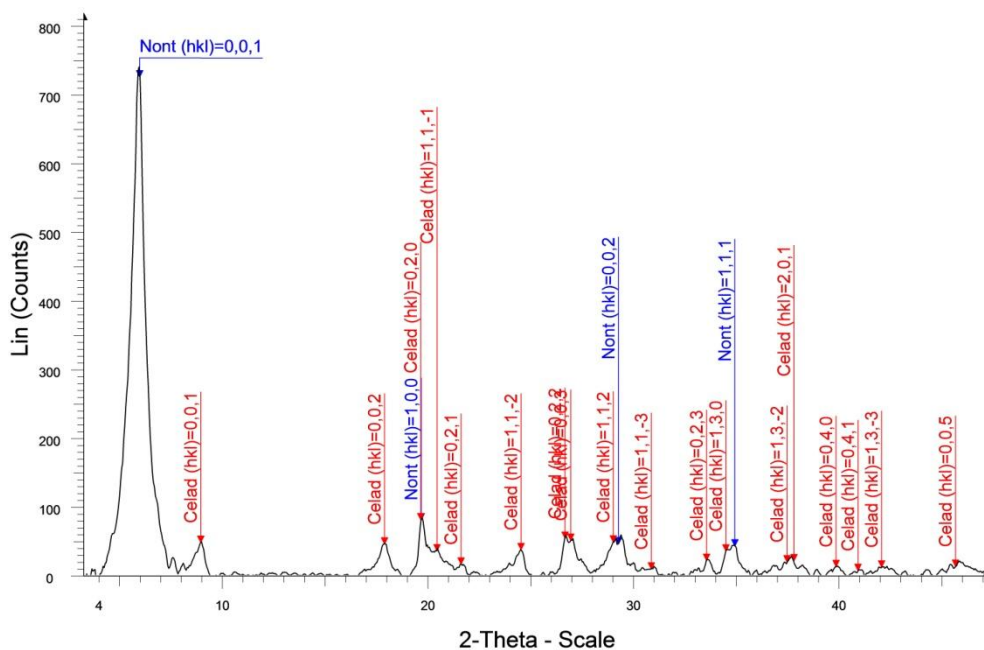
6.4.1.2 („Alsó”) hialoklasztit

Hialoklasztitot közvetlenül a titon-berriázi breccsás mészkő felett és az ércfedő Apátvarasdi mészkő alatt találunk nagyobb vastagságban, e két lepelszerű hialoklasztit réteg között ugyanis peperites-goethites (ritkán pirites) mészkőzárványokban gazdag párnabazalt található. A hialoklasztitban elszórta megfigyelhetők kisebb párnabazalt fragmentumok és kisebb arányban gyengén goethites, átkristályosodott mészkő is található. Figyelemreméltó hogy a vulkano-szediment képződmény legalján lévő hialoklasztitban zárványként jól fel lehet ismerni a titon korú, autigénbreccsás mészkövet, melynek felszínén valamint a benne található erek mentén gyengén limonitos. A hialoklasztit egységben sem gradáltság, sem rétegzés vagy keresztarétegzés nem figyelhető meg, a fragmentumok szögletesek és kalciterek cementálják. A szöveti bélyegek alapján nem áthalmozott hanem helyben keletkezett, rétegzetlen, összeilleszthető szerkezetet mutat és erősen palagonitosodott (Jercinovic et al., 1990; Crovisier et al., 1992; Stroncik and Schmincke, 2001, 2002). A hialoklasztit goethites, kalcitos, szmektitites, (főleg nontronit) ritkábban szeladonitos fázisokat tartalmaz.

6.4.1.3 Intruzív párnabazalt pirites-goethites peperittel

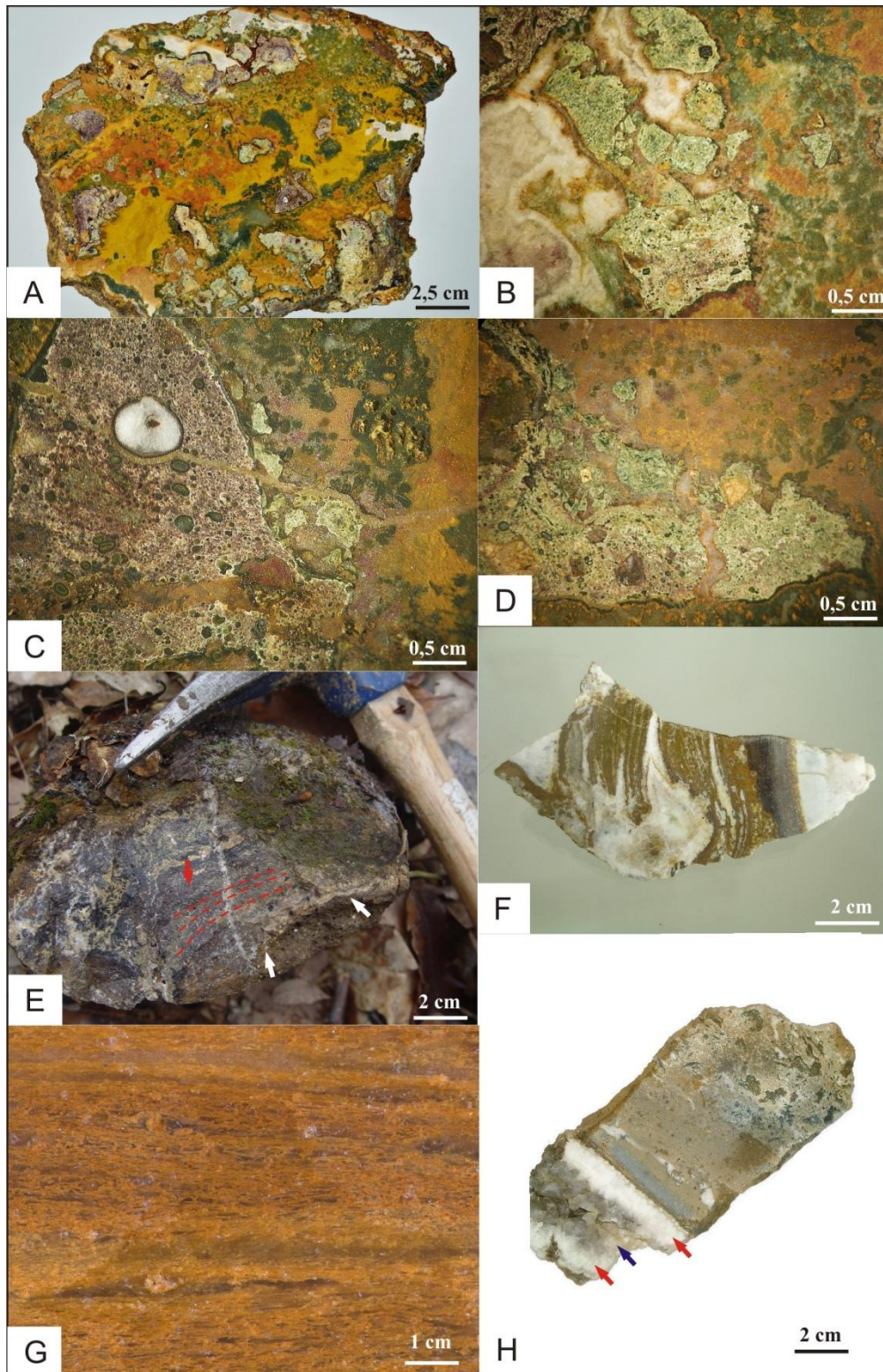
A hialoklasztit felett hasonló vastagságú, mintegy 60 m-es párnabazaltokból felépülő összlet található. A párnabazalt átmérője olykor eléri a 1,5 m-t, de általában 1 m körüli. Az összes térfogathoz képest 35-50% ban tartalmaz hólyagüregeket, melyek gyakran egymással párhuzamos, koncentrikus zónákban is jelentkeznek. A hólyagüregek átmérője 2-5 mm-között változik. A kőzetben megjelenő hólyagüregek kalcitból, külső hélyukon gyakran nontronitból, szeladonitból állnak, de gyakori a tisztán nontronitos kitöltésű hólyagüreg is. A párnabazalton megfigyelhetők a radiális és a gyakoribb koncentrikus hülési repedések is. A szövet trachitos-variolitos. A kőzetben üde, folyásirányban rendeződött közel neutrális összetételű

plagioklászok találhatóak. A színes elegyrészek közül az átalakult augitot lehet felismerni, mely gyakran ér el pár mm-es nagyságot. Az augit és az üveges alapanyag nontronitá, szeladonitá, goethitá, kalcitá alakult. Egy esetben sikerült egy párna belsejéből csekély mértékben átalakult részt vizsgálni, ahol jellegzetes ibolyásbarna pleokroizmusú, üde Ti-augit kristályok voltak megfigyelhetőek. Az opak ásványok közül megjelenik a magnetit, pirit, ezen kívül az ilmenit vázkristályok jelenléte érdemel figyelmet. Az intruzív párnabazaltok szegélyén a hólyagüregek lapítottá válnak és méretük lecsökken. A kihülési szegély mentén („chilled margin”) a röntgen pordiffrakciós-vizsgálatokkal nontronit közberétegzett szeladonit kértget lehetett



24. ábra. Pordiffraktogramm az intruzív párnabazaltok érintkezési zónái mentén kialakult zöldszínű fázisról (szmektit közberétegzett szeladonit).

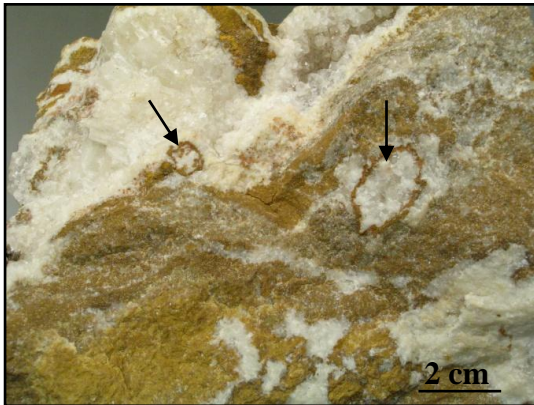
kimutatni (24. ábra), mely elérheti az 1 cm -es vastagságot. A párnabazaltok érintkezési zónái mentén magában a párnabazaltban barna, goethites, több cm széles oxidációs sáv látható. A párnabazaltok által közbezárt karbonátos üledékek mennyisége 5 %- körüli a vulkáni sorozatban. Ezen átkristályosodott mészkőzárványokban helyenként a párnabazalt pár mm-es, néha cm-es globuláris darabkáit, elnyújtott kalcithólyagüreges hialoklasztit benyomulásokat, idiomorf földpát és piroxén kristályokat valamint sarkos-szögletes, vezikuláris hialoklasztit



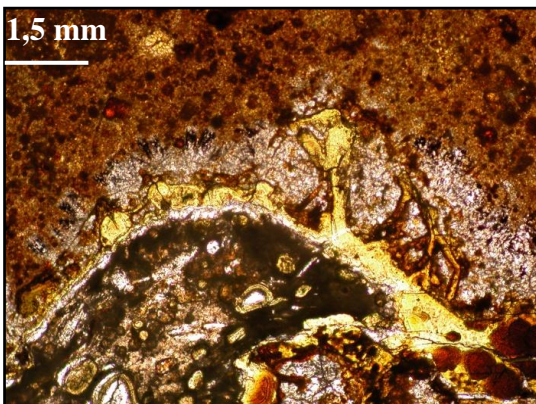
25. ábra. Zengővárkony. Összeilleszthető struktúrájú („jigsaw-fit”) vezikuláris hialoklasztit fragmentumok intruzív párnabazalt közötti átkristályosodott mészkőzárványokban. A szögletes magmás klaszterek és a fluidizált mészkő keveréke blokkos peperitnek tekinthető, ahol a hialoklasztit fragmentumok nagy része szmektitből áll. (A,B,C,D,H); Intruzív pillow bazaltok (fehér nyíl) közötti goethitesedett mészkő (piros nyíl). Az alkálibazalt domborulatával párhuzamosan futó goethitből álló fonalas struktúrák orientációját a szaggatott piros vonal jelzi (E); Fonalas goethitesedett struktúrák átkristályosodott mészkőzárványban (F,G); peperit zárványt metsző kvarcos (kék nyíl), kalcitos (piros nyíl) ér (H).

fragmentumokat is találni lehet, melyek egy része teljesen szmektitisedett. A helyenként összeilleszthető struktúrájú („jigsaw-fit”) magmás klasztok közötti teret teljes mértékben kitölti a goethites mészkő, de a bazaltfragmentumok szögletes megjelenése alapján a kőzet blokkos peperit (25. A, B, C, D, H ábra).

A mészkőzárványokban goethitesedett brachiopoda héj-átmetszeteket (26. ábra), valamint goethites-szmektités gömbökből, féregszerű halmazokból, fonalaktól álló sűrű, sok

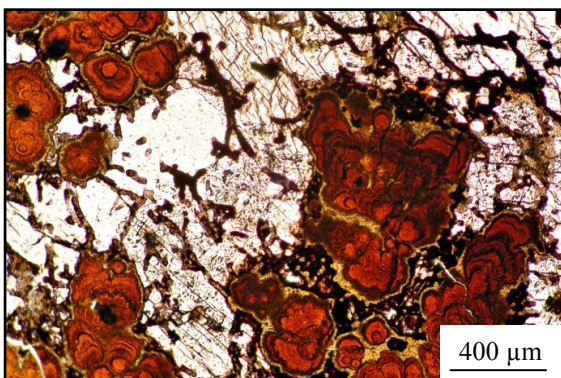


26. ábra. Zengővárkony. Brachiopoda fossziliák (fekete nyilak) az intruzív párnabazaltok közötti átkristályosodott mészkőben.



27. ábra. Zengővárkony. Hialoklasztit és karbonátos üledék érintkezésénél kifejlődött szmektités-goethites struktúrák

morfológiákra emlékeztetnek (Little 2004).



28. ábra. Zengővárkony. Bazaltüveg „stromatolit”-szerű és fonalás szmektités-goethites átalakulási struktúrája peperitben.

esetben párhuzamos sávokból álló szerkezetek fordulnak elő, melyek a párnabazaltok érintkezési vonalaival párhuzamosan futnak (25. E ábra), ahol az egyes fonalak vastagsága mm és pár μm között változik (25. F, G ábra). Ezekhez a fonalás struktúrákhoz nagyon hasonló, de kisebb méretű és hosszúságú palagonitos-nontronitos átalakulása a

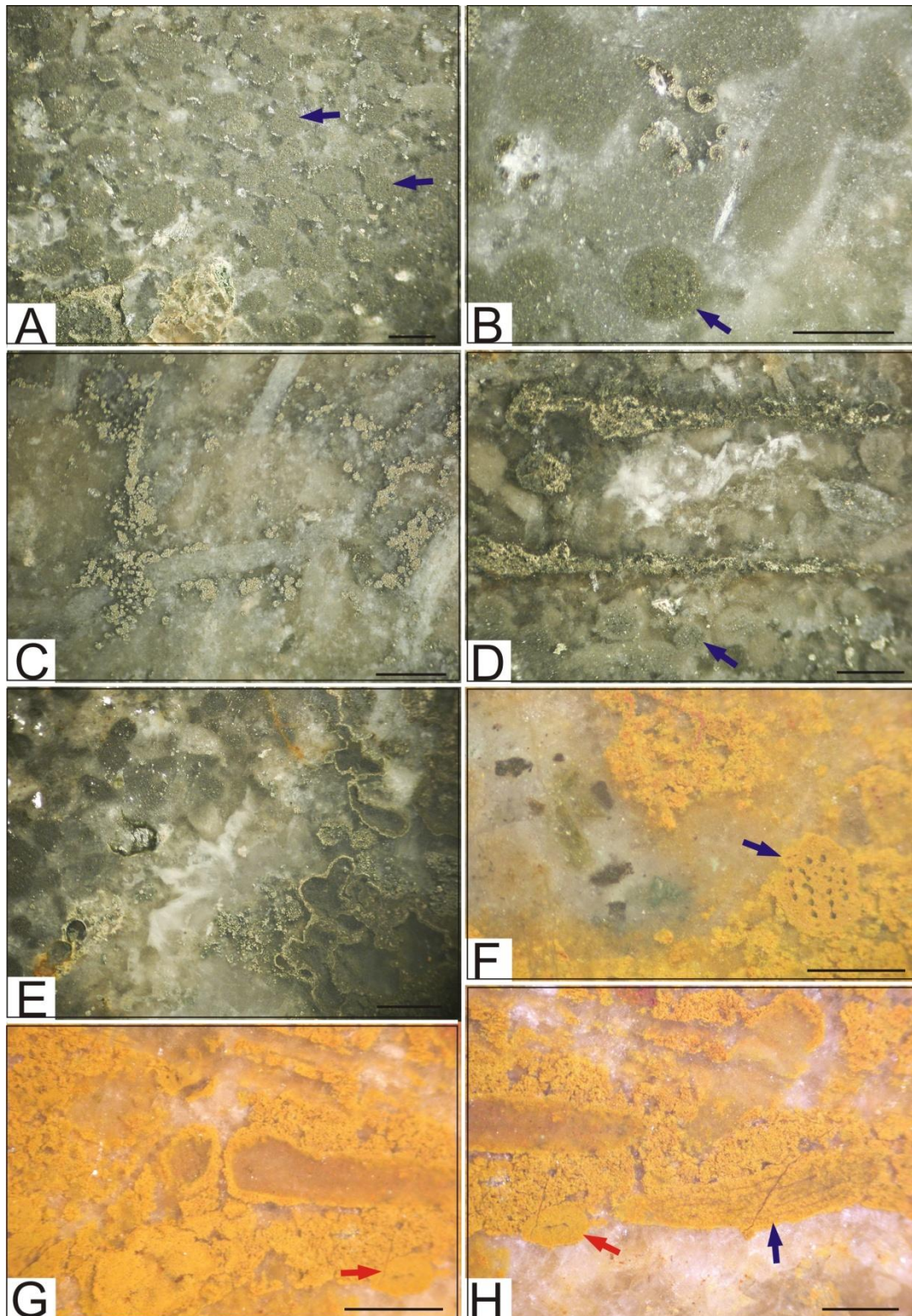
hólyagüreges vulkáni üvegnek szintén megfigyelhető, ahol a mészkővel érintkező

hialoklasztok széleiről sztromatolit-szerű, ezekből dendritesen elágazó és tisztán fonalás szmektit struktúrák láthatóak (27-28. ábra) A nagymértékben goethites mészkő fonalás szövete több esetben mikrobiális szerkezetekhez hasonló és a Juan de Fuca hátság Fe-oxihidroxidos üledékeiben (Hrischeva & Scott 2007) és a TAG-

hidrotermális mezőn megfigyelt mikrobiális (Bacteriogenic Iron Oxides: BIOS)

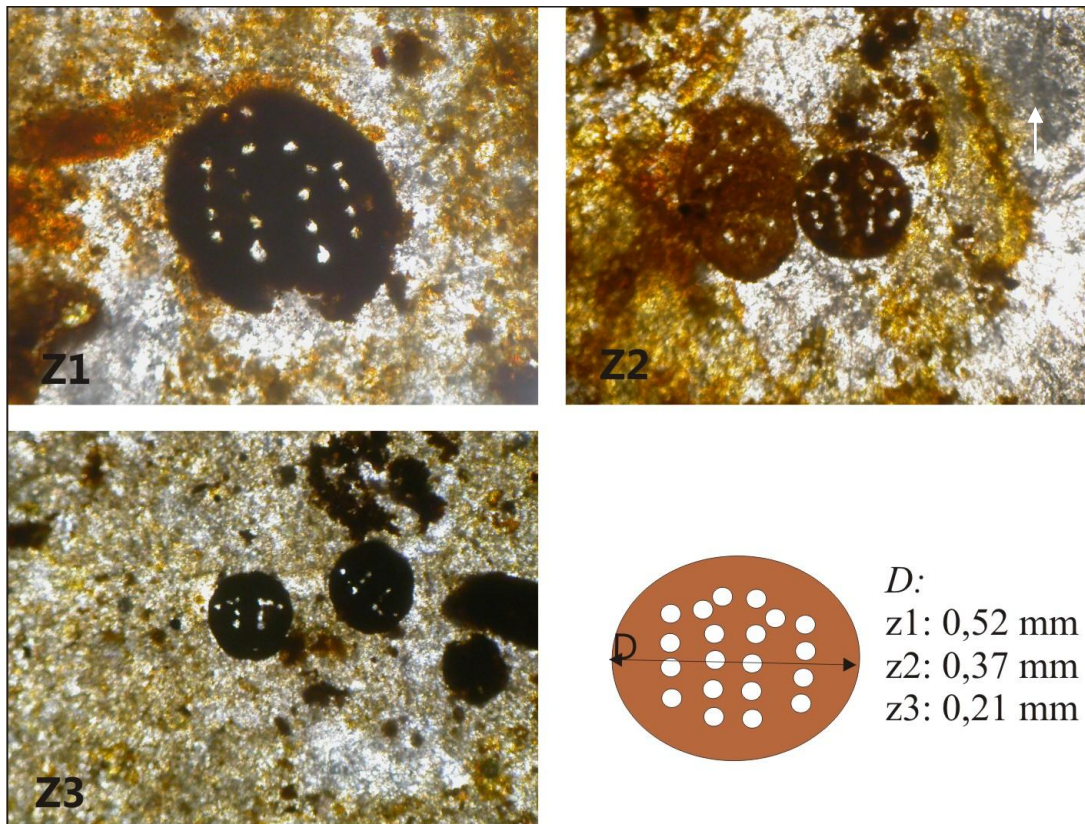
A goethites fonalak anyagában a szmektiten kívül a hidrotermásan intenzívebb átkristályosodást szenvedett mészkövekben szeladonit fonalak is gyakoriak, melyek víztiszta kalcitba ágyazódnak. Itt a hidrotermás kvarc is gyakori. Az átkristályosodott mészkőben brachiopoda vázak, mm-es hexaéderez, pentagondodekaéderez pirit kristályokból álló

héjtöredékek, framboidális aggregátumokat és sajátalakú piritet tartalmazó rák-koprolitok találhatóak (29. A, B ábra). Ezen koprolitokon megfigyelhető hogy sok esetben teljesen kalcitosodtak és a koprolitok szélein a pirit koncentrikus, vagy szalagos kiválásai figyelhetőek meg (29. C, D ábra), de bizonyos részeken a koprolitok felismerhetetlenek és ritmikus-sávós szerkezetű pirites kiválások találhatóak a helyükön (29. E ábra). Idiomorf földpát kristályok és hialoklasztit szinte mindig találhatóak a koprolitok környékén. A pirites részek a legtöbb helyen oxidálódtak és goethitté alakultak (29. F, G, H ábra). A pirites-goethites koprolitok átmérője 0,2 – 0,8 mm között változik. Idiomorf alakjukból ítélve nem szenvedtek szállítást, csak átkristályosodást. Egyes koprolitokon megfigyelhetőek 40-50 µm körüli átmérőjű, izometrikus kristályokból álló goethites gömbök melyek framboidális pirit utáni goethit átalakok és a framboidális pirit oxidációjával keletkeztek (31. C, D, E ábra). Ezekről a fosszíliaokról Palik (1965) bebizonyította be, hogy Decapoda (tízlábú rák) koprolitjai és 6 új nyomfosszíliafaj-t (ichnogenus) közölt a vasércből. Nagyon látványosak a koprolitok belsejében igen gyakran megfigyelhető idiomorf földpát szemcsék, számos esetben a koprolitból „kilógó”, mm-alatti idiomorf földpátkristály is észrevehető, sőt piroxén szemcsék is gyakoriak (31. A, C, D, E ábra). Az intruzív párnabazaltok közötti goethites mészkőből egy viszonylag újonnan felfedezett ichnogenus-t, a *Favreina belandoi* (Schweigert et al 1997) tömegesen előforduló koprolitjait sikerült meghatározni (Jáger et al., 2012). a *Favreina belandoi* ichnogenus mellett a *Helicerina siciliana* (Senowbari-Daryan et al., 1979) némileg kisebb arányban előforduló koprolitjai is megtalálhatóak (Jáger et al., 2012). A *Favreina belandoi* koprolitok csatornaszámainak eltérését Schweigert et al., (1997) onthogenetikai okokra vezeti vissza, vagyis az egyedfejlődés korábbi stádiumában lévő fiatalabb rákok koprolitjainak mérete kisebb, csatornaszámai pedig kevesebb. Ezt a megfigyelést támasztják alá a zengővárkonyi koprolitokon is megfigyelhető kisebb mérettel járó kevesebb csatornaszámok (30. ábra). (a gyűjtött példányokon 10, 16, 18, 20 -as csatornaszámok figyelhetőek meg). Az intruzív párnabazalt feltárásoktól 150 m-re É-ra a mezőn található peperitből egy újabb rákkoprolit ichnogenus, a *Parafavreina huaricolcanensis* (Senowbari-Daryan et al 1986) volt megtalálható (Jáger et al., 2012). A koprolitok átmérője 0,5 - 0,6 mm körüli, és rengeteg (~300 db) háromszög keresztmetszetű csatornát tartalmaz. Ezen koprolitok mellett semmilyen más rákkoprolit nem található, azonban gasztropoda, brachiopoda, ammonitesz és foraminiferák is előfordulnak a mikrites mátrixban. A koprolitok hosszmetesete alig több mint a keresztmeteszet hossza, azaz 0,8 mm körüli (31. B ábra). A peperit gyakran hidrotermás fészkeket, üregeket tartalmaz, melyben romboédes, szkalenoédes kalcit, valamint akár több cm-es fennőtt, trigonális rövidprizmás



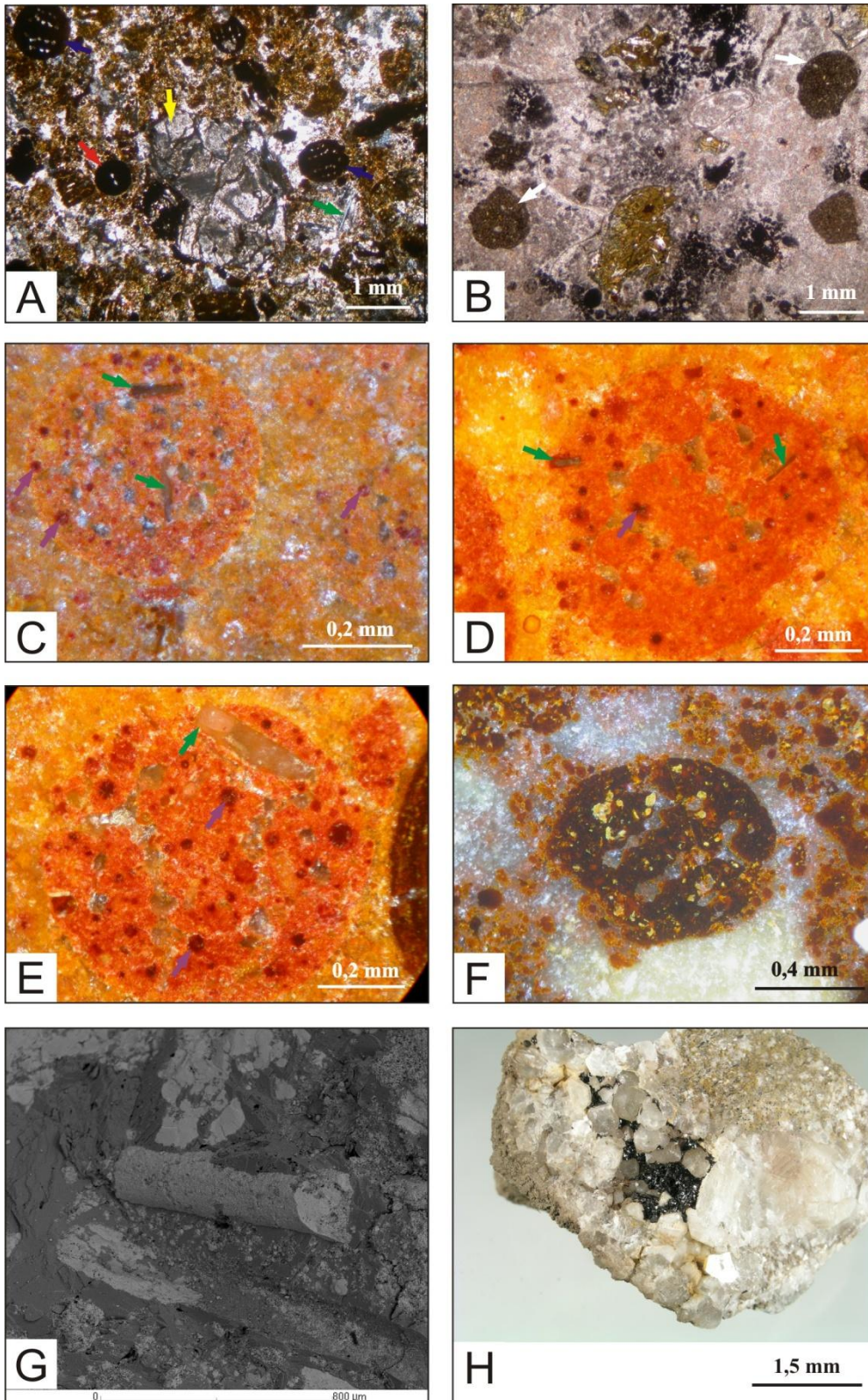
29. ábra. Zengővárkony. Intruzív párnabazaltok közötti pirites és goethites rákkoprolitok (*Favreina belandoi*: kék nyíl, *Helicerina siciliana*: piros nyíl) (A-H). A zengővárkonyi intruzív párnabazaltok mészkőzárványai között nagyon ritkán lehet csak ép, pirites koprolitokat találni, főleg a teleptelér alsó részén (A,B). A pirites koprolitok újrakristályosodása, az egyedi pirít kristályok növekedése szintén megfigyelhető (C,D,E); A pirites koprolitok oxidációja során keletkező rendezetlen szerkezetű ferrihidrit kicsapódásaként létrejövő ágas-bogas struktúrák (F,G,H). A fotókhhoz tartozó méretarány egységesen 1 mm.

kvarc, füstkvarc, ritkán tús-kristályos 0,5 cm-es fennőtt goethit található. Egy esetben szürke, mikrokristályos hematitos ér előfordult egy mészkőzárvány kalcitos repedésében.



30. ábra. Zengővárkony. A *Favreina belandoi* koprolitok mérete a különböző egyedfejlődési stádiumokat tükrözi. A kevesebb csatornászámú és kisebb méretű koprolit (Z3) a fiatalabb rákok termékeire jellemzőek, míg a felnőtt egyedek koprolitjainak mérete nagyobb, csatornászámja több (Z2,Z3).

Ritkán baritos üregek is találhatóak kalcit társaságában. Főleg a vulkano-szediment öszzlet alján lévő kalcitosodott koprolitokat tartalmazó mészkőzárványokban gyakran fordul elő fennőtt kalcitok közötti teret teljesen kitöltő szilárd, fekete, szurokfényű, kagylós törésű pirobitumen több cm-es nagyságban, (31. H ábra) mely hevítve a rá jellemző bitumenszagot árasztja. Ezeknek a kőzetpéldányoknak átható bitumenszaga van ha megütjük, valamint a mészkőzárványokban kőzetalkotó mennyiségű rákkoprolit található, azonban meghatározásuk itt nem lehetséges, mivel a koprolitok anyaga teljes mértékben karbonátosodott, körvonaluk is csak a bennük található enyhén oxidálódott framboidális pirit dúsulása alapján vehető ki szabad szemmel. A SEM-EDS mérések a szerves anyagra jellemző megemelkedett alapvonalat, magas C-tartalmat, S-jelenlétét mutatták. A bitumen reflektivitása 0,073 és 0,112% között mozog. A tulajdonságai alapján



31. ábra. Zengővárkony. Intruzív párnabazaltok közötti peperites mészkőzárvány idiomorf augittal (sárga nyíl), földpátkristályokkal (zöld nyíl), *Favreina belandoi* (kék nyíl) és *Helicerina siciliana* (piros nyíl) koprolitok hossztengegyére közel merőleges metszetekkel (A); *Parafavreina huaricolcanensis* koprolitok (fehér nyíl) peperites mészkőzárványban (B); *Favreina belandoi* koprolitok idiomorf földpátkristállyal (zöld nyíl) és framboidális pirít utáni goethit pszeudomorfózákkal (lila nyíl) (C,D,E); teljesen goethitesedett *Favreina belandoi* koprolit (F); *Favreina belandoi* hosszmetsete (SEM-fevétel)(G); koprolitos mészkőzárvány kalcitos üregének bitumen-kitöltése (H).

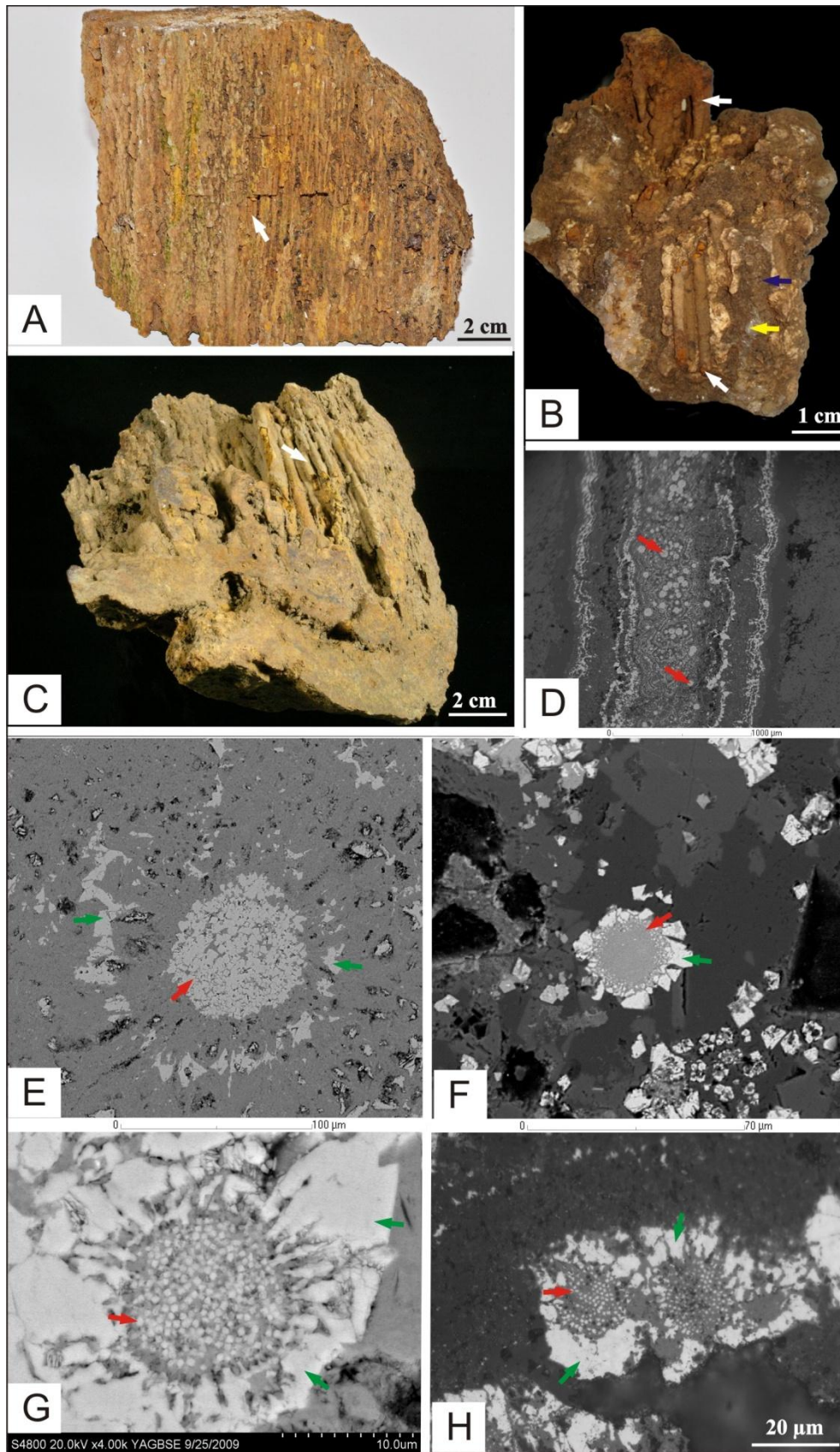
gilsonitnak adódik (Hámorné Vidó Mária mérése, szóbeli közl.) A bitumenben kigázosodás nyomaira utaló hólyagüregek találhatóak (pirobitumen), melyben ritkábban fennőtt, víztiszta, szkalenoéderes kalcitkristályok is találhatóak. A bitumenben apró, maximum pár μm -es piritfoltok is megfigyelhetők.

6.4.1.4 Csöves-szerkezetű pirites-markazitos hidrotermás csatornák intruzív párnabazaltok között



32. ábra. Zengővárkony. Intruzív párnabazaltok közötti térben kifejlődött csöves szerkezetű vasszulfidos csatornák (fehér nyíl) megtisztítatlan felülete. Az intruzív párnabazaltok érintkezései mentén a fluidumok vándorlását lehetővé tevő nagyobb permeabilitású zónát a barna színű vasoxidos-szmektites/szeladonitos zóna (piros nyíl) rajzolja ki.

A nagyobb intruzív párnabazaltok közti térben, a vulkanoszediment összlet közepén több helyen pár mm - néhány cm átmérőjű, egymással párhuzamosan sűrűn elhelyezkedő csöves struktúrákból álló és akár 1 m hosszúságot és 150 kg-ot is elérő, vasszulfidos anyaghalmozék található (32. ábra). A csöves szerkezetű pirites-markazitos, goethites képződmények hosszanti tengelyére merőleges dőlésértékei megegyeznek a volt mészkőbányában mért titon mészkő dőlésével, vagyis ezek a csöves szerkezetek a képződésükkor függőlegesen álltak. Több esetben azonban a szulfidos csövek breccsás szerkezetűek, az egymástól elszakított csöveket kalcit és kvarc cementálja, mely későbbi folyamatokat jelez. A csöveket szálal kalcidon, pirit, markazit, goethit alkotja, külső részükön aragonit utáni kalcit, romboéderes, szkalenoéderes kalcit és trigonális rövidprizmás kvarc (gyakran ametiszt, füstkvarc) vált ki (33. A, B, C, D ábra). A SEM-EDS mérések 10 μm körüli barit, ritkábban gipsz zárványokat mutattak ki a pirit fázisból. A szulfid csövek hosszanti keresztmetszetén jól látszik a zónás szerkezet. Az egyes zónákat piritből álló framboidok és markazit váltakozása adja. Sok esetben a framboidokat is markazit veszi körül, jellegzetes atoll-struktúrát kialakítva (33. E, F, G, H ábra). Főleg a csövek belső részén szembeütő a framboidos pirit nagy számú megjelenése, míg a külsőbb zónákra a markazit jellemző. A pirit framboidok átlagos átmérője 30-80 μm körüli, míg az egyes oktaéderes piritkristályok 1 μm körüliek.



33. ábra. Zengővárkony. Intruzív párnabazaltok között kifejlődött pirites-markazitos csatornák (fehér nyíl) kvarccal (sárga nyíl) és kalcittal (kék nyíl) (A, B, C); a vasszulfidos csöveket részben alkotó framboidális piritek (piros nyíl) markazitos „atoll-szerkezettel” (zöld nyíl) (D, E, F, G, H).

6.4.1.5 („Felső”) hialoklasztit

A párnabazalt feletti közvetlen képződmény ismét hialoklasztit, mely éles átmenet nélkül jelentkezik, és a vulkanoszediment összlet alsó részén települő hialoklasztittal megegyező struktúrát és ásványfázisokat mutat. Rétegzés, gradáltság és átülepítés nyomai nem találhatóak, viszont gyakori az ökölnyi vagy kissé nagyobb méretű, elszórtan jelentkező párnabazalt, csakúgy mint az alsó szint hialoklasztit rétegében. goethitesedett, rákkoprolitokat tartalmazó, peperites mészkőzárványok is előfordulnak, bár mennyiségük alárendelt. A hialoklasztit felső zónájában lencsés (illetve a táró bejáratánál megfigyelhetően akár szalagos) alakban szürke-fekete, goethites részek fordulnak elő, melyek egyrészt átkristályosodott, kopolitokat tartalmazó mészkőzárványok, másrészt a hialoklasztit goethitesedése során keletkeztek. A kis szakaszon még járható táró bejáratánál ezen goethites érc hidrotermás kvarclencsékkel együtt fordul elő.

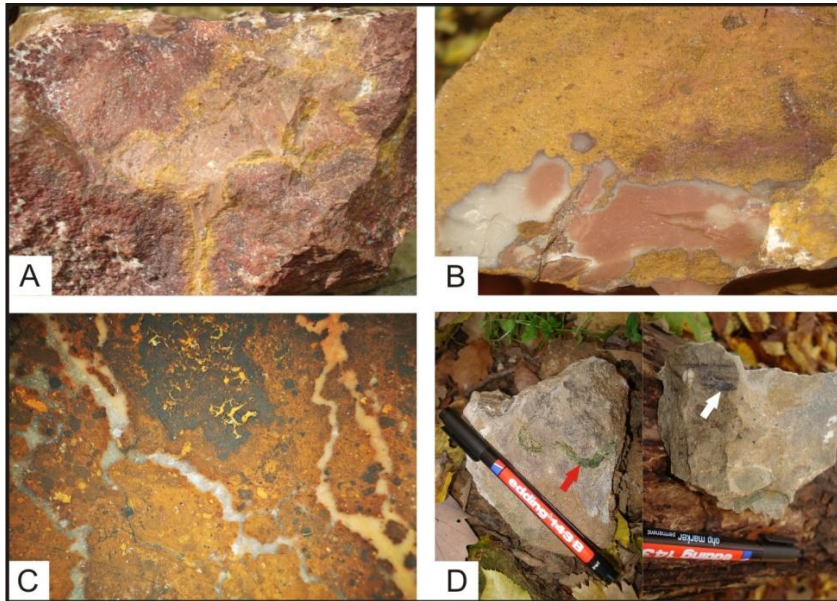
A hialoklasztitban lévő vastagabb repedésekben gyakori jelenség hogy a palagonitból a repedések falára merőleges, mm-alatti vastagságú fonalas, dendrites és ritmikus, sztomatolit-szerű szmektit-szeladonitos és goethites struktúrák jöttek létre, melyek kalcitos alapanyagba ágyazottak és valószínűleg a hialoklasztit hidrotermás bontásának eredményeként jöttek létre.

6.4.1.6 Vasérc

A goethites vasérc a 180 m vastagságú vulkano-szediment összlet felső hialoklasztit rétege és a konkordánsan rátelepülő alsó-kréta *Apátvarasdi Mésző Formáció* márgás mészkőve között található. Molnár (1961) szerint vastartalma 18 – 65 % közötti, 0,5 - 1,5 % MnO valamint 7,8 - 9,5 % SiO₂ tartalommal bír. Egyéb elemekről nincsen említés. Az átlagos telepvastagság nem haladja meg az 1 m-t azonban az érctelep erősen ingadozó, lencsés és kiékülő (Szurovy 1949). 1965-ben Palik Piroska 6 különböző rákkoprolit ichnogenust (*Favreina dispentochetarius*, *F. hexaochetarius*, *F. octoochetarius*, *Palaxius decaochetarius*, *P. tetraochetarius*, *P. triochetarius*) és néhány rák antennát határozott meg a vulkáni szekvencia és a fedő mészkő között található goethites vasércből (Palik 1965). Az 1950-es években bányászott vasérc egy része a teljesen goethitesedett mészkőzárványokból tevődhetett ki, így nem meglepő hogy összefüggő, egyenletes érctelep sosem találtak, illetve (Szurovy 1949) megfigyelése, miszerint az ércet erősen ingadozónak és lencsésnek értékelte, helytálló. Sajnos a feltártsági viszonyok ennek a vasércnek a településére nézve is nagyon

mostohák, amit egyrészt a lehányás, a tárók érces szakaszának beomlása és a völgy kőzeteinek talajjal való fedettsége okoz. Bizonyos helyeken, pl. az egyetlen, még járható táró nyitó szakaszán, valamint a kőbányához közeli völgyben, főleg már csak törmelékben tanulmányozható csak ez az érces szakasz.

6.4.1.7 Ércfedő mészkő



34. ábra. Zengővárkony. Fluidizációra (A,B) és hidraulikus breccsásodásra (C) utaló szöveti bélyegek az ércfedő mészkőben; szeladonitos rákkoprolitokat tartalmazó járatok (piros nyíl) és szenesedett növényi maradványok (fehér nyíl) a fedő mészkő márgás rétegeiben.

A vulkáni rétegsor felső részén lévő hialoklasztit többé-kevésbé goethites peperit lencséiben a (Palik 1965) által leírt ichnogenusok és 0,7 cm átmérőjű járatok figyelhetők meg. Azonban a hialoklasztit közvetlen fedő képződmények feltártsága

már közel sem olyan jó mint a többi képződményé. A vulkáni szekvenciára

közvetlenül települő alsó valangini (Bujtor, 2006, 2011) wackestone-szövetű mészkőn fluidizációra utaló bélyegek figyelhetők meg (34. A, B ábra). Ez a mészkő olyan goethites vasércet tartalmaz, melyek repedéseiben a finomszemű, rózsaszínes mészkő alapanyaga található, és ez a karbonátos alapanyag néhol teljes mértékben átkristályosodott. Ez a szövet is összeilleszthető textúrájú (34. C ábra). Nagyon érdekes, hogy míg a párnabazaltok közötti peperites mészkőzárványokban a kőzetalkotó mennyiségű koprolitok kivétel nélkül a *Favreina belandoi*, *Helicerina siciliana* és elvéve a *Parafavreina huaricolcanensis* nyomfosszília fajokból állnak, addig a vulkano-szediment szekvencia fedő mészkővében ezek a nyomfosszília fajok egyáltalán nem fordulnak elő, helyettük a Palik (1965) által leírt (*F. dispentochetarius*, *F. hexaochetarius*, *F. octoochetarius*, *P. decaochetarius*, *P. tetraochetarius* és *P. triochetarius*) nyomfosszíliafajok találhatóak. A hialoklasztit felett a völgyben tovább ÉNy-felé haladva rákkoprolitot valamint plankton foraminiferát, krinoideát,

gasztopodát és szenesedett növényi törmeléket is tartalmazó mészkő települ. A kis vastagságú mészkőre márgás mészkő, márga következik a rétegsorban felfelé haladva, melyben a rák-koprolitok és -járatok szeladonitosak, és a környezetükben akár több cm-es szenesedett szárazföldi növénymaradványok nagyon gyakoriak (34. D ábra), Az ezt fedő *Apátvarasdi Mészkő F.* már karbonátosabb képződményében ritkán a mészkő rétegzésével párhuzamos sávban pár mm vastagságú goethit sáv is található. Ez felett a karbonátos rétegsorban már semmilyen hidrotermás elváltozásra utaló bélyeg nem nyomozható. A képződmények átlagos dőlésértéke $330^{\circ}/28^{\circ}$.

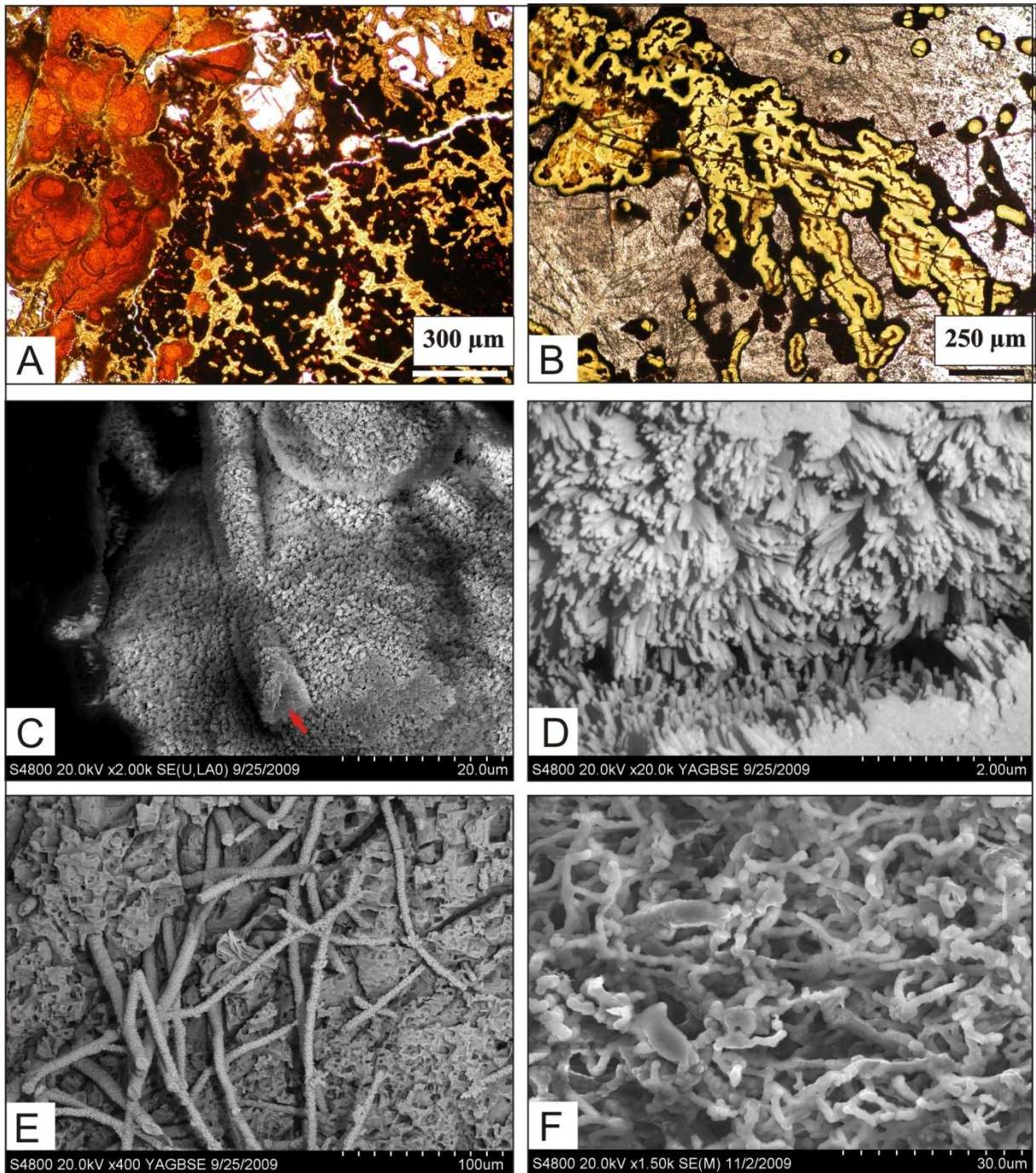
6.4.1.8 Szöveti vizsgálatok

6.4.1.8.1 vasérc

A goethites vasérc szövetére jellemző hogy a masszív, teljesen goethitesedett de még felismerhető koprolitokat is tartalmazó részek mellett gyakori az egymással párhuzamos fonalas struktúrákból, vagy elágazó szálakból, a szálak mentén gömbös képletekből álló ágasbogás szerkezet. Az egyes fonalak vastagsága 1,5 μm és 1 mm között változik. anyaguk goethit, a fonalakat pedig azok hossztengegyére merőlegesen ránőtt goethit kristályok alkotják, ahol az egyes kristályok mérete 50-150 nm között mozog, de átlagban 100 nm körüli (35. C-F ábra). Ritkán megfigyelhető hogy a röntgenpordiffrakciós és energiadiszperzív elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján szmektit/szeladonit kérgezi be a goethites fonalakat.

Több esetben meg lehetett állapítani hogy a fonalas goethit struktúrák rákkoprolitok átalakulása révén képződtek, illetve az átalakulás egyes stádiumai is megfigyelhetőek (29. G-H ábra), ami a koprolitok átkristályosodását bizonyítja.

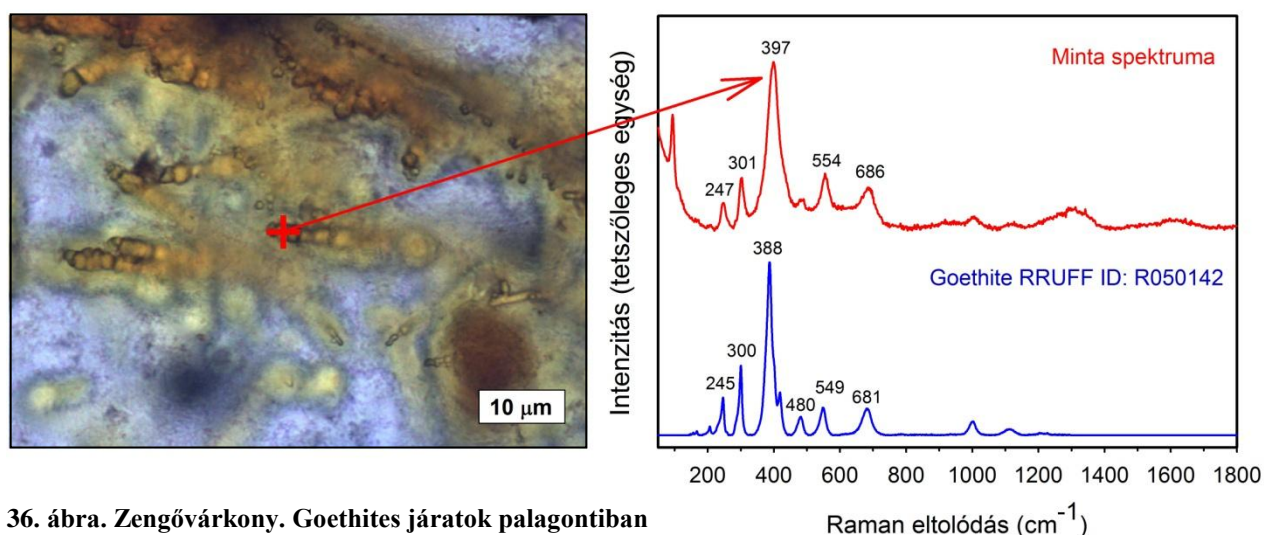
Ritkán találhatóak olyan vasérces minták, melyek nem tartalmaznak rákkoprolitot, viszont a szmektit/goethit arány magas és a fonalas-elágazó struktúrák a hialoklasztit átalakulásához kapcsolódnak (35. A, B ábra). A vulkáni üveg átalakulása során a fonalas struktúrák mellett itt gyakoriak a sztramatolit-szerű szerkezetek is melyeknek anyaga szmektit, szeladonit és goethit. Ritkábban, de a goethitesedett hialoklasztitban található peperites mészkőzárványok néhol teljesen átkristályosodott goethitből állnak, melyben a goethit tús-sugaras halmazai és gömbös kiválásai is előfordulnak.



35. ábra. Zengővárkony. A nagyobb szmektit/goethit arányú érc hialoklasztit átkristályosodása révén jön létre mely folyamat során dendrites, ágas-bogas szerkezetű goethit képződött (A, B); a rákkoprolitos mészkő átkristályosodásával hasonló goethites struktúrák jöttek létre (C-F), amelyekben gyakori az egymással párhuzamos goethites fonalából álló szerkezet. A goethit fonalak hossztengeyére merőlegesen 50-150 nm-es goethit tűk sűrű halmaza vált ki (D). A (C) pásztázó elektronmikroszkópos felvételen jól látszik hogy a goethit fonalas szerkezetei nem üregek (piros nyíl)

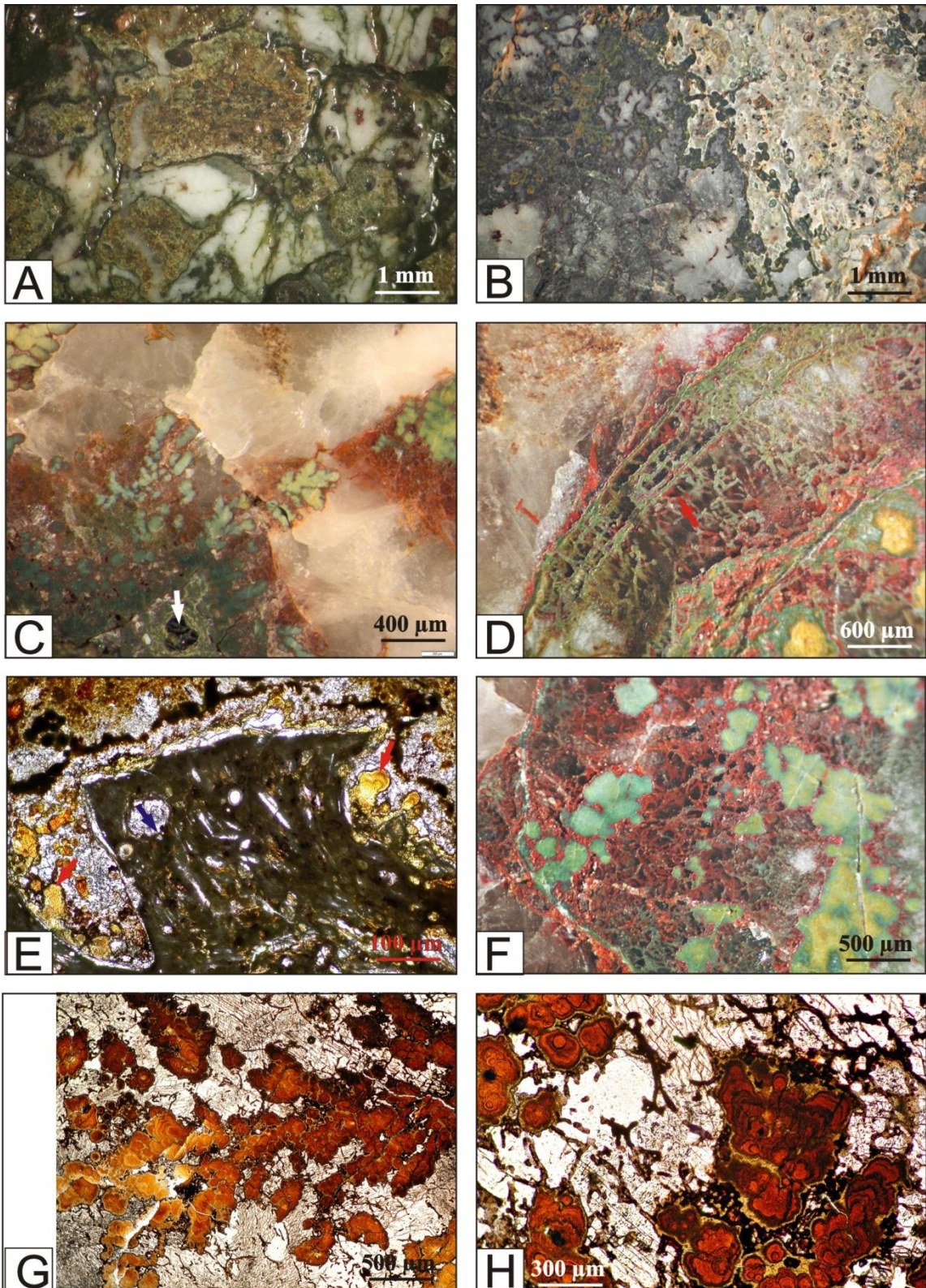
6.4.1.8.2 Fonalas struktúrák hialoklasztitban

Az erősebben karbonátosodott hialoklasztitban és ott ahol a hialoklasztit repedései mentén szivárgó oldatok a vulkáni üveget intenzívebb bontásnak tették ki, zöld színű, szmekttel közberétegzett szeladonit, továbbá goethit kiválások ujjas-elágazó, pár μm tól 1 mm-es vastagságig terjedő formái figyelhetők meg a kalcitban (35. A, B ábra). A mikroristályos, szmekttites-szeladonitos összetételű ujjas formák szélein és középvonalaiban vált ki a goethit, mely leggyakrabban gömbös, dendrites, sztromatolit-szerű vagy fonalas struktúrákat alkot (35. A, B ábra). Az ujjas formák, ágas-bogas szmekttites, goethites struktúrák és sztromatolit-szerű képletek a hialoklasztit azon részén fejlődnek ki, mely az



36. ábra. Zengővárkony. Goethites járatok palagontiban

oldatáramlásnak a leginkább kitétek (37. A, B, C, D, F ábra). Ugyanez figyelhető meg a peperitben is, ahol a vulkáni üveg mészsizappal keveredett (37. E, G, H ábra). A legérdekesebb formák azonban azok a csöves-szerkezetű, bakteriális cella mérettartományába eső 1,5-2 μm átmérőjű hajladozó, elágazó, fonal-szerű, vagy egyenként elszórt, kaotikusan megjelenő járatok-szerű képletek az átalakult üvegben, melyek hossztengetyére merőlegesen tűs goethit vagy rostos szmektit/szeladonit kristályosodott. A mikroméretű alagutacsók mentén pár μm -es gömbös struktúrák is gyakran előfordulnak. Ezen kívül az is megfigyelhető, hogy 1,5 μm körüli goethites gömbös képletek rendeződtek sorokba, melyekben az egyes gömböcskék nem érnek egymáshoz (melléklet, 1-2. ábra). A mikrojáratok mentén kivált goethit jelenlétét Raman-vizsgálatok is megerősítették (36. ábra), szervesanyag jelenlétét azonban a rendelkezésre álló vizsgálati eszközökkel ilyen kis mérettartományban nem sikerült kimutatni.



37. ábra. Zengővárkony (A); hólyagüreges hialoklasztit átalakulásaként keletkezett szmektites, goethites ágas-bogas halmazok kalcitban (B); opak ásványt (fehér nyíl) tartalmazó hialoklasztit szmektites, goethites átalakulási termékei kalcitban (C, D); szmektites fonalakra rakódó goethit (piros nyíl); földpát krisztallitokat tartalmazó hólyagüreges hialoklasztit (kék nyíl) és a karbonátos üledék érintkezése mentén keletkezett „sztromatolit”-szerű szmektites-goethites fázisok (piros nyíl) (E); hialoklasztit „sztromatolit”-szerű szmektites-goethites átalakulási termékei kalcitban (F, G, H).

6.4.1.9 Nyomelemzési és kénizotóp ($\delta^{34}\text{S}$) mérési adatok

Az ércképződési folyamatok megértése szempontjából a különböző goethites vasércminták, a pirites koproilitokat tartalmazó párnabazaltok közötti peperites mészkőzárványok és az ugyancsak pirites-markazitos, párnabazaltok közötti térben kifejlődött csöves-szerkezetű képződmények elemzése kiemelt fontosságú. Összehasonlításként az intruzív párnabazalt, hialoklasztit, limonitos érkitöltések és a fedő mészkő nyomelemtartalmának meghatározása is megtörtént ICP-MS illetve ICP-AES módszerrel. A pirites fázisok $\delta^{34}\text{S}$ értékei szintén fontos ércgenetikai következtetéseknek adtak alapot.

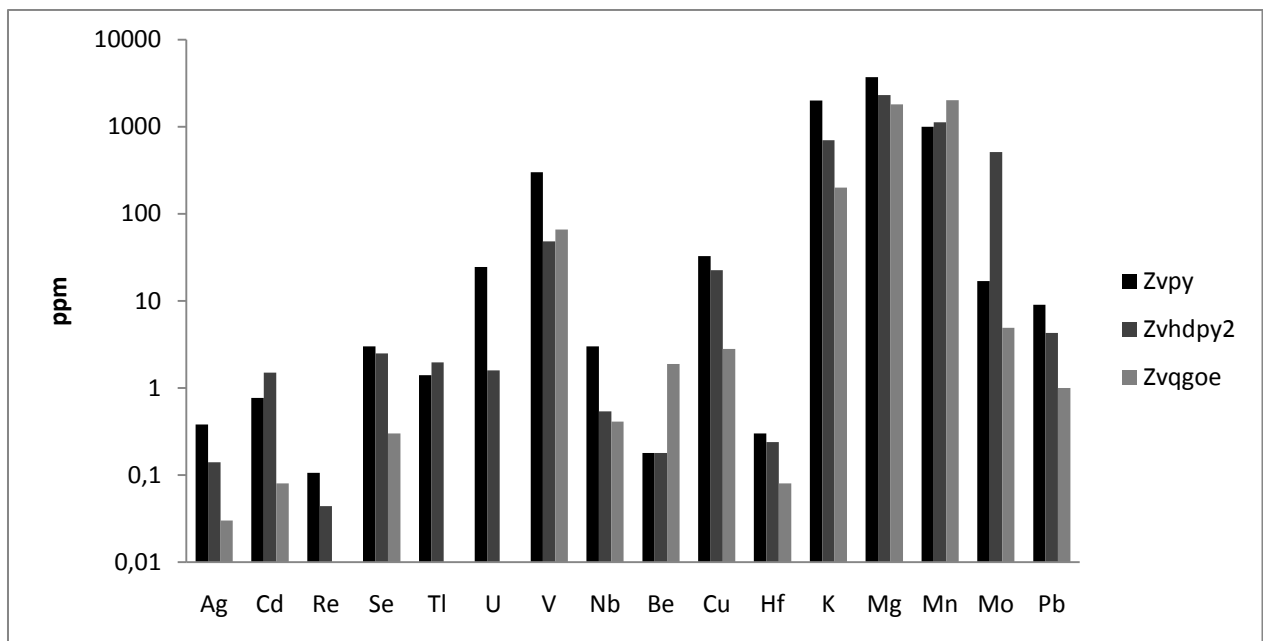
6.4.1.9.1 Intruzív párnabazaltok peperites mészkőzárványai kőzetalkotó mennyiségű pirites koproilittal

A kőzetalkotó mennyiségű pirites rákkoproilitot (*Favreina Belandoi*; *Helicerina Siciliana*) tartalmazó mészkőzárványok elemzése kulcsfontosságú volt, hiszen ez a kőzet a bazalt benyomulása előtti üledékes viszonyokról hordoz információt. Több év kutatómunkája után kerültek csak elő olyan zárványok, melyek nem oxidálódtak, és bennük a rákkoproilit nyomfosszíliafajok is meghatározhatóak voltak. Ezekben a mintákban az *Ag*, *Re*, *Ta*, *U*, nemcsak a kéregátlaghoz viszonyítva dúsul, de a mecseki alsó-kréta vulkanoszediment összlet magmás, hidrotermás és üledékes kőzeteihez képest ebben a kőzetben érik el az említett elemek a dúsulási maximumot. Ugyancsak jelentős dúsulást mutat a *Cd*, *Mo*, *Se*, *Tl*, *V*. (melléklet, 2. táblázat)

A framboidális piritet tartalmazó koproilitok $\delta^{34}\text{S}$ értékei -34,41 és -38,79‰ közé esnek (melléklet, 1. táblázat: *Zvpy*). Egy esetben egy olyan peperites mészkőzárvány került elő a bazaltok között, amiben beazonosíthatatlan eredetű, de átkristályosodásra utaló rostos, dendrit-szerű mm-alatti piritkristályokból álló formák fordultak elő, framboidális struktúrák nélkül (melléklet, 1. táblázat: *Zvde*). A mérések alapján az ilyen típusú piritnek a $\delta^{34}\text{S}$ értékei -28,66 és -30,31‰ közötti.

6.4.1.9.2 Intruzív párnabazaltok közötti csöves szerkezetű pirites-markazitos képződmények

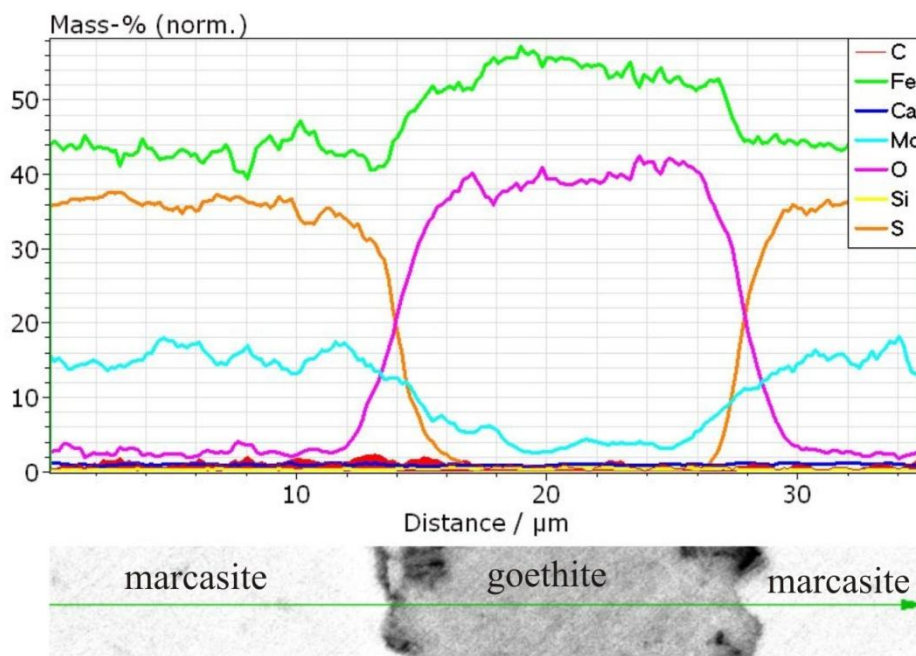
Az egymással párhuzamos, vasszulfidos csövekből álló képződmények (Zvhdpv) nyomelemtartalmának eloszlása nagyon nagymértékű hasonlóságot mutat a pirites mészkőzárványok nyomelemeinek eloszlásával



38. ábra. Zengővárkony. pirites mészkőzárvány (Zvpy), pirites-markazitos csöves hidrotermás csatorna (Zvhdpv2), oxidálódott csöves hidrotermás csatorna (Zvqgoe) néhány nyomelemének eloszlása.

Azok a nyomelemek, melyek a pirites koprolitokat tartalmazó mészkőzárványban dúsulnak, a pirites-markazitos csatornában is szintúgy nagyobb arányú dúsulást mutatnak (melléklet, 2. táblázat) (38. ábra). Az Ag mennyisége csupán 0,02 ppm eltérést mutat a Zvpy kőzetekben mértekkel. Az As az intruzív párnabazaltból (Zvpb), annak palagonitos szegélyéből (Zvpch) és a hialoklasztitból (Zvhv) mért ~2-7 ppm körüli értékekhez és a pirites koprolitokat tartalmazó mészkőzárványokból mért ~11-17 ppm-es értékeihez képest a vasszulfidos csöves képződményekben ~25-65 ppm-es dúsulást mutat. A Cd értékei mind az intruzív párnabazaltban, mind az intruzív hialoklasztitban a kimutatási határ alatt volt (<0,06 ppm), de a ~0,3-0,7 ppm Cd-ot tartalmazó pirites koprolitos mészkőzárványokhoz képest a csöves képződményekben a Cd ~2 ppm-ig dúsul. A Co szintén ebben a képződményben dúsul a legnagyobb mértékben. A pirites koprolitos mészkőzárványok ~2-5 ppm-es Co értékei és az intruzív párnabazalt valamint hialoklasztit sokkal magasabb, ~41-54 ppm-es Co-tartalmához

képest a csöves-szerkezetű vasszulfidos képződményekben a *Co* ~80 ppm-ig dúsul. A *Mo* mennyisége szintén ebben a csöves vasszulfidos képződményben éri el a maximumát a mecseki alsó-kréta vulkano-szediment és hidrotermás képződményekhez képest, de a felső kéreg átlagához viszonyítva is 500 –szoros dúsulást mutat, ami ha nem ennyire ritkán megjelenő és kisméretű képződményről lenne szó, akkor a felszínhez közeli előfordulás esetén gazdasági vonzatokat is jelenthetne. A *Mo* ebben a képződményben 511 ppm-ig dúsul, és mindegyik csöves-szerkezetű vasszulfidos csatornában 170 ppm feletti mennyiségben található. Az energiadiszipatív elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján a *Mo* egyértelműen a vasszulfidos fázisokhoz kötődik és a goethites fázisokban ugrásszerűen lecsökken a mennyisége (39. ábra).



39. ábra. Zengővárkony. A molibdén dúsulása a csöves szerkezetű, átkristályosodott vasszulfidos struktúrákhoz kötődik (SEM-EDS mérés).

A *Mo* a hialoklasztitban a kimutatási határ alatt volt (<0,2 ppm), a párnabazaltban ~1,5 ppm-et lehetett mérni. Ezzel szemben az üledékes eredetű pirites mészkőzárványokban ~8-17 ppm közötti *Mo* tartalom jellemző. A *Ni* dúsulása is kimutatható a csöves pirites-markazitos képződményekből. A pirites mészkőzárványokban mért ~7-18 ppm-es értékekhez és a párnabazaltban valamint hialoklasztitban mért ~30-60 ppm-es mennyiséghez képest a csöves-szerkezetű vasszulfidos képződményekben 115 ppm-ig dúsul. A ritka *Re*-ot az összes vizsgált képződmény közül csak a pirites koproilitokból álló mészkőzárványokból (0,02-0,106 ppm) és a csöves-szerkezetű szulfidos csatornákból (0,004-0,044 ppm) lehetett kimutatni, ráadásul

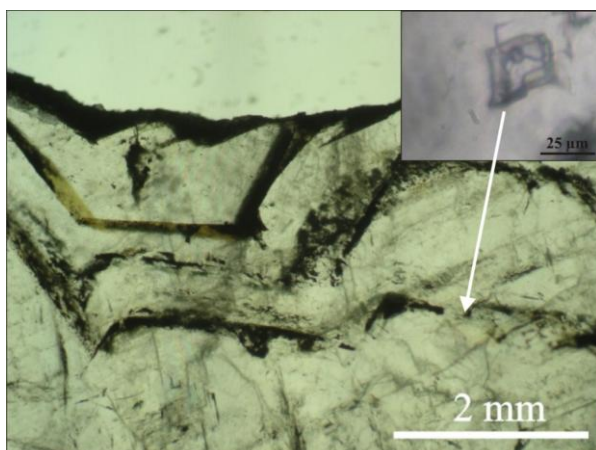
nagyarányú dúsulással. Ezek az értékek a pirites mészkőzárványok esetében több mint ötszázszoros, a csöves vasszulfidok esetében pedig több mint kétszázszoros dúsulást jelentenek a felsőkéreg átlagához képest (Rudnick&Gao 2003). A *Se* dúsulása szintén figyelemre méltó, mely elem a párnabazalt és hialoklasztit mintákban a kimutatási határ alatt volt (<0,6 ppm), a pirites és karbonátos mészkőzárványokban azonban ~16 ppm-ig is dúsult, a csöves-szerkezetű vasszulfidokban pedig ~4 ppm körül lehetett kimutatni (melléklet, 2. táblázat).

A framboidos-markazitos csövekből vett minták $\delta^{34}\text{S}$ értékei -35,9 és -28,0‰ közöttiek, mely értékek megegyeznek, vagy alig mutatnak pár %-es különbséget a pirites rákkoprolitokat tartalmazó minták értékeivel, összességében azonban a legnegatívabb és így a ^{32}S -ben, azaz a könnyebb kénizotópban leginkább dúsult fázis a pirites rákkoprolitokra jellemző, de a csöves vasszulfidokból mért leg negatívabb $\delta^{34}\text{S}$ értékek (-35,9‰) is alig 3‰-es eltérést mutatnak a pirites koprolitokból mért leg negatívabb $\delta^{34}\text{S}$ értékeihez (-38,79‰) képest (melléklet, 1. táblázat).

6.4.1.9.3 Oxidálódott pirites képződmények és goethites vasérc

Az oxidálódott csöves-szerkezetű pirites képződmények goethitje és a koprolitos eredetű vasérc azokban a ritka elemekben, amelyek a piritben dúsulnak jóval szegényebbek, ugyanakkor a *Be*- és *Mn*- tartalom az oxidáltabb mintákban növekszik. A koprolitos vasércben a *Mn*- tartalom már kicsivel több mint ~0,2% és érdekes módon a *B* 50 ppm-ig dúsul (melléklet, 2. táblázat) (38. ábra).

6.4.1.10 Fluidzárvány vizsgálatok



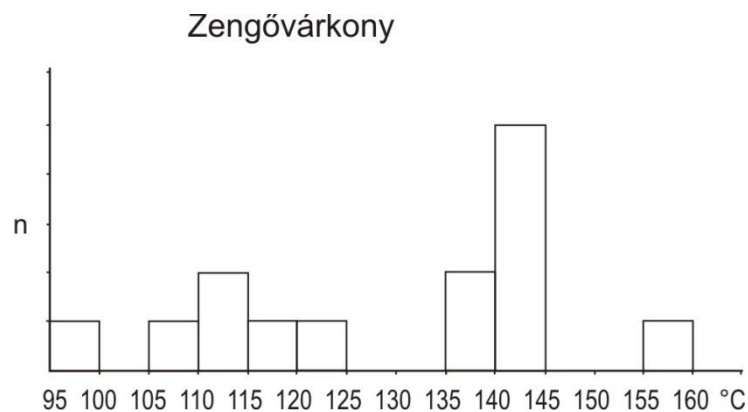
40. ábra. Zengővárkony. Elsődleges, folyadék+gáz fázisú zárványok kalcit növekedési zónái mentén.

A szulfidos csatornák mentén található romboéderecs kalcitokban növekedési zonáció figyelhető meg, melyet elsődleges fluidzárványok és goethit rajzol ki (40. ábra).

A zárványok romboéderecs vagy egyéb szögletes alakúak, 5-25 μm nagyságúak, szobahőmérsékleten kétfázisúak (folyadék+gáz), fázisarányaik közel állandóak (a folyadék fázis

térfogata 85% körüli). Az egyforma fázisarányok homogén befogódást jeleznek. A zárványok minden esetben folyadékfázisban homogenizálódtak, és a homogenizációs hőmérsékletek gyakorisági diagramján egy 115 °C és egy 145 °C körüli maximum rajzolódik ki (41. ábra). A kalcit primér, kétfázisú folyadékzárványainak kriozskópos vizsgálata során megfigyelt -21,5 ill. -23,4 °C –os eutektikus hőmérséklet NaCl-H₂O oldatösszetételre utal (Bodnar 1993). A jégfázis olvadási hőmérsékletei -1,8 és -3,5 °C közötti, mely 3,06 és 3,54 NaCl ekv. s% közötti sókoncentrációt jelent (melléklet, 5. táblázat).

A vasszulfid csatornák legkülső részén valamint a párnabazaltok közötti peperites mészkőzárványok üregeiben kivált, akár több cm-es trigonális, keskeny prizmaövvvel jellemezhető kvarc-változatok (ametiszt, füstkvarc, hegyikristály) elsődleges fluidzárványai kivétel nélkül egyfázisúak (folyadék), ami nagyon alacsony, akár 50 °C alatti képződési hőmérsékletet jelenthet (Goldstein 2001).



41. ábra. A kalcit elsődleges zárványainak homogenizációs hőmérsékleti eloszlási diagramja

6.4.1.11A K/Ar kormeghatározás eredményei

Mivel a Mecsek alsó-kréta bazaltos kőzetei közül a zengővárkonyi bazalt radiometrikus kormeghatározása eddig még nem történt meg, ezért a képződmény és a hozzá kapcsolódó ércesedés korának pontosabb meghatározása érdekében K/Ar módszeres vizsgálat készült (42. ábra). A vulkano-szediment összlet központi, intruzív párnabazaltjából vett minta teljes kőzeten mért kora 134.1±8.0 millió év.

K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (ccSTP/g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor (millió év)
0,361%	1.9537 × 10 ⁻⁶	23.6%	134.1±8.0

42. ábra. Zengővárkony. Intruzív párnabazalt teljes kőzeten mért K/Ar radiometrikus kora.

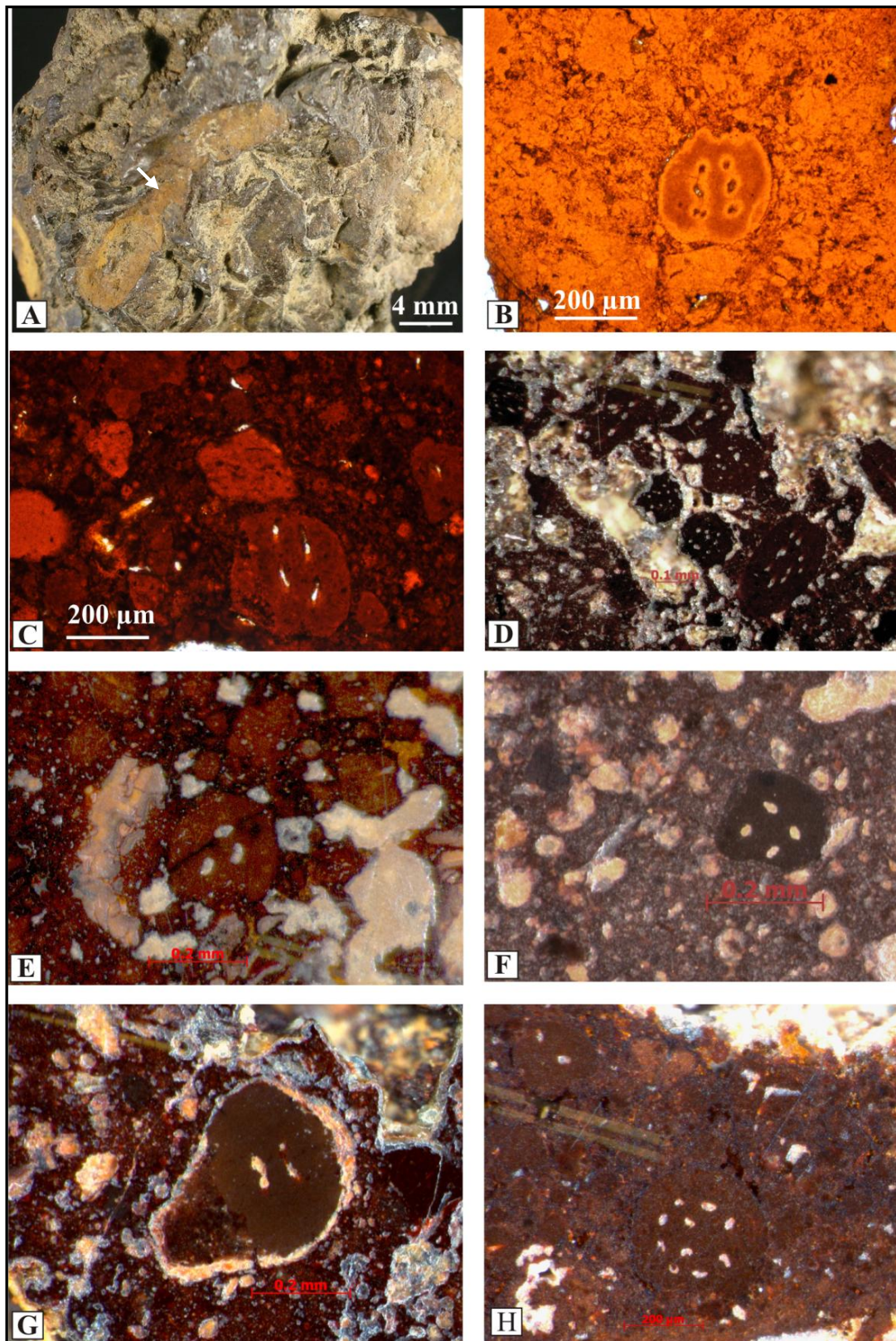
Figyelembe véve a bazaltot ért intenzív hidrotermás átalakulási folyamatokat is, az érték egyúttal a benyomulást követő hidrotermás működés korának is vehető, ami a vizsgálat legnagyobb valószínűsége alapján felső-valangini korszakot jelent.

6.4.2. Goethites koproilitos vasérc a Hidasi-völgyi volt vadászház környékén (46°12'16 É; 18°20'43 K, 391 m t.sz.f.)

6.4.2.1 Földtani környezet

A Hidasi-völgyi volt vadászház környékén lévő kb. 200 m-es völgyszakaszon szögletes-alig koptatott, több cm nagyságú goethitből és helyenként koncentrikus, ritmikus kiválású kalcedonból álló érc fordul elő, amiben 0,6 cm vastag szintűgy goethites járatkitöltések találhatóak (43. A ábra). Ezen a völgyszakaszon a felső-jura - alsó-kréta *Márévari Mészke Formáció* karbonátos kőzetei fedetten helyezkednek el, de a földtani térképek alapján itt is nagyobb kiterjedésben fordulnak elő. A közeli feltárásokban hólyagüreges bazalt és a *Hidasi-völgyi Marga Formáció* hialoklasztitos-agyagos képződményei, márgái és karbonátos betelepülései a gyakoribbak.

A goethites ércben 7 különböző rákkoproilit nyomfosszíliafaj azonosítható: A leggyakoribb a *Palaxius decaochetarius*, és a goethites ércben található 0,6 cm vastag járatokban is főleg *Palaxius decaochetarius* koproilitokat fordulnak elő. Ezen koproilitok átmérője 200 és 700 µm közötti. A többi ichnogenus közül a *Palaxius azulensis* mérete 180-200 µm; a *Palaxius triochetarius*, *Palaxius groesseri* és *Palaxius salataensis* mérete 200 µm körüli; a *Favreina dispentochetarius* átmérője 150-300 µm; a *Favreina hexaochetarius* mérete pedig 200 és 270 µm közötti a vékonycsiszolatban mért metszetek alapján. (43. B-H ábra).



43. ábra. Zobákpusztá, Hidasi-völgy, volt vadászház környéke. Goethites ércben lévő koprolitos járatok (fehér nyíl) (A); *Favreina hexaochetarius* (B); *Palaxius salataensis* (C); *Favreina dispentochetarius* (D); *Palaxius triochetarius* (E); *Palaxius azulensis* (F); *Palaxius grosseri* (G); *Palaxius decaochetarius* (H) koprolit nyomfosszíliafajok a hidasi-völgyi vasércben.

6.4.2.2 *A goethites érc nyomelemtartalma*

A goethites érc vastartalma viszonylag nagy, 48%. Nyomelemei közül figyelemre méltó a bórnak a felsőkéreg átlagához viszonyított majdnem tízszeres dúsulása (160 ppm). Az eddig vizsgált képződmények közül a *B* koncentrációjának megnövekedése egyedül a Zengővárkonyi szintén koproilitos eredetű vasércben volt kimutatható: ott ez az elem 50 ppm-ig mutatott dúsulást, míg minden más képződményből 10 ppm alatt mutatkozott a *B* mennyisége. A goethites érc 0,33 ppm-es *Cd* tartalma érdemel még említést mely a titon és berriázi pirit utáni goethit pszeudomorfózákat tartalmazó mészkövekben mért értékekkel egyezik (melléklet, 2. táblázat).

6.4.3 *Szeladonitos rákkoproilit-tartalmú járatok a Hidasi-völgyi márgában (46°12'31 É; 18°20'47 K, 396 m t.sz.f.)*

6.4.3.1 *Földtani környezet*

A koproilitos-eredetű vasércnek genetikáját tekintve fontosnak tartottam azoknak a képződményeknek a vizsgálatát is ahol szintén előfordulnak rákkoproilitok, de ércesedés nem található. Ilyen képződmények a *Hidasi-völgyi Márga Formáció* szürkés, zöldes-színű márgás, karbonátos rétegei is, ahol 0,6-1,2 cm széles sötétzöld, szeladonitos kitöltésű elágazó járatokat lehet találni (45. A, E, F ábra). A szeladonitos kitöltésekből a *Palaxius osaensis* decapoda koproilit nyomfosszíliafajt lehetett kimutatni nagy mennyiségben (45. F ábra). A koproilitok mérete 420-490 µm közé esik és a metszeteken megfigyelhetőek a tipikus „bumeráng-alakú” kalcittal kitöltött csatornák is, melyekben a Mg-helyettesítés 2%-os (Sajó István mérése, szóbeli közl.) Figyelemre méltó, hogy a *Palaxius osaensis*, mely a *Hidasi-völgyi Márga Formáció* üledékeiből került elő, nem található meg a Hidasivölgy volt vadászház melletti patak hordalékában talált goethites ércben, és a goethites ércben található ichnogenusokat sem sikerült azonosítani a *Hidasi-völgyi Márga F.* üledékeiből.

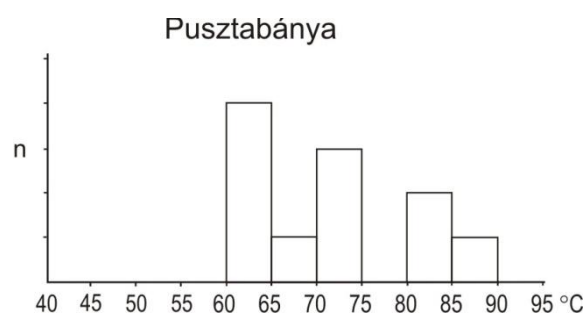
A Hidasi-völgyi volt vadászháztól K-re lévő völgyekben és a Betyár-forrás völgyében nagyon sok márga és mészkő rétegben fordulnak elő horizontálisan elágazó, szeladonittal kitöltött rákjáratok, amiben *Palaxius osaensis* koproilitok találhatóak. A Betyár-forrás völgyében, 400 m-re a pusztabányai vadászháztól párnabazaltok is előfordulnak, lejjebb a Hidasi-völgy felé pedig 200°/24° dőlésű vulkanoszediment rétegek bukkannak ki nagyobb vastagságban, amit hialoklasztit, bentonitos rétegek, mészkő, agyagos mészkő,

konglomerátum, márga, agyagkő és homokkő alkot. Az egyes rétegek vastagsága 10 cm és 70 cm között változik (melléklet, 3. ábra) Egy helyen, szürke, agyagos mészkőben, ami rákjáratokat is tartalmazott, breccsás kalcitér került elő. Az ér vastagsága 2 cm és ahol a kalcitér druzás, ott fennőtt, romboédes kalcit jelenik meg.

Az üledékes összlet agyagosabb képződményeiben és márgáiban nagyon gyakoriak a cm-es nagyságrendű, sokszor kocka-alakú szenesedett famaradványok (45. A ábra). A szenesedett növényi törmelékek reflexiója 0,59-0,67% közötti, ami alapján a fő macerál típus szemifuzitnak minősíthető (Hámorné Vidó M. szóbeli közl.). A Hidasi-völgyi márga finomabb-szemű üledékeiben, melyek szenesedett növényi törmelék és rákjáratokat is gyakran tartalmaznak, *Zoophycos* ichnofossziliák szintén gyakran fordulnak elő (45. B, C ábra). A *Zoophycos* struktúrák magassága eléri a 12 cm-et és jól láthatóan spirálisan fordulnak elő, úgy, hogy a spirál tengelye merőleges az üledékes rétegekre. A struktúrák szélessége 23 cm-es is lehet, de a legkisebb mért struktúra csak pár cm-es volt. A járatokban gyakoriak a framboidális pirit utáni goethit aggregátumokból álló pszeudomorfózák. Az egyes aggregátumok 6-10 μm átmérőjűek (45. D ábra)

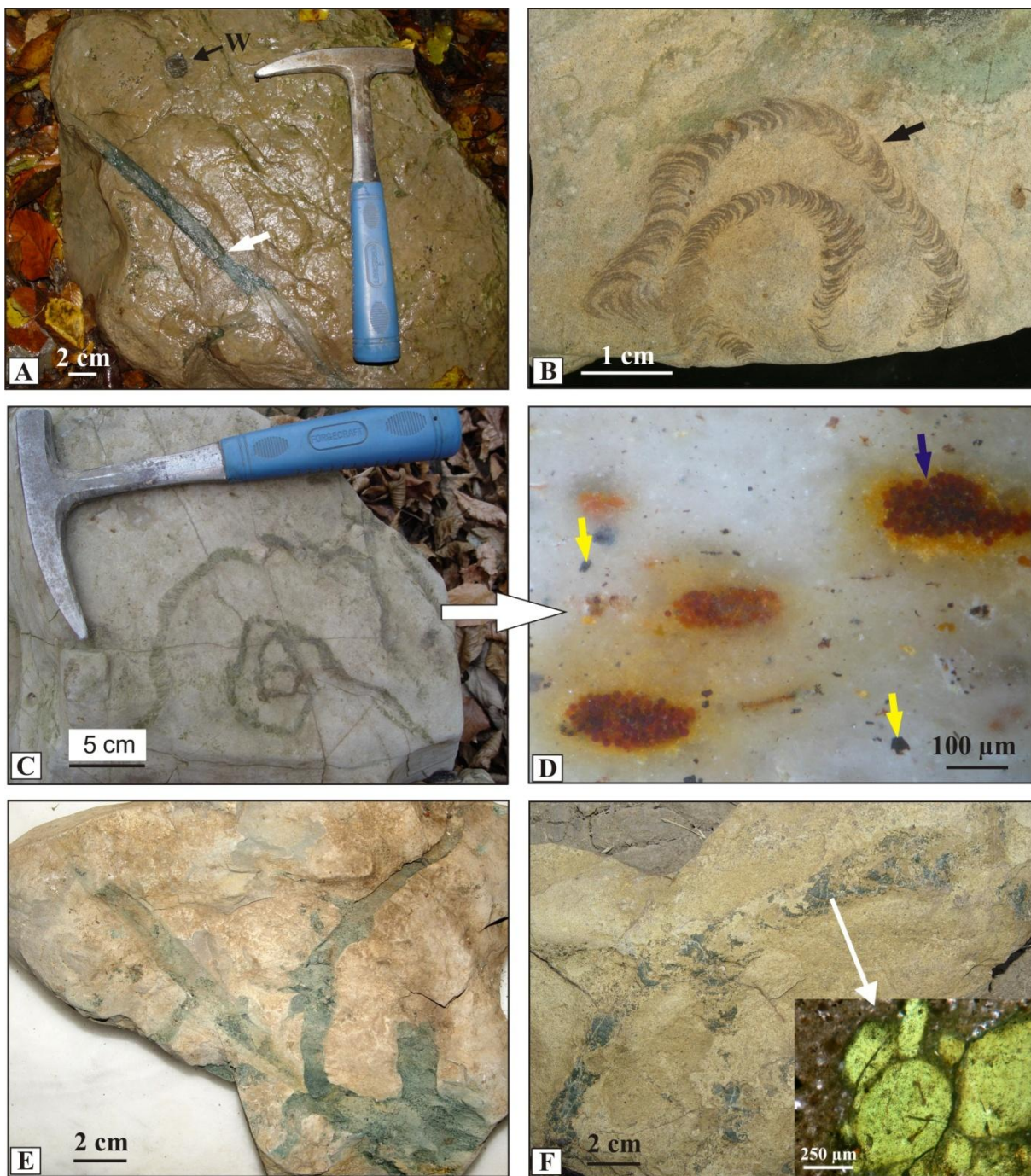
6.4.3.2 Fluidzárvány vizsgálatok

A Pusztabányához közeli Pásztorforrás melletti szürke, agyagos mészkő hidrotermás breccsakitöltésének kalcitjában másodlagos fluidzárványok találhatóak, melyek szögletesek, 5 és 25 μm körüliek. Szobahőmérsékleten kétfázisúak, a folyadékfázis fázisaránya 80% körüli.



44. ábra. A másodlagos zárványok homogenizációs hőmérsékleteinek eloszlási diagramja

A homogenizációk folyadékfázisban történtek. A jégfázis olvadási hőmérséklete -1,5 és -1,8 °C közötti, ami 2,57 és 3,06 NaCl ekv. s% közötti sókoncentrációt jelent (melléklet, 6. táblázat). A legtöbb fluidzárvány 60-65 °C között homogenizálódott, de az eloszlásból egyértelmű maximum nem állapítható meg (44. ábra).

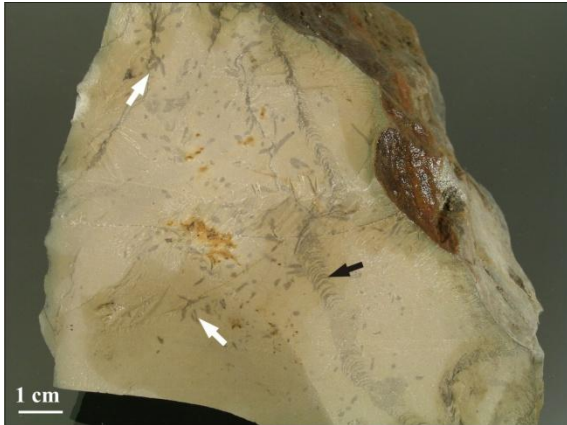


45. ábra. Zobákpuszta, Hidasi-völgy. Szeladonitos rákjárat (fehér nyíl) szomszédságában lévő szenesedett növényi maradvány (fekete nyíl) a Hidasivölgyi Márgában (A); *Zoophycos* nyomfosszília (fekete nyíl) a Hidasivölgyi márgában (B, C); a *Zoophycos* lamelláiban található növényi maradványok (sárga nyíl) és framboidális pirít utáni goethit aggregátumok (kék nyíl) (D); szeladonitos rákjáratok *Palaxius osaensis* koprolitokkal (fehér nyíl) (E, F).

6.4.4 Szeladonitos-goethites rákkoprolitokat tartalmazó vulkano-szediment összlet, Jánosipusztza, Szöge-hegy és Hamvas-völgy közötti terület

6.4.4.1 Földtani környezet

A Komló közelében lévő Jánosipusztához közeli erdőségben durván K-Ny-i csapású

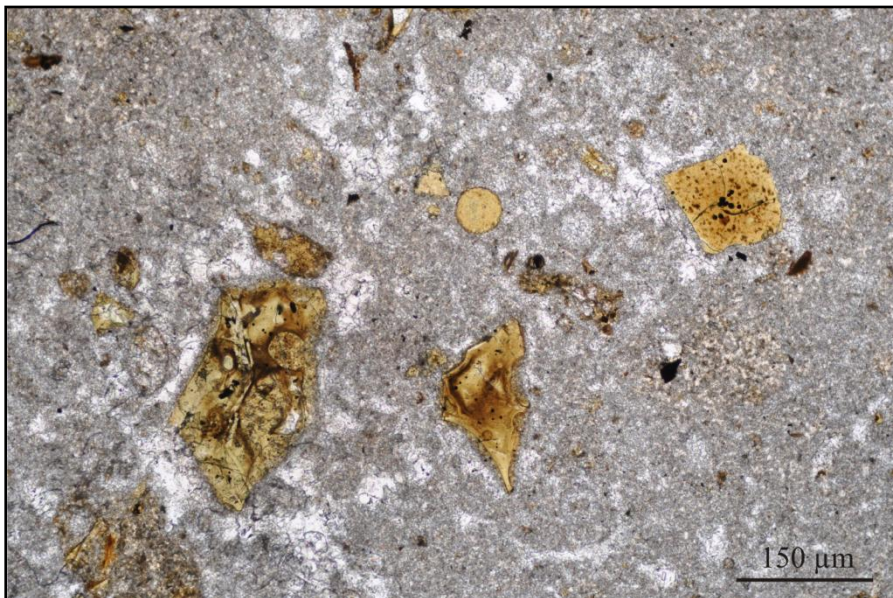


42. ábra. Jánosipusztza, Chondrites (fehér nyíl) és Zoophycos (fekete nyíl) nyomfossziliák a Máriaúri Mésző F. karbonátos kőzetében.

völgyszakaszokban táruul fel az alsó-kréta vulkano-szediment összlet, helyenként nagy vastagságban és jó feltárásokban tanulmányozható képződmények formájában. A Hamvas-völgytől D-re lévő völgyben a titon tüzköves mészkőre 50 m vastagságú sárgásfehér, agyagos berriázi mészkő települ (Bilik et al., 1978). A berriázi mészkő felső részén *Chondrites* és *Zoophycos* ichnofossziliák találhatóak. A *Chondrites*

ichnofossziliák mérete 1 és 1,5 cm között változik, a ritkább *Zoophycos* teljes méretei nem állapíthatók meg pontosan, de a bioturbált, mikrorétegzéseket tartalmazó sávok vastagsága 3-4 mm (46. ábra). A berriázi mészkő fölött nagyjából 2 m vastag, erősen bontott hialoklasztit települ, mely a polarizációs mikroszkópi vizsgálatok alapján nontronitos, kalcitos, goethites. A hialoklasztit a rétegzettségnek semmilyen nyomát nem mutatja, ahogy gradációt sem. Ezzel ellentétben „jigsaw-fit”-szövetű, vagyis összeilleszthető szövet jellemzi, ami alapján a képződés után szállításon, áthalmozáson nem esett át. A hialoklasztit réteg felett 43 m vastagságú hólyagüreges, piroxén gazdag intruzív párnabazalt, breccsás-szerkezetű bazalt található, melyben gyakoriak a kalcit erek. Az egyes párnabazaltok 15-50 cm átmérőjűek, de a hólyagüregek nem rendeződnek koncentrikus zónákba mint amit Zengővárkonyonál figyelhetünk meg. A hólyagüregek 1-3 mm-es átmérőjűek és a teljes kőzethez viszonyított térfogatarányuk 10-40% közötti. A bazaltoknyelvek érintkezése mentén a hirtelen megdermedt külső üveges héj palagonitos fázisából röntgenpordiffrakciós vizsgálatok alapján néhol 1-1,5 cm vastagságú zöld szeladonitos kéreg képződött nontronit közberétegzéssel. Az intruzív párnabazaltok között mészkőzárványok találhatóak, melyek helyenként goethitesek. A mészkő finomszemű, benne nagyon gyakoriak a pár μm -es mérettől a 200 μm -es nagyságig terjedő méretű, zöldesbarna-színű, gömbalakú palagonitosodott üvegfragmentumok, szabálytalan, vagy táblás alakú szilánkok, hólyagüreg-fragmentumos szilánkok (47. ábra).

Bizonyos esetekben az intruzív párnabazaltok között blokkos peperit képződött a karbonátos zárványokból, ahol több cm-es szögletes, hólyagüreges bazaltfragmentumok találhatóak a mészkőben, melyben a palagonitosodott üvegszilánkok is gyakoriak. A mészkőzárványokból 4 különböző rákkoprolit ichnogenust sikerült meghatározni, melyek a *Favreina belandoi* (475–775 μm) (48. A ábra); *Parafavreina huaricolcanensis* (550–680 μm) (48. B ábra); *Helicerina siciliana* (375–525 μm) (44. A ábra) és a *Palaxius decaochetarius* (370-680 μm) (48. C ábra). A kőzetben elvétve 0,9-1,3 cm vastag elágazó járatok is előfordulnak, melyben a *Palaxius decaochetarius* ichnogenus koprolitjai figyelhetőek meg (48. C ábra) A mészkőzárványok helyenként erősen átkristályosodtak, hidrotermás eredetű pátos kalcitos fészkek, erek is képződtek, némely kalcitos üregben fennőtt kvarc is található tús goethit

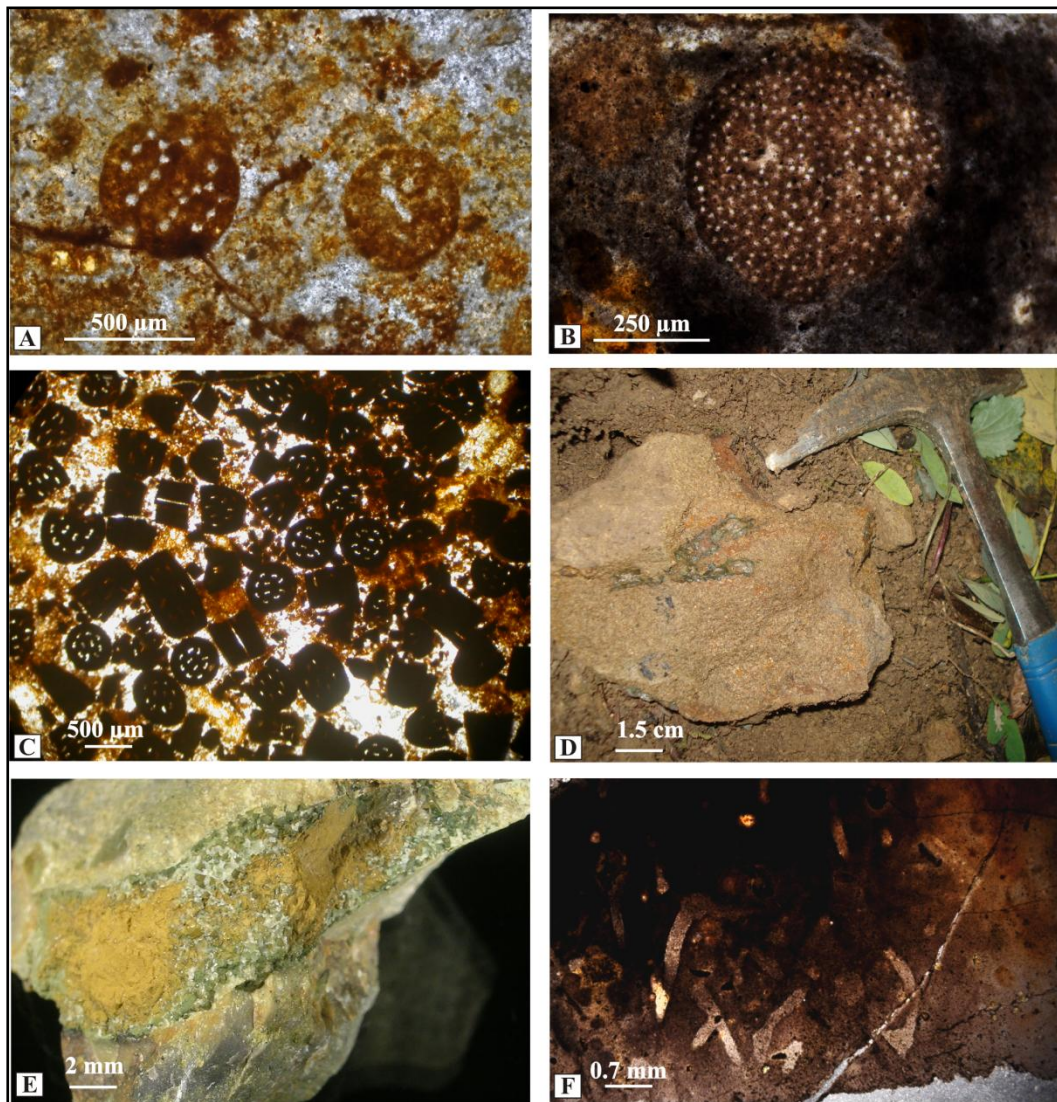


47. ábra. Jánosipusztá. Intruzív párnabazaltok közötti karbonátos üledékben lévő palagonitos üvegszilánkok, gömbök, kristallitot tartalmazó táblás és hólyagüreges szilánkok.

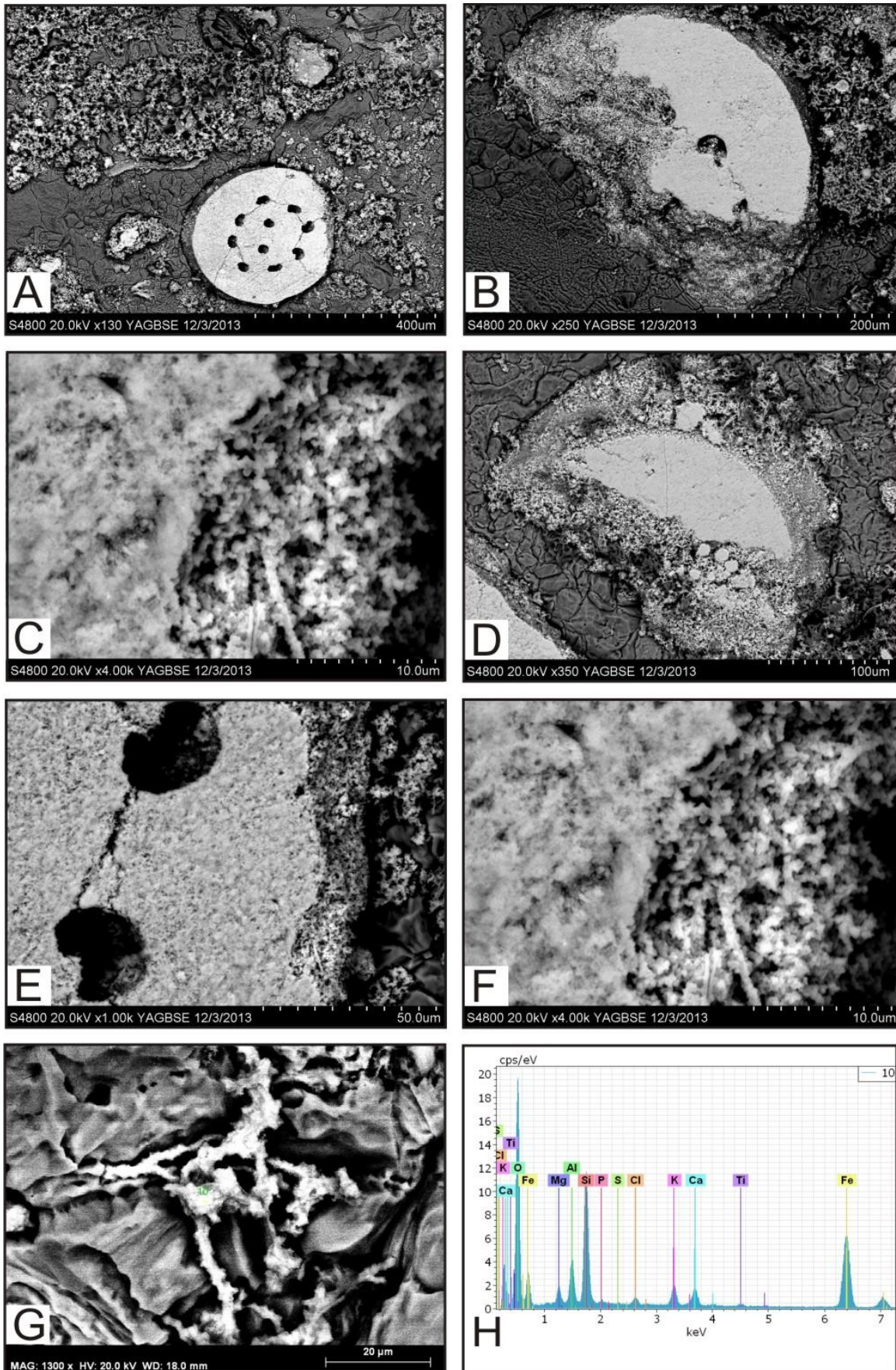
kristályokkal. A mészkőzárványok erősebben átkristályosodott részein a rákkoprolitok hidrotermás hatásra történő átalakulását, szétbontását is meg lehetett figyelni. A koprolitok ezeken a helyeken 1-5 μm vastagságú fonalas szerkezetű, elágazó

struktúrákká alakulnak, melynek anyaga röntgenpordiffrakciós vizsgálatok alapján (legtöbb montmorillonit és goethit (49. A-G ábra). A szmektités-goethites fonalak energiadiszperzív elektronmikroszkópos vizsgálata ezekből a struktúrákból alacsony kén, foszfor és klór tartalmat is kimutatott (49. H ábra). Gyakori a bitumen-szerű, alacsony reflektivitású barnásan áttetsző hálószerű, fonalas halmaz is a széteső koprolitok környékén. Az intruzív párnabazaltok között nagyon ritkán kovás, oxidált piritet is tartalmazó, feltehetően titon mészkőzárványok is előfordulnak.

A 43 m vastag, blokkos peperites mészkőzárványokat tartalmazó intruzív párnabazaltos összlet felett hialoklasztit és felfelé egyre inkább áthalmazott hialoklasztit található 31 m vastagságban. Az áthalmazott hialoklasztit felett monomikt, mátrixvázú



48. ábra. Jánosipuszta. *Favreina belandoi* (baloldali koprolit) és *Helicerina siciliana* (jobboldali koprolit) rákkoprolitok intruzív párnabazaltok közötti goethites mészkőzárványból (A); *Parafavreina huaricolcanensis* koprolit intruzív párnabazaltok közti mészkőzárványból (B); *Palaxius decaochetarius* goethites koprolitok intruzív párnabazaltok közti mészkőzárványból (C); szeladonitos rákjáratok a vulkano-szediment összlet finomtörmelékes képződményeiből (D); *Palaxius decaochetarius* koprolitokat tartalmazó rákjárat intruzív párnabazaltok közötti mészkőzárványból (E); Rákantennák?? intruzív párnabazaltok közti mészkőzárványból (F).



49. ábra. Jánosipuszta. Intruzív párnabazaltok közti mészkőzárványban lévő *Palaxius decaochetarius* koprolitok hidrotermás hatásra bekövetkező átalakulási struktúrái (A-G); koprolitok goethites-szmektites átalakulási termékének (G-ábra, 10-es mintavételi pont) SEM-EDS spektruma (H).

konglomerátum települ, jól koptatott fekete bazalt kavicsokkal. A mátrix durvaszemű bazalthomokkő. E felett a réteg felett 11 m vastagságú oligomikt, mátrixvázú konglomerátum települt, jól kerekített bazalt és mészkő klasztokkal, melyek a 15 cm-es átmérőt is elérik. A mátrix közészemű bazalthomokkő. Ez a réteg gyakran tartalmaz szenesedett famaradványokat és zöld-színű, 0,6-0,9 cm átmérőjű rákjáratokat zöldszínű szemkites kitöltéssel, melyben meghatározhatatlan, 500-900 µm átmérőjű koprolitok találhatóak. A koprolitok mérettartománya alapján a legvalószínűbb ichnogenus a *Palaxius decaochetarius*, mely számos Kelet-Mecsekben előforduló alsó-kréta képződményben megtalálható, és talán a leggyakoribb. E fölött a réteg fölött oligomikt, mátrixvázú konglomerátum található



50. ábra. párnabazalt lávafolyás Jánosipusztá mellett.

vastaghelyű molluszka fossziliákkal, és 15-18 cm-es bazalt és mészkőkavicsokkal. Ennek a rétegnek a vastagsága 75 m. E fölött a konglomerátum fölött 76 m vastagságú tipikus tengeralatti, (nem intruzív) párnabazalt-összlet található, „rügyezési” formákkal, és sok esetben megfigyelhető lebeny alakú folyásokkal (50. ábra). A párnabazaltok érintkezése mentén a palagonitos átalakulásból származó zöld nontronitos kéreg alakult ki. Az egyes párna-bazaltok átmérője 20 cm és 1 m közötti, az egész, 76 m-es vastagságban nyomozható párnabazaltos összletben mészkőzárványok nem voltak találhatóak, ahogy vasszulfidos vagy

vasoxihidroxidos-vasoxidos ércindikációk sem. A bazaltok közötti térben azonban egy esetben pár cm-es nontronitos, goethites-kalcitos hidrotermás kitöltést lehetett találni, ahol a nontronit fonalas szerkezetű és a kalcitos mátrixban növekedett. Ennél a mintánál megfigyelhető volt az is hogy a bazalt palagonitosodott széle fokozatosan alakult át a nontronitos, fonalas struktúrákba a hidrotermás eredetű kalcitos kitöltés mentén. Ez a

viszonylag nagy vastagságú párnabazalt összlet egyike a Kelet-Mecsek legszebb tenger alatti lávafolyásainak, sajnos azonban a feltárás nehezen közelíthető meg.

A párnabazalt összlet felett 1,5 m vastagságú hialoklasztit települt, amit oligomikt, bazalt és mészkőkavicsot tartalmazó, mészkőlencsés, vastaghéjú molluszka fossziliákat magába záró homokkőmatrixú konglomerátum fed. A homokosabb rétegekben helyenként igen nagy mennyiségű, akár több cm-es szenesedett famaradványok találhatóak, melyek fő maceráltípusa az inertinit, 0.49%–0.65% -os reflektivitásával (Hámorné Vidó M. szóbeli közl.). A szenesedett növényi törmelék tartalmazó rétegben 0,6-1 cm átmérőjű, zöldesbarna, szeladonitos-nontronitos rákjáratok találhatóak, meghatározhatatlan minőségű koprolittal (48. D ábra). Ugyanebben a konglomerátumban, 20 cm átmérőjű, intruzív párnabazalt lebenyek is előfordulnak (melléklet, 4. ábra)

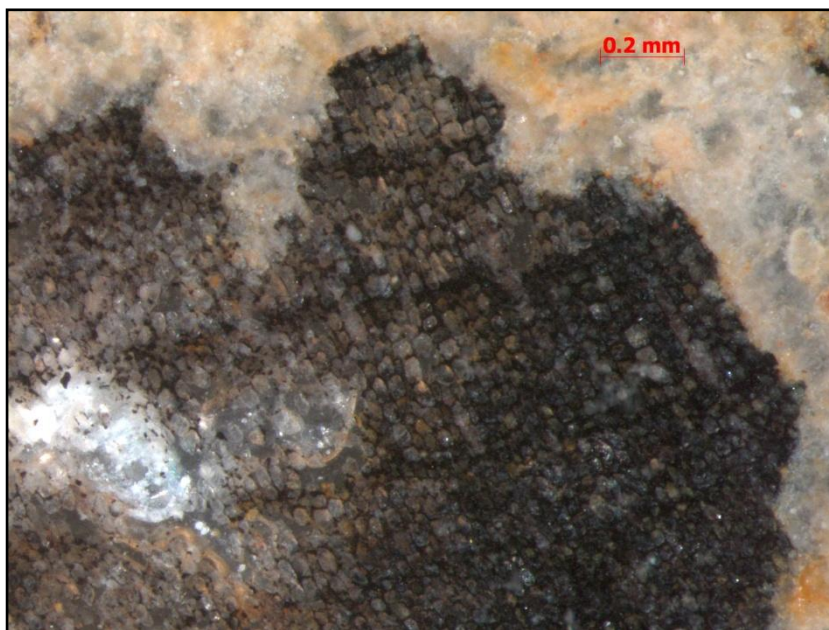
6.4.5 A Kelet-Mecsek egyéb, rákkoprolitokat tartalmazó alsó-kréta képződményei

A teljesség kedvéért e helyen emlitem meg azokat a képződményeket, ahol rákkoprolitokat és rákjáratokat lehet találni alsó-kréta képződményekben. Ez a fejezet főleg az ösföldrajzi vonatkozások miatt kapott helyet, mely bizonyos esetekben fontos láncszeme lehet akár ércgenetikai összefüggéseknek is, elég ha a zengővárkonyi koprolitos eredetű vasércre gondolunk. A fentebb tárgyalt konglomerátumok az alsó-kréta *Magyaregregyi Konglomerátum Formáció* képződményei, és a tenger felszíne felé magasodó vulkáni építmények lepusztulásából származó és az üledékgyűjtőbe kerülő tenger alatti törmelékfolyások termékei. Ösföldrajzi vonatkozásban fontos megemlíteni hogy a *Magyaregregyi Konglomerátum formáció* karbonátos-homokkőves képződményeiben is nagyon gyakoriak a decapoda rákjáratok, szeladonitos/szmektites koprolitokkal.

A Várvölgytől D-re, a Völgységi-patak oldalán a Pap-erdő területén lévő kisebb völgyben feltáruló *Magyaregregyi Konglomerátum F.* kőzeteiből a *Palaxius decaochetarius* (~1 mm), *Palaxius osaensis* (~200 µm) és *Palaxius tetraochetarius* (~400 µm) nyomfossziliafajokat sikerült kimutatni szenesedett növényi törmelékek, bioklasztok és rákjáratok mentén. A rosszul osztályozott konglomerátum oligomikt, főként 0,5-30 cm-es bazalt kavicsokból és akár 40 cm-es mészkő klasztokból áll, gyakoriak az atoll-szerkezetből származó akár 10-15 cm-es telepes korall maradványok is. A rákjáratok és koprolitok főleg a rosszul osztályozott sárgásbarna színű homokkőből, fehér, homokos mészkőből és mészkő rétegekből kerültek elő, ahol 0,4-0,6 cm-es szenesedett famaradványok gyakoriak voltak. A növényi törmelékek metszeteiből megállapítható hogy többségük nyitvatermő (51. ábra) és az

atoll szárazföldi vegetációjának egy részét képezte. Ezekben a finomabb szemű, karbonátosabb rétegekben a koproilitok mellett gyakori az 1-1,2 cm átmérőjű, koproilit-tartalmú rákjárat is. A törmelékes összlet alsó részén a karbonátos homokkőbe hatolva 30-80 cm átmérőjű, agyagásványosodott héjú, sűrű koncentrikus elválásokat tartalmazó kisebb intruzív párnabazaltos sorozatot tár fel a völgy több bazalt lebennyel, melyek radiális hasadékaiban homokkő kitöltések

is találhatóak. A bazaltok közötti térben a karbonátos homokkő zárványok kissé kifakultak a környezetükhöz viszonyítva. Az intruzív párnabazaltok nem tartalmaznak hólyagüregeket, afanitosak, mely a benyomulás előtti kigázosodásra utalhat (Jones, 1969; Wrucke et al., 1978).



51. ábra. Szenesedett nyitvatermő metszete a *Magyaregregyi Konglomerátum Formációból*.

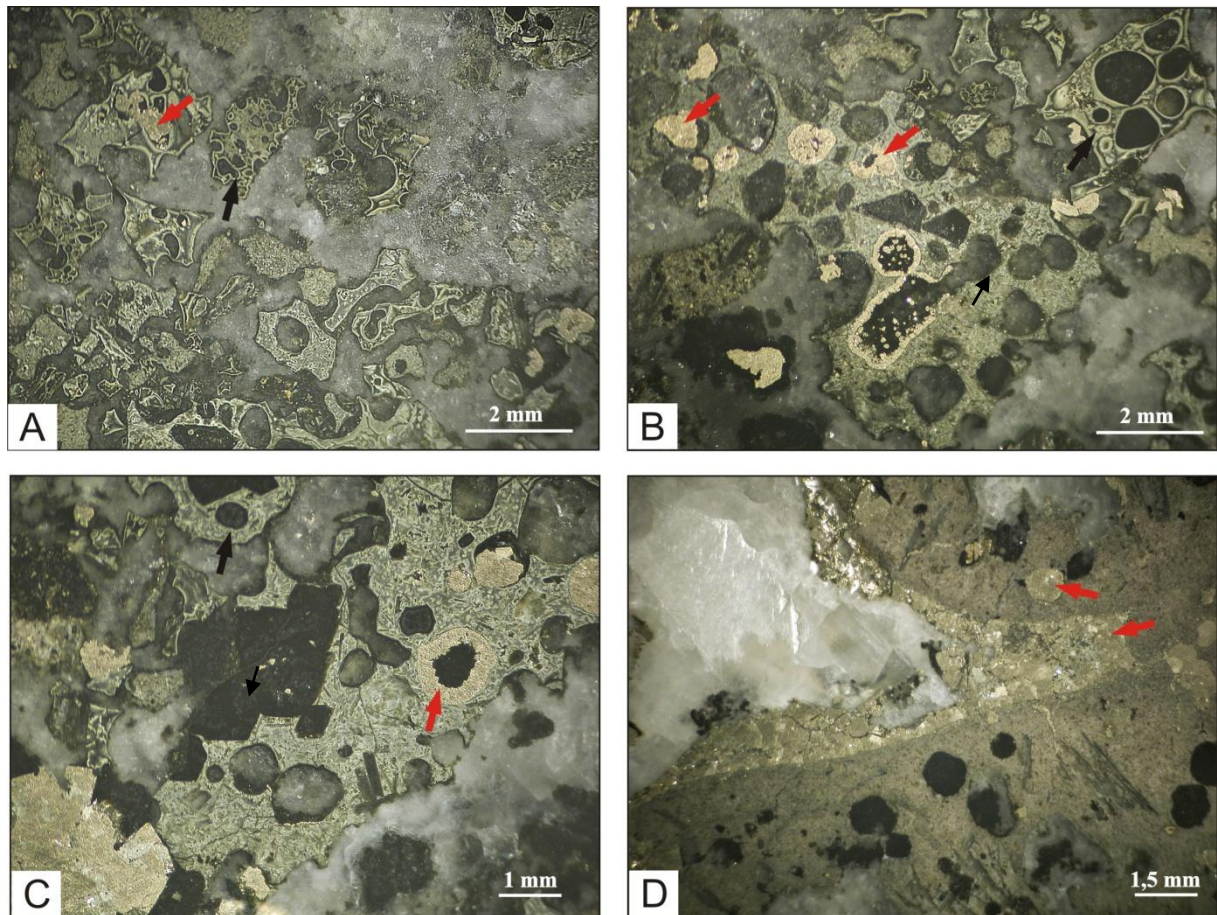
A *Márévári Mészke Formáció* berriázi képződményeiben a legtöbb helyen megtalálhatóak a rákjáratok és koproilitok, de beazonosításuk a rossz megtartás miatt nagyon nehéz. Fontos kiemelni hogy ahol rákjáratok és koproilitok lehet jellemzőek az alsó-kréta képződményekben, eddig

minden esetben szenesedett növényi törmelék is található volt a közvetlen közelükben. Igaz ez a Vár völgyi Iharos és Mária forrás közti volt mészkőbányákban feltároló berriázi mészkövekre, a Magyaregregytől D-re lévő Mészkemence völgyében található alsó-valangini (Nagy, 1988) mészkőre is (*Hászéi Mészke Tagozat*) ahol 0,6-1,1 cm átmérőjű szeladonitos-nontronitos járatok és beazonosíthatatlan koproilitok fordulnak elő. A Mészkemence-völgy túloldalán lévő Barnakő környéki alsó-kréta vulkanoszediment képződmények egyik sajnos nagyon rossz feltártságú hialoklasztitos képződménye mellől peperites törmelékben *Palaxius decaochetarius* koproilitok kerültek elő. A Szászvártól D-re található Kantár-hegy berriázi mészkövében szintén megtalálhatóak a rossz megtartású zöld-színű rákjáratok filloszilikátos kitöltései.

6.5 pirites-goethites ércindikációk hialoklasztitban és párnabazaltban

6.5.1 Hidasi-völgy, Csurgói mellékárok (46°12'35 É; 18°20'16 K, 391 m t.sz.f.)

6.5.1.1 Földtani környezet



52. ábra. Zobákpusztá, Hidasi-völgy. Hólyagüreges hialoklasztit fragmentumok (fekete nyíl), pirites hólyagüreg kitöltések (piros nyíl) (A-D).

A Hidasi-völgynek a Csurgó-forrás forrásvízi mészkő csöpögőjétől K-i irányban található ÉÉK-DDNy-i csapású mellékvölgyében a patak medrében és közvetlen közelében több kisebb feltárásban rétegtelen, palagonitosodott, kalcitos alsó-kréta kori (Földi et al., 1977) hialoklasztit bukkan elő. Helyenként hialoklasztit mentes bazalt fordul elő kisebb arányban. A mellékvölgy alsó részén kimmeridgei-titon (Földi et al., 1977) kovás mészkő található, melyben pirit gumók utáni goethit pseudomorfózák fordulnak elő. Földi et al., (1977) alapján a mellékvölgyben a bazaltos kőzetek között található mészkő alsó-kréta kori képződmény. Sajnos a feltártsági viszonyok részletesebb terepi megfigyeléseket nem tettek lehetővé, de annyi megállapítható volt, hogy a hialoklasztit autochton képződmény, gradáció, rétegzettség és egyéb szállításra utaló nyomok nélkül. A hialoklasztit helyenként erősen hólyagüreges, a hólyagüregeket kalcit és klorit, helyenként pirit tölti ki. A kisebb

hólyagüregek átmérője 1 mm-körűli, de gyakori jelenség hogy a hólyagüregek egymásba nyílnak és nagyobb, több cm-es kitöltéseket hoznak létre, ahol a pirit részaránya esetenként erősebben megnövekszik és a klorit által kitöltött, de főleg a kalcitos hólyagüregekben fordul elő. A pirit megjelenését tekintve tömeges, mivel kristályformák csak ritkán vehetőek ki, ekkor 1 mm-alatti hexaéderek láthatóak. A hialoklasztit fő tömegét palagonitosodott üvegszilánkok és hólyagüreg-fragmentumok alkotják. Az alapanyagban néhol idiomorf földpátkristályok is találhatóak (52. A-C ábra).

6.5.1.2 Nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok valamint TOC tartalom

A hialoklasztitban előforduló pirit kénizotóp vizsgálata meglepő eredményeket szolgáltatott. A mért $\delta^{34}\text{S}$ értékek -34.02 és -34.47‰ közé esnek (melléklet, 1 táblázat: *Hvpy*), hasonlóan a zengővárkonyi pirites mintákhoz, nagymértékű izotóp frakcionációt mutatva ahol a könnyebb ^{32}S izotóp dúsult fel a piritben.

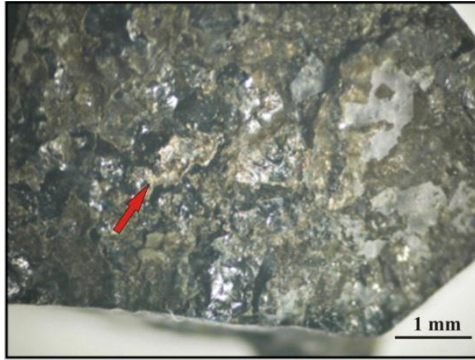
A hialoklasztit piritjében azonosított erősen negatív kénizotóp értékek üledékes eredetű pirit átkristályosodására utalnak, ezért a pirites-kalcitos minták esetleges szerves szén tartalmának (TOC) meghatározása is elkészült. A vizsgálat eredményeként volt olyan minta ahol 0.0294% szerves széntartalmat lehetett kimutatni a kalcitos-pirites kőzetből.

A pirit nyomelemösszetételét tekintve a *Mo* 90-159 ppm és a *Tl* ~4-10 ppm közötti mennyisége érdemel figyelmet (melléklet, 2. táblázat). A zengővárkonyi pirites-markazitok képződésmények (intruzív párnabazalt között található rákkoprolitos peperites zárványok és csöves-szerkezetű hidrotermás képződésmények) $\delta^{34}\text{S}$ értékeinek hasonlósága és a szerves anyag jelenléte mellett a megemelkedett *Tl*-tartalom és az igen magas *Mo*-tartalom is közös vonása a Hidasi-völgyi pirites hialoklasztitnak és a zengővárkonyi képződésményeknek.

6.5.2 Magyaregregy, Várvölgy (46°13'41 É; 18°19'18 K, 287 m t.sz.f.)

6.5.2.1 Földtani környezet

A Magyaregregy melletti Várvölgy a megközelíthetősége miatt a Kelet-Mecsek legismertebb, alsó-kréta párnaláva-breccsát, hialoklasztitot és karbonátos üledékes kőzeteket viszonylag jó feltártságban tartalmazó völgy. Az alsó-kréta párnaláva-breccsában, ahol a DDNP (Duna-Dráva Nemzeti Park) –által készített földtani bemutató tábla található, a breccsa



53. ábra. Magyaregregy, Vár völgy. Hialoklasztitban lévő Ti-augit kristály repedése mentén található pirit-film (piros nyíl).

film formájában. (53. ábra). A völgy ezen szakaszán oxfordi-kimmeridgei-titon mészkövek is feltáruznak.

rétegek között több cm vastag kalcit érben kisebb mennyiségű kvarc társaságában pár mm-es de maximum 0,5 cm -es pentagondodekaédes habitusú, illetve tömeges pirit található, főként a bazalt és kalcitér érintkezése mentén. Pár száz m-re egy Ny-i mellékvölgyben idiomorf, cm-es, jellegzetes ibolyás

pleokroizmusú, idiomorf Ti-augit kristályokat tartalmazó hialoklasztit táru fel. Az egyik Ti-augit kristály repedésében szintén megjelent a pirit, vékony

6.5.2.2 Nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok

A párna-breccsa rétegek közötti pirites kalcitér nyomelemekben szegény. Bár a 12 ppm-es *Mo*-tartalom messze elmarad a Hidasi-völgyi pirites hialoklasztitban és a zengővárkonyi pirites kőzetekben mért értékektől, mennyisége mégis anomálishan nagy. A pirit $\delta^{34}\text{S}$ értékei +44,38 és +42,50‰-nek adódtak (melléklet, 1. táblázat: *Vvpy*). Érdekes módon ennél az előfordulásnál a mintában a nehezebb (^{34}S) kénizotóp dúsul, szintén nagyarányú izotópfractionációra utalva. A hialoklasztit Ti-augit kristályainak repedései mentén kivált pirit (49. ábra) $\delta^{34}\text{S}$ értékei viszont nagyon kismértékű fractionációra utal, ahol a kapott -3.94 és -4.3‰ -es értékek (melléklet, 1. táblázat: *Vvpycpx*) már megközelítik, illetve elérik a magmás eredetű szulfidokban várható 0– +2‰ körüli értékeket (Seal 2006).

6.6 Peperit és hidraulikus breccsa, Magyaregregy, Petrác-völgy és Iharos-kút környéke

6.6.1 Petrác-völgy

6.6.1.1 Földtani környezet

A magyaregregyi Vár völgytől D-re eső Petrác völgyben felső-jura (titon) mészkő, alsó-kréta alkálbazalt, hialoklasztit és konglomerátum összlet táru fel. A völgy bizonyos szakaszain a szomszédos Pap-erdőben található intruzív párnabazaltokkal (54. ábra)



54. ábra. A Magyaregregy melletti Pap-erdő egyik völgyében feltáródó, hólyagüregmentes intruzív párnabazalt, koncentrikus elválásokkal, fehér, agyagásványos kihülési szegéllyel (piros nyíl). A bazalt a *Magyaregregyi Konglomerátum Formáció* durvaklasztos üledékeibe hatolt (fehér nyíl).



55. ábra. Magyaregregy, Petrác-völgy, títón mészkő hidraulikus breccsásodása kalcit kötőanyaggal.

megegyező, afanitos szövetű, sűrű koncentrikus elválásokat és mészkőzárványokat is tartalmazó, bazaltos összlet található. A völgy alsó szakaszán a títón mészkő (Hetényi et al., 1982) hidraulikus breccsásodása figyelhető meg (55. ábra). A breccsa kötőanyaga pátos kalcit, a klasztok több esetben összeilleszthető textúrát mutatnak. A

mészkőklasztok mérete általában cm körüli. A breccsák ereket, „bezsákolásokat” alkotnak a títón mészkőben. A magmás kőzetekkel való kontaktus a rossz feltártság miatt sajnos nem állapítható meg, de a közeli Vár völgy egyik feltárásában az Iharos kút közelében hasonló hidraulikus breccsásodás figyelhető meg, ahol egyértelmű a mészkőbe nyomuló bazalt

szerepe a breccsásodás előidézésében.

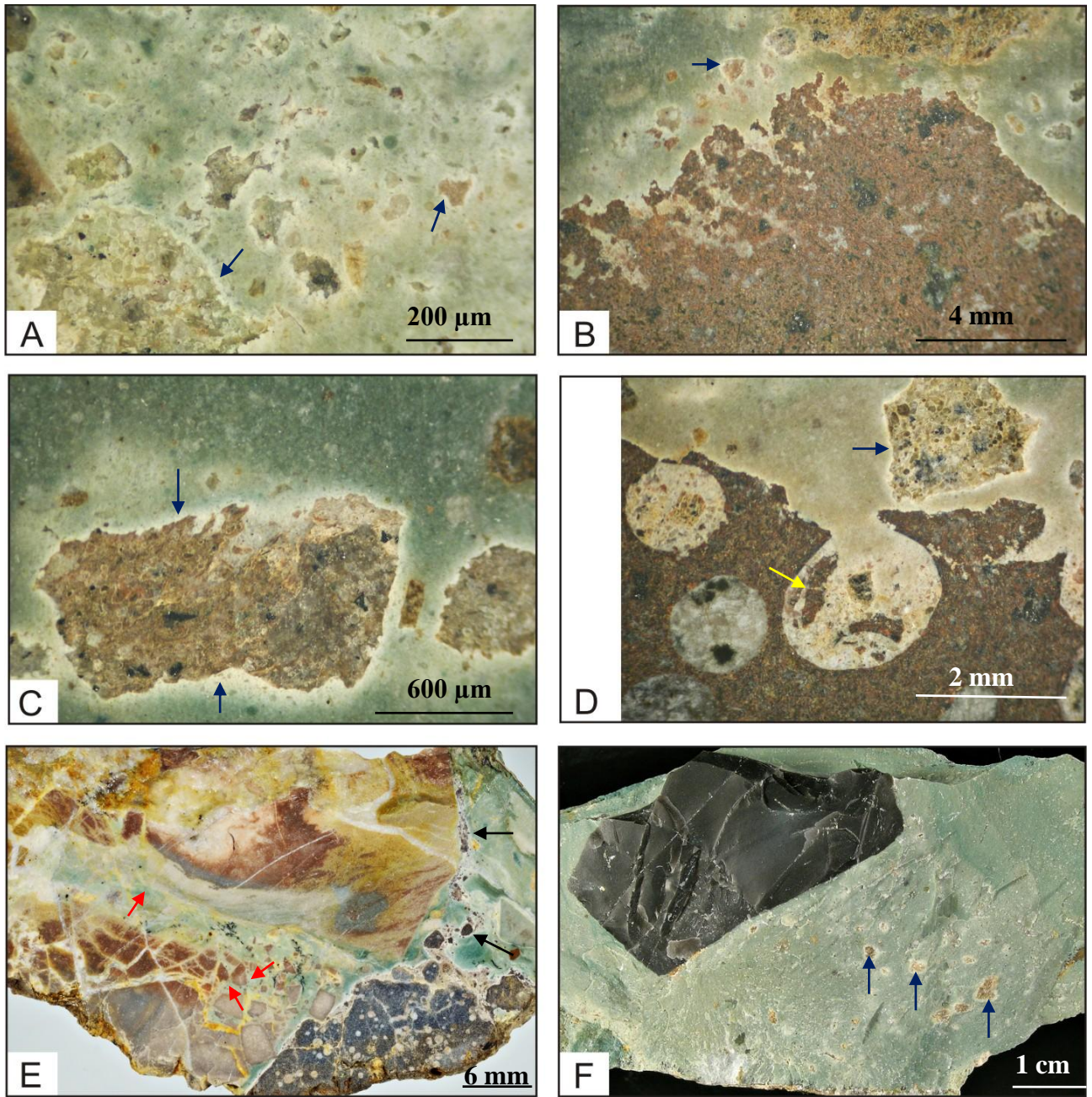
6.6.2 Iharos-kút környéke

6.6.2.1 Földtani környezet

A Vár völgyi Iharos-kúttal szemközti domboldalon, a Somosi-patak és a Vár völgyi patak találkozásánál lévő Földtani ismertető-táblánál vörös, tűzköves oxfordi mészkő (*Fonyászósi Mészkő Formáció*) és zöldesszürke kimmeridgei mészkő (*Kisújványi Mészkő Formáció*) táru fel. A zöldes-színű mészkőben 100 µm-től több cm-es nagyságig találhatóak

bazalt fragmentumok, melyek túlnyomó többsége erősen hólyagüreges, üveges megjelenésű (56. A ábra). A hólyagüregeket kalcit és klorit tölti ki. A kalcittal kitöltött hólyagüregek sok helyen egymásba is nyílnak. A kisebb bazaltos klasztok tagolt, éles-tarajú hólyagüreges szemcsék, hólyagüreg-fal töredékek (56. B ábra), palagonitosodott üvegszilánkok és kalcithólyagüreges üvegszilánkok (56. A ábra). A magmás kőzetdaraboknak a zöld-színű mészkővel való érintkezése mentén a mészkő vékony sávban kifehéredett (56. A,C F ábra). Némely részén a mészkőnek a bazalt turbulens mozgására utaló szövet is látható, mely tulajdonképpen az üledékkel való keveredést tekintve fluidális peperitnek minősíthető (56. E ábra)

Érdekes módon a vörös színű mészkőben nem található a bazalttal való keveredésre utaló semmilyen nyom, ehelyett a vörös mészkő hidraulikus breccsásodása figyelhető meg, amit a kőzet kisebb permeabilitása és nagyobb szilárdsága okozhatott. Az összeilleszthető textúrájú hidraulikus breccsa kötőanyaga a vörös mészkőbe nyomuló zöldes-színű mészkő, mely helyenként át is kristályosodott (56. E ábra). A zöld színű (kimmeridgei) mészkő a bazalt benyomulásakor való plasztikusságából, konszolidálatlan és magas pórusrész-tartalmú jellegéből fakadóan fluidizálódott, amit a kőzetben megfigyelhető áramlási textúrák is bizonyítanak. Az erősödő zöld szín a bazaltos benyomás környezetére jellemző, távolabb ez a mészkő inkább szürke árnyalatú. A zöld mészkőt tulajdonképpen behálózza a peperites keveredés anyaga, a mészkő nagyobb darabjai mentén a fluidizáció hatására a klasztok irányítottá válnak és hossz tengelyükkel a folyásirányba állnak be. Több esetben találhatóak ezekben a fluidizált csatornáknál akár pár cm-es, sokszor fekete tűzkő klasztok is, melyek feltehetően a ridegebb kimmeridgei mészkőből származnak (56. F ábra). A mészkő tehát blokkokra esik szét, ahol a blokkok között peperit található, a zöld mészkő belsejében viszont nem találhatóak sem üledékes, sem magmás eredetű klasztok, ami arra utal hogy csak bizonyos részei fluidizálódtak a bazaltos érintkezés során. A peperites sávok akár 10-20 cm vastagságúak is lehetnek. Az oxfordi-kimmeridgei mészkő hidraulikus breccsásodása az



56. ábra. Magyaregregy, Várvölgy. Üvegesedett, éles kontúrú, hólyagüreges és kristallitokat tartalmazó bazalt fragmentumok Jura mészkőben (A); a Jura mészkő és a félig kikristályosodott, tarajos szélű bazalt érintkezése (B); az üveges klasztok és a karbonátos üledék érintkezése mentén mindig kialakuló fehér kontaktsáv látható (kék nyíl) (A, B, C, D, F); a félig megszilárdult hólyagüreges bazaltnak az üledékkel való érintkezésekor történő enyhe explóziója során leszakadó hólyagüregfal maradványok (sárga nyíl) (D); Igen ritka érintkezési bélyeg, amikor a hólyagüreges bazalt turbulens keveredése látható a plasztikus mészkővel való érintkezése során (fekete nyíl), ugyanakkor a konszolidáltabb, kisebb porozitású vörös mészkő hidraulikusan felbráccsásodik, és a breccsa darabok közötti teret a zöld színű fluidizált karbonátos üledék tölti ki (piros nyíl) (E); mélyebben fekvő tűzköves Jura kőzetekből felszakított fekete tűzkőfragmentum a fluidizált üledékben (F).

Iharos-kúttal szemközti hegytetőn is megfigyelhető, valamint a Kisújványi Miske-tető kisebb feltárásaiban előforduló felső-jura és alsó-kréta kőzetekben is.

6.7 Pirites indikáció berriázi mészkőbe nyomult bazalttelér kalcitereiben, valamint kovásodott titon tűzköves mészkőzárvány vulkanoklasztitos környezetből, Magyaregregy, Barnakő (46°12'49 É; 18°17'59 K, 276 m t.sz.f.)

6.7.1 Földtani környezet

A Barnakő tömegét titon-berriázi mészkő alkotja. A titon mészkő helyenként tűzköves, de pirit utáni goethit pszeudomorfózák előfordulásai is gyakoriak, melyek a berriázi mészkőben egyre sűrűbben fordulnak elő, sőt cm-körű hexaéder habitusú pirit utáni goethit megjelenése nagyon gyakori a kőzetben. A mészkőbe több méter vastagságú alkálibazalt telér nyomult. A bazalt 2 mm körű kalcit kitöltésű hólyagüregeket tartalmaz, az alapanyag szövete interszertális, augit porfirokkal. A bazaltnak a mészkővel való kontaktusa mentén a mészkőből hidraulikus breccsa képződött illetve a mészkő sűrű kalcitérhálózatot tartalmaz. A kalciterekben maximum 0,5 cm-es hexaédes habitusú pirit utáni goethit pszeudomorfózák fordulnak elő, valamint fekete, törékeny pirobitumen is található az erekben. A kalciterek a bazalttelért is behálózzák, melyben vastagságuk eléri a 10 cm-t, és néha hidrotermás eredetű kvarcot is tartalmaznak, de az akár 2 cm-es pentagondodekaédes piritkristályok halmaza a



57. ábra. Magyaregregy, Barnakői-táró, a *Márévári Mészkő F.* karbonátos kőzeteit keresztülszelő alkálibazalttelér pirites kalciterei.

leggyakoribb fázis a kalciton kívül (57. ábra). A kalciterek „kisöprűsödésénél” klorit található az erekben, ami gyakran pirithintéses. A bazalttelérben, annak csapásirányával párhuzamosan az 1900-as évek elején Grósz Károly bányamérnök tárót nyitott, aranykutatói céllal (László 1996). A táró járatainak hossza 40 m, melyben a fő vágaton kívül 3 kisebb leágazás található.

A tárótól É-ra kb. 200 m-re, rossz feltártságú hialoklasztit és kalcit hólyagüreges bazalt fordul elő egy kisebb völgyben, ahol egy teljesen átkristályosodott

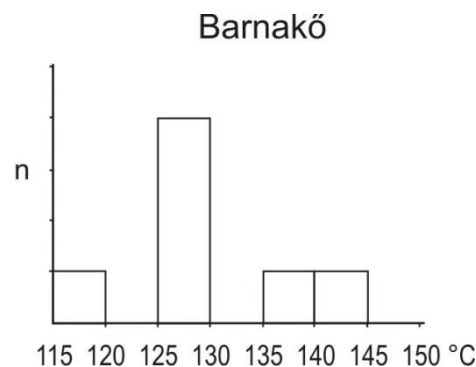
kvarcitos zárvány is elkőkerült. E zárvány kisebb üregeiben fennőtt, pár mm-es nagyságú trigonális kvarckristályok is előfordulnak. A földtani képződmények és a földtani térképek alapján ez a zárvány felső-jura tűzköves mészkő átkristályosodása során jöhetett létre. A Vár völgytől É-ra található Cikai-völgyben hasonló zárványok találhatóak intruzív bazaltok között, ahol a mészkő bizonyos részei kovásodtak.

6.7.2 Nyomelemzési és $\delta^{34}\text{S}$ mérési adatok

A Barnakői bazalttelér kalcitereiből szeparált pirit $\delta^{34}\text{S}$ értékei +30,68 és +31,56‰ közöttiek (melléklet, 1. táblázat: *Bkpy*). A pirit utáni goethit pszeudomorfózákat tartalmazó, bazalttelért befogadó mészkő és a bazalt pirités kalcitereinek bizonyos nyomelemeinek mennyisége között hasonlóságot lehet felfedezni. Az *As*, *Co*, *Cr*, *Ni*, *Pb*, *V* tartalom esetén csak pár ppm-es különbségek mutathatóak ki, és a *Sr* mennyisége is nagyon hasonló a bazaltban lévő pirités kalcitér és a pirit utáni goethit pszeudomorfózákat tartalmazó mészkő között. Nagyobb eltérés az *Ag*, *U*, *Mn* tartalom esetén mutatkozik a hidrotermás piritek javára, míg a *Zn*, *P*, *Cu* nagyobb mennyisége pedig a mészkőre jellemző (melléklet, 2. táblázat).

6.7.3 Fluidzárvány vizsgálatok

A kvarcit lencse üregeiben fennőtt hidrotermás kvarckristályok 15 és 30 μm közötti elsődleges, szabálytalan alakú zárványai szobahőmérsékleten kétfázisúak (folyadék+gáz). A fázisarány állandó, a folyadékfázis 80% körüli térfogatarányú. A homogenizációk minden esetben folyadék fázisban történtek, tehát az elsődleges zárványok homogén fluidum befogódása során képződtek. A legtöbb zárvány 125-130 °C között homogenizálódott (58. ábra). A jégfázis olvadási hőmérsékletei -2,1 és -2,8 °C közöttiek (melléklet, 7. táblázat), melyek alapján a zárványoldatok sókoncentrációja 3,54 - 4,64 NaCl ekv. súly%.



58. ábra. Primér fluidzárványok eloszlási diagramja

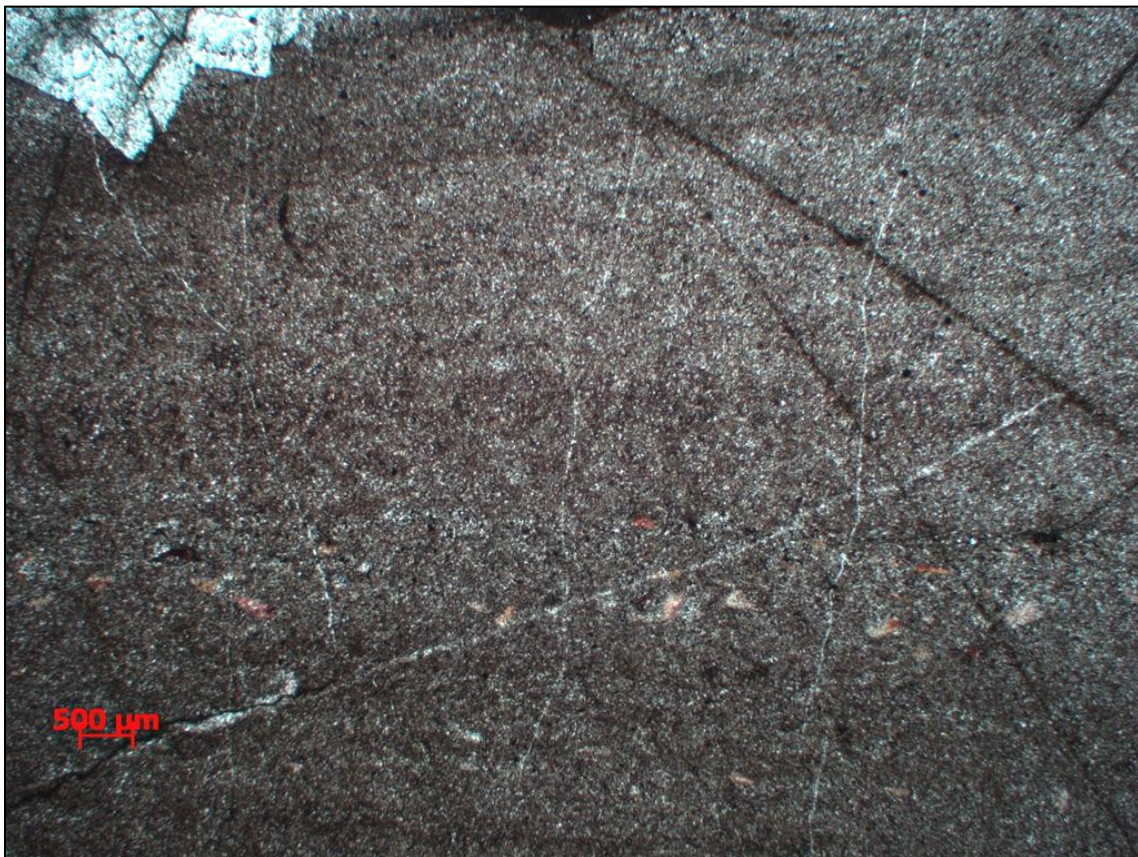
6.8 Hematitos neptuni telérek, Ófalu, Goldgrund-völgy (46°13'00 É; 18°33'32 K, 169 m t.sz.f.)

6.8.1 Földtani környezet

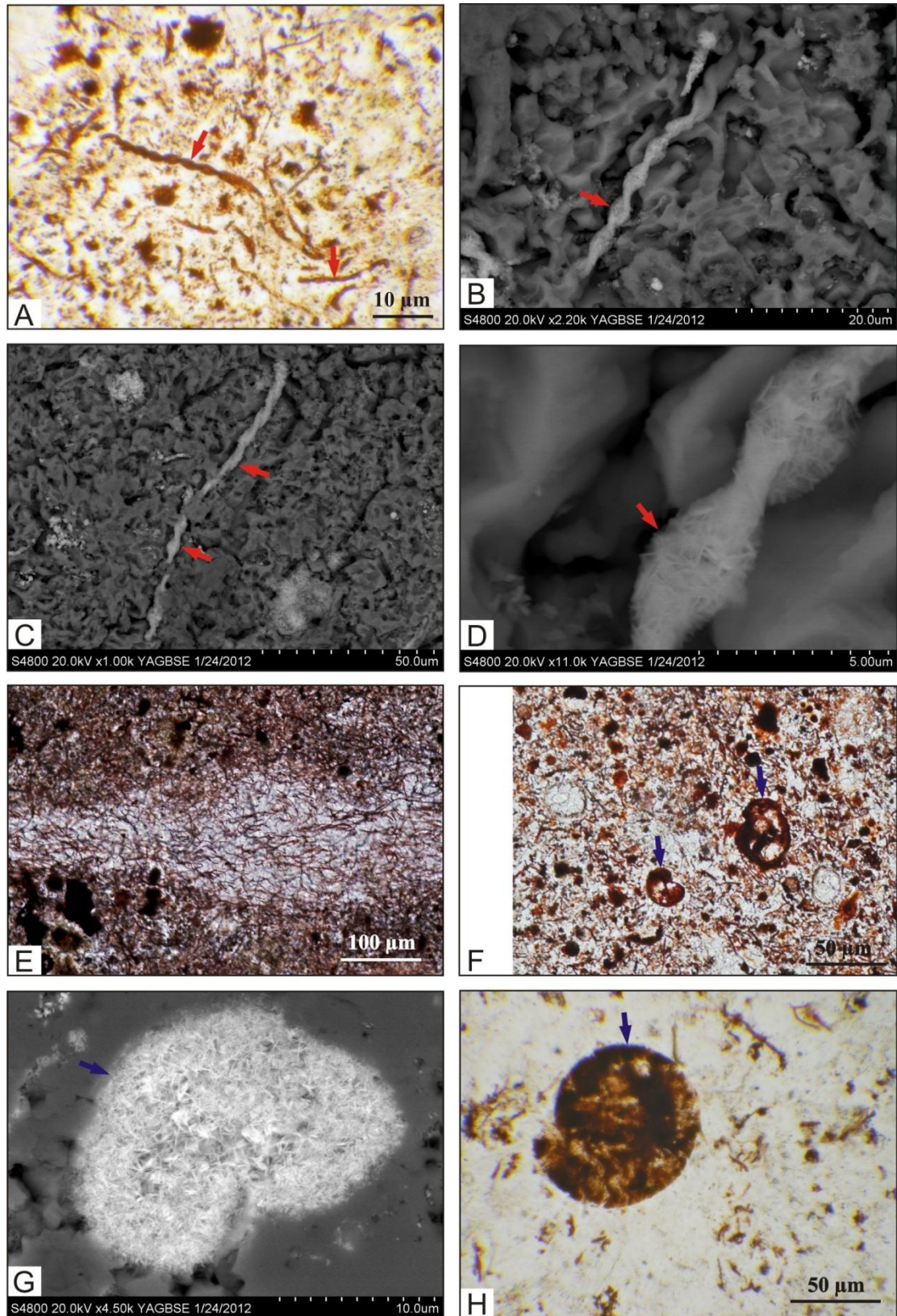
Az Ófalutól 3 km-re lévő Goldgrund-völgy egyik kisebb mellékárákában a paleozóos metamorfit összletben melyet a Mecsekalja zónával párhuzamos csapású ÉK-DNy –i irányultságú erős foliáltságú fillit és gneisz alkot, vörös-színű karbonátos erek és rétegszerű telérek fordulnak elő. A karbonátos érkitöltések a fillit foliációját néhol átvágják, de a vörös kalcitos érkitöltések uralkodóan ÉNy-i irányú, zömmel meredek dőlésűek, csapásirányuk tehát megegyezik a Mecsekalja-vonal ÉK-DNy-i irányú csapásával. A telérek egymással párhuzamosan futnak, ahol a vastagabb kitöltésekből vékonyabb erek ágaznak el. A vörös kalcitos kitöltések anyaga mm-alatti mikrorétegzettséget mutat, mely a kitöltések és a hasadékok hossz tengelyével párhuzamos (59. ábra). A vörös kalciterek pár mm-től a 30 cm-es vastagságig fordulnak elő és metamorf felülbélyegzéstől mentesek. A karbonát ásvány mikrokristályos kalcit. Dabi et al., (2011) a vörös színű karbonát ereket átmetsző, többgenerációs kalcitrendszerrel mutatott ki, ahol a kitöltések oxigén- és szénizotóp összetétele valamint a terület süllyedéstörténetének ismeretében (Császár, 2003) a fluidzárvány vizsgálatok alapján a legidősebb kalcitgeneráció a triászban képződhetett, késő-triász-kora-jurában zónás dolomit vált ki, valamint a területen előforduló kréta időszaki magmás telérekhez köthető fluidummozgást feltételezett, mely a legfiatalabb érgenerációkhoz kapcsolódhatott. Dabi et al., (2011) a „vörös kalciterekből” meghatározott hematitra vonatkozóan nem közöl adatokat.

A vörös kalcitos minták polarizációs mikroszkópos vizsgálata során azonban kiderült hogy a kalcitos mátrixban közetalkotó mennyiségű spirális mikrofosszília található, melyek 2-3 µm szélesek és maximum 80 µm hosszúságúak (60. A, B, C, D ábra). Az egyedi morfológia és méret alapján ezek a mikrofossziliák a *Gallionellaceae* –családba tartoznak, mely család képviselői vasoxidáló baktériumok. A *Gallionella* mikrofossziliák nem mutatnak orientációt. Némely részén a karbonátos közetnek 1,5-2 µm átmérőjű és akár 100 µm-es hosszúságú fonalas struktúrák is találhatóak 1-2 mm-es kalcitos fragmentumokba sűrűn tömörülve (60. E ábra). Ezen mikrofossziliák esetében bizonyos mértékű orientáció és párhuzamosság is kivehető.

Ritkábban megfigyelhetőek hematitos foraminifera fossziliák is, melyek 90 μm körüli méretűek (60. F, G, H ábra), sajnos a beazonosításuk eddig nem volt lehetséges. A SEM-EDS és Raman vizsgálatok alapján a mikrofossziliákat μm -alatti pszeudohexagonális táblás kristályok alkotják, némely nagyonb foraminifera-váz körül periodikus hematit kicsapódások (Liesegang-gyűrűk) is találhatóak (61. ábra). A fenti mikrofossziliák alapján a vörös kalcitok nem hidrotermás képződmények, hanem tengeri mészszipap átkristályosodásának termékei, melyek a képződésük után kerültek bele a metamorfit-összlet hasadékaiba, vagyis neptuni telérek.

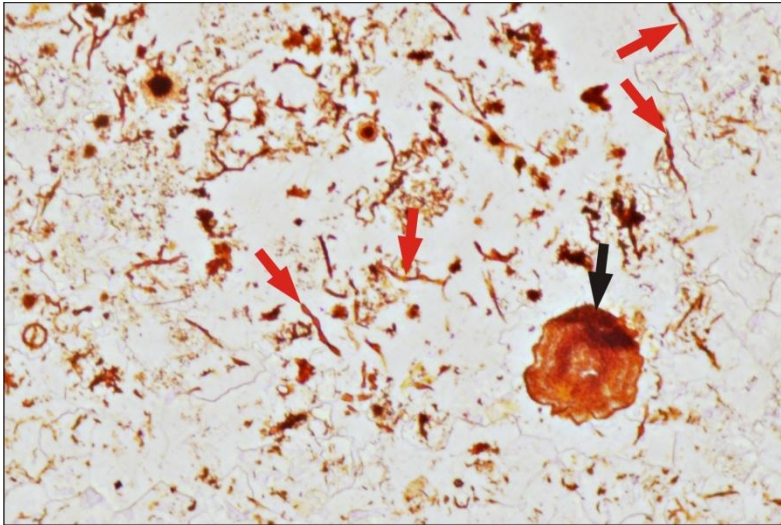


59. ábra. Mikrorétegzettség a Gallionella és foraminifera fossziliákat tartalmazó neptuni telérben. Ófalu, Goldgrund-völgy.



60. ábra. Ófalu, Goldgrund-völgy. A *Gallionellaceae* családba tartozó vasoxidáló baktériumok hematitos mikrofosziliái fillit hasadékait kitöltő mészkőben (piros nyíl) (A, B, C, D); nem spirális hematitos mikrofosziliák, melyek egymással párhuzamos preferált orientációt mutatnak (E); hematitos foraminiférák mikrofosziliái (kék nyíl) (F, G, H).

6.8.2 Nyomelemzési adatok és TOC -tartalom



61. ábra. Ófalu, Goldgrund-völgy. Periodikus kémiai mintázat (Liesegang-gyűrűk) (fekete nyíl) Gallionella mikrofossziliák társaságában (piros nyíl).

Az energiadiszperzív elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján a Gallionella mikrofossziliákból a környezetéhez képest megemelkedett foszfor és kéntartalom volt kimutatható. A nyomelemek közül az ICP-AES vizsgálatok alapján a *Ba* (1230 ppm); *Co* (47,7 ppm); *Cu* (371 ppm); *Mn* (8620 ppm); *Pb* (75,4 ppm) és *W*

(7,34 ppm) dúsulása figyelemreméltó. A hematitos kalcitos minták TOC-tartalma 0,84 és 1,21% közötti.

7. Következtetések: a Kelet-mecseki alsó-kréta korú magmás képződmények és az azokat befogadó kőzetek kölcsönhatásához kapcsolódó folyamatok sajátosságai, különös tekintettel az ércképződésre

7.1 A Magmás képződmények és a befogadó üledékek/üledékes kőzetek fizikai kapcsolata az alsó-kréta kori benyomulások idején

7.1.1 Teleptelerek képződése

Fizikai tény, hogy ahol a magma belső nyomása (P_m) nem haladja meg egy kőzetsorozat litosztatikus nyomásának (P_l) és a kőzetsorozaton belül az egyes kőzetek szakítószilárdságának (T) összegét, vagyis ahol

$$P_m < P_l + T$$

ott a magma egy kőzethasadékon keresztül tud csak áramolni, az esetek többségében tehát különböző, általában meredek dőlésű teléreket formál, ahol a benyomulást megelőzően már tektonikailag preformált törések keletkeztek. A magma tehát felhajtóerejének megfelelő

szinten, és kristályosodási sebességének megfelelően fog megdermedni egy összleten belül (Einsele, 1982). Ahol azonban

$$P_m > P_1 + T$$

ott a magma abba a közegbe fog behatolni amelynek szakítószilárdsága a legkisebb (Einsele, 1982), és a magma ilyen esetekben teleptelért formál. Ez a jelenség tanulmányozható például a Pécs-Vasasi külfejtés Jura időszaki széntelepes összletében is, ahol az alsó-kréta kori magmás teleptelések az esetek túlnyomó többségében szénrétegekbe hatolva szilárdultak meg, és a kőszent esetekben a magmás testek a kőszent 0,5 - 1, ritkán 2 méter vastagságban kokszosították. E folyamat során jelentős mennyiségű metán szabadult fel, ami főleg a vastagabb teleptelések repedéseiben csapdázódott, mígnem a szén bányászata során ezeket a teléreket harántolva nem egy esetben óriási robbanások kíséretében fel nem szabadult (Némedi Varga 1995).

7.1.2 Kokszosodási folyamat a teleptelések mentén

A Pécs-Vasas-i széntelepbe benyomuló magma olykor lebenyszerű olvadékrészei mentén az egyes lebenyek külső szegélyén megfigyelhető vékony agyagásványos zóna, mely a gyorsabb kihülés hatására képződött (9. C, D ábra), és mechanizmusában hasonlít az intruzív párnabazaltok képződésére. A széntelepekbe hatoló magmás teleptelések mentén ugyanis több esetben figyelték meg a szén fluidizálódását (McClintock és White, 2002). A fluidizáció addig tart amíg a szén ki nem gázosodik és el nem veszíti az illóanyagok és kátrány nagy részét. A fluidizált szén és a magma keveredése is végbemehet, amennyiben az elfolyósodó szén és a magma viszkozitása közel egyező értéket ér el, aminek eredményeképpen a fluidális peperit egy sajátos változata, a „szén-peperit” jön létre (McClintock és White, 2002).

Az illóvesztést követő kokszosodás a következőképpen vezethető le: Ahhoz hogy a kőzet állékonysága megszakadjon, feszültség alá kell kerülnie. A kiindulási kőzetnek vagy üledéknek nagyobb térfogatúnak kell lennie mint az eredőnek, ez pl. magmás kőzetek lehűlésekor a szilikát olvadék néhány %-al kisebb térfogatot eredményező kristályosodásakor és ezzel párhuzamos illóvesztésekor megy végbe, mely folyamat oszlopos elváláshoz vezet. Azonban magmás kőzetek esetében csak sekély mélységeknél figyelték meg ezt a jelenséget (Sussmann & Weil 2004). Csakúgy mint a magas hőmérsékletű bazaltos olvadék illóvesztése és kristályosodása, a szenes rétegek kémiai átalakulása és a teleptelések hőhatása által kiváltott elgázosodása (CO₂, CH₄, SO₂ és kátrány veszteség) is ugyanúgy térfogatcsökkenést

okoz. A jelenség a „ bazaltorgonák” képződése és az oszlopos elválású kocsz képződése között olyan szoros, hogy a Jagla & Rojo (2002) által összefoglaltakban felvázolt stádiumok mindegyike megfigyelhető a kocszon: Kőzetolvadékok esetében a hideg mellékkőzettel való érintkezés következtében a megszilárdulás körülményeinek megfelelő hármaspontokból kiinduló repedéshálózat jelenik meg a kristályosodó magmás kőzet mellékkőzettel érintkező felületén, majd ahogy a belsőbb részek is kezdenek kihűlni, a repedések is egyre lejjebb hatolnak a felszíntől/kontaktustól a magmás test belseje felé. A repedések a hűlő test felszínén túlnyomóan szabálytalan rajzolatúak, „T” illetve „Y” alakú hármaspontokból indulnak ki, majd ahogy a felszínről a hűlés függőlegesen terjed tovább a test belseje felé, a szabálytalanul kapcsolódó „T” és „Y” repedések egyre inkább felveszik a hatszöges poligonális hálózatot az egész testben. Az oszlopok megnyúlási iránya mindig az adott hűlési felszínre merőleges (talajszint, mellékkőzet, stb.). így alakulhattak ki a mecseki kocszosodott szenekben a rozettás szerkezetek is, melyek oszlopai követik a bazalt hajladozó kihűlési felületét (9. B ábra). A hűlés, kémiai átalakulás, illóvesztés feltehetően nem egyenletesen megy végbe a magma hőhatása által átjárt kőzetben (kocszosodó szénben) hanem fokozatosan, amikor az anyagban a feszültség eléri a lokális maximumát egy újabb szénlamellában alakul ki a „T” és „Y” hálózat. E hálózat repedésrendszereinek propagációja (a repedések kitüntetett irányokba való összekapcsolódása) végül kialakítja a hatszögesen oszlopos struktúrát. Tehát a folyamat fokozatosan halad az anyag belseje felé, és egyes szakaszait, -amelyek a maximális lokális feszültség felépülését reprezentáló újabb repedésrendszer megjelenését eredményezik- pedig a kocsz oszlopok hosszirányára merőleges „oldalsó rovátkák” („striae”) jelzik.

A hettangi-sinemuri szénrétegekhez némileg hasonló reológiájú toarci feketepalába hatoló tefrit szintén telepteléreket formált. Ahol a magma felhajtóereje és a feltehetően már a benyomulás előtt megkezdődött kristályosodása miatt nem volt képes telepteléreket formálni, ott a mellékkőzet hasadékaiba nyomulva szilárdult meg, mint pl. a Barnakői bazalttelér esetében is.

7.1.3 Intruzív párnabazaltok és hialoklasztitok képződése

A tengeraljzati vulkanizmus esetében viszont csak az 1960-as években feltételezték először hogy azokon a helyeken, ahol vastag konszolidálatlan üledékek halmozódtak fel (pl. Guaymas-medence a Kaliforniai-öbölben), a vulkanizmus során nem tengeralatti lávafolyások keletkeznek, hanem olyan magmás intrúziók, melyek az üledékekbe hatolva szilárdulnak meg. Ennek a folyamatnak is az az egyszerű fizikai alapja, hogy a felfelé törekvő bazaltos magma

sűrűsége nagyobb a vízdús üledékek sűrűségénél (McBirney, 1963). A folyamat részletesebb vizsgálatát az 1979-es DSDP fúrások anyagán végezték el, melyek kapcsán ténylegesen sikerült azonosítani az addig csak feltételezett intruzív komplexumokat a kaliforniai-öböl üledékes összletén belül. Ezeket „sill-sediment” komplexumoknak nevezték el, mivel teleptelérek sokasága alkotja a vulkano-szediment formációk magmás intrúzióit (Einsle 1982, 1985). A „sill-sediment” komplexumok esetében a teleptelérek sok esetben formálhatnak a tenger alatti lassú lávaömlésekre jellemző párnaláva-szerű szerkezeteket, ezek azonban intruzív képződmények, bazalt, esetleg andezit összetétellel, és nem extruzív lávaömlések termékei. Így a teleptelérek üledékekkel való érintkezése mentén gyakori a peperit előfordulás is.

Az intruzív párnabazaltokra nézve a szakirodalomban feltűnően kevés utalás van, de ahol megemlítik ott a peperitek is minden esetben előfordulnak. Ilyen az Új Zélandi, Totara mészkő formációba hatoló oligocén bazalt, (Közép-Otago), DK-Ausztráliában az Otway-medence terciér karbonátos összletébe hatoló intruzív párnabazalt, a Tazmániai Tamar-völgyben lévő intruzív párna-k (Johnson, 1989); a Shimane félszigeten, Japánban („párnaed sills”) vagyis „párnásodott teleptelérek”-et írtak le (Kano, 1991); ÉNy-Franciaországban, az Armorikai masszívum, ordovíciumi („lobated sills”) lebenyes teleptelérek is ide sorolhatóak (Galerie et al., 2006); ÉNy- Kanadában, a Passamaquoddy-öböl területén, Szilur időszaki benyomulás hoz létre pintruzív párnabazaltokat (Dadd és Wagoner, 2002); a Trans-Pecos magmás provincia területén, Ny-Texasban, Eocén kori intruzív párnabazaltok találhatóak (Befus et al., 2009); Kaliforniában, a Sierra Nevada területén pedig Jura időszaki intruzív párnabazaltokat írtak le (Templeton és Hanson, 2003). A Neotethys Triász időszaki riftesedéséhez kapcsolódóan Palinkaš et al., (2008) intruzív pillow bazaltról, intruzív hialoklasztitról, peperitről számol be. Németh et al., (2008) a Tokaji-hegységből Miocén, sekélytenger alatti riolit kriptodómot írtak le, ahol intruzív hialoklasztit és peperit képződött.

A magmás intrúzió üledékbe való nyomulásakor a hirtelen felhevített pórusvízből retrográd oldhatóságú karbonátok és szulfátok válnak ki (Molnár Ferenc szóbeli közl.), majd a vándorló pórusvíz a nagyobb permeabilitású zónák mentén haladva kijut a tengeraljzatra, ahol további hidrotermás kicsapódások keletkezhetnek az oldat hirtelen hűlése során. A Guaymas medence vastag üledékekkel fedett tengeraljzatán a teleptelérek által indukált rövid időszakú pórusvízkiszökés a felszínen 50-130 °C –os hidrotermás feláramlást indukált, amiből barit és szulfidásványok váltak ki (Lonsdale and Becker 1985). A teleptelérek egymásraépülésének lehetőségét pont a pórusvíz eltávozása, és a teleptelérek menti üledékek gyors kompakciója okozza, ugyanis a karbonátok feloldódása és újbóli kicsapódása a magmás testek

környezetében drasztikusan lecsökkenti az üledékek porozitását és a telepteléreket menti újrakristályosodás eredményeként cementált, megkeményedett üledékekre újbóli magmás feltörések esetében újabb teleptelér települhet, mely e magmás testeknek az üledékeken belüli felfelé építkezését jelenti.

A vizsgált Kelet-mecseki intruzív párnabazaltok, melyek a Zengővárkony melletti és Jánosipusztá feltárásokban tanulmányozhatóak legjobban, ennek a folyamatnak az eredményei, amikor is az elsőként feltörő bazaltos magma a vastag, magas pórusrész-tartalmú és konszolidálatlan üledéktakaróba hatol be, ahol a gyorsabb kihülés eredményeképpen megnövekedett viszkozitású külső része hialoklasztitosodik, míg a kisebb viszkozitású, magasabb hőmérsékletű belső rész intruzív párnabazaltokat hoz létre. A szelvények tanúsága alapján ez mind Jánosipusztá mind Zengővárkony esetében hasonlóképpen történt, vagyis a teleptelér belső magja „párna-szerkezetű”, míg a külső zónák hialoklasztitosak. A párnabazaltok közötti térben pedig annak az üledéknek a peperites zárványai találhatóak melybe a bazalt benyomult, de a hialoklasztit is tartalmazhat ilyen üledékes eredetű zárványokat. Ha a pelágikus karbonátképződés esetében 1-5 cm/1000 év üledékképződési sebességgel számolunk (Tucker, 1990), úgy a berriázitól a valangini korszak végéig akár párszáz m-es üledéktakaró is létrejöhetett, amibe az alsó-kréta vulkanizmus első benyomulásaiként vastag, teleptelérszerű, hialoklasztitos külső résszel és párnabazaltos belső maggal rendelkező intrúziók jöttek létre. A szakaszos magmás tevékenység során ezen intrúziók környezetében a karbonátiszap diagenetizálódott és közettévált, ami az újabb bazaltos magma tengerfelszínre ömlését segítette elő, mint szilárd aljzat, majd a fiatalabb lávaömlések tipikus párnaláva-szerkezetű folyásokat és hialoklasztitot hoztak létre, a meredekebb lejtőkön pedig párnaláva-breccsa és hialoklasztit képződött. A vulkáni építmények tengerszint felé magasodásával korall-zátonyok jöttek létre (Császár & Turnšek 1996), melyek lepusztulásával a vulkánok környezetében vastag tengeralatti törmelékfolyások képződtek. A meg-megújuló magmás tevékenység során a vulkáni lejtőfáciest képviselő *Magyaregregyi Konglomerátum Formációban* is találunk intruzív párna-szerkezetű bazaltos csomagokat, vagyis jól elkülöníthetően legalább három szakaszban történtek nagyobb méretű bazaltos magmás benyomulások és lávafolyások az alsó-kréta kor idején, de valószínűleg ennél több kisebb fázis létezhetett.

Az alkálibazaltok korával legutóbb Harangi és Árváné (1993) foglalkozott részletesebben. A Kelet-Mecsek területén előforduló alkáli bazaltra az általuk közölt legidősebb kort a Mária-völgy (Vár-völgy) egyik feltárásából származó mintából meghatározott K/Ar radiometrikus koradat szolgáltatta, ami $134,6 \pm 5,1$ millió évnek adódott.

Mivel eddig sem az említett szerzők, sem más nem vizsgálta a zengővárkonyi bazalt korát, a vizsgálataink kapcsán meghatározott $134,1 \pm 8.0$ millió évet adó teljes kőzetből mért K/Ar koradat, mely legnagyobb valószínűség alapján felső-valangini korszakot jelent, kiemelt fontosságú. Ahogy a települési viszonyból is megállapítható, a teleptelért formáló, üledékekben megszilárdult bazalt a Kelet-Mecsek tenger alatti magmás feltöréseinek egyik legkorábbi terméke, alátámasztva azt a modellt, miszerint a vastag konszolidálatlan üledékekbe először benyomuló magma nem képes felszínre (tengeraljzatra) ömleni, hanem az üledékekbe hatolva szilárdul meg. Ezt a modellt szintén alátámasztja a zengővárkonyi bazaltos intrúzió felső részén lévő hialoklasztitra települő alsó-valangini mészkő kora is (Bujtor, 2006, 2011), valamint az a tény hogy a vulkano-szediment összlet legfelső hialoklasztitos részében is találhatóak üledékes eredetű, goethitesedett, peperites zárványok, sőt, az *Apátvarasdi Mészkő Formáció* alsó részén a mészkő rétegzésével párhuzamosan, vékony, pár mm-es goethit zsinórok is nyomozhatóak, melyek a bazalt benyomulást követő hidrotermás folyamatokhoz köthetőek.

7.1.4. Peperit képződés, pórusvízkiszökési struktúrák és hidrotermás tevékenység

A „peperino” terminus technicus-t Scrope (1858) használta először a közép franciaországi Limagne d’Auvergne régió édesvízi karbonátos kőzeteinek bazalttal való klasztikus keveredésére, ami a nevezett szerzőt szétszóródott borsra emlékeztette. A peperit (magyarul a sosem használt kifejezés: borskőzet) Scrope megfigyelései óta ugyanazt jelenti, vagyis magmás anyagnak nedves üledékekkel való keveredését, mely során klasztikus kevert kőzet jön létre. Két fő típusa a blokkos peperit, ami szögletes fragmentumokból áll, és a fluidális vagy globuláris peperit, ami hajladozó felületű klasztokból áll.

Peperit olyan esetben képződik, amikor a magma laza, konszolidálatlan és vízdús üledékekkel kerül közvetlen kapcsolatba. Ennek a folyamatnak az eredményeként a magma hő és mozgási energiájának jó néhány százaléka termodinamikai munkává alakul, ami a magma és az üledékes mellékkőzet darabolódását és keveredését eredményezi. A folyamat eredményeképpen különböző struktúrájú breccsák képződnek, amilyen a peperit is (Wohletz, 2002). A magmából az üledékbe történő gyors hőátadást azonban a kontaktuson kifejlődött igen rossz hővezető tulajdonságú gőzfilm (vagy a víz kritikus pontja feletti nyomáson és hőmérsékleten szuperkritikus fluidum-film) gátolja meg, hasonlóan mint amikor izzó fémfelületre, vagy a serpenyőbe kis mennyiségű vizet öntünk, és a vízcseppek a körülöttük

képződött gőzburok védő és szigetelő hatására mintegy „táncolnak” a forró felületen egészen a teljes elpárolgásig és gőzzé válásig. Ezt a jelenséget, aminek hatására a szigetelő vékony gőzfilm vagy gőzburok kialakul, *Leidenfrost* hatásnak is hívják. A jelenség mind kísérletileg, mind a frissen képződött tenger alatti párna lávák mentén tanulmányozható (Carlisle, 1963; Moore and Tepley, 1974; Mills, 1984; White, 1996). A gőz/szuperkritikus állapotú film instabilitása és összeomlása explózióhoz vezet, ami a gőzburok instabilitásából eredő oszcilláció majd a gőzburok hirtelen expanziója miatt következik be ezredmásodperces periodicitásokkal. A gőzfilm összeomlásához vezető tényezők lehetnek külső vagy belső eredetűek. Külső tényező például valamilyen szeizmikus tevékenységből eredő nyomáshullámnak az áthaladása, belső tényező pedig a gőzfilm instabilitásából eredhet, amikor hirtelen kondenzálódott, a gőzburokba nyomuló vízzel történik keveredés, így a gőzburok sértetlensége és szigetelő hatása megszűnik. (Wohletz, 1983). Mindegyik esemény mely során a gőzfilm összeomlik, kinetikus energia közlódik a magmával ami fragmentációhoz vezet. A magma így fokozatosan és egyre nagyobb mértékben fragmentálódik, ami nagyobb felületet, és nagyobb mértékű hőátadást eredményez, végső soron pedig nagyobb térfogatú gőz fejlődik (Wohletz, 2002, 2003). A rendszert a magma hőátadásának mértéke és a környező nedves üledékek által a magmára gyakorolt konduktív hűtőhatás szabályozza. Amennyiben az üledékek által a magmára gyakorolt konduktív hűlés és a magma hőátadásának mértéke közel megegyezik, a rendszer stabilizálódik és a fragmentálódott magma és az avval érintkező üledék keveréke jön létre. Azonban ha a víztelített üledékekben nem tud a hó hatékonyan továbbterjedni a két közeg határfelületéről, a hőátadás exponenciálisan nőhet, ami explózióhoz vezet, vagyis a gőzburok térfogata és nyomása túl nagy lesz és termohidraulikus robbanás következik be. Ezek a termodinamikai modellezések révén bizonyított megfigyelések a *Molten Fuel-Coolant Interaction* (MFCI) vagyis „olvadék állapotú hajtóanyag-hűtőfolyadék” kísérletek eredményeként jöttek létre (korábban FCI-nek: *fuel-coolant interaction*-nak hívták), mely kísérletekben hideg, illékony (hűtő) anyag (coolant) érintkezett hirtelen forró olvadék állapotú anyaggal (fuel) (Buchanan & Dullforce 1973; Buchanan, 1974; Dullforce et al., 1976; Wohletz, 1986; Zimanowski et al., 1991, Zimanowski, 1997a,b, 1998; Wohletz et al., 1995; Wohletz, 2002). Ezen kísérletek eredményéből született az a megállapítás is, miszerint ha a nedves üledék/magma arány (R_s) alacsony ($R_s < 0,1$), nincs elég vízmennyiség a rendszerben ami olyan mértékű gőzfejlődéshez vezet hogy robbanás történjen. Magas nedves üledék/magma arány esetén ($R_s > 1,0$) viszont a fejlődő gőz nagy része kondenzálódik és elegendő mennyiségű víz van jelen ami hőáramlás formájában el tudja vezetni a felesleges hőt, ami a rendszer egyensúlyi állapotát fenn tudja

tartani passzív hűlés kíséretében így nem történik explózió. Amikor a magmabenyomulás magas permeabilitású nedves üledékekbe történik, a felhevített pórúsvíz hirtelen kiszökése miatt talán nem is tud kialakulni stabil gőzburok a magmás test körül (Busby-Spera & White, 1987). Azonban $(0,1 < R_s < 1,0)$ értékek között a gőzburok periodikus összeomlásából fakadó termohidraulikus robbanások következnek be, aminek bizonyítékai az elszórt, törött hólyagüreg-fal maradványok, gömbszimmetrikus vagy csepp-alakú üvegdarabok, táblás- és hajladozó felületű üvegszilánkok (Wohletz, 1983; Wohletz et al, 1995).

Blokkos peperit képződése mind explóziómentes magma/üledék keveredés esetén, nagyobb viszkozitású (és/vagy hidegebb) magmás test behatolásánál és mechanikus fragmentációjánál, mind pedig enyhe freatomagmás reakciók (robbanások) eredményeként létrejöhet. Az utóbbi eset természetesen a szigetelő gőzburok összeomlása esetén lehetséges a magma/üledék határfelülete mentén. Alacsony viszkozitású (és/vagy forróbb) magmabenyomulások pedig inkább a fluidális vagy globuláris peperit képződésnek kedveznek, ahol a képlékeny magma hajladozó felületek mentén keveredik az üledékekkel, és a magma/üledék határfelületen fejlődött gőzfilm megakadályozza a közvetlen pórúsvízzel való kontaktust (White, 1996; Skilling et al., 2002).

A peperit képződés együtt járhat hidrotermás tevékenységekkel is, ahol a nagyobb magmás testek esetében a jelentősebb pórúsvíz áramlás mellett magmás fluidumok is közrejátszhatnak a hidrotermás folyamatokban (McPhie és Orth, 1999; Delaney, 1982; Skilling et al., 2002; Palinkaš et al., 2008; Kiss et al., 2012). Sőt, a „sill-sediment” komplexumok esetében, ahol a peperit képződés szinte „kötelező elem”, a hidrotermás oldatáramlás olyan jelentős is lehet mint pl. a Spanyolországi Rio Tinto masszív szulfid ércmező esetében, ahol a felső-devon - alsó-karbon vulkanoszediment összletben (szill-sediment komplexum) 500 millió tonna szulfidos érctömeg halmozódott fel (masszív szulfid) (Boulter, 1993). Rio Tinto esetében a bázikus teleptelérek szegélye peperites és bár jelentős pórúsvízkiáramlás történt a teleptelérek benyomulását követően, ami inkább alacsonyabb hőmérsékletű hidrotermás kiválásokat okozott, a magasabb hőmérsékletű magmás fluidumok jelenléte és ércképződésre gyakorolt hatása vitathatatlan, viszont az üledékfelszín alatti hidrotermás cirkulációk hosszabb életűek voltak a teleptelérek és a vastag üledéktakaró lefolytató és gyors hőcserét megakadályozó hatása miatt (Boulter, 1993).

A „sill-sediment” komplexumok területére jellemző hidrotermás tevékenységeket manapság leginkább a Guaymas-medence (Kaliforniai-öböl) és a Norvégiai Vøring-medence (É-Atlanti perem) területén tanulmányozzák behatóbban. Einsele et al., (1980) vizsgálatai alapján a vízdús üledékes összletbe hatoló teleptelérek saját térfogatuknak megfelelő

mennyiségű pórusvizet űznek ki az üledékekből. A magmás intrúziók így az üledékek porozitásának nagymértékű csökkenését okozzák, mialatt a felhevített pórusvíz áramlása bizonyos komponensek visszaoldását és újrakicsapódását is elősegíti (Einsele, 1982). Az üledékek szervesanyagából a hidrotermás pórusvízáramlás hatására kőolaj képződhet, mely a tengeraljzat felé migrál (Simoneit & Lonsdale 1982; Simoneit, 1988, 1990; Simoneit et al., 1996; Simoneit and Rushdi, 2002; Tiercelin et al., 1989, 1991, 1993; Jáger et al., 2012). A vízdús üledékekbe hatoló teleptelérek mentén a peperitesedéssel egyidőben ill. azt követően az üledékek fluidizációja (elfolyósodása) és a pórusvíz kiáramlása lesz jellemző, mely a hidrotermás rendszereknek az egyik legkülönlegesebb és legkevésbé tanulmányozott típusát hozza létre. A Guaymas-medence területén 50-130 °C-os, rövid életű hidrotermák lépnek ki a vastag üledékekkel borított tengerfenékre a teleptelérek által migrációra kényszerített pórusvízáramlás hatására, aminek eredményeképpen barit és szulfidásványok csapódnak ki a hideg, alkalikus tengervízzel való hirtelen keveredés hatására (Lonsdale and Becker, 1985). Amennyiben az intrúziók konszolidáltabb, alacsonyabb porozitású üledékekbe, üledékes kőzetekbe hatolnak, a magma/üledék határfelületen a pórusvíz felforrása miatti túlnyomás eredményeképpen a konszolidált üledékek breccsásodnak (hidraulikus breccsaképződés) (Phillips, 1972; Jébrak, 1992; Jébrak, 1997; Hagemann et al., 1992): Az alacsony porozitású mellékkőzetek hidraulikus breccsásodása sokszor összeilleszthető szövetű kőzeteket eredményez („Jigsaw-fit” textúra), ahol az egyes klasztok rotációja minimális (Jébrak, 1997).

Az intrúzióktól sokszor távolabbi, fiatalabb, kevésbé vagy egyáltalán nem konszolidálódott üledékek azonban fluidizálódnak (Jamtveit et al., 2004). A hidrotermák felszínre való kitörésének területén „szem-alakú” struktúrák alakulnak ki a laza üledékekben, hasonlóan az iszapvulkánokhoz (Grapes et al., 1973; Einsele, 1982; Krynauw, 1988; Jamtveit et al., 2004). Azonban a szill-sediment komplexumok feletti hőáram mérések azt mutatják hogy egy másik, lassabb és hosszú ideig tartó hidrotermás cirkuláció is kialakul a teleptelérek feletti üledékeken belül (Lonsdale and Becker, 1985). Kiss et al., (2008) a Darnó-zóna Triász párnabazaltos sorozatain végzett vizsgálatai alapján a konvektív, hosszabb ideig tartó fluidumáramlás főleg a jelentősebb hőutánpótlású vulkáni centrumokra jellemző, a távolabbi, disztális régiókra már nem. Hidrotermás fluidummobilizációra azonban a szeizmikus szelvények tanulmányozása alapján is következtetni lehet (Svensen et al., 2003; Planke et al., 2005).

7.2 A Kelet-Mecsek Jura-Kréta időszaki oxigénhiányos környezetben képződött üledékeinek/üledékes kőzeteinek ércképződésben betöltött szerepe és ichnofossziliáinak paleoökológiája

A Kelet-Mecsek alsó-kréta intrúziói mentén kialakult peperitesedés, breccsásodás és hidrotermás folyamatok átfogó vizsgálatához elengedhetetlen a magmás benyomulások előtti üledékes viszonyok, és egyes vasérc típusok esetében (pl. koprolitos érc, vasoxidáló baktériumokat tartalmazó hematitos mészkő) az ősföldrajzi viszonyok és az ichnofossziliák kapcsolatának ismerete. Az egyes hidrotermás folyamatok által létrehozott, sok esetben különleges struktúrák kialakulásának megértéséhez csak azoknak a magas szervesanyag tartalmú üledékes formációknak és a bennük lévő ichnofossziliáknak a tanulmányozása révén juthatunk el, amelyekbe a magmás intrúziók benyomultak és sok esetben peperites zárványként maradtak meg az intruzív párnabazaltok között. Célszerűnek tartottam először ezen szervesanyagban gazdag és pirités üledékes formációkkal és azokkal az ichnofossziliákkal (koprolitok, bioturbációs nyomok és bakteriális fossziliák) foglalkozni, melyeknek bizonyos ércek képződésében és genetikájának megértésében igen nagy szerep jut.

7.2.1 Nyomelemdúsulások oxigénhiányos, magas szervesanyag tartalmú és pirités üledékekben

Mivel a vizsgált képződmények esetében, ahol a magma üledékes képződményekbe hatolt, vasszulfidos hidrotermás indikációk, és ezek oxidálódott termékei (goethit, hematit) a leggyakoribb fázisok, először célszerű azt a környezetet megvizsgálni, amibe a magma behatolt. Mivel ez jelen esetben mindig nagy szervesanyagtartalmú üledék, vagy üledékes kőzet, több-kevesebb pirit tartalommal, a pirités, oxigénszegény, vagy anoxikus körülmények közötti üledékek nyomelem és kénizotóp sajátosságainak feltárása indokolt. E tényezők a dolgozatban szereplő indikációk esetében szoros genetikai kapcsolatot mutatnak a magmás testeket befogadó üledékes formációk és a kialakuló hidrotermás ércindikációk geokémiai jellegeivel.

Az oxidációs-redukciós hatásokra érzékeny nyomelemek oldhatósága általában sokkal nagyobb oxidatív környezetben, míg kevésbé oldhatóak redukzív feltételek mellett, ezért gyakran dúsulnak üledékes formációkban (Tribovillard et al., 2006). Az *Ag*, *As*, *Cd*, *Co*, *Cu*, *Mo*, *Ni*, *Pb*, *Re*, *Sb*, *Se*, *U* és *V* nagy mennyiségben képes dúsulni szulfid- és szelenid

ásványokban (Kremling, 1983; Jacobs et al., 1985; Crusius & Thomson, 2003), kéntartalmú szervesanyagban (Tribovillard et al., 2004), vagy fémorganikus komplexekként (pl. porfirin) a korai diagenézis során (Simoneit, 1978). A redox-érzékeny, és szervesanyaghoz affinitást mutató elemek (pl. *Mo*, *U*, *V*) üledékekben való dúsulása diffúzió révén hatékonyan tud működni a korai diagenézis során (Brumsack and Gieskes, 1983; Shaw et al., 1990). Ugyanakkor a vízoszlopban lefelé süllyedő szervesanyagon történő adszorpció (Calvert et al., 1985; Brumsack, 1986), illetve magában a planktonikus anyagban történő „biokoncentráció” szintén elősegíti az *Ag*, *Cd*, *Cu*, *Ni* és *Zn* üledékekben való feldúsulását a planktonikus szervesanyag diagenetikus átalakulása során (Boyle et al., 1976; Bruland, 1980, 1983; Martin et al., 1983). Más tanulmányok szintén kiemelik az *Ag*, *Bi*, *Cd*, *Tl* dúsulásának lehetőségét a reduktív üledékes környezetekben (Heinrichs et al., 1980; Thomson et al., 1995; Nathan et al., 1997; McKay and Pedersen, 2002; Crusius and Thomson, 2003).

A *Tl* oxidatív tengeri környezetben konzervatív elemként viselkedik (Flegel and Patterson, 1985) de reduktív üledékekben és különösen a pirites fázisokban akkumulálódhat (Brumsack, 1980; Thomson et al., 1995; Heinrichs et al., 1980). Ebből a szempontból figyelemreméltó a Hidasi-völgyi intruzív hialoklasztitok pirites-kalcitos fázisainak 10 ppm-et is elérő dúsulása, főleg abból a szempontból hogy a pirites fázisokból szervesanyag is kimutatható volt, ezenkívül a kénizotóp értékek bakteriális szulfátredukció során képződött kén jelenlétét mutatták.

Az igen ritka *Re*, melynek felsőkéregbeli átlagos koncentrációja mindössze 0,198 ppb(!) (Rudnick & Gao 2003), sőt, oxikus üledékekben még ennél is kisebb értékű (<0.1 ppb; Koide et al., 1986), reduktív üledékekben igen nagy koncentrációkat érhet el (Koide et al., 1986; Colodner et al., 1993, 1995; Crusius et al., 1996), így kiválóan alkalmas különböző paleokörnyezetek redox viszonyainak megállapításához. A *Re* stabil oxianionja (ReO_4^-) diffúzió során jut el az üledékfelszíntől a reduktív pórusvíz-tartalmú helyekig, ahol redukciója során szulfidásványokba, főleg piritbe épül be (Koide et al., 1986; Colodner et al., 1993). A *Re* a zengővárkonyi pirites koprolitokból felépülő karbonátos zárványokban akár 0,106 ppm-ig is feldúsult ami a *Re* felsőkéreg átlagához képest több mint ötszázszoros dúsulást jelent.

A *Mo* a másik olyan elem, mely a *Re*-hoz hasonlóan az oxikus tengervízben stabil (MoO_4^{4-}) aniont alkotva konzervatív (a tengervízben átlagosan 10,3 ppb *Mo* található; Collier 1985), de szintén diffúzió során eljuthat a tengervízből a reduktív pórusvíztartalmú üledékekbe, ahol igen hatékonyan akkumulálódik szulfidokban vagy kéngazdag szervesanyagban reaktív vasásványok hiánya esetén (Shaw et al., 1990; Emerson and Huested, 1991; Koide et al., 1986; Colodner et al., 1993; Tribovillard et al., 2004). Helz et al.

(1996) és Vorliceck et al. (2004) vizsgálatai alapján azonban a *Mo* megkötődése oldott szulfid jelenlétében sem jelent feltétlenül MoS_2 ill. MoS_3 képződést, a *Mo* szerves thiomolibdát és szervetlen Fe-Mo-S komplexek szilárd oldatának formájában kötődhet meg a legnagyobb valószínűséggel vasszulfid ásványokba, így pl. piritbe épülve. A Fe-Mo-S csoportból álló szilárd oldatok a pirit felületén Bostick et al. (2003) megfigyelései alapján tartósan megmaradhatnak akár hosszabb földtani időskálán keresztül is. A *Mo* mind a zengővárkonyi szulfidos ércindikációban mind a Hidasi-völgyi intruzív hialoklasztit pirites fázisaiban jelentős dúsulást mutat. Zengővárkonynál ez az érték meghaladja az 500 ppm-et, míg a Hidasi-völgyi ércindikáció esetében 159 ppm-ig dúsul.

Az *U* szintén a redox-érzékeny elemek közé tartozik. A tengervízben lévő *U* a huminsavak ligandumaival alkotott fémorganikus vegyületképzés során megkötődik az üledékekben (Klinkhammer and Palmer, 1991; Wignall and Maynard (1993; Zheng et al., 2002a,b; Algeo and Maynard, 2004; McManus et al., 2005). Az *U* redukzív üledékekben történő akkumulációja részben bakteriális közreműködés hatására történik, ugyanis tisztán abiotikus feltételek mellett a redukciós folyamat nagyon lassú (Zheng et al., 2002a,b; Sundby et al., 2004; McManus et al., 2005). Mivel a bakteriális szulfát redukció intenzitása szorosan kapcsolódik a reaktív szervesanyag előfordulásához, az *U* dúsulása általában pozitív korrelációt mutat a szervesanyag mennyiségével az anoxikus fáciesekben (Algeo and Maynard, 2004; McManus et al., 2005). Ez a megfigyelés igen jó összhangban van a zengővárkonyi intruzív párnabazaltok közötti közetalkotó mennyiségű pirites koprolitokat tartalmazó mészkőzárványok *U*-tartalmával is. A pirites koprolitok átalakulása során képződő bitumen szintén a nagymennyiségű szervesanyag jelenlétének és átalakulásának következménye. Az *U* az anoxikus üledékeken belül azonban újra remobilizálódhat, amennyiben oxigén jut be az addig redukzív környezetbe (pl. fenékáramlások irévén), de az oxigénnek az üledékbe jutása a csökkenő mennyiségű szervesanyag medencébe kerülésével vagy a bioturbáció és bioirrigáció aktivitásával is megnő (Morford et al., 2001; Zheng et al., 2002a,b; McManus et al., 2005; Tribovillard et al., 2006).

A *V* oxidatív jellegű tengeri környezetben HVO_4^{2-} és H_2VO_4^- vanadát oxianionként van jelen, ami pelágikus és hemipelágikus üledékekben gyorsan adszorbeálódik Mn és Fe oxihidroxidok felületén (Calvert and Piper, 1984; Wehrly and Stumm, 1989). Enyhén redukzív környezetben a V^{5+} redukálódik V^{4+} ionná és vanadil (VO^{2-}) komplexet, hidroxidot $\text{VO}(\text{OH})_3^-$, és oldhatatlan hidroxid csapadékot $\text{VO}(\text{OH})_2$ képez. A V^{4+} iont tartalmazó komplexek adszorpciós folyamatok vagy fémorganikus vegyületek formájában kötődnek meg a szervesanyagot tartalmazó üledékekben (Emerson and Husted, 1991; Morford and

Emerson, 1999). Erősen redukzív, euxin fáciesekben, ahol az intenzív bakteriális szulfátredukció miatt szabad H_2S van jelen, a vanádium tovább redukálódik V^{3+} ionná és geoporfirinekbe épül be vagy szilárd V_2O_3 vagy $V(OH)_3$ fázisként csapódik ki (Breit and Wanty, 1991; Wanty and Goldhaber, 1992). A zengővárkonyi pirites koproilitokban mért 300 ppm-es *V* koncentráció szintén a redukzív körülmények közötti dúsulást jelzi.

A *Cu* az oxikus tengeri környezetben főleg szerves ligandumokat tartalmazó komplexek, vagyis fémorganikus vegyület formájában van jelen, illetve kisebb mértékben $CuCl^+$ ionok formájában van jelen (Calvert and Pedersen, 1993; Whitfield, 2002; Achterberg et al., 2003; Algeo and Maynard, 2004). A *Cu* adszorpciója Fe-Mn oxihidroxidokon szintén jelentős mértékű lehet tengeri üledékekben (Fernex et al., 1992; Sun and Püttmann, 2000; Nameroff et al., 2004; Naimo et al., 2005), és ezek redukciója során a Fe-szulfidokba épülhet be. A vizsgált képződmények esetében egy előfordulásban sem volt kimutatható jelentősebb *Cu* dúsulás, ezalól egyedüli kivétel az ófalui hematitos neptuni telérek anyaga, ahol a vasoxidáló baktériumok tevékenysége során képződött vashidroxidok adszorpcióos tevékenysége következtében a *Cu* 371 ppm-ig dúsult.

A *Co* viszonylag oxidatív tengeri környezetben Co^{2+} kation formájában vagy humin- és fulvosav molekulákkal alkotott komplexek formájában fordul elő (Saito et al., 2002; Whitfield, 2002; Achterberg et al., 2003). Anoxikus környezetben viszont oldhatatlan CoS formájában kicsapódik és szilárd oldatként épül be vasszulfid ásványokba (Huerta-Diaz and Morse, 1992). A vizsgált mecseki üledékes eredetű pirites és magas szervesanyag-tartalmú képződmények azonban nem mutatnak dúsulást a kobaltra nézve.

A *Cd* mint számos élő szervezet számára fontos nutriens, viszonylag kevés ideig marad Cd^{2+} ion formájában a tengervízben (Boyle, 1981, 1988; Rosenthal et al., 1995, 1997; Morford and Emerson, 1999). Főleg az elhalt élő szervezetekkel jut be a tengeri üledékekbe (Piper and Perkins, 2004), ahol a szervesanyag elbomlása során a pórusvízbe kerülve épül be Fe-szulfidba (Gobeil et al., 1997; Morford and Emerson, 1999; Morford et al., 2001). A kadmium mind a kevésbé redukzív, mind az erősen redukzív környezetekben akkumulálódik (Calvert and Pedersen, 1993; Rosenthal et al., 1995; Russell and Morford, 2001; Chaillou et al., 2002). A kadmium élő szervezetekben való dúsulását jól mutatja Krauskopf (1965) vizsgálata, mely során a tengervíz átlagos *Cd*-tartalmához viszonyítva huszonhétzertől hatvanhétzetszeres dúsulásig mutatta ki ezt a nyomelemet számos tengeri szervezetből. A vizsgált mecseki Jura és Kréta mészkövekben mindegyik esetben kimutatható volt valamennyi *Cd*-dúsulás, 0,07 és 0,77 ppm közötti mértékben. A legnagyobb mértékű dúsulás a zengővárkonyi pirites koproilitokból volt kimutatható (0,77 ppm), sőt, a zengővárkonyi

intruzív párnabazaltok közötti csöves szerkezetű vasszulfidokból 2 ppm-et meghaladó mennyiségű *Cd*-ot lehetett kimutatni. Mindezek mellett az intruzív párnabazaltok és hialoklasztitok *Cd*-tartalma a kimutatási határ alatt volt, ami *Cd*-nak a pirites üledékekből való származására és utal.

Szintén Krauskopf (1965) az *Ag* tengervízhez képest való dúsulásában ezerszeres-hétezerszeres koncentrációt mutatott ki ugyancsak számos élő szervezetből. Más kutatások szintén megemlítik az *Ag* redukív üledékekben való dúsulási lehetőségeit (Heinrichs et al., 1980; Thomson et al., 1995; Nathan et al., 1997; McKay and Pedersen, 2002; Crusius and Thomson, 2003). A zengővárkonyi pirites koproilitokból álló mészkőzárványok *Ag*-tartalma eléri a 0,38 ppm-et, ami szintén a redukív, pirites üledékes fáciesben való dúsulását jelzi ennek a fémnek.

Fontos megemlíteni még a *Se*-t, mely szintén képes nagy szervesanyag-tartalmú üledékekben dúsulni (Misra, 1999). A *Se* szintén a zengővárkonyi koproilitos mészkövekben dúsul a legnagyobb mértékben, egyes zárványokban a dúsulása eléri a 15,8 ppm-et is, a csöves szerkezetű vasszulfidos képződményekben pedig 3-4 ppm *Se* található, ugyanakkor az intruzív párnabazalt és hialoklasztitban ez az elem a kimutatási határ alatt van.

A szakirodalmi adatok és a vizsgált képződmények esetében közös vonás hogy a bakteriális szulfátredukció során képződött pirites üledékes képződményekben bizonyos elemek (*Ag*, *Cd*, *Mo*, *Re*, *Tl*, *Se*, *U*, *V*) feldúsulnak. A magas szervesanyag-tartalmú, anoxikus üledékekben kiemelkedő mennyiségben található autigén pirit bakteriális szulfátredukció eredményeként képződik és leggyakrabban framboidális struktúrájú. A szulfátredukáló mikroorganizmusok leginkább a könnyebb ³²S izotópot tudják hasznosítani, mivel a ³²S-O kötést könnyebben tudják felbontani mint a ³⁴S-O kötést, így a szulfátredukáló mikroorganizmusok által termelt H₂S-ben a könnyebb (³²S) izotóp fog dúsulni (Seal, 2006). A természetes szulfátredukáló populációk, melyek euxin fácies esetében a vízoszlopban (pl. Fekete-tenger), vagy az üledékfelszín alatti sekély mélységben találhatóak minimum 10‰ és maximum 49‰ –es frakcionációt okoznak, azonban bizonyos törzsek a mélyebben lévő porózus üledékekben akár 85‰-es frakcionációra is képesek (Wortmann et al., 2001; Rudnicki et al., 2001) A szulfát mikrobiális redukciója során felhasznált szervesanyag vagy molekuláris H₂ oxidálódik, mialatt a metabolikus folyamat melléktermékeként H₂S keletkezik (Postgate, 1984). Raiswell (1982) modellje alapján akár extrém negatív δ³⁴S értékkel jellemzett framboidos pirit gyorsabban, egy még nyitott, elegendő bomlékony szerves anyagot, SO₄²⁻ -ot és reaktív Fe³⁺ -at tartalmazó rendszerben (mely rendszerint ferrihidrit, vagyis nagy felületű amorf vashidroxid) képződik. Framboidális piritet azonban nem csak

üledékes környezetből ismerünk. Megtalálták a Cornwall-i (Nagy-Britannia) Sn-ércesedésben (Steinike, 1963), andezitben lévő kvarc-erekben (Ostwald & England 1977), laboratóriumi kísérletek során pedig tisztán inorganikus úton is előállították (Berner, 1969; Farrand, 1970; Sunagawa et al., 1971). A framboidális pirit létrejöttének menete vas monosulfid fázis kicsapódásával kezdődik, ezután a tengeri környezetben termodinamikailag hosszabb távon instabil greigitte (Fe_3S_4) való átalakulással folytatódik, mely folyamat során egyforma méretű greigit kristályok fejlődnek ki. A greigit ferrimágneses anyag, így a szemcsék kohézióját a van der Waals és elektrosztatikus erők mellett a mágneses erőter is okozhatja. A rendszerhez további S hozzáadásával a greigit piritte kristályosodik. A reakció nagyon gyorsan, napok alatt végbemegy (Wilkin & Barnes 1997). Végző soron a framboidok képződésének feltétele a greigit létrejötte, ami a laboratóriumi kísérletek alapján $200\text{ }^\circ\text{C}$ felett valószínűtlen (Wilkin & Barnes 1997). Ezen adatot erősíti meg (Wada, 1977) és (Uda, 1967) laboratóriumi kísérletei is, valamint (Hallbach et al., 1993) szerzők által végzett fluidzárvány vizsgálatai is, akik a framboidális pirit képződési hőmérsékletét bariton végzett fluidzárvány homogenizációs vizsgálatok alapján $150\text{-}210\text{ }^\circ\text{C}$ intervallumba helyezték. A pirit framboidok képződése tehát tisztán kémiai úton is valószínűtlen $200\text{ }^\circ\text{C}$ felett, azonban szulfátredukáló bakteriális tevékenységet $-2\text{ }^\circ\text{C}$ és $110\text{ }^\circ\text{C}$ közötti hőmérsékleti tartományban figyeltek meg (Jørgensen et al 1992, Sagemann et al 1998), jöhetnek bizonyos szerzők, így Canfield et al (2000) tényleges biológiai frakcionációt csak $88\text{ }^\circ\text{C}$ -ig jegyezték fel. A termofil szulfátredukáló mikroorganizmusokat a $80\text{ }^\circ\text{C}$ feletti hőmérsékleti tartományt kedvelő archaea, az *archaeoglobus*, valamint a baktérium genusok közül a $80\text{ }^\circ\text{C}$ körüli hőmérsékleti tartományt kedvelő *thermodesulfobacterium* képviselik. (Stackebrandt et al., 1995).

Mindezek mellett az abiotikus szulfát redukció, vagy más néven termokémiai szulfát redukció $100\text{-}180\text{ }^\circ\text{C}$ között jelentős (Machel et al 1995; Bach & Edwards 2003), és a bakteriális szulfátredukációhoz képest a legnagyobb frakcionációt $100\text{ }^\circ\text{C}$ körül mérték, mindössze 20%-et (Machel, 1995).

7.2.2 A Kelet-Mecsek alsó-kréta kőzeteinek ichnofossziliái és jelentőségük a nyomelemdúsulások és ércesedések létrejöttében

7.2.2.1 Zoophycos és Chondrites

Az üledékes felszín alatti bioturbációs nyomok, amelyen a Zoophycos és Chondrites ichnofosszília is, gyakran megtalálhatóak a mecseki alsó-kréta üledékes rétegekben apró, szenesedett növényi maradványok kíséretében. Az üledékfelszín alatti bioturbáció egy jellegzetes életmód igen alacsony oxigén koncentráció mellett, ahol a szervesanyag nem oxidálódik a diszaerob körülmények hatására (Ekdale and Mason, 1988). Azt a nyomfosszília asszociációt, ahol a Zoophycos és a Chondrites túlsúlyban van, Seilacher (1964) „fodinichnia” asszociációnak is hívja. A fodinichnia asszociációk olyan helyeken találhatóak, ahol a fenékvíz aerob vagy diszaerob, az üledék pórusvize pedig anaerob (Ekdale and Mason, 1988). A tengeri környezetek oldott oxigéntartalma ($\text{mlO}_2/\text{lH}_2\text{O}$) alapján három típusba sorolhatóak: (1) aerob (oxikus), ahol az oxigén koncentráció meghaladja az 1,0 ml/l-t; (2) diszaerob (oxigénhiányos), ahol 0,1 és 1,0 ml/l között mozog; és (3) anaerob (anoxikus), amikor az oxigén koncentrációja 0,1 ml/l alatt van (Rhoads and Morse, 1971; Byers, 1977; Edwards, 1985). Az alacsonyabb rendű üledékfaló szervezetek, a szerves törmelékeknek csak egy részét emésztik meg, de mivel a tengeri iszapban található szervesanyag nagymennyiségű mikroorganizmus megtelepedését teszi lehetővé, az üledékfalók ezen mikroorganizmusokat nagyarányban tudják hasznosítani. Sőt, a bentosz szervezetek ily módon gyorsítják a szervesanyag lebontását és ismét növelik a mikrobiális aktivitást (Tenore, 1977; Fenchel and Jorgensen, 1977). Palacios et al., (2006) olyan mikrobákat figyelt meg, melyek az üledékes tengeraljzatra süllyedő maradványok lebontásában vesznek részt és a metabolikus folyamataik során redukált komponenseket juttatnak a közvetlen környezetükbe. E komponensek energiaforrást jelentenek további kemoszintetikus közösségek létrejöttéhez. Az említett szerzők ezt kísérletileg úgy bizonyították, hogy a Csendes-óceán Kaliforniai partjai mentén fadarabokat helyeztek az üledékfelszínre. A fadarabok belső felületei bakteriális biofilmmel vonódtak be. Palacios et al., (2009) azt tapasztalták, hogy a kísérletileg kihelyezett famintákban fekete foltok és körülöttük fehér mikrobiális film alakult ki. A fekete foltok vasszulfid kicsapódásoknak bizonyultak, melyek heterotróf szulfátredukálók közreműködése során keletkeztek, míg a fehér foltokat kemoszintetikus mikroorganizmusok alkották, melyek a szulfátredukálók által termelt H_2S -t használták fel energia forrásként és a CO_2 fixációjához.

Bernardino et al. (2010) 200 kg mennyiségű famaradványt ihelyezett ki a Csendes-óceáni Santa Cruz Medence 1670 m mélyen lévő üledékes tengeraljzatába annak érdekében, hogy a makrofauna kiépülését tanulmányozza. A famaradványok körül alacsony intenzitású, reduktív fácies jön létre, ami limitált kemoszintetikus közösséget képes fenntartani. Ezen kísérletileg elhelyezett famaradványok közvetlen környezetében opportunista rákfajok (Cumaceák) jelentek meg fél évvel a kihelyezés után. 1,8 és 5,5 év elteltével, amint a pórusvíz szulfidtartalma egyre magasabb értékeket ért el a famaradványok környezetében soksertéjű gyűrűsféreg telepedtek meg (dorvilleidae és ampharetidae taxonok).

Gong et al., (2007) a Perm időszi déli-kínai Maokou Formáció Zoophycos ichnofossziliáinak lamelláiban magasabb szervesanyagot mutatott ki mint a környezetéből, ezenkívül különböző spirillum és kokkusz kolóniák ritmikus megjelenését tapasztalta a lamellákban, melyekben heterociklusos aromás tiofén vegyületek is dúsultak. Ezek alapján valószínű hogy a Zoophycos nyomfosszília létrehozója, mely valószínűleg valamilyen soksertéjű féreg lehet, szimbiózisban él mikrobiális kolóniákkal, legvalószínűbben szulfát redukálókkal.

A Kelet-Mecsek Hidasi-völgyi Márga Formációjában előforduló Zoophycos lamelláiban megfigyelt 6–10 µm körüli framboidális pirit utáni goethit pszeudomorfózák jelenléte Gong et al., (2007) észleléseivel párhuzamosíthatóak.

7.2.2.2 *Thalassinid rákjáratok és rákkoprolitok*

A Zoophycos és Chondrites ichnofossziliák jelenléte a *Márévari Mésző Formáció* és a *Hidasi-völgyi Márga Formáció* karbonátos és finomszemű klasztikus közeiteiben anaerob környezetet jelez az üledékek felszín alatti részeiben. Ezzel szemben a tengeraljzaton a szeladonitos kitöltésű rákjáratok alapján aerob környezet valószínűsíthető, tehát a molekuláris oxigén mennyisége meghaladhatta az 1 ml O₂/literH₂O mennyiséget. Az anaerob pórusterrel rendelkező üledékekben lakó és iszapfaló rákok az üledékfelszínről oxigéndús vizet áramoltattak a járataikba a pleopodális irrigációjukkal („öntözéssel”; Dworschak et al., 2012), így a járatok oxigénnel ellátottak voltak. Ez magyarázza a járatok szeladonit kitöltését.

A recens üledéklakó rákok koprolitjainak és a fosszilis koprolitoknak az összehasonlítása nem teljesen megoldható, ugyanis több recens taxon koprolitjainak belső struktúrája semmilyen különbséget nem mutat. Azonban család-szintű különbségek tehetőek (Schweigert et al., 1997). Brönnimann (1972), Peckmann et al., (2007) és Kietzmann et al.,

(2010) vizsgálatai alapján a Favreina és Parafavreina nyomfosszília nemzetségek a Thalassinidea alrendág decapoda (tíz lábú rák) rákokhoz tartozik, míg a Palaxius nyomfosszília nemzetség a Callianassidae rákok családjához (Peckmann et al., 2007 Eocén Callianassid rákok váz fosszíliaival együtt *Palaxius* koprolitokat is talált), és a Helicerina nyomfosszília nemzetség a Mecochiridae, Erymidae és/vagy Nephropidae család képviselőihez tartozik. Peckmann et al., (2007) Eocén Callianassid rákok váz fosszíliaival együtt *Palaxius* koprolitokat is talált. Ezek alapján megállapíthatjuk hogy az összes mecseki koprolit ichnogenus egy alrendághoz, a Thalassinideákhoz tartozik, melyek „iszaprák” („mud shrimp”) vagy „szellemrák” („ghost shrimp”) néven is ismertek. Ez alól talán a Helicerina ichnogenus lehet a kivétel, de mivel a mecsekben azonosított előfordulása ugyanazokhoz a méretű és elrendeződésű járatrendszerekhez kötött mint a többi koprolit esetében, ökológiailag ugyanolyan életmódú rákocska lehetett mint a többi koprolitot produkáló tízlábú szellemrák. Meg kell jegyezni hogy Dworschak et al., (2012) a Thalassinidea alrendágot molekuláris és morfológiai bizonyítékokra alapozva kettébontotta Axiidea és Gebiidea alrendágakra, azonban az üledéklakó rákok azonos életmódja és előfordulása, valamint a bizonytalanabb taxonómiai besorolás és összetartozás miatt továbbra is a Thalassinid gyűjtőfogalmat használom (Jäger et al., 2012).

A Kelet-Mecsek alsó-kréta üledékes és vulkano-szediment formációiban található rákkoprolitok diverzitását tekintve a világ leggazdagabb előfordulásait jelentik, 13 különböző nyomfosszília fajjal, ezek a következők: *F.dispentochetarius*, *F.hexaochetarius*, *F.octoochetarius*, *F.belandoi*, *P.huaricolcanensis*, *P.triochetarius*, *P.tetraochetarius*, *P.decaochetarius*, *P.osaensis*, *P.azulensis*, *P.groesseri*, *P.salataensis* és *H.siciliana*. Mivel ez a fajgazdagságra utaló szám egyúttal azt is jelenti hogy az üledéklakó szellemrások számára ez a környezet kiváló életteret biztosított, célszerű a recens Thalassinid és különösképpen a Callianassid rákok ökológiáját részleteiben is tárgyalni. Annál is inkább, mivel ércgenetikai szempontból is jelentősége van a rákok előfordulásának, hiszen a zengővárkonyi és hidasi-völgyi vasérc túlnyomó része ezen rákok goethitesedett koprolitjaiból áll.

A Thalassinid rákok különböző üledékekben fordulnak elő: durvaszemű koralltörmelék, homokos üledékek, finomabb szemű törmelékes üledékek, továbbá agyagos és karbonátos iszap (Dworschak et al., 2012). A kifejlett Callianassid rák mérete néhány cm. Egy ilyen Callianassid rák (*Callichirus maior*) járata vertikális csőszerű alagútból és annak alsó részén számos vízszintes irányú oldalágazásból áll. A járatok akár 3-5 m-es mélységig is lenyúlhatnak a tengeri üledékekben (Frey et al., 1978; Dworschak et al., 2012). A rákok ásás közben hipoxikus vagy anoxikus pórusterű üledékes rétegekbe hatolhatnak, de a járatokban

lévő víz mozgatásával („öntözéssel”) a felszínről oxigéndús vizet szállítanak a mélyebb régiókba, miáltal helyileg megszüntetik az oxigénhiányos állapotot (Dworschak et al., 2012). A Callianassid rákok teste és a járataik keresztmetszete között szoros összefüggés van. A Kelet-Mecsek alsó-kréta formációiban található rákjáratok keresztmetszete 0,6 és 1,6 cm között változik, ami néhány Thalassinid rák által ásott járatának mérettartományával egyezik, bár a vizsgált kőzetek tömörödése miatt ez az érték változó lehet. Az összes Thalassinid szellemrák tengeri környezetben él, de néhányuk extrém környezetekben is otthonos. Ilyen az a Callianassid rák (*Callianassa truncata*), amit a Hellén-öv 40 °C-os sekélyvízi üledékeiben találtak a Milos és Szantorini szigetek mellett. (Dando et al., 1995), bár Lin et al., (2007) a *Callianassa truncata* esetében megjegyzi hogy ez a faj széles körben előfordul normál tengeri üledékekben is. Türkay és Sakai (1995) egy új Callianassid rákot fedezett fel (*Paraglypturus calderus*) egy aktív tenger alatti vulkán mentén 63 és 114 m mélységben a Mariana ív mentén, bár Martin és Haney (2005) e témában írt review cikkében ez a faj nem szerepel. Sakai és Türkay (1999) szintén új Callianassid fajt írt le (*Bathycalliax geomar*) Oregon-i mélyvízi hideg szivárgásos környezetből (Cold Seeps). Dworschak and Cunha (2007) a D-Spanyolországi Cadiz-öböl iszapvulkánjainak kemoautotróf közösségeiből szintén új Callianassid fajt írt le (*Vulcanocalliax arutyunovi*). Lin et al., (2007) ugyancsak új Callianassid rákot (*Nihonotrypaea termophila*) írt le a Taiwan melletti mélyvízi hidrotermás feláramlások környékéről. Komai és Fujiwara (2012) ugyancsak beazonosította ez utóbbi fajt a Japán Kagoshima-öböl hidrotermás feláramlásai környékéről, és megjegyezte hogy ez a faj eddig csak hidrotermás működés által befolyásolt területeken volt található, ahol ugyanolyan bentikus, ásó életmódot folytat mint a többi Callianassid rák. Zarenkov (1989) a Guaymas öböl 2000-2036 m-es mélységben lévő hidrotermás feláramlásokkal tarkított üledékeiből Thalassinid (*Axiidea*) szellemrákot írt le. Lin et al., (2007) azonban felhívja a figyelmet hogy a legtöbb hidrotermás befolyás alatt lévő üledékekben található Thalassinid rák opportunistá életmódot folytat és hévforrások nélküli tengeri környezetben is megtalálható.

Mesterségesen kihelyezett bálna tetemek környékén kialakult reduktív üledékekben Komai és Fujiwara (2012) új Callianassid rákot fedezett fel (*Cheramus cavifrons*). Atkinson és Taylor (2005) hipoxikus és szulfidos üledékekből, Samadi et al., (2010) pedig lehullott uszadékfák(!) környékéről írt le Thalassinid és Callianassid rákokat. A Thalassinid rákok nagyon toleránsak a hipoxikus és anoxikus környezethez, és képesek fenntartani az aerob metabolikus folyamataikat egészen alacsony oxigén szintig. Sőt, egyes fajok több napon át is elviselik a teljesen anoxikus körülményeket (Atkinson és Taylor, 2005).

Az utóbbi esetek, amikor a szellemrácokat kifejezetten reduktív és növényi törmelékekben gazdag helyekről említik, az utóbbi évek kutatásainak eredménye, ahogy az uszadékfák és bálnamaradványok környékén kialakult kemoszintetikus közösségek recens és fosszilis képződményeinek vizsgálata is (Danise et al., 2012). Ebből a szempontból az egyik legfontosabb körülmény a szellemrácok táplálékforrása. A Kelet-Mecsek karbonátos (*Márévari Mésző Formáció*) agyagos-karbonátos (*Hidasi-völgyi Marga Formáció*) vagy akár homokos (*Magyaregregyi Konglomerátum Formáció*) üledékeiben, ahol Thalassinid rákkoprolitok és koprolitokkal kitöltött járatok fordulnak elő, minden esetben lehetett növényi törmelék is találni, nemegyszer több cm-es méretben is. A Thalassinid szellemrácok üledékfaló életmódot folytatnak, és szinte sohasem, vagy csak igen ritkán tartózkodnak a járataikon kívül (innen kapták a találó „szellemrác” kifejezést) (Dworschak et al., 2012). Kneer et al., (2008) megfigyelései szerint pedig egy Thalassinid faj (*Neaxius acanthus*) fő táplálékforrása kifejezetten csak növényi törmelék volt. Ebből a szempontból érdekes még megemlíteni Palik (1965) megfigyelését a zengővárkonyi vasércben talált feltehetően Galatheid rák antennával kapcsolatban. Hoyoux et al., (2009) szerint egy trópusi mélytengeri Galatheid rák (*Munidopsis andamanica*) szintén kifejezetten növényi törmelék fogyasztónak bizonyult. A Thalassinid rákok 95%-a sekély vízben (<200 m) él, de néhány fajuk 2000 m-nél nagyobb vízmélységben is és (Dworschak et al., 2012), ami igazolja azt hogy miért találtak fosszilis Thalassinid koprolitokat mélytengeri üledékekben is (Schweigert et al., 1997; Buchs et al., 2009). Legnagyobb diverzitásukat a trópusi és mérsékelt övben érik el, a poláris régiókból hiányoznak (Dworschak, 2005).

Mivel a rákok koprolitjai sokkal inkább meg tudnak őrződni mint a vázmaradványaik, az üledékes kőzetekben való felhalmozódásuk esetenként kőzetalkotó mennyiségű is lehet. A detritusz és üledékfaló Thalassinid rákok ürülékének a belső szerkezete teljesen szabályos. Ez annak köszönhető, hogy ezen rákok gyomra sajátos szerkezetű. A gyomor mellső részéről hosszú és kihegyezett végű serteszzerű nyúlványok erednek, melyek a gyomor hátsó faláig érnek le, és ott szabadon végződnek. Amikor a félig folyékony táplálék az állat gyomrába kerül, az a nyúlványokat körülveszi. Ezek a nyúlványok felszívó képességgel rendelkeznek és a táplálékból kiszívják a tápanyagokat. Ezáltal az eredetileg félig folyékony táplálék félig megszilárdul. Az így keletkezett képlékeny masszában, amely a bélben tovább halad, a gyomornyúlványok lenyomatai megmaradnak, s azok az ürülékben hosszú csatornák alakjában ismerhetőek fel. Tehát az ürülék végleges alakját már a gyomor hátsó végénél felveszi, az a bélrendszeren áthaladva, s a végbélnyíláson keresztül a szabadba jutva nem változik. Az ürülék belső felépítéséről tehát következtethetünk arra, hogy milyen volt az illető

állat gyomrának szerkezete. Mivel az egyes fajok különböző egyedeinél az ürülék egyforma, az eltérő belső szerkezetű koprolitok egyúttal eltérő fajú rákok termékeit jelenti (Moore, 1932; Palik, 1962).

Érdekes összehasonlítást tehetünk a különböző rákkoprolit nyomfosszília fajok együttes elterjedése kapcsán a mecseki alsó-kréta képződmények esetében. A leginkább opportunistáknak a *P.decaochetarius* gazdája bizonyul, ugyanis szinte mindegyik előfordulásban megtalálhatóak a koprolitjai, kivéve a mélyebb vízi fáciest jelző Hidasi-völgyi Márgát, ahol eddig nem került elő egyetlen példány sem. Azok a koprolitok, melyek csak egy-egy lelőhelyen voltak találhatóak a következők: *F.octochetarius*, Zengővárkony, vasérctelep fedőjében és a vasércben (Apátvarasdi Mészki F.); *P.azulensis*, *P.groesseri*, *P.salataensis*, a Hidasi-völgy volt vadászház melletti goehites ércben. Azok a koprolitok, melyek több lelőhelyen is megtalálhatóak voltak a következők: A *P.osaensis* mind a Hidasi-völgyi Marga Formációban, mind a Magyaregregyi Konglomerátum Formációban előfordul; a *P.tetraochetarius* a zengővárkonyi vasérc fedője mentén (Apátvarasdi Mészki F.) és a Magyaregregyi Konglomerátum Formációban is megtalálható. A zengővárkonyi vasérctelep fedője mentén és a Hidasivölgy volt vadászház környékén talált vasércben három közös ichnogenus található, ezek: *F.hexaochetarius*, *F.dispentochoetarius*, *P.triochetarius*. Ugyanakkor a *F.belandoi*, *H.siciliana* és *P.huaricolcanensis* koprolitok csak a zengővárkonyi és a Jánosipusztai intruzív párnabazaltok közti peperit mészkőanyagából kerültek eddig elő. Mindezekből levonható az a következtetés, miszerint a zengővárkonyi vulkano-szediment összleten belül jól elkülönül két különböző rákpopulációtól eredő koprolit együttes. Az intruzív párnabazaltok közötti mészkőzárványokban csak a *F.belandoi*, *H.siciliana* és ritkábban a *P.huaricolcanensis* koprolitjai találhatóak, míg a fiatalabb és az ősmaradványban gazdag sekélyvízi platform Apátvarasdi Mészki F.-ban a *F.dispentochoetarius*, *F.hexaochetarius*, *F.octochetarius*, *P.triochetarius*, *P.tetraochetarius*, *P. decaochetarius* ichnogenusok találhatóak. Mivel a *F.belandoi*, *H.siciliana* és *P.huaricolcanensis* nemcsak a zengővárkonyi idősebb és valószínűleg mélyebb medencében képződött üledékes kőzeteket reprezentáló intruzív bazaltok közti mészkőzárványokban, valamint a Jánosipusztai intruzív párnabazaltok közti szintén mélyvízi képződésű mészkőzárványokban fordulnak elő együtt, hanem a dél spanyolországi Sierra del Reclot környéki középső-jura mészkőben is (a *P.huaricolcanensis* kivételével), mely szintén mélyvízi mikrites karbonát. érdekes módon a *P.osaensis* koprolitjai is csak a mélyebb vízi alsó-kréta fáciesekből kerültek elő eddig, a Hidasi-völgyi Marga F. és a Magyaregregyi Konglomerátum F. rétegeiből. A szakirodalmi adatokban ennek a nyomfossziliának szintén több mélytengeri előfordulását is megtaláljuk (Schweigert

et al., 1997; Buchs et al., 2009), bár Blau (1995) sekélyvízi környezetből is leírta, ahogy a *F.belandoi* és *H.siciliana* koprolitok is előkerültek sekélyvízi képződményből (Schweigert et al., 1997). Noha a *F.belandoi* nyomfosszília fajnak a Kelet-mecseki előforduláson kívül a világon összesen két előfordulása ismert (Kietzmann et al., 2014), ezek közül az egyik szintén mélyvízi fáciesű egy dél spanyolországi, alsó-bajóci képződményben (Schweigert et al., 1997), a másik Mecseken kívül ismert előfordulása pedig Argentína egyik alsó-valangini sekélyvízi képződményéből került leírásra (Kietzmann és Palma 2014). A *P.osaensis* nyomfosszília fajnak a Kelet-mecseki előforduláson kívül eddig szintén csak kettő előfordulása ismeretes. Ezeket Kolumbia és Costa Rica felső-kréta és paleocén képződményeiből írták le (Buchs et al., 2009; Blau et al., 1995). A Costa Rica-i előfordulás mélyvízi, a Kolumbiai sekélyvízi. A *H.siciliana* nyomfosszíliafajt a K-mecseki előforduláson kívül a típuslelőhelyének számító szicíliai triász zátonyfácieséből (Senowbari-Daryan et al., 1979) és az említett dél-spanyolországi bajóci mélyvízi karbonátos összletből (Schweigert et al., 1997) ismerjük csak.

Schweigert et al., (1997) azonban felhívta a figyelmet arra, hogy a morfológiailag azonos koprolitok nem feltétlenül jelentenek azonos eredetű fajt, illetve két hasonló faj eltérő környezeti igényeiről és alkalmazkodásáról is szó lehet. A kelet-mecseki koprolitok előfordulásait tekintve azonban jól kivehető különbségek észlelhetőek a mélyebb vízi és a sekélyebb vízi képződmények között, mivel a *F.belandoi*, *H.siciliana* és *P.osaensis* ichnogenusok csak a mélyebb vízi fáciesekben jelennek meg. A kelet-Mecsekben található alsó-kréta koprolitok alapján mindenképpen kimondható hogy rendkívül diverz rákfaunára utalnak, mely szám a további kutatásokkal valószínű még gyarapodni fog. A Hidasi-völgyben talált egyazon goethitből álló mintában egyedül 7 különböző struktúrájú decapoda koprolit található (Jäger et al., 2012), míg a zengővárkonyi vasércből Palik (1965) 6 különböző nyomfosszília fajt említ.

Ilyen diverz rákfauna létrejött, mely mint a zengővárkonyi és Hidasi-völgyi vasérc esetében is nemcsak kőzetalkotó, de ércalkotó mennyiségű is egyben, nagymennyiségű szerves táplálék jelenlétére utal a medencékben. Mivel a kelet-mecseki alsó-kréta rákkoprolit-tartalmú üledékes képződményekben mindig előfordul szenesedett famaradvány, nagy biztonsággal megállapítható, hogy az üledékfaló rákok fő táplálékforrása is a medencébe jutott szerves növényi törmelék volt. Érdekes módon a mélytengeri fabe hullások környezetében kialakult reduktív környezetek faunája sok esetben hasonlíthat a szulfidokban gazdag hidrotermás feláramlások faunájához (Smith et al., 2003). A tengeraljzati üledékekben felhalmozódó fatörmelékek a szárazföldek partmenti zónájából szállítódnak be az

üledékgyűjtőbe nagyobb energiájú hullámtevékenységek (Duggins et al., 1989), pl. viharok, vagy földrengéseket kísérő cunamik hatására (az International Pacific Research Center honlapján <http://iprc.soest.hawaii.edu/> több olyan légifelvételt is tanulmányozhatunk, ahol óriási mennyiségű uszadékfát sodor az áramlat a parttól egyre távolabb). Mivel a vizsgált mecseki üledékes képződmények közül több pelágikus, mélyvízi képződményben is találhatóak szenesedett famaradványok, melyekből nem volt kimutatható szárazföldi eredetű törmelékes ásvány, a parti zóna e képződmények esetében nagyobb távolságra helyezkedett el. A szárazföldi eredetű növényi törmelék tenger alatti völgyekbe és mélyedésekbe kerülhetnek, ahol adott esetben nagyobb méretű felhalmozódásaik is létrejöhetnek (Vetter, 1994; Vetter and Dayton, 1998, 1999; McLeod and Wing, 2007). Ez a folyamat a mélyebb vizű medencék nutriensekben való gazdagodását okozza (Cayré and Richer de Forges, 2002, Smith et al., 2003, Palacios et al., 2006), mely hozzájárul a béta-diverzitás kialakulásához és bizonyos fajok elszaporodásához (Stockton and DeLaca, 1982; Smith and Hamilton, 1983; Smith, 1985, 1986; Grassle and Morse-Porteous, 1987; Snelgrove and Smith, 2002), ennek megfelelően Thalassinid rákok megjelenését azonosították mélytengeri fabehullások környezetéből is (Samadi et al., 2010). Az alsó-kréta üledékekben található famaradványok metszetei alapján nyitvatermők alkották a partmenti erdőket, és a korall-zátony roncsokat tartalmazó *Magyaregregyi Konglomerátum Formáció* képződményeiből is leírt nyitvatermők alapján a vulkáni szigetek szárazföldi vegetációjának zömét is. A *Márévári Mészke Formáció*, a *Hidasivölgyi Marga Formáció* és a *Magyaregregyi Konglomerátum Formáció* közeteiből gyűjtött, döntően szemifuzinites maceráltípust tartalmazó szenesedett növényi törmelék (Jäger et al., 2012) jelenléte egyúttal azt is alátámasztja, hogy a szárazföldi vegetációt a kora-krétában periodikusan visszatérő erdőtüzek sújthatták, aminek kiváltó oka szárazföldi vulkáni tevékenység lehetett (Scott 2010).

7.2.2.3 Pirites rákkoprolitokat tartalmazó peperites mészkő nyomelemdúsulásai és $\delta^{34}S$ értékei

A zengővárkonyi intruzív párnabazaltok közötti pirites *F.belandoi* és *H.siciliana* tömeges koprolitjaiból álló, nem oxidálódott mészkőzárványok nyomelemdúsulása ércgenetikai vonatkozásokban is érdekes adatokat szolgáltat. Az *Ag*, *Cd*, *Mo*, *Re*, *Se*, *Ta*, *Tl*, *U* és *V* nyomelemek ezekben a kőzetekben kiugróan nagy koncentrációkat mutatnak. E redox érzékeny nyomelemek a 7.2.1 fejezetben ismertetett módon a szervesanyagban gazdag reduktív szedimentáció körülményei között képesek jelentősen dúsulni. A pirites koprolitok

$\delta^{34}\text{S}$ értékei ($\delta^{34}\text{S} = -34,41$ és $-38,79\%$ között) a könnyebb ^{32}S izotóp dúsulását eredményező igen nagymértékű frakcionációra, nyitott rendszerben lezajló folyamatos tengervízi szulfát diffúziójára utal, ahol ilyen mértékű frakcionációt csak bakteriális szulfát redukció hozhatott létre (Wortmann et al., 2001; Rudnicki et al., 2001) a 7.2.1 fejezetben részletesen tárgyalt folyamatok szerint. A framboidális piritet tartalmazó koprolirok a befogadó konszolidálatlan üledékekbe benyomuló bazaltos magma hatására fellépő peperitesedést kísérő pórusvíz kiszökés hatására a legtöbb helyen átkristályosodtak. A nagy permeabilitású zónák mentén az intruzív párnabazaltos összlet hasadécai mentén intenzív fluidum-cirkuláció indult meg, mely során a pirites üledékek teljes mértékben átalakultak, és csöves szerkezetű pirites-markazitos hidrotermás pórusvízkiszökési struktúrák jöttek létre. A csöves szerkezetű szulfidos képződményekben lévő framboidális pirit körül jellegzetes markazittal körbevont „atoll-szövetű” szerkezet jött létre, ami a némileg savasabb pH-n bekövetkező újrakristályosodás eredménye (Love and Amstutz 1966; Ostwald and England 1979; England and Ostwald 1993). A pirites-markazitos csövekből (pórusvízkiszökési struktúrák) vett minták kénizotóp összetétele ($\delta^{34}\text{S} = -28,0$ és $-35,9\%$ között) nagyon hasonló, szinte megegyezik a pirites koprolirokot tartalmazó mészkőzárványok vasszulfid fázisaiból mért értékekkel ($\delta^{34}\text{S} = -34,41$ és $-38,79\%$ között), annak ellenére hogy az erőteljes átkristályosodás eredményeképpen már semmilyen biogén struktúra nem található a csöves képződményekben, amelyek mentén a mésziszap is újrakristályosodott nagyméretű pátos kalcitá. A vasszulfidos csöves struktúrák azonos nyomelemeloszlása szintén bizonyítja a nagy szervesanyag tartalmú pirites üledékekből való hidrotermás átkristályosodással történt képződést (melléklet, 2. táblázat; 38. ábra), mivel bizonyos nyomelemek, mint pl. a *As*, *Cd*, *Co*, *Mo*, *Ni* dúsulása meghaladja a pirites üledékekből mért értékeket, míg a *Mo* dúsulása kifejezetten kiugró, nemcsak a pirites rákkoprolirokot tartalmazó mészkövekből mért értékekhez képest, hanem mintegy 500 szoros dúsulást mutat a felsőkéreg átlagához képest is (Rudnick&Gao 2003), ami nagyobb tömegű felszínhez közeli érctest esetén már a gazdaságos kitermelés határán van. A csöves szerkezetű hidrotermás vasszulfidokban tehát az *Ag*, *Cd*, *Mo*, *Re*, *Tl*, *Se* dúsulása egyértelműen levezethető a pirites rákkoprolirok szulfid fázisú hidrotermás átkristályosodásával, ahol ezen nyomelemek továbbra is a szulfid fázisokban maradtak. A SEM-EDS vizsgálatok megerősítették a *Mo*-nek a szulfid fázishoz való kötődését, részben oxidálódott goethites mintákon (39. ábra). További bizonyíték erre a folyamatra nézve az, hogy az igen ritka *Re*-ot a kelet-mecseki alsó-kréta vulkanoszediment és hidrotermás képződményekből egyedül a pirites rákkoprolirokot tartalmazó peperites mészkőzárványokból és az ezekből keletkező pirites-markazitos csöves szerkezetű képződményekből lehetett

kimutatni, ahol ennek az elemnek a dúsulása szintén nagymértékű. A csöves szerkezetű vasszulfidos hidrotermás képződményekben azonban nemcsak a pirites üledékekben dúsuló nyomelemek és némely további dúsulása mutathatóak ki, hanem a *Co* és *Ni* koncentrációjának az emelkedése is, ami egyértelműen a bazaltból ered, ugyanis a hialoklasztit és párna szerkezetű bazalt nagyságrendileg tízszer több *Ni*-t és *Co*-ot tartalmaz mint a pirites mészkőzárványok. A bazaltmagma mafikus szilikátjainak hidrolízisével felszabaduló *Ni*-nek és *Co*-nak a szulfidfázisba épüléséről lehet szó.

A vasszulfidos csöves szerkezetű képződmények az utólagos oxidáció során az említett nyomelemekben elszegényedtek, kivéve a *Mn*, *Be* és *B* koncentrációját, mely elemek a goethitesedett fázisokban dúsulnak. Figyelemreméltó hogy a zengővárkonyi koproilitos eredetű vasércből származó mintában, a csöves szerkezetű goethites struktúrákban és a Hidasi-völgyi koproilitos goethitből álló vasércben egyaránt igen magas bór koncentráció volt kimutatható, ami az alsó-kréta képződményeket harántoló fúrások vasércmintáinak korrelálásában és genetikájának tisztázásában lehet segítségül.

A Hidasi-völgy Csurgói mellékvölgyében feltárt intruzív, pirites hialoklasztit vasszulfid fázisai is hasonló módon, felső-jura vagy alsó-kréta szulfidos üledékek, (utóbbi esetben legvalószínűbben decapoda-koproilitokat tartalmazó üledékek) átkristályosodásával keletkezettek. Ettől a lelőhelytől alig pár km-re, a Hidasi-völgyben, a volt vadászház környékén talált alsó-kréta goethites koproilitos érc mindenképpen azt jelzi hogy ebben a korban a Hidasi-völgyi medencerészekben a zengővárkonyi képződménnyel összehasonlítva ugyanolyan gazdag decapoda-fauna (7 különböző nyomfosszília fajjal) létezett. A Csurgói mellékvölgy pirites-kalcitos hialoklasztit mintáiból kimutatott szerves szén(!) tartalom (0,0294%) és a zengővárkonyival megegyező, nagymértékű kénizotóp frakcionációt jelző pirit (-34,02 és -34,47‰ $\delta^{34}\text{S}$ között) mely nyitott rendszerre utal, sőt a zengővárkonyihoz hasonlóan nagyon magas *Mo* és *Tl* tartalom is egyaránt üledékes eredetű szulfidok hidrotermás átkristályosodására utalhatnak.

7.2.2.4 Bakteriális nyomfossziliák

7.2.2.4.1 Alsó-kréta(?) pirites üledékek mikrobiális oxidációja

Az Ófalu melletti Goldgrund-völgy metamorf összletének hasadékait kitöltő hematitos foraminiferákat és kőzetalkotó mennyiségű vasoxidáló baktériumok szintén hematitos nyomfossziliáit tartalmazó neptuni telérek üledékanyaga hipoxikus és szulfidban gazdag

tengeri környezetben képződött, amit a kőzetből mért kéntartalom, az 1 % körüli szervesanyag-tartalom, és az eredetileg vasszulfidos foraminifera maradványok oxidációjából és hematitosodásából következtethetünk. Emellett a *Gallionellaceae* vasoxidáló baktériumcsalád környezeti igényeiből is oxigénszegény, oldott, redukált vasban gazdag környezet vezethető le. Mivel néhány foraminiferán kívül a mészkő semmilyen bioklasztot és egyéb terrigén elegyrészt nem tartalmaz, parttól távoli pelágikus, esetleg lagúna képződésű lehetett a repedésekbe később bejutó üledék, ahol a vasoxidáló baktériumok életfeltételei a neptuni telérek képződését megelőzően igen kedvezőek lehettek, de akár a neptuni telérek kialakulását követően is létrejöhetnek a vasoxidáló szervezetek számára kedvező életfeltételek.

A *Gallionellaceae* családba ma egyetlen élő faj, a *Gallionella ferruginea* tartozik (Hallbeck et al., 1993; Hallbeck and Pedersen, 2005), melynek tipikus élőhelye az a tengeri vagy édesvízi zóna, ahol az anaerob és jelentős Fe^{2+} -t tartalmazó pórúsvíz vagy szabadon áramló víz oxigéndús környezetbe migrál. A lassú vízáramlás ami elegendő mennyiségű oldott Fe^{2+} -t szállít a baktérium sejtjéhez, előfeltétele a baktériumok fejlődésének. A legmegfelelőbb élőhely a *Gallionella* számára tehát az anoxikus-oxikus keveredési zóna, ahol a vas spontán oxidációja nagyon kismértékű. A babszem-alakú sejtjeikhez rögzülő nyúlványuk különleges, DNS-kettős spirálra vagy csavart szalagra hasonlít leginkább. Ennek a nyúlványnak a helyváltoztatásban és bizonyos esetekben a rögzítésben lehet szerepük, hogy ne mosódjanak ki az oxidatív, ferrovasat már nem tartalmazó környezetbe. A nyúlvány 2 nm körüli átmérőjű rostok egymás köré tekeredő tömegéből áll, melyekre jelentős mennyiségű vashidroxid (ferrihidrit) képes rakódni (Jambor and Dutrizac, 1998; Kasama and Murakami, 2001; Kennedy et al., 2003; James and Ferris, 2004; Hallbeck and Pedersen 2005). Azok az élőhelyek ahol a *Gallionella* előfordul, a Fe^{2+} mellett sokszor redukált kénvegyületeket, szulfidokat is tartalmaznak (Halbach et al 2001; Kato et al 2012). Ez a kemolitotróf (fakultatív mixotróf), neutrofil, mikroaerofil β -proteobaktérium jól körvonalazható fiziko-kémiai feltételek mellett fordul elő, amit az alacsony redoxpotenciál ($E_h = +150$ és 320 mV;), alacsony oxigén koncentráció (tipikusan diszaerob: $0.1-1.5$ mg/l O_2), magas oldott ferrovastartalom ($5-25$ mg/l Fe^{2+}), min. 20 mg/l CO_2 koncentráció, pH= $6,0-7,7$, T= optimálisan $8-22$ °C, de egészen 47 °C-ig, és szervesanyagban szegény környezet jellemez (Ehrlich, 1990; Hallbeck and Pedersen 1990, 1995; Anderson et al., 2003; Hanert, 2006).

A *Gallionella* és más vasoxidálók által oxidált vas amorf vashidroxid (ferrihidrit) formájában csapódik ki. Santorini környékén 35-40%-os vastartalmú vashidroxidos üledékek ismertek, sekélyvízi hidrotermás feláramlások körzetében, ahol a *Gallionella ferruginea* nagy

tömegben tenyészik (Puchelt, 1972; Schroll, 1978; Boström et al 1984; Holm, 1987a,b; Cronan et al 2000; Hanert, 1973, 2002; Varnavas and Cronan, 2005). A Larson's tenger alatti hegyen a Kelet Pacifikus Hátság mentén, a Sea Cliff hidrotermás mező környékén a Gorda Hátságon, a Franklin tengeralatti hegyen, a Woodlark medencében valamint a Hawaii melletti Loihi tengeralatti hegyen szintén vashidroxidos, hidrotermás üledékek ismertek, melyekben vasoxidáló baktériumok találhatóak a feláramlások környékén (Alt et al, 1987; Alt, 1988; Emerson and Moyer, 2002, Hrischeva and Scott, 2007; Zierenberg and Schiffman, 1990; Puteanus et al 1991; Stoffers et al 1993; Bogdanov et al 1997). A Lau-medence körzetében a Hine Hina, Vai Lili és Mariner hidrotermás mezők mentén Fe-Mn-Si oxidok és nontronit képződik alacsony hőmérsékletű hidrotermás feláramlások hatására, és a *Gallionella* szintén kulcsszerepet játszik ezen kiválások létrejöttében (Sun et al., 2012). Izlandon hasonló bakteriális vashidroxidos üledékek képződnek 12 °C-os forrásokban (Holm, 1987b).

A Csendes-Óceán egyik mélytengeri hidrotermás feláramlása mentén elhelyezett markazit és pirit minták felületén hamarosan megjelenő *Gallionella* és *Leptothrix* (egy másik vasoxidáló baktérium) azt mutatja hogy ezek a baktériumok képesek a vasszulfid ásványokból oldatba kerülő redukált vasat oxidálni (Edwards et al., 2003a). Ezen túlmenően, laboratóriumi kutatások alapján kimutatták hogy az autotróf vasoxidálók -amilyen a *Gallionella* is-, képesek a bazalt hidrolízisekor felszabaduló redukált komponenseket is oxidálni (Edwards et al., 2002; Edwards et al., 2003a). Továbbá bizonyítható az, hogy neutrális pH mellett, a vasoxidáló mikroorganizmusok képesek akár négy nagyságrenddel nagyobb mértékű vasoxidációt okozni mint a pusztán abiotikus oxidációs folyamat, illetve geokémiailag reaktív, nagy felületű és negatív töltésű sejtfelületükkel nagymértékben csökkentik a vas kicsapódásához szükséges túltelítettség szintet (Kasama and Murakami 2001; Søgaard et al., 2001; Neubauer et al., 2002; Stumm and Morgan 1996). Ennél még nagyobb mértékű oxidációra képes a *Leptothrix cholodnii*: 30 °C-on tízszeres mennyiségű ferrovasat oxidáltak ferrivassá mint az baktériummentes körülmények között végbement volna (Vollrath et al., 2013).

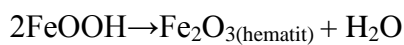
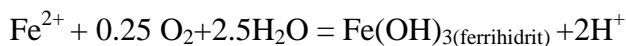
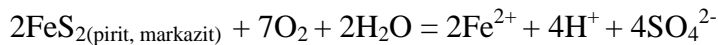
A recens bakteriális hatásra képződött vashidroxidos üledékek fosszilis analógiái közt minden bizonnyal számos BIF (Banded Iron Formation) képződmény szerepelhet (Robbins et al., 1987; Holm, 1989; Boyd and Scott, 2001; Konhauser et al., 2002; Little et al., 2004; Kappler et al., 2005; Posth et al., 2008; Pecoits et al., 2009; Edwards et al., 2011), ahogy kambriumi hidrotermás hatásokat tükröző kőzetekből is közölnek *Gallionella*-szerű morfológiájú ichnofossziliákat (Little et al., 2004). A morfológiai kritériumok alapján kimondott biogén eredetre és „álbiogén” képződményekre, mint az ércképződés szempontjából egyáltalán nem közömbös kérdésre a további fejezetben térek ki, ahogy ez a

kérdés az élet eredetének kutatása és a feltételezett extraterresztrikus életnyomok kutatása szempontjából szintén igen nagy jelentőséggel bír.

A fentiekből következik, hogy az a feltehetően pelágikus üledék ami az ófalui fillit hasadékaiba szivárgott, vasszulfidot tartalmazott amit a vasoxidáló baktériumok oxidáltak. Ezt a feltevést több adat és megfigyelés is alátámaszthatja. Az egyik ilyen adat a pásztázó elektronmikroszkópban végzett energiadiszipatív elemzések vizsgálat alapján a *Gallionella* fosszíliákból a foszforon kívül kimutatott kéntartalom is, amit az ICP-AES vizsgálattal a teljes kőzetből is ki lehetett mutatni. A másik, a hematitos foraminiferákat és a *Gallionella* fosszíliákat alkotó hematit teljesen egyező morfológiája és szemcsemérete, ami hasonló kiindulási anyag átkristályosodására utal, továbbá a hematitos kalcitos minták TOC-tartalma, mely az oxidáció után is 0,84 és 1,21% közöttinek adódott ebben a kőzetben. A neptuni telérek anyagában bizonyos szegmensekben az egymással párhuzamos 1-1,5 μm vastagságú és akár 100 μm hosszú hematitos mikrofosszíliák az aerotaktikus *Mariprofundus ferrooxydans* vasoxidáló baktérium telepekre emlékeztetnek (60. E ábra), ugyanis Krepski et al., (2013) megfigyelései alapján ezen vasoxidáló szervezetek sejtjei a magasabb oxigéntartalmú helyek felé orientálódnak, így egymással közel párhuzamosan növekedő struktúrákat hoznak létre.

Szulfidok oxidációjára utal az egyes foraminiferák körül tapasztalható szintén hematitos *Liesegang*-típusú gyűrűk jelenléte, mely vasszulfidos fázisok abiotikus oxidációja során gyakran keletkezik, mint periodikus kicsapódású oxidációs termék. A Liesegang kicsapódások leggyakrabban akkor keletkeznek, amikor egy A vegyület lassan egy B vegyületet tartalmazó gélbe vagy porózus anyagba diffundál. Ott, ahol A molekulák találkoznak B molekulákkal, kémiai reakció történik, végül egy D csapadék válik ki. A kémiai reakcióban és a Liesegang mintázatok létrejöttében egy átmeneti C termék fázisszeválasztás aggregációja is szükséges, ahol D keletkezése akkor indul csak el, ha C koncentrációja egy felső határértéket átlép (Antal, 1999). A Liesegang mintázatok létrejöttében mindenesetre jelenleg sem minden kérdés tisztázott, bár a korszerű, háromdimenziós számítógépes szimulációk révén jelentős előrelépés történt e téren (Molnár, jr. et al., 2008). Geológiai vonatkozásban a szulfid ásványok, vagy Fe^{2+} -t tartalmazó fázisok oxidációjakor gyakran megfigyelhető jelenség, hogy ahol a hidratációs front mögött a vasoxid (-hidroxid) fázisok kicsapódásához szükséges túltelítettségi szint jön létre, ott a túltelítettség-nukleáció-kimerülés ciklusában periodikus minták jönnek létre a kőzetben, amit ciklusoknak is hívnak (Ostwald nevéhez fűződik e jelenség első tudományos magyarázata) (Hopkinson et al., 1998; Ortoleva et al., 1987; Ortoleva, 1994).

A mikrobiális oxidáció és Liesegang-mintázatok együttes megjelenése a kőzetben nem feltétlen jelent azonos időben bekövetkező oxidációt, de a baktériumok által oxidált vas mellett valószínűleg később abiotikus oxidáció is zajlott. Mind a biogén és abiogén oxidáció hatására tengervízi környezetben amorf vashidroxid (ferrihidrit) képződik. Mivel a ferrihidrit nagyon nagy fajlagos felületű, nanopórusos anyag, ami több száz m²/g aktív felülettel rendelkezik (Hiemstra and Riemsdijk, 2009), ezért igen hatékonyan adszorbeál fémionokat és szervesanyagokat (Benjamin and Leckie 1981; Cornell and Schwertmann, 2003). Az ófalui Gallionellás minták magas *Cu* (371 ppm), *Mn* (8620 ppm), *Pb* (75,4 ppm), *W* (7,34 ppm) koncentrációja is a ferrihidrit adszorpció hatását valószínűsíti. A vasszulfidokból keletkező metastabil ferrihidrit a szomszédos 2-3 nm-es szemcsék aggregációjával és vízvesztéssel (Banfield et al., 2000) idővel goethitté ill. hematittá kristályosodik, ahogy ez az ófalui esetben is történhetett:



Fémionok egyébként a goethit és a hematit felületén is adszorbeálódhatnak 7 pH környékén valamint 0-100 °C között (Rose and Bianchi-Mosquera, 1993).

Az ófalui fillit hasadékait kitöltő hematitos vasoxidáló szervezetek nyomfosszíliaiból álló neptuni telérek anyaga tehát eredetileg nagy valószínűséggel pelágikus, hipoxikus-szulfidos üledékek voltak. A *Gallionella* optimális életfeltételéhez diffúz áramlás szükséges ami a reduktív vasat szállítja. A szakirodalmi hivatkozások alapján ez főleg alacsony hőmérsékletű hidrotermás feláramlások és források környékén valósul meg, de Lonsdale és Becker (1985) mérései alapján a laza üledékekbe hatoló teleptelérek feletti üledékekben is megindulhat egy lassú konvekció, ami elegendő mennyiségű oldott vasat szállíthat és lehetővé teheti a mikroorganizmusok számára minimálisan szükséges oxigén odaáramlását is. Ezt a modellt alátámaszthatja az a megfigyelés is, miszerint az ófalui *Gallionella*-telep által 8% vasat tartalmazó neptuni dájkok előfordulásától légvonalban 1-3 km-en belül vasoxiddal átítatott és nontronitos erekkel átjárt Jura időszaki klasztikus kőzetek és alsó-kréta hialoklasztitok találhatóak. Hetényi et al., (1976) ugyanebben a zónában és távolságra szintén leír vasas átítatódású (goethites) alsó-kréta hialoklasztitot. Egy beadás előtt lévő cikkhez mért

(Jáger et al., *in prep*) C és O izotóp mérések alapján a *Gallionellás* mészkövek leginkább a mezozoos karbonátokkal mutatnak rokonságot. A fillit karbonátos érkitöltései Dabi et al., (2011) szerint triász és jura időszakiak és az egymást metsző érgenerációk alapján a neptuni telérek már valószínűleg a kréta időszak elején képződhettek. Az alsó-kréta után a Mecsek területén kiemelkedés volt jellemző (Vadász, 1935), majd a Miocén során már csak fluviális, delta és paralikus képződmények képződtek.

A neptuni telérek extenziós feszültségtérben képződnek (Łuczyński, 2001), de a hasadékok akár gyűrődéses területek vagy vetőzóna fölött kialakult flexurát alkotó kőzetekben és akár feltolódás környezetében is létrejöhetnek, ahol a helyi extenzió esetleg nagyléptékű térrövidülés következményeként jött létre (Füchtbauer & Richter, 1983; Lantos, 2004), illetve gravitációs hatásra bekövetkező csuszamlások során is létrejönnek hasonló kitöltések (Winterer et al., 1991). A neptuni telérek egy fajtája az „injekciós telér”, mely a kinyíló hasadék által beszippantott finomszemű üledékek injektálódása során képződik a befogadó kőzetben (Montenat et al., 1991). Az injekciós telérekben üledékfolyósodás, a víztelenedés során létrejövő litifikáció és a víz-iszap keverék hidraulikus töréshez vezető nyomás alatti menekülése jellemző, ahol a folyamatok gyorsasága miatt a szemcsék osztályozottak, mikrorétegzettek (Lantos, 2004). Az ófalui fillit neptuni teléreinek a mm-es vastagságtól a 30 cm-es vastagságig terjedő mérettartománya, a hossziránnyal párhuzamos mikrorétegzettség, a nagyobb telérekből kiágazó kisebb telérek jelenléte is erre a folyamatra utal. Mivel a neptuni telérek ÉNy-i meredek dőlésértékei egyeznek a szintén ÉNy-i dőlésű Mecsekalja-öv irányultságával (Maros et al., 2009), a képződésük valószínűleg ennek a mobilis zónának kiújult tektonikai mozgásaihoz kapcsolható, ahol helyi extenzió hatására pelágikus mésziszap injektálódott, szívódott a könnyen elváló palás szerkezetű metamorfítok repedéseibe, hasadékaiba, a legnagyobb valószínűség alapján a kora-kréta korban.

7.2.2.4.2 Bazaltos kőzetüveg mikrobiális oxidációja

A nagymennyiségű redukált állapotú és redoxérzékeny elemek, mint amilyen a Fe^{2+} is, nagyon fontos energiaforrás és elektron donor szerepet tölthetnek be olyan mikroorganizmusok számára, melyeknek más energiaforrás az adott élőhelyen nem áll rendelkezésükre. Ilyen élőhelyek a hidrotermás feláramlások redukált komponensekben dús környezetete, a bazaltos kőzetek vagy a szulfidos ércek is, ahol különböző mikrobák kolóniákat alkothatnak. A bazalt, ami átlagosan 7 súly% Fe^{2+} -t tartalmaz, a legnagyobb

méretű redukált vasat tartalmazó rezervoár a Földkéregben (Bach & Edwards, 2003; Edwards et al., 2004). A vulkanikus kőzetek mikrobiális bontásának eredményeit főleg a hialoklasztitban és párnaláva nyelvek szegélyén kialakult vulkáni észlelték, ahol a kőzetüvegben maximum pár μm vastag csatornák húzódnak, valamint granuláris szövetű képletek és likacsok keletkeznek (Fisk et al., 1998; Torsvik et al., 1998; Thorseth et al., 2003; Storrie-Lombardi and Fisk, 2004). Az óceáni litoszféra felső 250 m-es szakaszában a vulkáni üveg átalakulásának 70-80% -a főként e mikrobiális tevékenység hatására jön létre. 500 m-nél mélyebben azonban a mikrobiális biodegradáció mértéke már csak a 10%-ot éri el, ami a permeabilitás csökkenésével és a hőmérséklet emelkedésével magyarázható (Furnes and Staudigel 1999; Staudigel et al 2008a). A laboratóriumi kísérletek alapján autotróf vasoxidáló baktériumok képesek növekedni a bazaltos üveg kioldódott hidratált komponensein (Edwards et al., 2002; Edwards et al., 2003). Thorseth et al., (2001, 2003) a hidratált vulkáni üveg fragmentumain *Gallionella ferruginea* baktériumokat mutatott ki. A vas és mangán oxidáló mikroorganizmusok a bazaltos kőzetüveg komponenseinek feloldódását egy nagyságrenddel képesek megemelni (Edwards et al., 2004; Templeton et al., 2005). Edwards et al., (2003b) alapján a *Marinobacter* és *Hyphomonas* néhány távoli rokona szintén képes kemolitotróf életmódot folytatni neutrális közegben, a bazaltos kőzetüvegben lévő vas oxidációjával. Thorseth et al., (2001) azt is kimutatta hogy az autotróf mikróbák dominánsak a bazalt mikrobiális kolonizációjának kezdeti szakaszaiban, míg a heterotrófok mennyisége sokkal inkább az erőteljesebben átalakultabb bazaltban nagyobb. Huber et al., (2002, 2003) tanulmányai szerint mind a tengeraljzati mind a mélyebben lévő bazaltban olyan *Alfa-*, *Gamma-*, *Delta-*, *Epsilon-*proteobaktériumok, *Crenarchaeota-*, *Euryarchaeota-* csoportok képviselői mutathatók ki, melyek közül a legtöbb a környező tengervízben nem található meg.

A mikroorganizmusok először a kőzetüveg repedéseinek felületén jelennek meg majd szerves savak kiválasztásával (vagyis protonok környezetbe juttatásával) lokálisan lecsökkentik a pH-t, és felgyorsítják az üveg oldódási folyamatát, amit komplexképző többfajú ligandumok (kelátok) képzésével fokoznak. A vasat kelátképző anyagok (sziderofórok) termelésével veszik fel a mikróbák. A sziderofórok kis molekulatömegű, a Fe^{3+} iránt nagy affinitást mutató kelátképző anyagok, melyek segítségével a vas sejtbe való bejutása megvalósul (Banerjee and Muehlenbachs, 2003; Furnes et al., 2001a, 2001b; Staudigel et al., 2006, 2008a, 2008b; Thorseth et al., 1992, 1995; Torsvik et al., 1998; Cockell, 2011). Bizonyos baktériumoknak a vason kívül a *Mn*, *Co* és *Zn* kőzetüvegből történő mobilizálásában is fontos szerepük lehet (Templeton et al., 2004). Thorseth et al., (1995) és

Staudigel et al., (1995, 1998) vulkáni és szintetikus üvegekbe oltott mikrobákat, melyek körül étetési gödrök fejlődtek ki a laboratóriumi körülmények között. A mikrobák körülötte kioldott üregekben a *C*, *N* és *P* dúsulása volt megfigyelhető (Furnes et al., 2001a; Banerjee and Muehlenbachs, 2003; Banerjee et al., 2006, 2007; Wu et al., 2007; Staudigel et al. 2008a; Cockell 2011). A szén dúsulása a mikrobiális csatornák és üregek mentén nem volt korrelálható a Ca-, Fe- vagy Mg- tartalommal, melyek gyakran alkotnak karbonátokat; vagyis a szén minden bizonnyal szerves eredetűnek tekinthető (Torsvik et al., 1998; Banerjee and Muehlenbachs, 2003). Jelenleg a vulkáni üveget bontó baktériumok kimutatására DNS vizsgálatokat is alkalmaznak (PCR-technológia): erre vonatkozóan Herrera és Cockell (2007) review cikke igen jó összefoglaló, bár ez a módszer a fosszilis mintákban található bakteriális nyomok azonosítására a DNS degradációja miatt nem alkalmas (Dong & Yu, 2007). A DNS technológiák mellett a mikrocsővekben talált szervesanyag szénizotópos összetételének és a lipid biomarkereknek az azonosítása szintén igen erős bizonyítékokként szolgálhatnak a mikrocsővek bakteriális eredetére vonatkozóan, ugyanis a biomarkerek meghatározásából kapott információ az egyes szervezetekre jellemző bioszintetikus útvonalak feltárását jelenti, ami alapján a különbözőképpen metabolizáló taxonok egymástól elkülöníthetőek (Cockell 2011; Brocks and Grice 2011).

A mikrobák által létrehozott struktúrák kezdetben üregesek, de az üregek másodlagos fázisokkal: filloszilikátok, zeolitok, vas-oxihidroxidok, titanit töltődhetnek ki (Banerjee and Muehlenbachs, 2003; Benzerara et al., 2007; Staudigel et al., 2006). Mind a tubuláris mind a granuláris struktúrák általában bakteriális cella méretűek (szubmikronostól pár μm -es átmérőig), de találtak már 10 μm széles és 150 μm hosszúságú csatornácskákat is vulkáni üvegben, mely az óceánaljzatba mélyült 250 m mély fúrásból, bazaltos kőzetüvegből származik. Más helyeken 20 μm átmérőjű és 0,5 mm hosszú csatornácskák is megfigyelhetőek voltak vulkáni üvegben (Furnes and Staudigel 1999), ahogy a zengővárkonyi intruzív hialoklasztit palagonittal és kalcittal kitöltött hasadékaiban is megfigyelhetőek mind a nagyobb átmérőjű (5 μm és 1 mm között) ásványosodott szálak, melyek főleg szeladonit kristálykákból ill. goethitből állnak, mind a permanensen 1,5 és 2 μm átmérő közötti goethites csatornák. Az utóbbi esetben a mikrocsővek vagy egyenesek vagy hajladozóak, esetleg hurkák, csomók is kialakulnak bennük, keresztezik egymást, és olyan struktúra is megfigyelhető volt a zengővárkonyi palagonitosodott hialoklasztitban, ami 1,5 μm –es goethites gömbökből állt, melyek egymás után megszakításokkal egy sorba rendeződtek. Ezek a bélyegek és struktúrák eddig csak a zengővárkonyi hialoklasztit azon részeiből kerültek elő, ahol a hialoklasztit repedései mentén kalcitos, nontronitos, goethites-hematitos és szeladonitos

kitöltések jellemzőek. Eredetüket tekintve valószínűleg a kőzetüveg bakteriális oxidációja során képződtek, amire a cella-méretű és konstans átmérőjük minden esetben utal (vagyis nincs fraktál-szerű növekedés ami a dendrites és egyéb kémiai kicsapódásokra jellemző). Ezen kívül bakteriális bontás hatására képződött járatokra utal a palagonitosodott kőzetüveg repedéseiből kiindulva aszimmetrikus növekedésű és gyakran hajladozó, csomókat és leágazásokat tartalmazó mikrocsovecskék előfordulása ugyanazon átmérő (1,5-2 μm) megtartása mellett a repedésekből kiinduló aszimmetrikus járatokat bakteriális cella méretű átmérővel más szerzők is mikrobiális eredetűnek tartják (Banerjee and Muehlenbachs, 2003; Staudigel et al. 2008a).

7.3 Biomimetikus struktúrák

A földtani folyamatok során, különösen az alacsony hőmérsékletű hidrotermás tevékenységek és oxidációs folyamatok hatására gyakran képződnek olyan kémiai kicsapódások, amelyek önszerveződő, nemlineáris rendszerekben jönnek létre, így hasonlíthatnak bonyolultabb biológiai formákra. A földtani kutatás szempontjából a biogén és abiogén formák elkülönítése nagyon fontos, hiszen egy képződmény alkotóelemeinek felismerése az adott alkotóelem által hordozott információtartalom maximális felhasználását teszi lehetővé a már meglévő ismeretanyagok birtokában. Egy abiogén kémiai mintázat félreismerése és sztramatolitiként való leírása adott esetben téves következtetések sorát vonhatja maga után, de igaz ez ellenkező eseten is. A biogén/abiogén struktúrák elkülönítése azonban ércgenetikai szempontból is fontos, hiszen pl. az Ófalui neptuni dájkok *Gallionella* maradványai esetében is felismerhető a közvetett biogén hatásra megkötött nyomelemek (*Cu*, *Mn*, *Pb*) jelentősége, mely nagyobb méretű felhalmozódások esetében gazdasági vonatkozásokkal járhat.

Fontos feltételnek tartható hogy a morfológiai kritériumok önmagukban nem elegendők a biogenecitás eldöntésében (Hopkinson et al., 1998; Mann, 2000; Garcia-Ruiz et al., 2002; McLoughlin et al., 2008; Livage, 2009). Amikor Schopf et al., (2002) a Nature-ben közölte hogy megtalálták a Föld legősibb életnyomát, melyek 3,5 milliárd éves kéalgák ichnofossziliái, Brasier et al., (2002) a Nature ugyanabban a számában egy igen részletes és rendkívül átfogó tanulmányban értelmezte az általa újravizsgált és Schopf et al., (2002) által közölt formációkat, mely során kiderült hogy a mikrofosziliáknak vélt formák pusztán abiogén struktúrák melyek hidrotermásan felülbélyegzett kőzetekben találhatóak. A tudományos vita szatirikus, de mindenképpen komoly oldala, hogy Brasier et al., (2002) a

Föld legősibb mikrobiális fossziliái helyett a Föld egyik legidősebb hidrotermás tevékenységének nyomairól számolt be. Brasier et al., (2002) szintén megemlíti, hogy a fonalas struktúrák biológiai eredetére vonatkozóan addig nem tudunk biztosan felelni, amíg az összes, abiogén képződési lehetőséget ki nem zárjuk. Cockell (2011) lényegében hasonló kijelentést tett, amikor megállapította hogy a bazaltos kőzetüvegben lévő mikrobiálisnak tartott fúrési nyomok eredete addig kétséges míg a mikrobiális bontásért felelős mikroorganizmust nem mutatják ki, és közöl egy lehetséges módozatot mely során a mikrobiális csatornaképződéshez hasonló struktúra jöhet létre, amikor a kőzetüveg szulfid zárványai nyomás hatására rotálni kezdenek, miközben a mozgás hatására csatornaszerű fonalas képződmény alakul ki a zárvány körül kialakuló visszaoldódás következtében. Az ilyen zárványokat a szakirodalom abiotikus zárvány nyomvonalnak (AITs: Abiotic Inclusion Trails) hívja (Brasier et al., 2006; Knoll and Barghoorn, 1974; Lepot et al., 2009; McLoughlin et al., 2010; Wacey et al., 2008), melyek más kőzetben, -pl. üledékes eredetű kovaanyagú kőzetek- is megtalálhatóak, és az eltemetődés hatására fellépő nyomási oldódás vagy a szervesanyag termális degradációja következtében létrejött oldódási folyamat során is képződhetnek (Knoll and Barghoorn, 1974; Lepot et al., 2009).

A vulkáni üveg nagymértékű abiogén átalakulását palagonitosodásnak hívják. A kezdetben amorf, gélyszerű szilikát (palagonit) képződése bazaltüveg tengeralatti vagy hidrotermás bontásának eredményeképpen jön létre, ahol a fluidumok át tudják járni a kőzetet ill. annak repedéseit, pl. párnabazaltok szegélye, hialoklasztit szemcsék, hólyagüregek fala és a kőzetet átszelő repedések mentén (Jercinovic et al., 1990; Crovisier et al., 1992; Stroncik and Schmincke, 2001, 2002). A kísérletek eredményei azt mutatják hogy a palagonitosodás több lépcsős folyamat, amit az üveg térhálójának szerkezetét befolyásoló kationok kioldása, erőteljes hidrolízis és hidratált reziduális, gélyszerű ($\text{Si}\pm\text{Al}\pm\text{Fe}\pm\text{Ti}$ gazdag) anyag képződése követ (Berger et al., 1987, 1994; Guy and Schott, 1989; Daux et al., 1997; Gíslason and Oelkers, 2003). Ezt az anyagot gél-palagonitnak is szokták nevezni. Későbbi folyamatok terméke a fibro-palagonit, ami a gél-palagonit külső felületén képződik és jellemzően kristályos vagy éppen kristályosodó szmektit (Stroncik and Schmincke, 2001). Tehát a gél-palagonit és fibro-palagonit közötti különbség a kristályossági fokban van, az előbbi amorf, míg a fibro-palagonit kristályos (Stroncik and Schmincke, 2002).

A zengővárkonyi hialoklasztit hidrotermás bontásnak jobban kitett részein a palagonit kalcitba ágyazott ujjas-fonalas képletei nagyon gyakoriak. A gél-palagonit a szakirodalmi adatokkal egyezően mindig amorf, a röntgenpordiffrakciós vizsgálatok tanúsága szerint, azonban mind polarizációs mikroszkóppal mind röntgen-pordiffrakciós vizsgálattal

kimutatható szmektit (nontronit), valamint nontronit közberétegzett szeladonit, mint a fonalas és elágazó formák külső szegélyére kivált apró tús-léces fázisok. Főleg a peperitekben jellemző a vulkáni üvegből képződött gél-palagonit sztromatolit-szerű növekedése, mely szmektit-es-goethites fázissá kristályosodott, illetve a kémiai sztromatolitokból dendrites-ágas-bogas, fonalas szmektitből álló struktúrákba való átmenete. A vékonyabb fonalak nagyon hasonlóak a palagonitban található üreges, goethites mikrocsovekhez, azonban mérettartományuk nagyon változó, általában 5 µm és 1 mm közötti átmérőjűek, de elágazások nagyon gyakoriak ezekben a képződményekben is, viszont keletkezésük a vulkáni üveg hidrotermás hatásra bekövetkező gélesedésével, hidratációjával van összefüggésben, ahol mind a gél-, mind a fibro-palagonit mentén gyakori a goethit kiválás, olyannyira hogy bizonyos helyeken, főleg nagyobb repedések mentén a palagonitosodott hialoklasztit teljesen goethitesedett, illetve kisebb mennyiségben még hematit is található. A zengővárkonyi hialoklasztit intenzív hidrotermás átalakulása a terepi vizsgálatokkal összhangban az üledékekbe nyomuló magmás anyag lassabb kihülése miatt történhetett meg, ahol az üledékes takaró a gyors hőcserét megakadályozta, és a peperitesedést és pórusvízkiszökést követően lassú hidrotermás cirkuláció kezdődhetett el, mely a bazalt sokáig tartó és hatékony hidrolízisihez vezetett. E folyamat révén nagy mennyiségű vas szabadult ki a bazaltos üvegből, és először valószínűleg amorf ferrihidritként csapódott ki, majd átkristályosodva goethit (ritkábban hematit) jött létre. A folyamat végső stádiumában teljesen goethitesedett hialoklasztit szakaszok is létrejöttek. A szmektit-es struktúrák a nagyobb repedések menti intenzívebb hidrotermás átalakulás során szeladonitosodtak.

Az alacsony hőmérsékletű, diffúz hidrotermás folyamatok és/vagy oxidáció során olyan önszerveződő rendszerek jönnek létre, ahol a spontán kémiai rendeződés periodikus kicsapódásokat, vagyis a már említett *Liesegang* kicsapódásokat hoz létre (Toramaru et al., 2003), vagy ágas-bogas, fa-szerű struktúrák jönnek létre, mely diffúzió során létrejövő felhalmozódás (*DLA*: Diffusion Limited Aggregation) esetén alakul ki. Toramaru et al., (2003) kísérleti alapján magas gél koncentráció esetén *Liesegang* sávok jönnek létre, míg alacsony gél koncentráció esetén ágas-bogas kristály aggregátumok: *DLA* struktúrák képződnek. Hopkinson et al., (1998) a Közép Atlanti Hátság menti hidrotermás mezőkön a pirit kovagélben történő oxidációjából származó elágazó, fonalas vasoxid-hidroxidos *DLA* struktúrákat írt le, melyek nagyon hasonlóak az ebben a környezetben is megjelenő bakteriális struktúrákhoz. Periodikus kémiai mintázatok gyakran hoznak létre sztromatolit-szerű, „kémiai sztromatolit” (McLoughlin et al., 2008) struktúrákat is, melyek Bianciardi et al., (2014) szerint egyszerű fraktál szerkezetűek, ahogy a Hopkinson (1998) által vizsgált dendrit-szerű

alakzatok is egyszerű fraktál dimenziójúak. A *Liesegang* jelenség hatására létrejövő kémiai sztromatolitokban az egyes sávok mértani sorozat szerint következnek egymás után, ami bizonyos fokú elkülönítési lehetőséget jelenthet (Jablczynski 1923) Bianciardi et al., (2014) szerint azonban a valódi, biogén hatásra létrejött sztromatolitoknak multifraktál szerkezetük van, ezzel azonban visszatértünk a biogén/abiogén képződmények tisztán morfológiai úton való elkülönítéséhez ami nem ismerve a többi adatot a képződményekről, önmagában kevés hogy eldöntsük egy képződményről hogy az biogén vagy abiogén. Bianciardi et al., (2014) publikációjában a Marson fotózott képződmények esetében tesz ilyen megállapítást, ami az egyoldalú (csupán fraktáldimenzió számoláson alapuló) interpretációt illetően fenntartásokkal kezelendő.

Szintén összetéveszthető bakteriális közreműködés nyomaival az a jelenség, amit Bedarida és Pedemonte (1971) és Bedarida et al., (1973) közöltek: bakteriális cella-méretű, vagy annál kissé nagyobb méretű (2 μm -körüli), sorokba rendeződött goethit tűkből álló gömbsugaras halmazok voltak megfigyelhetőek hematit 0001 orientációjú felületén. A gömbsugaras goethit halmazokból álló sorok azonban szigorúan kristálytani orientáció mentén, szabályosan fejlődtek ki, sem elágazások, sem „hurkák”, csomók nem voltak megfigyelhetőek, de első ránézésre mégis megtévesztőek és biogén eredetre is utalhatnak. Az említett szerzők a gömbszimmetrikus goethit kialakulását pedig a víz igen nagy felületi feszültségével magyarázzák, mely a hematit hidratációja során következett be.

Mind *Liesegang*-típusú kicsapódás, mind *DLA* szerkezetek megfigyelhetőek a tárgyalt mecseki képződményekben is. Az egyik legszebb példája ennek a kétfajta periodikus kémiai mintázatot egyszerre megjelenítő (*Liesegang+DLA*) kifejlődésnek a Pusztakisfalú központjában lévő egykori vasércbánya hematitos érceiben azonosítható struktúrák. E helyen a *Liesegang* struktúrák és *DLA* struktúrák átmenetét először leíró Toramaru et al., (2003) kísérleti képződményeivel azonos struktúrák fejlődtek ki a krinoideás mészkőben. A sávos, sztromatolit-alakú goethites-hematitos kicsapódások ágas-bogas struktúrájú goethites formákba mennek át (20. F, G ábra). Az induktív csatolású plazma atomemissziós spektroszkópiás és az energiadiszperzív elektronmikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal egyaránt kimutatott kén és pirit, valamint az opak mikroszkópiával meghatározott framboidális pirit utáni goethit pszeudomorfózák jelenléte egyaránt oxigénhiányos, szulfidos üledékes környezetre utal, mely szublitorális képződmény esetében a vélhetően gyors betemetődés utáni magas szervesanyagtartalomnak a megőrződésével jött létre, szulfátredukáló baktériumok segítségével. A pusztakisfalui krinoideás mészkövet ért hidrotermás tevékenységet bizonyos nyomelemek koncentrációjának

igen széles határok közötti ingadozása a kaolinit 80%-os dominanciája az illit/szmektit-el szemben, továbbá a fennőtt kvarcot és mm-es táblás hematit kristályokat tartalmazó erek és üregek előfordulása bizonyítja. A pirites krinoideák létére és hidrotermás hatásra történő oxidálódására ugyancsak bizonyíték maguknak a krinoidea maradványoknak a fonalas-ágas-bogas goethitből álló átalakulási szövete, mely a pirit oxidációja során keletkező ferrihidrit kicsapódására majd átkristályosodására utal. A vasércben lévő hematitos maradványok szegélyén megjelenő goethit pedig a hematit hidrolízisekor alakult ki. *DLA* struktúrák nem csak a kőzet alapanyagát adó krinoideás mészkőben fejlődtek ki, hanem az átszelő kvarcerekben is, ahol magában a kvarcban figyelhetőek meg a fonalas, ágas-bogas goethitből álló struktúrák, a Hopkinson et al., (1998) által megfigyeltekhez hasonlóan: azaz gélállapotú kovaanyagban való növekedés történt. A kőzetben előforduló sajátalakú pirit valószínűleg a framoidális pirit átkristályosodásával képződött, melyet követően a szulfid fázis szinte teljes oxidációja következett be, aminek tanúi a *Liesegang* és *DLA* –szerkezetek is. De a zengővárkonyi hialoklasztitok átalakulási folyamatai (mind a fonalas goethites-szmektites, mind a sztromatolit-szerű goethites-szmektites kémiai kicsapódások) is a bazaltüveg hidrolitikus átalakulás során bekövetkező *Liesegang* (kémiai sztromatolit) és *DLA* (ágas-bogas struktúrák) folyamatok során jöhettek létre (37. C, F, G, H ábra).

A biomimetikus, fonalas-ágas-bogas *DLA* struktúrák egyébként a „kémiai-kert” („chemical garden”) kísérletével is létrehozhatóak. Ezt a jelenséget először Glauber (1647) ismerte fel és publikálta. Ebben a kísérletben fémsók vizes oldatából fénoxid és hidroxidok csöves, fonalas struktúrái képződnek, méghozzá a gravitációt legyőzve, ozmotikus nyomás hatására, önszerveződő rendszerként formálódva (Cartwright et al., 2002; Livage 2009). Amikor egy fémsót helyezünk vízüvegbe, vagy akár borát, foszfát, karbonát anionokat tartalmazó oldatba (Maselko et al., 2003; Maselko and Strizhak 2004; Maselko et al., 2005; Tóth et al., 2007), a fémsó oldódni kezd és körülötte savas pH alakul ki az oldat lúgos kémhatásával szemben. Ekkor a két különböző pH val rendelkező oldat határfelületén megkezdődik egy oldhatatlan csapadék leválása, ami féligáteresztő hártyaként viselkedik (vízüveg esetén fémszilikát képződik, más anion-t tartalmazó lúgos oldat esetén fémkarbonát, stb.). Az oldódó fémsó körül a féligáteresztő hártyán belül szolvatált fémionok találhatóak, ahol a vízmolekulák körülveszik a fémionokat. Mivel a savas oldat a hártya alatt koncentráltabb mint a lúgos oldat kívül, kívülről vízmolekulák diffundálnak a burokba. A fémsó oldódása tovább növekszik, míg a két eltérő kémhatású oldat határán létrejött membrán át nem szakad és a folyamat kezdődik előlről, aminek eredményeként üreges fonalas, ágas-bogas struktúrák képződnek (Cartwright et al., 2002; Livage 2009), melyek hasonlóak a

zengővárkonyi hialoklasztit repedéseiben és kalcitos kitöltéseiben található szmektit-szeladonitos és goethites struktúrákhoz. A bakteriális mérettartománnyal való összehasonlítás szempontjából fontos megemlíteni még Parmar (2010) kísérletét, aki „kémiai kertjében” 5-10 nm-es(!) Fe^{3+} -szilikát csöveket hozott létre, melyekből 100 μm -es üreges csöves szerkezetek fejlődtek.

7.4 A Kelet-Mecsek alsó-kréta magmás képződményeihez kapcsolódó hidrotermális folyamatok és vasércesedések genetikája

A dolgozatban vizsgált hidrotermás képződményeket a magmás anyag mellékkőzettel/vízzel való érintkezése alapján valamint hogy a hidrotermás kiválások a magmás kőzeten belül történtek-e vagy a mellékkőzetben, 3 féle csoportba lehet osztani.

A tárgyalt formációk egy részénél, ahol a magmás anyag konszolidáltabb üledékbe nyomult bele vagy üledékes kőzetet tört át, ott blokkos peperit, hidraulikus breccsa és kalcit-kvarc erek képződtek. Ezeket a folyamatokat a zengővárkonyi teleptelér fekvését alkotó titon mészkővel való kontaktusán, a Pécs-Vasasi széntelepben, a Pécsváradi Réka-völgyben, (Pusztakisfalunál közvetett bizonyítékok alapján), a Várvölgyi Iharos-kút közelében és a Petrác-völgyben valamint a Magyaregregyi Barnakőnél tanulmányozhatjuk. Ezek alkotják a hidrotermális képződmények első csoportját.

Ahol a magma vízdús üledékekbe nyomult bele, ott fluidális peperit, pórusvízkiszökési szerkezetek, fluidális breccsa és az intruzív párnabazaltot-hialoklasztitot képző teleptelérek nagyobb permeabilitási zónái mentén hosszabb életű hidrotermás cirkulációkra utaló kiválások képződtek, (melyek valószínűleg az ófalui Goldgrund-völgy hematitos mészkövének kialakulásában is közrejátszottak). Ezek a kifejlődések Zengővárkonynál, a Hidasi-völgyben, Jánosipusztán és a Várvölgyben tanulmányozhatóak a legjobban, és a hidrotermális képződmények második csoportját alkotják.

Egyetlen olyan képződmény található a Kelet-Mecsek alsó-kréta vulkano-szediment összletében, ahol a hidrotermás kicsapódások valódi párnaláva-breccsa egymáratelepült rétegei között fordulnak elő, ez pedig a Várvölgyben tárul fel. Ez a hidrotermális kifejlődések harmadik csoportjába sorolható.

A bemutatott példák jól szemléltetik hogy a hidrotermás kiválásokat főként a magmának a mellékkőzetről és befogadó üledékből/tengervízből mobilizált komponenseinek, valamint a bazalt hidrolízisekor felszabaduló komponenseinek kicsapódása okozta, amit a

kénizotóp és fluidzárvány vizsgálatok, nyomelemeloszlások és szöveti megfigyelések is alátámasztanak. A Kelet-Mecsek alsó-kréta vulkano-szediment formációinak pirites képződményeinek kénizotóp összetétele alapján ugyanis egy kivételtől eltekintve az összes képződményre erőteljes izotópfractionáció következtében keletkezett szulfidosodás volt jellemző, magmás kéneredet csak egy esetben volt bizonyítható.

7.4.1 Üledékes kőzetekbe hatoló magma által kiváltott hidrotermás folyamatok

7.4.1.1 Pécsvárad, Réka-völgy

A 60 méter vastagságú magmás teleptelér benyomulása az üledékes összletbe illókat szabadított fel a mellékkőzetből. A plagioklászok saussuritesedése részben autometaszomatikus folyamat eredménye, hiszen a kontaktustól távoli részeken (20 m) is előfordul, azonban a kontaktfolyamat közrejátszhatott a saussuritesedés intenzitásának növelésében is. A kalcit intersticiális térben való – a mellékkőzet felé– egyre nagyobb arányú megjelenése, majd hólyagüregképzése a mellékkőzetből felvett nagymennyiségű karbonátra utal. A biotit és piroxén kezdeti kloritosodása, majd hidrotermás biotittá való kicserélődése nyomon követhető a piroxén interferenciaszínének, pleokroizmusának és méreteinek csökkenésével, ami arra utal, hogy a kristályosodó olvadékban az illók parciális nyomásának megfelelő ásványfázisok keletkezése mind a biotitok átalakulása során, mind a piroxének rovására folyik. A kontaktushoz egyre közelebb az illók annyira felszaporodtak, hogy nyomásuk révén az olvadékban hólyagüregeket voltak képesek kialakítani, melyekben a fluid fázisból drúzás kalcit, kvarc, biotit, klorit, pirit vált ki. A legnagyobb illónyomású terület a telér kontakttól számított 3-4 cm –ében volt. Itt a pátos kalcitnál jóval magasabb hőmérsékletet jelző alapromboéderes kristályformák megjelenése akár több száz °C –os hőmérsékletet is jelezhet. A Ti-augit interferenciaszínének, pleokroizmusának és méretének csökkenésével egyidejűleg magas interferenciaszínű és fénytörésű leukoxénes halmazok jelennek meg, ami a Ti-augit Ti-tartalmának koncentrációjából jöhetett létre. A pirit először csak kisebb kizorításos aggregátumokként fordulnak elő az intersticiális térben, majd e halmazok mérete növekszik a kontakthoz közeledve. Ez arra utal hogy a kén a mellékkőzetből származik.

A saussuritesedett plagioklászokból, piroxénból, és mellékkőzetből is mobilizálódott Ca^{2+} a mellékkőzetből származó karbonáttal kalcitot képzett, majd a hőhatás a fekete palából később mobilizálta a kén is, ami a Fe-szilikátokkal (biotit, piroxén, klorit) kölcsönhatásba

lépvepiritet hozott létre, előbb csak kiszorításként, majd egyre inkább kalcitos hólyagüregek kitöltéseként. A piritesedés az átalakulások közül a legkésőbbi folyamat. A biotit kristályhalmazok peremei mentén kívülről befelé történik a piritesedés. A kontakthoz közel a tefrit hólyagüregeiben feldúsuló pirit $\delta^{34}\text{S}$ összetétele (-11,10 és -12,65‰ között) és a feketepala kontakt folyamatoktól érintetlen framboidális piritjének $\delta^{34}\text{S}$ összetételét (-16,72 és -18,01‰ között) egymással összehasonlítva mindössze 4-7‰ különbséget tapasztalunk. A negatívabb kénizotóp összetétellel rendelkező pirit a feketepalában található, míg a több nehezebb ^{34}S -t tartalmazó pirit a tefrit hólyagüregeiben. A kénizotóp adatokból igen jól látszik hogy a feketepalában bakteriális szulfát redukció során képződött framboidális pirit a tefrit behatolásakor újrakristályosodott és kisebb arányú magmás eredetű kén hozzájárulásával a tefritben található pirit ^{34}S -ben némileg dúsult, de a tefrit üregeiben lévő nagyméretű piritkiválásokat a szöveti és kénizotóp vizsgálatok alapján az üledékes eredetű pirit elbontásából származó kénhidrogén és a tefrit mafikus ásványainak reakciója okozta. A kénizotóp vizsgálatok alapján az üledékes pirit újrakristályosodása néhány jóval nagyobb méretű magmás testben előforduló ércesedés kialakulásában jelentős szerepet játszik (Ripley 1981; Ripley and Al-Jassar 1987; Ripley et al., 1999; Li et al., 2003; Ripley et al., 2003a,b). A mellékkőzetből mobilizált illók kondenzációjára utal a kontaktus közelében lévő kalciterekben található bitumen zárványok jelenléte is.

A hidrotermás kvarc keletkezése a színes szilikátok elbomlásából és átalakulásukkor felszabaduló kovasavból történhetett, azonban nem zárható ki kisebb mennyiségű üledékes eredetű kovasav hidrotermás rendszerbe lépése sem.

A magma saját illótartalommal is rendelkezett, amit bizonyít a kontakttól igen távol is megjelenő saussuritesedés és a differenciált kőzet biotitban való gazdagsága.

A telér kontaktus felőli részein, a telér felső mikrokristályos, szinte üveges részébe olvasztva helyenként fekete pala darabok fordulnak elő, valamint gyakori a palából képzett hidrotermás breccsa előfordulása is. Az üledékes összletbe benyomuló telér hőhatására a feketepala pórusvizének nyomása hirtelen megnőtt a konszolidált laminák egymástól szétváltak és hidraulikus breccsásodás következett be. Ezután a hőmérséklet csökkenésével a kvarc is kivált a laminák közötti térben. (a hőmérséklet csökkenésével a kalcit oldhatósága nő, míg a kvarcé csökken). A kvarc kristályaiban előforduló másodlagos fluidzárványok *minimális* befogódási hőmérséklete 120 °C körüli érték, tehát a romboéderes kalcitok keletkezési hőmérséklete jóval e tartomány felett lehetett. A fluidzárvány vizsgálatok viszonylag nagy, átlagosan 4,5 NaCl ekv. súly% szalinitású oldat jelenlétét bizonyították.

A bányászattörténeti érdekességnek számító rövid tárószakasz valamint Kitaibel Pál és

más XVIII századi levéltári dokumentumok alapján ezüstbányászatra utaló leírások bár történelmileg hitelesek, az ICP-AES és ICP-MS nyomelemvizsgálatok Ag jelenlétét nem mutatták ki a piritből. A kőzetben lévő nagyméretű piritaggregátumok minden bizonnyal hasonlíthatnak bizonyos ezüstben gazdag polimetallikus ércekhez, amit a németajkú telepések minden bizonnyal ismerhettek, így a Réka-völgyi lelőhely kapcsán is felcsillant az esetleges ezüstbányászat lehetősége. A köznyelvbe pedig minden bizonnyal hamar átment a bányászati célú feltárások ténye és a hozzá fűzött remények lehetősége.

7.4.1.2 Pécs-Vasas, Liász feketekőszén-telep

A telepteléreknél a széntelepbe való benyomulásuk során a mellékkőzetekből mobilizált illókat az éppen kristályosodó kisebb vízgőznyomású magma gázhólyagok formájában vette fel, de több helyen láthatjuk a mellékkőzet felbreccsásodott darabjait, melyek akár a képlékeny magmás telérbe is benyomultak, hiszen a nedves mellékkőzet vízgőznyomása a hatalmas hőhatásra hirtelen megemelkedett, és helyenként a kisebb tenziójú magmába robbant, majd a felszabaduló fluidumok a kőzet szakítószilárdságát elérve hozzájárultak a hidrotermális breccsásodáshoz. Ezalatt a hidrotermás hatásra bomló alapanyagból, piroxénből és más mafikus ásványból kovasav szabadult fel mely üregekben, erekben kvarc formájában kristályosodott ki, valamint a mellékkőzetből származó CO₂ hatására az alapanyagból, piroxénből, plagioklászból felszabadult Ca²⁺-ionnal kalcit képződött. A telér közepében néhol megjelenő pár mikrométeres méretű de a kontakthoz közeli érhálózatban már mm-es, cm-es nagyságban megjelenő fázisok (barit, szfalerit, galenit, pirit) Ba, Zn és ólom mellékkőzetből történt mobilizációjára utalnak. A magmás telérek nagyarányú üregkitöltő szulfidos fázisainak a telérekben a kontaktustól való távolság függvényében való hirtelen lecsökkenése azt mutatja hogy a kén szintén a szenes összletből mobilizálódott hasonlóan a Réka-völgyi szelvényekhez, és csak a kontaktus közvetlen közelében jött létre nagyobb mennyiségű szulfid kiválása.

Tehát az alsó-kréta magmás telérek benyomulását követően a széntelep egészét érintő hidrotermás eseménnyel számolhatunk, de a telérek csekély vastagsága és így nem elegendő hőtartaléka miatt a hidrotermás esemény nem okozott számottevő elemigrációt, csupán a kontaktövben piritesedést, és néhány elem kisebb szulfidos feldúsulását (Zn, Pb). A kontakthatásra a szenes rétegekből azonban nagymennyiségű CH₄ is felszabadult, mely Némédi (1995) közlése szerint a már kikristályosodott telepteléreknél repedéseiben is feldúsult, így azon vágatok nyomáscsökkenést jelentő zónái, ahol ezen telepteléreket harántolták,

fokozott súlytőlégrobbanás veszélyt is jelentettek. A szénhidrogének jelenlétét a fluidzárvány vizsgálatok is megerősítették. A nyomáskorrekcióval számolt 170 °C átlag csapdázódási hőmérséklet a fluidzárványok valódi befogódási hőmérsékletének tekinthetőek. Az egyik kontaktus aleurolit mellékkőzetének repedéséből gyűjtött hidrotermás kvarcban lévő elsődleges kétfázisú fluidzárványainak egyöntetű gázfázisban történő homogenizációja, a zöld színű fluoreszcencia és az eltört mionták erős bitumenszaga szintén a szénhidrogén migrációra utalnak, mely a telérek hülése során folyamatos lehetett.

Az említett hidrotermás ásványokon túl a Pécs-Vasas-i széntelep peloszideritjeinek szeptáriás hasadékaiban található Nd-tartalmú ritkaföldfém ásványok, mint pl. a szinchizit-(Ce): $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)_2\text{F}$ megjelenésére azonban nem a magmás kontaktusok közelében számíthatunk, így keletkezésére nézve más magyarázatot kell keresni. Mivel a szinchizit általában gránitok és alkáli szienitek hidrotermás ásványa, illetve epigenetikus úton monacitből képződik (Bárdossy et al., 1976). A szénteleges összletben hidrotermás paragenezisben jelenik meg, kvarcon fennőve. Sajnos a mecseki szinchizitek maximum 1,5 mm-esek, áttetszőek, átlátszóak, de a próbálkozások ellenére sem sikerült fluidzárvány vizsgálatokat készíteni belőlük. Mindenesetre a ritkaföldfémek forrását tekintve két lehetőség adott. Az egyik a szénteleges összlet törmelékes ritkaföldfém-tartalmú fázisainak átkristályosodása, a másik a széntelepbe hatoló, helyenként több mint 100 m-es vastagságú fonolitból való mobilizálódása. Szakáll et al., (2014) számos ritkaföldfém tartalmú ásványt írt le a fonolitból. Ha figyelembe vesszük hogy ilyen hidrotermás paragenezisek csak azon mecseki széntelegekben találhatóak ahol magmás benyomulások is jelen vannak, emellett mind a komlói mind a vasasi terület mentén fonolitos teleptelérek is vannak (Székyné, 1952), elképzelhető hogy a Ce, Nd és a La a fonolit benyomulás során elszennvedett kontakt-hidrotermás hatások során került oldatba. Hidrotermás oldatokban a ritkaföldfémek leginkább kloro- és fluoro- komplexekkel szállítódnak (Williams-Jones et al., 2012), de alacsony hőmérsékletű oldatok esetén a szerves sav komplexek (pl. oxalát, acetát, citrát) szerepe is számításba jöhet (Xiong, 2011), különösen a vizsgált feketekőszéntelepben képződött alacsony hőmérsékletű hidrotermás paragenezisek tekintetében. Szakáll et al., (2014) alapján ezt a feltevést támaszthatja alá az a megfigyelés is, miszerint a mecseki fonolitokban a La, Ce, Pr és Nd mennyisége változik leginkább a mellékkőzettel való kontaktfolyamatokhoz köthető hidrotermás kőzetelbontás hatására, ami főleg a Vasasi széntelepbe hatoló Köves-tetői fonolit kihülési repedései mentén szivárgó alacsony hőmérsékletű oldatok által elbontott zónákra jellemző.

A mecseki széntelepekbe hatoló magmás telérek által kiváltott hidrotermás események végén keletkező egyik lényeges, de eddig nem kutatott komponensének kell tekintenünk a szénhidrogénekből kialakuló szerves savakat, melyek az alacsonyabb hőmérsékletű oldatáramlásban vehettek részt. Bennett és Siegel (1987), valamint Bennett (1991) vizsgálatai alapján a szerves savakkal nemcsak fémek képeznek komplexet, de a kvarc is oldatba mehet és az oldott H_4SiO_4 szintén komplexek formájában vándorolhat az oldatokban. Az említett szerzők megfigyelései szerint olyan rétegvizekben ahol szerves savak jelenlétében az oldat túltelített volt a kvarcra nézve, ott a szerves savak mennyisége is nagyobb volt. Parnell et al., (1996) szintén megfigyelte, hogy autigén kvarc sokszor kogenetikusan fordul elő magas bitumen tartalmú kőzetekben, vagy bitumenes erekben, ahol az oldott kovasav szállításában szintén szénhidrogén származékokat említ. A „mecseki gyémánt” (kvarc) széntelepben való nagymennyiségű előfordulása, majdnem mindig szénhidrogén-tartalmú zárványgenerációinak megjelenése valószínűsíteni látszik hogy keletkezésében a szerves savak szerepe szintén fennáll.

7.4.1.3 Magyaregregy, Barnakő

A Magyaregregy melletti Barnakő kalcit-hólyagüreges bazaltjának pirites kalciterei és a kontaktushoz közeli piritgumók és sajátalakú (hexaédres) pirit utáni goethit pszeudomorfózákat tartalmazó berriázi mészkő *As*, *Co*, *Cr*, *Ni*, *Pb* és *V* nyomelemeinek csupán pár ppm-es különbsége a két képződmény genetikai rokonságát mutatja, amit a bazalttelér és a berriázi mészkő kontaktusán kifejlődött hidraulikus breccsa kalcitereiben található pirit és bitumen együttes előfordulása is megerősít. A bazalt és mészkő kontaktusán kifejlődött hidraulikus breccsa-zóna a mészkő kis permeabilitására és nagy konzisztenciájára utal, azaz a mészkő mechanikailag rideg állapotban volt. Erre utal a bazaltnak nem teleptelérként, hanem telérként való megjelenése is a kőzetben. A bazalttelér kalcitereinek piritjéből kapott $\delta^{34}S$ értékek +30,68 és +31,56‰ közöttiek, ami nagyarányú, de zárt rendszerben történő bakteriális szulfátredukció során bekövetkező izotópfractionációra utal. Mivel a bazalttelér pirites mészkövet tört át és mind a hidraulikus breccsában, mind az egyébként szulfidszegény bazalttelér kalcitereiben megjelenik a pirit, e lelőhelyen is a Réka-völgyi esethez hasonló üledékes vasszulfid újrakristályosodása mehetett végbe. A berriázi mészkőben található nagyméretű (akár 1 cm-es) piritkockák növekedése tehát zártabb pórustérben történhetett, aminek hatására a szulfátutánpótlás megszűnt. Ahogy a

szulfátredukálók egyre több ^{32}S -t használnak fel, a reziduális szulfátot tartalmazó pórúsvízben a $\delta^{34}\text{S}$ értéke növekszik, és így a bakteriális szulfid $\delta^{34}\text{S}$ értéke is egyre növekedni fog. Ezt a folyamatot Rayleigh frakcionációs folyamatnak is hívják (Seal, 2006). Vagyis a zárt rendszerben történő szulfátredukció hatására, amikor a szulfátutánpótlódás nem lehetséges, a $\delta^{34}\text{S}$ értékek a nagymértékű bakteriális izotópfractionáció miatt extrém pozitív értékeket mutathatnak. Ennek a zárt pórústerű berriázi üledékben képződött piritnek a bazalttélér hatására bekövetkező termális dekompozíciója és a szulfid eredeti izotópos összetétel megtartó újrakristályosodása a leg kézenfekvőbb magyarázat a bazalttélérben lévő kalciterek piritjének létrejöttéhez, amit mind az üledékes berriázi mészkő, mind a bazalttélér kalcitereiben lévő pirit nagyon hasonló nyomeloszlása is megerősít.

Az ICP-AES és ICP-MS módszerekkel történő nyomelemvizsgálatok sem a berriázi mészkő pirit után goethit pszeudomorfózákat tartalmazó részből, sem a bazalttélér pirités kalcitereiből nem mutatott ki gazdasági szempontból szignifikáns fémdúsulást. Az „aranybánya”-helynévként is ismert táróban lévő piritben mindössze 0,003 ppm *Au* volt kimutatható.

7.4.1.4 Pusztakisfalu

A Pusztakisfalu központjában lévő egykori vasércbánya hematitos-goethites ércesedésének kialakulásában igen fontos szerepet játszott az aaleni kőzetet átjáró hidrotermás oldatáramlás, azonban, mint több mecseki előfordulás esetében is, a kőzet nagy része eredetileg pirités volt, amit az induktív csatolású plazma atomemissziós spektroszkópiás nyomelemzések, az elektron mikroszondás és szöveti vizsgálatok is alátámasztottak, ahogyan ként is ki lehetett mutatni a kőzetből. Ezen kívül a hematitos ércben framboidális pirit utáni goethit pszeudomorfózák találhatóak kalciterek mentén, valamint néhol 5-10 μm -es hexaédres pirit is előfordul a kőzetben. A mészkövet zömmel alkotó krinoideák szöveti képe hematitos-goethites fonalas struktúrákká való átalakulásukat mutatja ami az eredetileg vasszulfidos fázisok oxidálódására utal. A piritésedés magyarázata minden bizonnyal a szublitorális, de magas szervesanyag-tartalmú üledékek gyors betemetődésében keresendő, ráadásul időben a világméretű toarci anoxikus esemény után képződhetett, ahogy régebben ennek a formációnak az alsó részét a toarciba is sorolták (Hetényi et al., 1968).

A pirités krinoidea maradványok hidrotermás hatásra történő oxidálódása során felszabadult Fe^{3+} hidrolízisekor amorf ferrihidrit képződött, ami a kovaanyagú géles

mátrixban fonalas DLA-struktúrákat alkotott, majd vízvesztéssel goethitté/hematittá kristályosodott. A kvarcos üregekben fennőtt apró hematit-táblák jelenléte alapján a hematit önálló fázisként, oldatból is kikristályosodott, sőt egyes fonalas struktúrák belső hematitos zónája és külső goethit tűkből álló része arra utal hogy a hematit újra hidrolizálódott és goethitté alakult vissza. A hidrotermás esemény kiváltója a legnagyobb valószínűség alapján valamely alsó-kréta intrúzió lehetett, ahogy a ZV.35-ös fúrás a vasércbányától alig 1 km-re NyDny-ra neogén konglomerátum alatt alsó-kréta bazaltot is harántolt, vagyis a területen jellemző volt a kora-kréta eleji magmás működés. A Réka-völgyi toarci korú feketepalába nyomult tefrit telérekhez hasonlóan valószínűsíteni lehet azt, hogy az aaleni képződménybe, vagy az alatta lévő toarci pirites képződménybe hatolt egy vastagabb teleptelér, ami jelentősebb pórusvízáramlást és rétegvíz-cirkulációt indíthatott el a környező üledékes képződményekben, így a krinoideás mészkőben is. A kovaanyagú fossziliák visszaoldódásakor pedig nagyobb mennyiségben is képes kovasav képződni és újból kicsapódni, ami 175 °C-feletti hőmérsékleten már igen hatékony (Fournier and Rowe, 1966). Ennek megfelelően kovás mátrix az üledékes elegyrészek újrakristályosodása révén jöhetett létre, ahogy a titon tűzköves mészkövek kvarcos átkristályosodásai is megtalálhatóak az intruzív párnabazaltok között (Cikói-völgy és Barnakő mellett). A kőzetet ért hidrotermás hatásokat a nyomelemdúsulások igen tág határok között ingadozása is jelzi. A pusztakisfalui vasérces formációban létrjövő intenzív fluidumáramláshoz minden bizonnyal jelentékenyen közrejátszhatott az a tény, hogy a képződmény az alsó-kréta korban tektonikusan aktív „Mecsek-alja-diszlokációs öv”-ben fekszik. A törések felújulásának eredményeként jöhettek létre azok a karsztos üregek és vastag kalcit-telérek is amit Sztrókay (1952) megfigyelhetett.

A krinoideás vasérc nagyon jellegzetes szövete alapján könnyen felismerhető, így a zengővárkonyi neolit telepben talált kőbalták, cserépdarabok, obszidián és tűzkőpengék társaságában talált ércdarabok csiszolati képe alapján egyértelműen a pusztakisfalui bányából származik. A hematitos ércet, mint edényfestésre felhasznált pigmentanyagot tehát a neolit ember már használta.

7.4.1.5 Magyaregregy, Vár-völgy, Iharos-kút; Petrác-völgy

A feltárás korábbi publikációban is szerepelt (Harangi 1988), ahol a szerző az alkáli bazaltnak tenger alatti lepusztulásával és törmelékfolyásba jutásával magyarázta a bazalt és jura mészkövek keveredését, bár néhány minta vizsgálata során a mészsizapnak még félig

olvadékalapotú bazalttal való keveredését is valószínűsítette. A feltárás leírásánál Harangi (1988) azt az észrevételt tette, hogy a mészkőtömbök belsejében nem találhatóak vulkanoklasztitok, csak a tömbök közötti sávokban. A feltárás rajzán és ábramagyarázójában azonban szerepel az, hogy a vulkanoklasztitos mészkő mellett és alatt lávabreccsa és hialoklasztit található, ami az azóta eltelt 27 év alatt sajnos már fedett állapotban van így nem tanulmányozható, viszont ez a leírás a jelen dolgozatban tárgyalt szöveti megfigyelésekkel alátámasztott peperitesedési modellt és hidraulikus breccsaképződést támasztja alá. A bemutatott csiszolatokon kitűnően látszik a bazalt által kiváltott termikus hatásból eredő pórusvíznyomás hirtelen megnövekedése és az általa okozott hidraulikus törések és breccsaképződés a ridegebb, konszolidált kőzetszakaszokon, valamint a nagy energiájú fluidizáció és fluidális peperitesedés a konszolidálatlan mészsizapban.

A vörös színű mészkőben található hidraulikus breccsa összeilleszthető textúrájú és az egyes szögletes mészkőklasztok közti teret a plasztikusabb zöldesszínű mészkő fluidizált mátrixa tölti ki. A mátrixban 100 μm körüli szilánkos palagonitos kőzetüvegfragmentumok, és akár pár cm-es kalcithólyagüreges, éles-tarajos kontúrú bazaltdarabok találhatóak. A peperit és hidraulikus breccsa egyazon képződményben fordul elő. Az (56. E ábra) ábrán jól látszik hogy a bazaltbenyomulás során az egyes üledékes rétegek állékonysága eltérő volt. A kisebb porozitású, ridegebb mészkő felbreccsásodott, míg a plasztikusabb és nagyobb pórusvíztartalmú rétegek fluidizálódtak. A feltárásban azonban feltűnő hogy a nagyobb mészkőblokkok belső zónája érintetlen, magmás klasztokat nem tartalmaz, csak a blokkokat 10-20 cm vastagságban körbefolyó fluidizált mészkőben találhatóak magmás eredetű kőzetszakaszok. Egyes fluidizált sávok tulajdonképpen fluidális peperitnek tekinthetőek a mészsizap és az éppen kristályosodó magma keveredésnek szöveti képe alapján. Azonban a sarkos-szögletes, tarajos, hólyagüreges klasztok és hólyagüreg falmaradványok arra utalnak hogy a nedves üledék/magma kölcsönhatás egy mélyebbi zónát érintő részén enyhe robbanást produkálhatott ($0,1 < R_s < 1,0$) aminek klasztjai a kondenzálódott gőzt tartalmazó fluidizált üledékbe kerültek. A fluidizált üledékes mátrixban talált több cm-es sarkos-szögletes, fekete-színű tűzkőfragmentum, mely hossz tengelyével a folyásiránynak megfelelően ágyazódott be, szintén a mélyebb zónában bekövetkező erőteljes termális kontaktust és gőzfejlődésből bekövetkező kisebb explóziót valószínűsíti. Az explózió termékei pedig a hirtelen megnövekedett pórusvíznyomású és kondenzált gőzöket is tartalmazó fluidizált üledékes mátrixba kerülnek bele. Jamtveit et al., (2004) ugyancsak megfigyelte az intrúzióktól távolabbi, fiatalabb, kevésbé vagy egyáltalán nem konszolidálódott üledékek fluidizációját, és fluidális breccsa létrejöttét.

Az Iharos-kúti szelvényből leírtakkal összhangban van az, hogy a korábbi szerzők megfigyelései alapján a legidősebb korú, még plasztikus sajátságokat mutató meszes üledék, amibe alkálibazalt nyomult, oxfordi korú (Nagy 1967, Császár & Turnšek 1996, Harangi 1988, Császár 2002). A mésziszap tartósságát tekintve Murdmaa et al., (1980) a DSDP (Deep Sea Drilling Project) fúrások kapcsán leírja hogy a recens tengeri üledékek akár az eocéntól kezdve tartósan megmaradhatnak mésziszap állapotban, amire kevert mikrofosszíliatartalmuk is utal. Hasonlóan hosszú ideig megmaradó mésziszapállapot létezhetett a Mecsek hegységben is az alsó-kréta kori benyomulások idején.

A Várvölgyben lévő Iharos-kúti szelvény kőzetkeveredési modellje tehát a leírt szöveti megfigyelések alapján nagyenergiájú fluidizációs folyamatokhoz kötött mintsem tenger alatti lepusztuláshoz.

Több Kelet-mecseki alkálibazalt benyomulás rideg mellékkőzettel való kontaktusán szintén követhető a hidraulikus breccsa képződés, így a Petrác-völgyben, a Barnakőnél, és a zengővárkonyi intrúzió bázisán a titon mészkőben, ahol kogenetikus blokkos peperit is előfordul.

7.4.2 Konzolidálatlan üledékekbe hatoló magmás intrúziók által kiváltott hidrotermás folyamatok

7.4.2.1 Zengővárkony, volt vasércbánya

A zengővárkonyi vulkano-szediment összlet és a hozzá kapcsolódó vasércesedés az alsó-kréta vulkanizmus által is érintett rendszerek közül a legösszetettebb. Az igen vastag teleptelért alkotó magmás test fő tömege konzolidálatlan mésziszapba nyomult, de a teleptelér bázisát alkotó titon rétegek előrehaladottabb tömörödést és ridegebb viselkedést mutatnak, ami az intrúzió bázisán kifejlődött blokkos peperit és a mészkő törmelékéből álló hidraulikus breccsazóna kifejlődéséből is következik. A zengővárkonyi vasércbányai földtani viszonyaival legtöbbet és legprecízebben foglalkozó Molnár (1957, 1961) is megjegyzi, hogy a „trachidolerit” (alkálibazalt) felett települő vasérc felfelé fokozatosan(!) megy át a növényi maradványokat bőven tartalmazó szürke márgába, majd mészkőbe. Ércet alkotó törmelékes képződményt, vagy „trachidolerit”-anyagú lepusztulási terméket egyik vágatból és külszíni feltárásból sem említ, ami több mint elvárható lenne egy tengerfelszíni alkálibazaltos kibukkanáshoz kapcsolódó ércesedés esetén. A titonnál fiatalabb, vastag, konzolidálatlan alsó-kréta kori rétegekbe hatoló magma a K/Ar radiometrikus vizsgálatok alapján a felső

valanginiben tört fel, ami több mint 11 millió év alatt képződött üledékes rétegoszlopba való benyumulást jelent. Mivel a 180 m-vastag teleptelér körülbelül ugyanilyen vastag üledékbe hatolt bele, és abban szilárdult meg, akkor a 11 millió év alatti átlagos üledékképződési sebesség minimum 1,6 cm/1000év mészszip lerakódási sebességet jelent. A konszolidálatlan karbonátos üledékekbe nyomuló hialoklasztitos, és a központi, 60 m-es zónájában párnás szerkezetet felvevő bazalt karbonátos zárványainak egymástól teljesen eltérő decapoda koproilit nyomfosszíliafajainak eloszlása is alátámasztja a nagy korkülönbséget a benyomulás és az üledék felhalmozódása között. Az intruzív párnabazaltok között csak a *Favreina belandoi*, *Helicerina siciliana* és elvéve a *Paravafreina huaricolcanensis* nyomfosszília-fajok fordulnak elő, amelyek mind a mecseki lelőhelyeken, mind az irodalomból ismert pár lelőhelyen inkább mélyebb vízi környezetben fordulnak elő. A 180 m vastag teleptelér felső hialoklasztitos része és a fedő mészkő között található vasércben ettől teljesen eltérő koproilitok találhatóak, amit Palik (1965) írt le (*Favreina hexaochetarius*, *Favreina octoochetarius*, *Favreina dispenochetarius*, *Palaxius triochetarius*, *Palaxius tetraochetarius*, *Palaxius decaochetarius*).

A benyomuláskor a mészszip állapotú, pirites rákkoproilitokat tartalmazó üledékek fluidizálódtak, és ezáltal fluidális peperit és a folyamat által indukált pórusvízkiszökési struktúrák keletkeztek az üledékes komponensek egyidejű átkristályosodásával. A ritkán előforduló pirites koproilitokat tartalmazó (*F.belandoi* és *H.siciliana*), nem oxidálódott mészkőzárványok pirit fázisainak kénizotóp összetétele szinte változatlan módon átöröklődött a belőlük a pórusvízkiszökés hatására hidrotermásan újrakristályosodó csöves szerkezetű képződményekben. A kénizotóp összetétel alapján az üledékes pirit nyitott rendszerben, korlátlan szulfát utánpótlódás során keletkezett, ahol a pórusterben igen nagymértékű frakcionációra és ³²S-ben gazdag szulfid fázis kialakulására volt lehetőség, ami a hidrotermás szulfidokba is átöröklődött. Az üledékek hidrotermás átkristályosodása során keletkező csöves szerkezetű struktúrák framboidális piritjei körül markazitos „atoll-szerkezetek” is létrejöttek. Az „atoll-szerkezetek” szakirodalmi adatok alapján is gyakoriak üledékes eredetű piritok újrakristályosodása során (Love and Amstutz 1966; Ostwald and England 1979; England and Ostwald 1993). A markazit jelenléte maximum 5 pH, vagy ennél savasabb környezetben történt kiválást jelez (Wilkin & Barnes, 1997), ami valószínűleg az átkristályosodás során részben oxidált szulfidból keletkező kénessav disszociációjából származtatható. A pirites mészkőzárványok nyomelemtartalma és a csöves szerkezetű vasszulfidos struktúrák hasonló nyomelemeloszlása szintén szoros genetikai kapcsolatot mutat. Az *Ag*, *Re*, *Tl* és *Se* eloszlása mind a pirites mészkőzárványokban mind a belőlük

keletkezett hidrotermás szulfidokban nagyjából megegyezik. Bizonyos elemek a hidrotermás hatásra újrakristályosodó szulfid fázisokban jelentősen feldúsultak, ilyen pl. az *As*, *Cd* és *Mo*. A *Mo* igen jelentős dúsulása megközelíti a fém szempontjából gazdaságosan kitermelhető határértéket (~0,1%), és mivel más, hasonló genetikájú alsó-kréta intrúziókhoz kötött ércesedésnél is kimutatható a *Mo* dúsulása, az indikációk ércgenetikai szempontból mindenképpen figyelmet érdemelnek, amennyiben a *Mo*-ben dúsult kőzetek jelentősebb tömegeit sikerül azonosítani. A *Co* és *Ni* kis mértékben ugyan, de szintén dúsul a csöves szerkezetű hidrotermás szulfidos struktúrákban, azonban az üledékes zárványok *Co* és *Ni* tartalma tizedrésze az intruzív párnabazaltok és hialoklasztitok *Co* és *Ni* tartalmának, így a hidrotermás folyamatok során ezen elemek a hidrolizált bazaltokból származnak és dúsulnak a hidrotermás szulfidokban.

A víztelített üledékekbe hatoló magma által kiszökésre kényszerített túlnyomásos pórúsvíz a teleptelér feletti laza üledékes rétegekben fluidális breccsát hozott létre, ahol hasonlóan a Magyaregregy melletti Várvölgyben lévő Iharos-kúti szelvényben leírtakhoz, a némileg kompaktabb üledékes egységek összeilleszthető textúrájú breccsásodáson mentek keresztül. A klasztok közötti teret a benyomuláskor konszolidálatlan, fluidizált üledék tölti ki. A zengővárkonyi szelvényben a Palik (1965) által leírt koproilitok alkotta érc szintén összeilleszthető textúrát mutat, és az ércanyag mátrixa pedig foraminiferákat, gastropoda héjtöredékeket, krinoidea maradványokat alkotó fluidizált üledék, mely helyenként teljesen kalcitosodott, újrakristályosodott (34. C ábra). Ez a jelenség szintén alátámasztja a teleptelérnek a nagy időintervallumot átölelő üledékekbe való nyomulását, ahol a felső, érces zóna rákkoproilitjai és a fluidizált üledékek fosszíliai már sekélyebb tengeri környezetet jeleznek. Elmondható tehát hogy a pórúsvíz-kiszökési esemény a teleptelér feletti üledékek szerkezetében is jól követhető nyomot hagyott. A Zengővárkonyi teleptelér teljes kiterjedését nem ismerjük, de ha a 180 m vastagságú és közel 1 km² alapterületű benyomulással számolunk, akkor a telérnek a környezetéből a saját térfogatának megfelelő térfogatú vizet kellett kiszorítania (Einsele, 1982), ami 180 millió m³ vizet jelent. Ez a vízmennyiség a mai Velencei-tó teljes víztömegének 4,5 szerese.

A pórúsvíz-kiszökéssel egyidőben, az üledékek szervesanyagaiból, és főként a rákkoproilitokból hidrotermás eredetű szénhidrogének keletkeztek, ahogy ezt a Kelet Pacifikus Hátság (East Pacific Ridge) üledékekkel fedett területein (Simoneit 1988, 1990, Simoneit et al 1996, 2002), valamint a Tanganyika-tóban is megfigyelték (Tiercelin et al 1989, 1991, 1993). A hidrotermás hatásra keletkező kőolaj a felsőbb üledékekbe vándorolt, illetve valószínűleg a tengeralfizra is kiléphetett, majd oxidálódott. Az intruzív párnabazaltok közötti peperites,

rákkoprolitokat tartalmazó mészkőzárványokban helyenként több cm-es nagyságú bitumen-zárványok a hidrotermás esemény során keletkezett olaj desztillálódott maradékának tekinthető (mely Hámorné Vidó M. reflexiós optikai mérései alapján gilsonit).

Azonban a peperitesedéssel egyidejű, ill. azt követő pórusvízkiszökés és fluidizáció után egy hosszabb ideig tartó és egyre csökkenő hőmérsékletű hidrotermás rendszer alakult ki a teleptelér nagy permeabilitású hasadékain keresztül, ahogy ezt Lonsdale és Becker (1985) mérésekkel alátámasztott megfigyelései is kimutatták a Guaymas-medence vastag üledékeibe nyomult teleptelérek környezetében. A pirites mészsizapzárványok fluidizációja után az egyre oxidatívabbá váló oldatáramlás hatására a pirit oxidálódott és a keletkező ferrihidrit később goethitté kristályosodott, de a koprolitok fluidizációjából következő egymással párhuzamos, fonalas textúra sok esetben megőrződött (25. F, G ábra; 29. H ábra).

A hidrotermás oldatáramlásnak további bizonyítéka hogy a pirites-markazitos csöves szerkezetű pórusvízkiszökési struktúrák sokszor breccsás szerkezetűek, az egykor párhuzamos csatornák egymástól elszakított darabokból állnak, és kalcit valamint kvarc cementálja őket. A cementáló kalcitban végzett fluidzárvány vizsgálatok alapján a kalcit növekedési zónái mentén csapdázódott folyadékfázisban homogenizálódott elsődleges fluidzárványok konstans fázisaránnyal rendelkeznek (85% folyadék), felforrás/fázisszeparáció nem történt, a zárványoldatok homogenizációs hőmérséklete pedig kétsúcsú eloszlású: A nagyobb hőmérsékletű zárványgeneráció adatai 140 °C körüli átlagos minimális képződési hőmérsékletet jelentenek (az intrúzió sekély mélységéből fakadó minimális nyomáskorrekciótól eltekintve), míg egy másik zárványgeneráció 110 °C-os befogódási hőmérsékletet jelez. A zárványoldatok szalinitása 3,06 és 3,54 súly% közötti, ami megfelel a tengervíz sókoncentrációjának. A fluidzárványok mikrotermometriai és krioszkópos vizsgálatainak eredménye alapján a pórusvízkiszökés után a felhevített tengervíz hidrotermás cirkulációja indult el a teleptelér repedései mentén. Az intruzív párnabazaltok érintkezési felületei és a hialoklasztit nagyobb repedései mentén létrejövő hidrotermás oldatáramlás hatására a bazalt hidrolízise során a kőzetüveg palagonitosodott, majd nontronitos-szeladonitos átalakulást szenvedett. Néhol a nontronti közberétegzett szeladonit vastagsága eléri az 1 cm-t is, ami folyamatos fluidumáramlást jelez. Schulz és Zabel (2006) alapján a szeladonit és nontronit 200 °C-ig stabil, e hőmérséklet felett klorit képződik. A szeladonit repedésekben való megjelenése oxidatívabb és intenzív oldatáramlást mutat (Furnes and Staudigel, 1999; Furnes et al., 2001; Odin, 1988). Benjamin és Haymon (2006) vizsgálata alapján azonban a nontronit csak 3-140 °C között stabilis ásvány. A fluidzárvány vizsgálatokból kapott 140 °C körüli homogenizációs adatok és a nontronit közberétegzett

szeladonit képződésének hőmérsékleti tartománya egybeesik. Mivel klorit nem volt kimutatható fázis az átalakulási termékekből, a hidrotermás oldatáramlás 200 °C alatti hőmérsékleten kezdődött, de a nontronit jelenléte miatt a 140 °C –os hőmérsékletet hosszabb ideig nem lépte túl. A hidrotermás oldatok hőmérséklete fokozatos csökkent, amit a kalcitokon megjelenő rövidprizmás, trigonális kvarc kicsapódása bizonyít. A kvarc oldhatósága a hőmérséklet csökkenésével csökken, így a kőzetüveg hidrolízisekor felszabadult kovasav kicsapódása a hidrotermás tevékenység utolsó fázisaihoz kapcsolódik.

A bazalt nagyarányú hidrolíziséhez talán a legnagyobb mértékben az intrúzió települési helyzete járult hozzá. Mivel a Kelet-Mecsek alsó-kréta tenger alatti párnaláva breccsái és párnalávái a tengervíz gyors hűtőhatása miatt gyorsabban hűltek ki és szilárdultak meg, így intenzív fluidumcirkuláció és jelentősebb hidrotermás tevékenység e bazaltok hasadékaik mentén nemigen jött létre, csak néhol lehet találni kisebb oldatáramlásra utaló kiválásokat. A Jánosipusztá melletti szelvényben 76 m vastagságú, csak párnabazaltból álló sorozat tárul fel. A zengővárkonyi párnabazaltos és hialoklasztitos teleptelér azonban mészszipapba nyomult, így a tekintélyes vastagságú intrúzió kihülése lassabban történhetett meg az üledékes takaró szigetelő hatása miatt -Goodfellow és Zierenberg (1999) hasonló megállapítást tesz a Kelet Pacifikus Hátság üledékeibe nyomult teleptelérek esetében is- illetve további magmabenyomulás is történhetett, ami növelte a rendszer hőtartalékát. A tengervíz-eredetű kissé lúgos oldatok hosszabb ideig tartó áramlása hatására a hialoklasztit kőzetüvegéből felszabaduló vas azonnal vashidroxidként csapódott ki, mely később goethitté alakult. Tisztán goethites kiválások az intrúzió felső részén a bányászott érces zónában találhatóak, a hialoklasztit és a fedőmészke között, vagyis a hialoklasztit hidrotermás bontásából származó ferrihidrit is hozzájárult a vasérc kialakulásához.

7.4.2.2 Jánosipusztá, Szöge-hegy és Hamvas-völgy közötti terület

A Jánosipusztá közelében lévő völgyben a *Márévári Mészke Formáció* pelágikus karbonátos képződményeitől kezdve a *Magyaregregyi Konglomerátum Formáció* törmelékes üledékes rétegeiig követhetjük a patak menti feltárásokban a vulkano-szediment összlet képződményeit. A zengővárkonyi teleptelérhez hasonlóan a *Márévári Mészke Formáció* karbonátos képződményeibe hatoló teleptelér alsó 2 m-es része hialoklasztitosodott, és a több mint 40 m-es központi rész intruzív párnabazaltokat alkot, mely felett ismét hialoklasztit majd áthalmazott hialoklasztit és konglomerátum található. Az intrúzió felett már nincs karbonátos

üledék, ami azt jelzi hogy a bazalt felső része az üledékes tengeraljzatra is kiérhetett, majd áthalmazódott. Az intrúzió nagy része azonban a blokkos peperitek túlsúlya alapján konszolidáltabb mészkőbe hatolt. Az intruzív párnabazaltok közti mészkőzárványokban statisztikusan eloszló pár μm -es mérettől a 200 μm -ig terjedő méretű palagonitosodott üveggömbök, táblás-szögletes és vezikuláris üvegszilánkok jelenléte valamint a bazalt és a mészkő érintkezésénél képződött blokkos peperit enyhe robbanásokra utal. A feltehetően titon-berriázi korú mészkőzárványokban helyenként előfordulnak rákkoprolitok is, de mennyiségük, és fajsúlyuk messze elmarad a zengővárkonyi és a Hidasi-völgyi előfordulásoktól, egyedül a tengeraljzati hidrotermás hatásra bekövetkező átalakulási folyamat figyelhető meg jól rajtuk. Az intruzív bazaltok közötti mészkőzárványok mentén itt is található szeladonitos-nontronitos kitöltés, de a benyomulás kisebb mérete, a kisebb porozitású mészkővel való kontaktus, a gyorsabb hűlés, amihez hozzájárul hogy az intrúzió egy része közvetlen érintkezett a tengervízzel nem hozott létre számottevő hidrotermás eseményt, ahogy a vulkano-szediment összlet fiatalabb, 76 m vastag párnabazalt lávafolyásai mentén sem jöttek létre a zengővárkonyihoz hasonló hidrotermás képződmények és átalakulási zónák.

7.4.2.3 Hidasi-völgy, Csurgói mellékárok és a volt vadászház környéke

A Csurgói mellékárok pirites hialoklasztitjának vizsgálati eredményei igazi meglepetéseket okoztak, bár hozzá kell tenni hogy az eddig bemutatott vulkano-szediment környezetbe ezek az adatok jól illeszkednek. A hialoklasztitban lévő vulkáni üveg hólyagüreges jellege a bazaltolvadék benyomulása során fellépő gőzfejlődést mutat, ami a magma fragmentációját okozta. A kalcittal kitöltött hólyagüregek jelenléte jelentős mértékű széndioxid mobilizációt mutat. A kalcitban előforduló sajátalakú piritekből kapott $\delta^{34}\text{S}$ értékek -34,01 és -34,47‰ közöttiek. Mivel ezek az értékek jelentős mértékű bakteriális szulfátredukcióra utalnak, ami a zengővárkonyi, Réka-völgyi és Barnakő melletti pirithez hasonlóan üledékes eredetű pirit újrakristályosodását jelenti, a kalcitos-pirites fázisok TOC-tartalmának analízise is megtörtént, ami 0.0294% szerves szenet mutatott ki a mintából. A pirites minták nyomelemei közül a 90-159 ppm közötti *Mo* és a 4-10 ppm közötti *Tl* érdemel figyelmet, mely szintén üledékes eredetű, anoxikus-pirites mészszip át-kristályosodására utal, hasonlóan a zengővárkonyi szelvényben tapasztaltakhoz. A nyomelemek közül a jelentősebb *Mo* és *Tl* dúsulás, a pirites-kalcitos hialoklasztitból kimutatott szervesanyag tartalom és a

kénizotóp összetétel alapján ez a képződmény szintén intruzív hialoklasztit, mely pirites karbonátos üledékekbe hatolva szilárdulhatott meg, ahol a magma gőzfejlődés közben fragmentálódott, a kondenzált fázisokból pedig az eredeti izotópos összetételét nagyjából megőrző szulfid újra kikristályosodott a hólyagüregekben és hasadékokban.

A Hidasi-völgyben felfelé haladva, alig másfél km-re a Csurgói mellékároktól, a fővölgyben talált 7 különböző ichnogenust tartalmazó koprolitos goethites érc jelenléte azt jelzi hogy a Hidasi-völgy környékén a zengővárkonyi vasércesedéshez és azt megelőző üledékes környezethez nagyon hasonló földtani állapotok lehettek jelen. A Csurgói mellékárokokban talált pirites minták alapján még valószínűbb az a modell hogy elszórtan oxigénhiányos-pirites üledékek léteztek a felső-jura és alsó-kréta kor idején. Mivel a *Hidasi-völgyi Márga Formációban* vasércnyomok egyáltalán nem találhatóak, legvalószínűbb az, hogy a koprolitos érc a *Márévári Mésző Formációba* tartozik, és a zengővárkonyi ércel azonos keletkezésű, ahogy a vadászház környékén a földtani térképek alapján a formáció kőzetei elő is fordulnak. Szintén figyelemreméltó hogy jelentősebb bór dúsulást az alsó-kréta vulkano-szediment képződmények közül egyedül a goethites koprolitos ércben jelenik meg, ahogy a zengővárkonyi ércben 50 ppm-ig dúsul, a Hidasi-völgyi ércben már 160 ppm a bór mennyisége.

7.4.2.4 Hidasi-völgy, Pásztor-forrás (Pusztabánya)

Mivel a környéken más magmás képződmény mint az alsó-kréta bazaltos kőzetek nem ismert, a fluidumáramlást nagy valószínűséggel a Hidasi-völgyi Márgába nyomult, vagy annak környékén megszilárdult, kisebb hauterivi korú magmás intrúziók okozhatták. A zárványoldatok tengervíznél alacsonyabb sótartalma (~2,76 NaCl súly%) alapján nem zárható ki a meteorikus víz beszivárgása sem, ez pedig a Mecseki-típusú atollszerkezetek (Császár & Turnšek 1996) előfordulására nézve szolgáltatathat újabb bizonyítékot, ahol a vulkánok tenger feletti szárazföldi zónájából beszivárgó csapadékvíz keveredhetett a tengervízzel.

7.4.3 Tenger alatti párna lávabreccsák és hialoklasztitok

Hidrotermás tevékenységből származó kiválásokat csak nagyon ritkán lehet találni a mecseki igazi párna lávák, láva breccsák és hialoklasztitokban, melynek a lávák gyors kihűlése, kisebb tömege és kisebb permeabilitása lehet a fő oka. A Vár völgy egyik

hialoklasztitjának Ti-augit szemcséjének repedése mentén képződött pirit-film kén stabil izotópos elemzése alapján a $\delta^{34}\text{S}$ értékek -3,94 és -4,31‰ –nek adódtak, ami tulajdonképpen magmás eredetű kéneredetet tükröz (Seal, 2006).

A hialoklasztit feltárástól nem messze a Máré-várhoz felvezető műút elején lévő párna lávabreccsa hasadékaiban található kalcittelérekben lévő pirit $\delta^{34}\text{S}$ értékei azonban már +42,50 és +44,38‰ –nek adódtak. Ezen igen erősen pozitív értékek nagymértékű izotópfractionációt mutatnak, ami bakteriális szulfátredukció során jön létre, szulfátra nézve zárt rendszerben ahol a szulfátutánpótlódás megszűnt. Az erősen pozitív értékek a Rayleigh fractionációs folyamat eredményeként jöhettek létre. Mivel a lávabreccsa nem tartalmaz üledékes zárványt, és a tenger alatt és nem az üledékekben szilárdult meg, az előző bekezdésben alátámasztott, és e feltárástól alig pár száz m-re lévő hialoklasztitból kimutatott magmás eredetű szulfid feloxidálódása során juthatott a breccsarétegek hasadékaiba szulfát, mely korlátozott mennyiségű volt, és mivel kívülről nem érkezett szulfát utánpótlódás, a baktériumok a véges készletű szulfát oxidációja során egyre inkább ^{34}S izotópban gazdagodó szulfidot termeltek. Amennyiben nem magmás eredetű szulfid oxidációjából származtatjuk a szulfátot hanem alsó-kréta tengervízből, úgy a Kréta időszaki tengervíz kénizotóp összetételétől függően ~15-20%-el nagyobb mértékű fractionáció (Paytan et al., 2004) során jutunk csak el a kapott +44‰ körüli értékekig.

8. Összefoglalás

A levéltári dokumentumok és szakirodalmi hivatkozások alapján a Kelet-Mecsek alsó-kréta vulkano-szediment képződményei sok esetben voltak bányászati próbálkozások és valóban működő bányászati tevékenységek színhelyei. Az előbbi esetben mindig pirites indikációk alapján reméltek arany és ezüsttartalomra nézve bányászatilag is érdemes telepet, tényleges bányászati tevékenység azonban csak a pusztakisfalui aaleni mészkő hematitos vasércesedése esetén, illetve a zengővárkonyi goethites vasérc kitermelése során valósult meg. Az előbbi esetben a hematitot mint pigmentanyagot használták fel. A pusztakisfalui vasércbányászok nyomait egészen a neolit korig vissza tudjuk vezetni, ugyanis a neolit telepek anyagában megtalálható vasércdarabok jellegzetes szövete és az átkristályosodott krinoidea maradványok csak erre az ércre jellemzőek. Az arany és ezüst bányászatára nézve, a fellelhető levéltári anyagban valamint Kitaibel Pál leírásaiban is pontos lelőhelyleírásokat

találunk, amiknek nyomai ma is megtalálhatóak a hegységben. Ezen tárok minden esetben pirites indikációkra hajtottak, azonban a pirites fázisok ICP-AES és ICP-MS módszerrel történő elemzése alapján az *Au* és *Ag* tartalom meglehetősen alacsony. A Réka-völgyi „pézn” bánya pirites mintáiban valamint a Barnakői táro pirites mintáiban is csak 3 ppb –ig dúsul az arany, az ezüst pedig csak 0,2 ppm –ig dúsul a Barnakői mintákban, a Réka-völgyi pirites tefritben pedig még ennél is csekélyebb mennyiségben. A dolgozatban vizsgált ércindikációk esetében máshol sem volt jellemző *Au* dúsulás, a legnagyobb mértékben a pusztakisfalui hematitos ércben található, ahol 4 ppb –ig dúsul az arany.

A Kréta időszak elején az európai tábláról leváló „Tisza” mikrokontinens riftmedencéiben jelentékeny vastagságú tengeri üledék halmozódott fel, mely felső egysége konszolidálatlan, víztelített, laza üledék volt (felső-jura – alsó-kréta üledékek). A magmás működés kezdetén a konszolidálatlan tengeri üledékekbe alkálibasalt magma hatolt és a tenger alatti párnabazaltokhoz hasonló, de víztelített üledékekben megszilárduló intruzív párnabazaltokból álló telepteléreket alkotott, hiszen az üledékeknél nagyobb fajsúlya nem tette lehetővé hogy a tengeraljzatra folyjon. Zengővárkonynál a felső-jura – alsó-kréta üledékekbe hatoló alkálibasalt teljes kőzetten mért kora 134.1 ± 8.0 millió évnél adódott, ami figyelembe véve a bazalt megszilárdulását követő hidrotermás folyamatokat, egyúttal a hidrotermás eseménynek a korát is rögzíti.

Az intruzív párnabazaltok és hialoklasztitok esetében ahol a magma/üledék érintkezés során képződött gőz nem tudott eltávozni ott enyhe robbanások következtében az üvegesedett bazalt pár μm -es globuláris, táblás, csepp-alakú, vagy karéjos szilánkjai az üledékekben statisztikusan elszórva megtalálhatóak, ez esetben a nedves üledék/magma arány (R_s) 0,1 és 1,0 közötti érték körül mozoghatott. Ahol a mellékkőzet szilárdabb volt, ott a magmás kontaktuson hidraulikus breccsa képződött, ahol pedig laza, vízdús üledékekbe hatolt a magma és a felhevített pórúsvíz el tudott vándorolni, ott a víztelített üledékek fluidizálódtak és pórúsvíz-kiszökési struktúrák, valamint fluidális breccsa keletkezett. Ilyen fluidális breccsa található a várvölgyi Somos-patak melletti feltárásban és a zengővárkonyi vasérc fedőjében. A zengővárkonyi intruzív párnabazaltok közötti pirites mészsizapból a fluidizáció során csöves szerkezetű pirites-markazitos hidrotermás struktúrák jöttek létre, mely vasszulfidos struktúrák kénizotópösszetétele megőrizte eredeti arányait.

Ércgenetikai szempontból a legérdekesebb az anoxikus üledékbe hatoló intruzív hialoklasztit és intruzív párnabazalt. Az intruzív párnabazaltok közötti térben megrekedő pirites koproilitokból álló mészkőzárványokban és pirites intruzív hialoklasztitokban mindig jelentősen dúsul a *Mo* (Zobákpusztá-Hidasi-völgy: 159 ppm-ig; Zengővárkony: 511 ppm-ig)

és esetenként igen tekintélyes *Re* –tartalom (Zengővárkony: 0,106 ppm-ig) *Ag* (0,38 ppm-ig) és *U* (24,5 ppm-ig) dúsulás is jellemző (Zengővárkony). Ezen dúsulásokat az alsó-kréta karbonátos üledékekben lokálisan felhalmozódó nagyobb mennyiségű szervesanyag (szárazföldi növényi maradványok és főként üledéklakó tízlábú rákok koprolitjai) piritesedése majd hidrotermás hatásra történő újrakristályosodása okozta. Az anoxikus üledékek hidrotermás hatásra létrejövő újrakristályosodását az átalakuló koprolitok szöveti bélyegei, a melléktermékként keletkező bitumen, a pirites koprolitokból álló mészkőzárványok és a csöves szerkezetű hidrotermás vasszulfidos képződmények *Ag*, *Cd*, *Mo*, *Re*, *Se*, *Ta*, *Tl*, *U* és *V* nyomelemeinek nagyon hasonló eloszlásai, a nem átkristályosodott pirites koprolitokból álló mészkőzárványok és a csöves szerkezetű vasszulfidos képződmények azonos kénizotóp összetétele és az átkristályosodott vasszulfidok „atoll”-szerkezete bizonyítja.

A zengővárkonyi vulkano-szediment összlet intruzív párnabazaltjainak permeábilis zónái mentén kivált kalcit elsődleges fluidzárványainak homogenizációi alapján 115 és 145 °C-os maximumok adódtak. A kriozsópos vizsgálatok alapján a zárványokban csapdázódott folyadék sókoncentrációja azonosnak mutatkozott a tengervíz sókoncentrációjával, így a tengervíz alacsony hőmérsékletű hidrotermás cirkulációja az összleten belül igazolást nyert. A vulkano-szediment összlet hasadécai mentén kifejlődött szmektit közberétegzett szeladonit szintén alátámasztja az alacsony hőmérsékletű, kissé oxidatív oldatáramlást, ami a peperites zárványokat keresztülszelő kalcitos-kvarcos erek alapján a peperitesedést és az üledékek fluidizációját követte. A legutolsónak kivált kvarcok fluidzárványai ennek megfelelően már nagyon alacsony hőmérsékletű oldatok jelenlétét mutatták.

A hidasi-völgyi intruzív pirites-kalcitos hialoklasztitban talált szerves szén, a kénizotóp-összetétel, a nyomelemarányok szintén pirites üledékek átkristályosodására utalnak. A bakteriális hatásra képződött piritet tartalmazó toarci anoxikus üledékekbe hatoló Réka-völgyi (Pécsvárad) tefrit telérek magmás kontaktusán a tefritben kifejlődött pirites zóna kénizotóp-összetétele szintén egyezést mutatott a toarci feketepalában található pirit kénizotóp összetételével, ill. attól csak kismértékben tért el, ami szintén az anoxikus üledékekből felszabaduló kénnek a kristályosodó magmába való terjedését igazolta. A szöveti bélyegek alapján az üledékes eredetű kén a tefrit közetüvegével és mafikus elegyrészeivel reakcióba lépve hozott létre piritet. Hasonló folyamat játszódott le a széntelepbe hatoló alkálibazalt telérek és a pirittartalmú szenes üledékek kontaktusán is. Az alsó-kréta alkálibazaltokból azonban a kénizotóp vizsgálatok alapján kimutatható volt magmás eredetű kén is (Magyaregregy, Várvölgy). A várvölgyi párnaláva-breccsa padok közötti kalciterekben található piritnek elemzése ugyanakkor a magmás pirit feloxidálódására és a képződő szulfát

bakteriális redukciója során létrejövő pirit képződésére utalnak, ahol a pirit nagyon magas $\delta^{34}\text{S}$ értékei zárt pórusterben létrejövő Rayleigh frakcionációt jeleznek.

Bebizonyosodott, hogy a hegységben a kréta időszak legelején az intenzív tektonizmus hatására a nagy területet érintő újraülepített mészszipap (autigén breccsás mészkő) rétegek képződése mellett helyenként a szárazföldi eredetű, szenesedett növényi törmelék behordása és felhalmozódása is jellemző volt. A kora-kréta kor elején a karbonátos üledékekben a növényi törmelékek megjelenése kedvezett a benthikus életmódot folytató tízlábú „szellemrákok” elszaporodásához, aminek eredményeképpen bizonyos medencerészekben helyi anoxia és piritésedés alakult ki az üledékekben belül, ahol az *Ag*, *Cd*, *Mo*, *Re*, *U*, *V* dúsulása is jelentősen megnőtt. A *Mo* ezen anoxikus üledékekbe hatoló alsó-kréta bazalttelérek által kiváltott hidrotermás tevékenység hatására az újrakristályosodó szulfidfázisokban tovább dúsult, ami a hegység több pontjáról is kimutatható volt. A pirités rákkoprolitok oxidációja során keletkező ferrihidrit goethitté kristályosodott ami a zengővárkonyi és az eddig még fel nem fedezett Hidasi-völgyi vasérc fő tömegét alkotja. Ehhez még hozzájárult az intruzív hialoklasztit hidrolízisekor felszabaduló ferrihidrit, ami szintén goethitté kristályosodott a karbonátos üledékszárványokban, és kisebb mértékben a hialoklasztit repedései mentén.

A kisebb anoxikus üledékfoltok létrejöttéhez a növényi törmelékeket fogyasztó, többségükben (véltetően) opportunistá benthikus rákok alkotta közösség járult hozzá a legnagyobb mértékben, ami egyúttal a béta-diverzitás növekedéséhez is hozzájárulhatott. A növényi törmelékek és a rákok kapcsolatát jelzi hogy az alsó-kréta formációkból előkerülő koprolitok környékén eddig minden esetben található volt szárazföldi eredetű szenesedett növényi maradvány is. Eddig összesen 13 különböző nyomfosszília fajt lehetett kimutatni a koprolitos üledékekből (*F.dispentochetarius*, *F.hexaochetarius*, *F.octoochetarius*, *F.belandoi*, *P.huaricolcanensis*, *P.triochetarius*, *P.tetraochetarius*, *P.decaochetarius*, *P.osaensis*, *P.azulensis*, *P.groesseri*, *P.salataensis*, *H.siciliana*), melyek közül egyedül a Hidasi-völgyi ércben hét különböző koprolit-faj található, a zengővárkonyi vasércben hat, illetve a vulkano-szediment formáció idősebb és vélhetően mélyebb vízi környezetet reprezentáló zárvényaiban három. A koprolitok különböző fáciesű képződményekbeli megjelenéséből kitűnik hogy a leginkább opportunistá faj minden bizonnyal a *P.decaochetarius* gazdaállata lehetett, ami szinte mindegyik koprolitot tartalmazó képződményből előkerült. A mecseki előfordulásait tekintve a mélyebb vizeket kedvelő fajok koprolitjai a *F.belandoi*, *H.siciliana* és *P.osaensis*. Ezen megfigyeléseket az irodalmi adatok is alátámasztani igyekeznek. Az egy képződményen belüli, ennyire diverz rákfauna azonban a világon egyedülálló, akár a zengővárkonyi akár a

Hidasi-völgyi előfordulást nézve, amihez részben az is hozzájárul hogy a goethites anyag megtartása sokkal jobb mint a karbonátos vagy agyagásványosodott koprolitoké, így a meghatározhatóság is könnyebb.

Az Ófalu melletti Goldgrund-völgy hematitos neptuni teléreit alkotó vasoxidáló baktériumok (*Gallionellaceae*) elszaporodásához vezető körülmények létrejöttében igen nagy valószínűsége van annak hogy hipoxikus üledékekbe hatoló alsó-kréta kori magmás test hozta létre azt a lassú pórusvízáramlást, ami a pirites üledékek lassú, bakteriális oxidációjához vezetett. A *Gallionella* optimális metabolizmusához ugyanis diffúz áramlás szükséges ami a redukív vasat szállítja. Ez főleg alacsony hőmérsékletű hidrotermás feláramlások és források környékén valósul meg, de a laza üledékekbe hatoló teleptelérek felett az üledékeken belül is megindulhat egy lassú konvekció, ami elegendő mennyiségű oldott vasat szállíthat és lehetővé teheti a mikroorganizmusok számára minimálisan szükséges oxigén odaáramlását is. Ezt a modellt támasztja alá hogy a neptuni telérek előfordulásától 1-3 Km-en belül vasoxiddal átítatott és nontronitos erekkel átjárt jura homokkő és erősen goethites alsó-kréta hialoklasztit található. A *Galionella* baktériumok által oxidál Fe^{2+} először ferrihidritként csapódott ki, ami több száz m^2/g aktív felülettel rendelkezik, így a hematitos mészkő magas *Cu* (371 ppm), *Mn* (8620 ppm), *Pb* (75,4 ppm), *W* (7,34 ppm) koncentrációja is a ferrihidrit adszorpciós tevékenységére vezethető vissza. A metastabil ferrihidrit idővel goethitté ill. μm alatti szemcsékből álló hematittá kristályosodott, azonban a baktérium sejtjéből kiinduló jellegzetes morfológiájú és hematitosodott csavart nyúlvány így is könnyen felismerhető.

A vizsgált képződményekben azonban más bakteriális eredetű struktúrák is találhatóak, ezek az intruzív hialoklasztit üveges alapanyagának repedései mentén kifejlődött 1-2 μm -es vastagságú elágazó goethites csatornák, melyek a legnagyobb valószínűség szerint a bazaltüveg mikrobiális bontása következtében keletkeztek. Az üveget bontó mikroorganizmusok nyomai minden esetben a hialoklasztit permeábilisabb zónái mentén jellemzőek mely arra utal hogy a tengervíz lassú diffúziója szükséges volt a metabolizmusuk fenntartásához. Az üveges alapanyag repedései mentén olykor nagymennyiségű goethites mikrostruktúra hálózata található, mely alapján a mikróbáknak a bazalt hidrolízisében és a vas felszabadításában is jelentős szerepük volt.

Azonban olyan struktúrák is gyakoriak a tanulmányozott képződményekben melyek tisztán abiogén úton képződtek, de hasonlítanak mikrobiális képződményekre. Ezek periodikus kémiai kiválások: DLA-szerkezetek és „Liesegang” –típusú kicsapódások melyek a vasszulfidok oxidációja során és a bazaltüveg hidrotermás átalakulása következtében képződtek. Ilyen struktúrák képződtek a zengővárkonyi intruzív hialoklasztit hidrotermás

átalakulásakor valamint a pirites formációk oxidációjakor a pusztakisfalui hematitos ércesedésben.

Az kora-kréta magmás tevékenység előrehaladtával a tengeri üledékeket már áttörő bazalt hegyek is képződtek, melyek a tenger felszíne felé emelkedtek. Erre nézve a vulkáni lejtők mentén felhalmozódó konglomerátumon és a telepes korall maradványokon túl további bizonyítékot szolgáltat a szenesedett szárazföldi nyitvatermő törmelékek nagyobb száma valamint a Hidasi-völgyi márga kalcitos kitöltéseinek a tengervízénél alacsonyabb sótartalma, ami meteorikus víznek a megjelenését is jelentheti a repedéshálózatban. Azonban a magmás működés nem mindenütt szolgáltatott annyi anyagot hogy a vastag üledéktakarót áttörje a magma és lávát képezzen, ahogy Zengővárkonynál is a konszolidálatlan üledékekbe hatolva szilárdult meg teleptelérként a magma, és képzett intruzív párnabazaltot és hialoklasztitot. Az intruzív párnabazaltok közötti gyakran pirites üledékek peperitesedése, fluidizációja, a magmás test legfelső hialoklasztit rétege feletti fluidális breccsa, valamint bazaltot tartalmazó klasztikus anyag teljes hiánya is arra utal hogy a magmás test fő tömege az üledékes takaró alatt szilárdult meg, aminek következménye a lassabb kihülés és ennek eredményeként tovább tartó és intenzívebb hidrotermás folyamatok megjelenése. Az üledéktakaró szigetelő hatásától mentes, kisebb tömegű és üledékzárványoktól szintén mentes valódi tenger alatti párnalávák esetében, amilyen Jánosipuszta mellett is található csaknem 100 m-es vastagságban, ilyen hidrotermás eseményeknek nincs nyoma.

A kora-kréta kori riftmedence mecseki területre eső részének modelljét a melléklet 6. ábrája szemlélteti.

9. Összefoglaló

A kora-krétában meginduló magmás tevékenység első kitörési periódusának alkálilbazaltja a bazaltnak a vízdús üledékeknél nagyobb fajsúlya miatt nem a tengeraljzatra folyt ki párnalávát képezve, hanem felső-jura - alsó-kréta kori konszolidálatlan tengeri üledékekbe hatolt, ahol intruzív párnabazaltot és hialoklasztitot képzett. Ezt támasztja alá a zengővárkonyi, mintegy 180 m vastagságú, középső zónájában intruzív párnabazaltból és ezt körülvevő hialoklasztitból álló teleptelér 134.1 ± 8.0 millió éves K/Ar kora, ami egyezik a korábbi mérések legidősebb alkálilbazaltjának korával (Márévári-völgy, plagioklász bazalt: $134,6 \pm 5,1$ millió év) (Harangi&Árváné Sós, 1993). A magma/üledék kontaktusokon a magma viszkozitásától és az üledékek szilárdságától, víztartalmától függően blokkos vagy fluidális peperit, hidraulikus és fluidális breccsa és pórusvízkiszökésekhez kapcsolódó vasszulfidos hidrotermás struktúrák képződtek, melyekben a *Mo* és *Re* dúsulása jelentős értékeket ért el, mely kőzetalkotó mennyiségű üledéklakó rákok koprolitjait, és növényi anyagot tartalmazó anoxikus üledékek hidrotermás újrakristályosodásának az eredménye. A Hidasi-völgy pirites indikációjának magas *Mo*-tartalma és kénizotóp összetétele szintén hasonló folyamatokra utal. A mecseki alsó-kréta formációk a világon is egyedülállóan gazdag rákkoprolit együttest tartalmaznak, mintegy 13 nyomfosszília fajjal, ahol a rákkoprolitok minden esetben szárazföldi növények törmelékével együtt fordulnak elő. A peperitesedést és az üledékek fluidizációját Zengővárkonynál a tengervíz alacsony hőmérsékletű hidrotermás cirkulációja és a bazalt hidrolízise követte, melynek következtében vas szabadult fel, illetve a szulfidos üledékek és üledékes zárványok is goethitesedtek. A bazalt teljes kőzeten mért kora egyúttal a hidrotermás eseménynek a korát is rögzíti. Hasonló folyamatok során jött létre a Hidasi-völgyben talált koprolitos eredetű vasérc is. A koprolitos vasércnek magas bórtartalma ennek a vasérc típusnak igen jó markere. A kontakt folyamatok során a magmás képződményekben létrejövő piritesedés a befogadó üledékes összletből származó kénfelvétel következménye. A Magyaregregyi Vár völgy párnaláva-breccsájából és a hialoklasztitból azonban kimutatható volt magmás eredetű kén is. A hialoklasztit repedései mentén lassan cirkuláló tengervíz hatására a bazalttüveg mikrobiális bontása és oxidációja is jellemző volt, mely folyamat során szintén goethit képződött. A Mecsekalja tektonikus zóna mentén fekvő pusztakisfalui, eredetileg vasszulfidos mészkövet átjárt hidrotermás oldatok hatására történő hematitosodás, valamint az ófalui Goldgrund völgy vasoxidáló baktériumokat tartalmazó neptuni teléreinek képződése szintén összefüggésbe hozhatóak a kora-kréta vulkanizmussal.

10. Summary

The first Lower Cretaceous alkali mafic magmas did not flow onto the seafloor, due to the higher density of the basaltic magma compared to that of the wet sediment; instead the magma penetrated into the soft, unconsolidated sediments and formed intrusive pillow basalt beds and hyaloclastites. This evidence is supported by the 134.1 ± 8.0 Ma K/Ar age of the 180 m thick intrusive pillow basalt at Zengővárkony, which contains peperitic and hydrothermally recrystallized interpillow sediments. The oldest K/Ar age from Mesozoic alkali basalts in the Mecsek Mts. also show $134,6 \pm 5,1$ Ma (Harangi & Árváné Sós, 1993). At the magma/sediment contacts blocky or fluidal peperite, hydraulic breccias and fluidal breccias developed, depending on the viscosity of the magma and the consistence and water contents of the sediments. At several places in the Eastern-Mecsek Mts. Upper-Jurassic and Lower Cretaceous limestones often contains plant debris and decapoda crustacean coprolites up to 13 ichnospecies. This abundance of the rock forming decapoda crustacean coprolites is unique in the world. Due to the high organic content, bacterial sulfate reduction had been occurred with pyritization in the anoxic sediment areas. After the first alkali basaltic eruptions, the unconsolidated pyritic sediments hydrothermally recrystallized between intrusive pillow basalt pods (Zengővárkony) and hyaloclastites (Zobákpusztá, Hidasi-völgy). After sediment fluidization, low temperature hydrothermal circulation of seawater resulted in hydrolization of the basalt, which in turn resulted in ferrihydrite precipitation, with the help of bacterial oxidation. Subsequently, the iron-sulphidic, coprolite bearing interpillow sediments oxidized into goethite. Coprolitic iron ore always has high boron concentration which is a good geochemical marker for this type of iron-ore. General feature of the Lower Cretaceous alkali mafic rocks is that pyritization in the magmatic rocks occurred with sedimentary sulfur contribution. Magmatic sulfur was detected in only two cases: in calcite veins between pillow breccia pods, and in the cracks of Ti-augite in hyaloclastite. The formerly pyritic aalenian limestone at Pusztakisfalu subsequently oxidized into hematite. This formation is situated near the Mecsek-alja-tectonic belt which was a good fluid conduit. Thus, it is possible that the Lower Cretaceous magmatic intrusions were distributed into the neighborhood via fluid conduits of this tectonic zone. NE-SW –striking neptunian dykes containing rock forming hematitic microfossils of *Gallionella* in the metamorphic rocks of Ófalu, Goldgrund-valley, also had a connection with the tectonic remobilization of the Mecsek-alja-tectonic zone and are probably related to the Early Cretaceous tectonic and magmatic activity.

Köszönetnyilvánítás:

Hálás vagyok azért hogy avval foglalkozhatom amit szeretek. Ezt sokoldalú és mindig mindenben támogató szüleimnek köszönhetem és azoknak az embereknek akik utam során éppen mellettem voltak. Mindenből és mindenkitől tanulunk, ezért hálás vagyok nemcsak az ösztönzőerőért és támogatásokért, hanem a kudarcokért, kritikákért, vitákért, melyekből mind igyekeztem építkezni. Legtöbbször mégis attól kaptam akinek -hitem szerint- mindaz amit vizsgálunk, a teremtett világ köszönhető.

A kutatás során sokszor kerülnek elő „prekonceptiók” melyek némelykor hajlamosítanak bennünket arra hogy azt keressük amit látni akarunk és nem azt ami „van”...örülök hogy volt rá alkalmam többször is szembesülni avval hogy saját magamat kell felülbírálnom. Úgy vélem annak aki valami iránt elkötelezett enélkül a felismerés nélkül nem szabad tovább mennie, köszönöm ezt a felismerést, és igyekszem mindig emlékeztetni magam erre.

Első szakmai irányításomat Farkas Tamásnak, volt osztályfőnökömnek köszönhetem, aki meglátta érdeklődésemet és segített kezdeti utam megtalálásához. Még középiskolásként ismertem meg a Magyar Geológiai Szolgálat Területi Hivatalának munkatársait akikkel sokat beszélgethettem szakmáról és hivatásról. Ugyanitt ismerhettem meg Kassai Miklóst akire atyai jóbarátként fogok mindig emlékezni. Az egyetemi évek alatt rengeteg új tapasztalás ért. Köszönöm a tanáraimnak az elhivatottságukat, hogy volt kitől és hogy volt mit tanulni.

Molnár Ferenc témavezetőmet másodévesként ismertem meg és azóta sem választhattam volna érdeklődési körömnek jobban megfelelő vezetőt, akit mind széleskörű szakmai tapasztalata, gondolkodásmódja, mind emberi szándékai miatt tisztellek és nagyon nagyra tartok.

Szakáll Sándornak szakmailag és emberileg is sokat köszönhetek, aki miskolci éveim során lehetővé tette hogy kutatásaimat részben a Miskolci Egyetemen végezzem. Köszönöm Földessy János segítségét is aki mindig kíváncsi volt mivel foglalkozom és több esetben segített az ICP-AES és ICP-MS elemzések megvalósításában.

Konrád Gyulának a Pécsi Tudományegyetemen való megjelenésemet köszönhetem, akire mind szakmailag mind emberileg felnézek és nagyra tartok. A Pécsi Tudományegyetemen Kovács János, Kollár László, Kilár Ferenc, Geresdi István, Budai Tamás támogatásáért szintén nagyon hálás vagyok.

Köszönöm Szakmágy Györgynek és Józsa Sándornak szakmai és baráti támogatását, a Szentágothai János Kutatóintézet mikrobiológusainak: Fekete Csabának és Urbán Péternek a

diskussziókat és a közös munkát, valamint a teljesség igénye nélkül az alábbi munkatársaknak, kutatóknak, tanárainknak szintén külön hálával tartozom, az éppen aktuális szakmai kérdések, vizsgálatok megvitatásában vagy elkészítésében nyújtott segítségükért: Hámorné-Vidó Mária, Kristály Ferenc, Peter Kodera, Benkó Zsolt, Császár Géza, Sajó István, Kenneth Wohletz, Nicola McLoughlin, Fehér Béla, Zajzon Norbert, Menyhárt Adrienn, Pekker Péter, Dabi Gergely, Fintor Krisztián, Bajnóczi Bettina, Komai Tomoyuki, Fekete Csaba, Urbán Péter, Lukoczky Georgina, Viczián István, Honfi Krisztina.

Idézett szakirodalom:

- Achterberg, E.P., Van den Berg, C.M.G., Colombo, C., 2003. High resolution monitoring of dissolved Cu and Co in coastal surface waters of the western North Sea. *Contin. Shelf Res.* 23, 611–623.
- Algeo, T.J., Maynard, J.B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.* 206, 289–318.
- Alt, J.C., Lonsdale, P., Haymon, R., Muehlenbachs, K., 1987. Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 218N, East Pacific Rise. *Geol Soc Am Bull* 98: 157–168
- Alt, J.C. 1988., Hydrothermal oxide and nontronite deposits on seamounts in the Eastern Pacific. *Mar. Geol.* 81:227–239.
- Anderson, C. R., and Pedersen, K., 2003. In situ growth of *Gallionella* biofilms and partitioning of lanthanids and actinides between biological material and ferric oxyhydroxides. *Geobiology*, 1, 169–178.
- Antal, T., Droz, M., Magnin, J., and Rácz Z., 1999. Formation of Liesegang Patterns: A Spinodal Decomposition Scenario *Phys. Rev. Lett.* 83, 2880-2883.
- Árkai, P., Balogh, K., Demény, A., Fórizs, I., Nagy, G., Máthé, Z., 2000. Composition, diagenetic and post –diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, Southern Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 43/4, 351-378.
- Árváné, S.L & Ravaszné, B.L., 1992. A Mecsek és Villányi hegység között feltárt kréta telérközetek K-Ar kora. *MÁFI évi jel.* 1990-évről, 229-240.
- Atkinson, R.J.A., Taylor, A.C., 2005. Aspects of the physiology, biology and ecology of thalassinidean shrimps in relation of their burrow environment. *Annual Review of Oceanography and Marine Biology* 43, 173–210.
- Babits, A. 1955. A vasérc kutatás története a Mecsek hegységben. A Pécsi Akadémiai Napok előadása. 1955. szeptember 30. – október 1. Pécs: Dunántúli Tudományos Intézet, 1955. 39 p. (Dunántúli tudományos gyűjtemény, 3.)
- Bach, W. & Edwards, K.J. 2003. Iron and sulfide oxidation within the basaltic ocean crust: Implications for chemolithoautotrophic microbial biomass production. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, No. 20, pp. 3871–3887
- Balla, Z., 1987. A Mecsek óramutatójárásal ellentétes elfordulása a krétában: paleomágneses adatok értelmezése a földtani ismeretek fényében. (Analysis of the anti-clockwise rotation of the Mecsek Mountains –Southwest Hungary- in the Cretaceous: interpretation of paleomagnetic data in the light of the geology. *általános Földtani szemle* 22, 55-98.

- Balogh, K., 1985. K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary. Experimental technique, experience and methods of chronological studies. ATOMKI Report D/1, Debrecen, pp. 277-278.
- Banerjee, N.R. and Muehlenbachs, K., 2003. Tuff Life: bioalteration in volcanoclastic rocks from the Ontong Java Plateau. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, doi:10.1029/2002GC000470.
- Banerjee, N. R., Furnes, H., Muehlenbachs, K., Staudigel, H., de Wit, M., 2006. Preservation of 3.4–3.5 Ga microbial biomarkers in párna lavas and hyaloclastites from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 241(3-4),707–722.
- Banerjee, N.R., Simonetti, A., Furnes, H., Muehlenbachs, K., Staudigel, H., Heaman, L., Van Kranendonk, M.J., 2007. Direct dating of Archean microbial ichnofossils. *Geology* 35 (6), 487–490.
- Banfield, J.F., Welch, S.A, Zhang, H, Thomsen-Ebert T., Penn, R.L, 2000. Aggregation-based crystal growth and microstructure development in natural iron oxyhydroxide biomineralization products. *Science* 289:751-754.
- Baranya Megyei levéltár. IV.8.c C 22 A pécsváradi erdő- és legelőelkülönözési iratai/D: „*Processus Urbarialis Domini Pétsvárad Sylvarum et Pascui Regulativus de Anno 1799*”, Térképek No. 2: Eisenhut György térképe a pécsváradi erdőről (1798).
- Baranya Megyei Honismereti Emléklapok., 1985. Az egykori vasbánya Pusztakisfalun és Zengővárkonyban A Fülep Lajos művelődési ház honismereti szakkörének tagjai. (vezető: Unti Lajosné). Dél-Dunántúli Regionális Könyvtár. Helytörténeti gyűjtemény, Pécs.
- Bárdossy, Gy., Pantó, Gy., Várhegyi, Gy., 1976. Rare metals of Hungarian bauxites and conditions of their utilization. *Travaux ICSOBA* 13, 221-231.
- Bedarida, F., Pedemonte, G.M., 1971. Hematite to goethite surface weathering. *Amer. Mineral.* 56, 1469-1471.
- Bedarida, F., Flamini, F., Grubessi, O., Pedeminte, G.M., 1973. Hematite to Goethite Surface Weathering Scanning Electron Microscopy. *American Mineralogist* 58, 794-795.
- Benjamin, M.M. and Leckie, J.O., 1981. Multiple-site adsorption of Cd, Cu, Zn and Pb on amorphous iron oxyhydroxide. *J. Colloid Interface Sci.*, 79 (1981), pp. 209–221.
- Benkőné, C.L., 1957. A Mecsek hegységi kisújbányái kréta rétegsor. kézirat. ELGI-adattár Budapest.
- Berner, R.A., 1969. The synthesys of framboidal pyrite. *Economic Geology*. 64, 383-384.
- Beudant, F.S. ,1822. Voyage minéralogique en Hongrie. Pendant l’année 1818-Paris.
- Befus, K.S., Hanson, R.E., Miggins, D.P., Breyer, J.A., Busbey, A.B., 2009. Nonexplosive and explosive magma/wet-sediment interaction during emplacement of Eocene intrusions into Cretaceous to Eocene strata, Trans-Pecos igneous province, West Texas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 181, 155–172.
- Benjamin, S.B., Haymon, R.M., 2006. Hydrothermal mineral deposits and fossil biota from a young (0.1 Ma) abyssal hill on the flank of the fast spreading East Pacific Rise: evidence for pulsed hydrothermal flow and tectonic tapping of axial heat and fluids. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, 1–26.
- Benkő-Czabalay, L., 1961. Gastéropodes Crétacés de la Hongrie: Hungary, *Földtani Intézet Évkönyve* v. 49., no. 3, 739-743 p.
- Bennet, P., Siegel, D.I., 1987. Increased solubility of quartz in water due to complexing by organic compounds. *Nature* 326, 684 – 686.
- Bennett, P.C., 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1781–1797.

- Benzerara, K., Menguy, N., Banerjee, N.R., Tyliczszak, T., Brown, G.E., Guyot, F., 2007. Alteration of submarine basaltic glass from the Ontong Java Plateau: A STXM and TEM study. *Earth and Planetary Science Letters* 260 (1–2), 187–200.
- Berger, G., Schott, J., Loubet, M., 1987. Fundamental processes controlling the first stage of alteration of a basaltic glass by seawater: an experimental study between 200° and 320°C. *Earth and Planetary Science Letters* 84, 431–445.
- Berger, G., Claparois, C., Guy, C., Daux, V., 1994. Dissolution rate of a basalt glass in silica-rich solutions: implications for long-term alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 4875–4886.
- Bernardino, A.F., Smith, C.R., Baco, A., Altamira, I., Sumida, P.Y.G., 2010. Macrofaunal succession in sediments around kelp and wood falls in the deep NE Pacific and community overlap with other reducing habitats. *Deep Sea Research I* 57, 708–723.
- Bércziné, M.A., Császár, G., Nusszer, A., 1997. A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozoos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlata. *Földtani Közlöny* 126/2-3, 185-207.
- Bianciardi, G., Rizzo, V., Cantasano, N., 2014. Opportunity Rover's image analysis: Microbialites on Mars? *Int'l J. of Aeronautical & Space Sci* 15(4), 419–433.
- Bilik, I., 1966. A Mecsek-hegységi alsókréta vulkanitok nevezéktani kérdései. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről*, 59-74.
- Bilik, I., 1974. Unterkretazeische Vulkanite des Mecsek Gebirges. *Acta Geol. Hung.* 18, (3-4), 315-325.
- Bilik, I., Hámor, G., Hetényi, R., Nagy, I., 1978. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Kisbattyán. MÁFI kiadványa, 82 p.
- Bilik, I., 1980. Lower Cretaceous submarine (rift) volcanism in South Transdanubia (South Hungary). –In: Bisztricsány, E. & Szeidovitz, Gy. (eds): *Proceedings of the 17th Assembly of the European Seismological Congress*, 563-576, Akadémiai kiadó, Budapest
- Blau, J., Moreno, M., Senff, M., 1995. *Palaxius caucaensis* n. sp., a crustacean microprolite from the basal Nogales Formation (Campanian to Maastrichtian) of Colombia. *Micropaleontology* 41, 85–88.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Bogdanov, Y.A., A. P. Lisitzin, R. A. Binns, A. I. Gorshkov, E. G. Gurvich, V. A. Dritz, G. A. Dubinina, O. Y. Bogdanova, A. V. Sivkov, and V. M. Kuptsov., 1997. Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin Seamount, Woodlark Basin, Papua New Guinea. *Mar. Geol.* 142:99–117.
- Bostick, B.C., Fendorf, S., Helz, G.R. (2003). Differential adsorption of molybdate and terathiomolybdate on pyrite (FeS₂). *Environ. Sci. Technol.* 37, 285–291.
- Boström, K., Arvanitides, N., 1984. The amount of exhalative-sedimentary deposits rich in Fe, Mn, P and Ba at Santorini. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 30, 211-224.
- Boulter, C.A., 1993. Comparison of Rio Tinto, Spain, and Guaymas Basin, Gulf of California: An explanation of a supergiant massive sulfide deposit in an ancient sill-sediment complex. *Geology*, v. 21, p. 801-804.
- Boyce, A.J., Coleman, M.L., Russell, M.J., 1983. Formation of fossil hydrothermal chimneys and mounds from Silvermines, Ireland. *Nature* 306, 545–550.
- Boyd, T.D., Scott, S.D., 2001. Microbial and hydrothermal aspects of ferric oxyhydroxides and ferrosic hydroxides: the example of Franklin Seamount, Western Woodlark Basin, Papua New Guinea. *Geochemical Transactions* 2, 45.

- Boyle, E.A., Sclater, F.R., Edmond, J.M., 1976. Marine geochemistry of cadmium. *Nature* 263, 42–44.
- Boyle, E.A., 1981. Cadmium, zinc, copper and barium in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 11–35.
- Boyle, E.A., 1988. Cadmium: chemical tracer of deep water paleoceanography. *Paleoceanography* 3, 471–489.
- Brasier, M.D., Green, O.R., Jephcoat, A.P., Kleppe, A.K., Van Kranendonk, M.J., Lindsay, J.F., Steele, A., Grassineau, N.V., 2002. Questioning the evidence for Earth's oldest fossils, *Nature* 416, 76–81.
- Brasier, M.D., McLoughlin, N., Green, O.R., Wacey, D., 2006. A fresh look at the fossil evidence for early Archaean cellular life. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 361, 887–902.
- Breit, G.N., Wanty, R.B., 1991. Vanadium accumulation in carbonaceous rocks: a review of geochemical controls during deposition and diagenesis. *Chem. Geol.* 91, 83–97.
- Brocks, J.J., Grice, K., 2011. Biomarkers (Molecular Fossils): Encyclopaedia of Geobiology. Reiter, J., Thiel, V., (Ed.). Springer, 147–167.
- Brönnimann, P., 1972. Remarks on the classification of fossil Anomuran coprolites. *Paläont. Z.* 46, 99–103.
- Bruland, K.W., 1980. Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel, and copper in the north Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 176–198.
- Bruland, K.W., 1983. Trace elements in sea-water. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*, vol. 8. Academic Press, London, UK, pp. 157–220.
- Brumsack, H.-J., 1980. Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41). *Chem. Geol.* 31, 1–25.
- Brumsack, H.-J., Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace metal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. *Mar. Chem.* 14, 89–106.
- Brumsack, H.-J., 1986. The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geol. Rundsch.* 78, 851–882.
- Buchs, D.M., Guex, J., Stucki, J., Baumgartner, P.O., 2009. Paleocene *Thalassinidea* colonization in deep-sea environment and the coprolite *Palaxius osaensis* n. ichnosp. in Southern Costa Rica. *Revue de micropaléontologie* *Revue de micropaléontologie* 52, 123–129.
- Buchanan, D.J. & Dullforce, T.A., 1973. Mechanism for vapor explosions. *Nature* 245, 32–34.
- Buchanan, D.J., 1974. A model for fuel-coolant interactions. *J. Phys. D Appl. Phys.* 7, 1441–1457.
- Bujtor, L., 1993. Valanginian ammonite fauna from the Kisújbánya Basin (Mecsek Mts., South Hungary) and its palaeobiogeographical significance. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 188/1, 103–131.
- Bujtor, L., 2006. Early Valanginian brachiopods from the Mecsek Mts. (Southern Hungary) and their palaeobiogeographical significance. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 241, 111–152.
- Bujtor, L., 2007. A unique Valanginian paleoenvironment at an iron ore deposit near Zengővárkony (Mecsek Mts, South Hungary), and a possible genetic model. *Central European Geology*, Vol. 50/1, 183–198.
- Bujtor, L., 2011. The Early Valanginian ammonite, brachiopod and crustacean fauna of the Mecsek Mts. and its relationships with the embryonic shallow water hydrothermal vent at Zengővárkony (Mecsek Mts., South Hungary). *Cretaceous Research* 32, 565–574.

- Busby-Spera, C.J., & White, J.D.L., 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology* 49, 765–775.
- Byers, C.W., 1977. Biofacies patterns in euxinic basins. A general model. In: Cook, H.E., Enos, P.E. (Eds.), *Deep Water Carbonate Environments* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications 25, 5–17.
- Calvert, S.E., Piper, D.Z., 1984. Geochemistry of ferromanganese nodules: multiple diagenetic metal sources in the deep sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1913–1928.
- Calvert, S.E., Mukherjee, S., Morris, R.J., 1985. Trace metals in fulvic and humic acids from modern organic-rich sediments. *Oceanol. Acta* 8, 167–173.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.* 113, 67–88.
- Canfield, D.E., Habicht, K.S., Thamdrup, B., 2000. The archaean sulfur cycle and the early history of atmospheric oxygen. *Science* 288, 658–661.
- Carlisle, D., 1963. Párna breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *J. Geol.*, 71: 48-71.
- Cartwright, J.H.E., Garcia-Ruiz, J.M., Novella, M.L., Otálora, F., 2002. Formation of Chemical Gardens. *Journal of Colloid and Interface Science* 256, 351–359.
- Cayré, P., Richer de Forges, B., 2002. Faune mystérieuse des océans profonds. *La Recherche* 355, 59–62.
- Chaillou, G., Anschutz, P., Lavaux, G., Schäfer, J., Blanc, G., 2002. The distribution of Mo, U, and Cd in relation to major redox species in muddy sediments of the Bay of Biscay. *Mar. Chem.* 80, 41–59.
- Cockell, C.S., 2011. Biological volcanic rock weathering.: *Encyclopaedia of Geobiology*. Reiter, J., Thiel, V., (Ed.). Springer, 143-147.
- Collier, R.W., 1985. Molybdenum in the northeast Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.* 30, 1351–1354.
- Colodner, D., Sachs, J., Ravizza, G., Turekian, K., Edmont, J., Boyle, E., 1993. The geochemical cycle of rhenium: a reconnaissance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 205–221.
- Colodner, D., Edmont, J., Boyle, E., 1995. Rhenium in the Black Sea: comparison with molybdenum and uranium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 131, 1–15.
- Cornell, R.M. and Schwertmann, U., 2003. *The Iron Oxides*. 2nd edn. Weinheim: Wiley-VCH, 664 pp.
- Cronan, D.S., Varnavas, S.P., Hodkinson, R., 2000. Hydrothermal mineralizing processes and associated sedimentation in the Santorini hydrothermal embayments. *Marine Georesources and Geotechnology*, 18, 77-118.
- Crovisier, J.L., Honnorez, J., Fritz, B., Petit, J.C., 1992. Dissolution of subglacial volcanic glasses from Iceland: laboratory study and modelling. *Applied Geochemistry* 1, 55–81.
- Császár, G. & Turnšek, D., 1996. Vestiges of atoll-like formations in the Lower Cretaceous of the Mecsek Mountains, Hungary. *Cretaceous Research* 17, 419-442.
- Császár, G. (szerk.), 1997. Magyarország Litosztratigráfiai Alapegységei. p. 114. A kiadvány a Magyar Rétegtani Bizottság albizottságának terméke. Budapest. PR Press Kft.
- Császár, G., 2002. Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the western Carpathians and the Apuseni Mountains Budapest: Geological Institute of Hungary, 206 p. (Geologica Hungarica Series geologica; 25.)
- Császár, G., 2003. A Mórággyi-rög és környezete betemetődési viszonyai az alpi földtani ciklus folyamán. *MÁFI évi jel.* 403-406.

- Császár, G., 2005. Magyarország és környezetének regionális földtana. I. Paleozoikum-paleogén. Egyetemi tankönyv. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 328 p.
- Császár, G., Szinger, B., Piros, O. 2013. From continental platform towards rifting of the Tisza Unit in the Late Triassic to Early Cretaceous. *Geologica Carpathica* 64, 4, 279—290.
- Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., Sage, D., 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic, and sulfidic conditions of deposition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 145, 65–78.
- Crusius, J. & Thomson, J., 2003. Mobility of authigenic rhenium, silver, and selenium during postdepositional oxidation in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, No. 2, pp. 265–273.
- Csontos, L., Vörös, A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 210, 1–56.
- Dabi, G., Siklósy, Z., Schubert, F., Bajnóczi, B., M. Tóth, T., 2011. The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behaviour of a crystalline rock mass: reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsek-alja Zone, South Hungary. *Geofluids* 11, 309–327.
- Dabi, G., Bajnóczi, B., Schubert, F., M. Tóth, T., 2013. The origin and role of a calcite-filled microcrack generation in a metamorphic crystalline complex: The characterization of a fossilised seismic permeability system. *Tectonophysics* Vol. 608, 792-803.
- Dadd, K.A. and Wagoner N.A. Van., 2002. Magma composition and viscosity as controls on peperite texture: an example from Passamaquoddy Bay, southeastern Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 63-80.
- Dando, P.R., Huges, J.A., Thiermann, F., 1995. Preliminary observations on biological communities at shallow hydrothermal vents in the Aegean Sea. In: Parson, L.M., Walker, C.L., Dixon, D.R. (Eds.), *Hydrothermal Vents and Processes* Geological Society Special Publication 87, 303–317.
- Danise, S., Cavalazzi, B., Dominici, S. Westall, F. Monechi, S. Guioli, S., 2012. Evidence of microbial activity from a shallow water whale fall (Voghera, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 317–318, 13–26.
- Daux, V., Guy, C., Advocat, T., Crovisier, J.L., Stille, P., 1997. Kinetic aspects of basaltic glass dissolution at 90 °C: role of aqueous silicon and aluminium. *Chemical Geology* 142, 109–126.
- Davies, G.F., 2001. *Dynamic Earth. Plates, Plumes and Mantle convection.* Cambridge.
- Delaney, P.T., 1982. Rapid intrusion of magma into wet rock: groundwater flow due to pore pressure increases. *J. Geophys. Res.* 87, 7739-7756.
- Demény, A. & Harangi, Sz., 1996. Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. *Lithos.* 37, 335-349.
- Dobosi, G., 1985. A mecseki alkáli bazaltok piroxen fenokristályainak geochemiai vizsgálata. *Földtani Közlöny* 115, 79—90.
- Dobosi, G., 1987. Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 156, 281—301.
- Dombay, J., 1939. A zengővárkonyi őskori telep és temető. *Archeologia Hungarica* XXIII., Szerk.: gróf Zichy, I., Fettich, N., László, Gy.
- Dong, H. & Yu, B., 2007. Geomicrobiological processes in extreme environments: A review. *Episodes* Vol. 30 No. 3, 202-216.
- Duggins, D.O., Simenstad, C.A., Estes, J.A., 1989. Magnification of secondary production by Kelp detritus in coastal marine ecosystems. *Science* 245, 170–172.

- Dulai, A., Suba, Zs., Szarka, A. (1992). Toarci (alsó jura) szervesanyagdús fekete pala a mecseki Réka-völgyben. *Földtani közlöny*, 122/1, 67-87.
- Dullforce, T.A., Buchanan, D.J., Peckover, R.S., 1976. Selftriggering of small-scale fuel-coolant interactions, I. Experiments. *J. Appl. Phys.* 9, 295-1302.
- Dworschak, P.C., 2005. Global diversity in the Thalassinidea (Decapoda): an update (1998-2004) *Nauplius* 13, 57-63.
- Dworschak, P.C., Cunha, M.R., 2007. A new subfamily, Vulcanocalliacinae n.subfam., for *Vulcanocalliax arutyunovi* n.gen., n.sp. from a mud volcano in the Gulf of Cádiz (Crustacea, Decapoda, Callianassidae). *Zootaxa* 1460, 35–46.
- Dworschak, P.C., Felder, D.L., Tudge, C.C., 2012. Infraorders Axiidea de Saint Laurent, 1979 and Gebiidea de Saint Laurent, 1979 (Formerly known collectively as Thalassinidea). *Treatise on Zoology — Anatomy, Taxonomy, Biology: The Crustacea*, chapter 69, pp. 3–123.
- Edwards, B.D., 1985. Bioturbation in a dysaerobic bathyal basin: California borderland. In: Curran, H.A. (Ed.), *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments* Society of Economic Geologists and Mineralogists Special Publications 35, 309–331.
- Edwards K. J., Rogers D., Bach W., and McCollom T. M., 2002. A role for psychrophilic, rock-altering, chemolithoautotrophic Fe oxidizing bacteria in ocean crust weathering. *Eos* 83(47), B22E-07.
- Edwards, K.J., McCollom, T.M., Konishi, H. and Buseck, P.R., 2003a. Seafloor bio-alteration of sulfide minerals: Results from in-situ incubation studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 67, No. 15, pp. 2843-2856.
- Edwards, K.J., Rogers, D.R., Wirsén, C.O., McCollom, T.M., 2003b. Isolation and characterization of novel psychrophilic, neutrophilic, Fe-oxidising, chemolithoautotrophic α - and γ - Proteobacteria from the Deep Sea. *Appl Environ Microbiol* 69, 2906-2913.
- Edwards, K.J., Bach, W., McCollom, T.M., Rogers, D.R., 2004. Neutrophilic iron-oxidizing bacteria in the ocean: Their habitats, diversity, and roles in mineral deposition, rock alteration, and biomass production in the deep-sea. *Geomicrobiology Journal*. 21, 393-404.
- Edwards, K. J., Glazer, B. T., Rouxel, O. J., Bach, W., Emerson, D., Davis, R. E., Toner, B. M., Chan, C. S., Tebo, B. M., Staudigel, H., Moyer, C. L. 2011. Ultra-diffuse Hydrothermal Venting Supports Fe-oxidizing Bacteria and Massive UMBER Deposition at 5000m off Hawaii. *ISME Journal*, 5: 1748–1758.
- Ehrlich, H.L., 1990. *Geomicrobiology* (2nd ed.). Marcel Dekker, New York, 646 pp.
- Einsele, G., 1982. Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water. In: Curray, J.R., Moore, D.G., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 67, Part 2, pp. 1169–1176.
- Einsele, G., 1985. Basaltic sill–sediment complexes in young spreading centers. *Genesis and significance*. *Geology* 13, 249–252.
- Einsele, G., Gieskes, J.M., Curray, J., Moore, D.M., Aguayo, E., Aubry, M.P., Fornari, D., Guerrero, J., Kastner, M., Kelts, K., Lyle, M., Matoba, Y., Molina-Cruz, A., Niemitz, J., Rueda, J., Saunders, A., Schrader, H., Simoneit, B., Vacquier, V., 1980. Basaltic sill intrusion into highly porous sediments and resulting hydrothermal activity, DSDP Leg 64. *Nature* 283, 441–445.
- Ekdale, A.A., Mason, T.R., 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology* 16, 720–723.

- Embey-Isztin A., 1981. Hazai bazaltos kőzeteink főalkotórészeinek statisztikai vizsgálata: kísérletek a bazaltok tektonikai helyzetének meghatározására. [Statistical analysis of the major components of the basalts in Hungary. An approach for determination of their magmatectonical affinities.] — *Földtani Közlöny* 111, 43-58.
- Emerson, S.R., Husted, S.S., 1991. Ocean anoxia and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater. *Mar. Chem.* 34, 177–196.
- Emerson, D., C. L. Moyer., 2002. Neutrophilic Fe-Oxidizing Bacteria are abundant at the Loihi Seamount hydrothermal vents and play a major role in Fe oxide deposition. *Appl. Environ. Microbiol.* 68: 3085-3093.
- England, B.M. and Ostwald, J., 1993. Framboid-derived structures in some Tasman fold belt base metal sulfide deposits, New South Wales, Australia. *Ore Geology Reviews* 7, 381-412.
- Farrand, M., 1970. Framboidal sulphides precipitated synthetically. *Mineral. Deposita.* 5, 237-247.
- Fejér, G., 1829. *Codex Diplomaticus Hungariae...* Tom. I. 296-302. 1. Typ. Regiae Univ. Ung.
- Fenchel, T., Jorgensen, B.B., 1977. Detritus food chains of aquatic ecosystems: the role of bacteria. In: Alexander, M. (Ed.), *Advances in Microbial Ecology*. Plenum Press, New York, vol. 1, pp. 1–58.
- Fernex, F., Février, G., Benaïm, J., Arnoux, A., 1992. Copper, lead and zinc trapping in Mediterranean deep-sea sediments: probable coprecipitation with manganese and iron. *Chem. Geol.* 98, 293–308.
- Fisk, M. R., Giovannoni, S. J., and Thorseth, I. H., 1998. Alteration of oceanic volcanic glass: textural evidence of microbial activity. *Science*, 281, 978–980.
- Flegal, A.R., Patterson, C.C., 1985. Thallium concentrations in seawater. *Mar. Chem.* 15, 177–196.
- Fournier, R.O., and Rowe, J.J., 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water hot springs and wet-steam wells, *American Journal Science*, Vol 264, 685-697.
- Földi, M., Hetényi, R., Nagy, I., Bilik, I., Hámor, G., 1977. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. MÁFI-Budapest.
- Főzy, I., Lantai, Cs., Schlemmer, K., 1985. A pliensbachian-Lower Cretaceous profile at Zobákpuszt (Mecsek Mts., Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest. Rolando Eötvös Nominatae. Sect. Geol.*, 25, 97-115.
- Frey, R.W., Howard, J.D., Pryor, W.A., 1978. Ophiomorpha: its morphological, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23, 199–229.
- Füchtbauer, H. & Richter, D.K., 1983. Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. -*Geologische Rundschau*, 72/1: 53-66.
- Fülöp, J., (szerk.), 1964. A Mecsek- és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Frisch, W., 1981. Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. *Geologische Rundschau* 70, 402-411.
- Furnes, H., and Staudigel, H., 1999. Biological mediation in ocean crust alteration: how deep is the deep biosphere? *Earth and Planetary Science Letters* 166, 97–103.
- Furnes, H., Staudigel, H., Thorseth, I.H., Torsvik, T., Muehlenbachs, K., Tumyr, O., 2001a. Bioalteration of basaltic glass in the oceanic crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2 (2000GC000150).

- Furnes, H., Muehlenbachs, K., Torsvik, T., Thorseth, I.H., Tumyr, O., 2001b. Microbial fractionation of carbon isotopes in altered basaltic glass from the Atlantic Ocean, Lau Basin, and Costa Rica Rift. *Chemical Geology* 173, 313–330.
- Fülöp, J., 1960. A zengővárkonyi vasérckutatóhely helyzete és a további feladatok. ELGI adattár, Ter: 1098.
- Galerne, C., Caroff, M., Rolet, J., Le Gall, B., 2006. Magma–sediment mingling in an Ordovician rift basin: The Plouézec–Plourivo half-graben, Armorican Massif, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155, 164–178.
- Garcia-Ruiz, J.M., Carnerup, A., Christy, A.G., Welham, N.J., Hyde, S.T., 2002. Morphology: an ambiguous indicator of biogenicity, *Astrobiology* 2, 353–370.
- Géczy, B., 1973. Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 17, 421–428.
- Gíslason, S.R., Oelkers, E.H., 2003. Mechanism, rates, and consequences of basaltic glass dissolution: II. An experimental study of the dissolution rates of basaltic glass as a function of pH and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3817–3832.
- Glauber, J.F., 1647. *Furni Novi Philosophici Oder Beschreibung einer New-erfundenen Distilir-Kunst: Auch was für Spiritus, Olea, Flores, und andere dergleichen Vegetabilische/ Animalische/ und Mineralische Medicamenten/ damit ... können zugericht und bereydet werden*, 2 vols.
- Gobeil, C., MacDonald, R.W., Sundby, B., 1997. Diagenetic separation of cadmium and manganese in suboxic continental margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4647–4654.
- Goldstein, R. H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, 159–193.
- Gong, Y.M., Xu, R., Xie, S.C., Huang, X.Y., Hu, B., Qi, Y.A., Zhang, G.C., 2007. Microbial and molecular fossils from the Permian Zoophycos in South China. *Science in China, Series D: Earth Sciences* 50 (8), 1121–1127.
- Grapes, R.H., Reid, D.L., & McPherson, J.G., 1973. Shallow dolerite intrusions and phreatic eruption in the Allan Hill regions, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 17. 563–577.
- Grassle, J.F., Morse-Porteous, L.S., 1987. Macrofaunal utilization of disturbed deep-sea environments and the structure of deep-sea benthic communities. *Deep-Sea Research* 34 (12), 1911–1950.
- Guy, C., Schott, J., 1989. Multisite surface reaction versus transport control during the hydrolysis of a complex oxide. *Chemical Geology* 78, 181–204.
- Haas, J., Kovács, S., Vörös, A., Császár, G., 1990. Evolution of the Thethys as reflected by the geological formations of Hungary. *Acta Geod. Geophys. Montan. Hung.*, 25, 325–344.
- Haas, J., Hámor, G., Korpás, L., 1999. Geological setting and tectonic evolution of Hungary. *Geologica Hungarica Series Geologica*. 24, 179–196. *Carlin gold in Hungary*
- Haas, J. & Péró, Cs., 2004. Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *International Journal of Earth Sciences* 93: pp. 297–313.
- Hagemann, S.G., Groves, D.I., Ridley, J.R., Vearncombe, J.R., 1992. The Archean lode gold deposits at Wiluna, Western Australia: High-level brittle-style mineralization in a strike-slip regime. *Econ. Geol.* 87, 1022–1053.
- Halbach M, Koschinsky A, Halbach P., 2001. Report on the discovery of *Gallionella ferruginea* from an active hydrothermal field in the deep sea. *Inter- Ridge News* 10:18–20.

- Hallbach, P., Pracejus, B., Märten, A., 1993. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa trough, Japan. *Economic Geology* 88, 2210–2225.
- Hallbeck, L., and K. Pedersen. 1990. Culture parameters regulating stalk formation and growth rate of *Gallionella ferruginea*. *J. Gen. Microbiol.* 136:1675-1680.
- Hallbeck L., Stahl F. and Pedersen K., 1993. Phylogeny and phenotypic characterization of the stalk-forming and ironoxidizing bacterium *Gallionella ferruginea*. *J. Gen. Microbiol.* 139, 1531–1535.
- Hallbeck, L., and Pedersen, K., 1995. Benefits associated with the stalk of *Gallionella ferruginea*, evaluated by comparison of a stalk-forming and a non-stalk-forming strain and biofilm studies in situ, *Microbial Ecology*, 30, 257–268.
- Hanert, H.H., 1973. Rezente marine eisenerze auf Santorin, Griechenland II. Bakterogenese von eisenhydroxidsedimenten. *Geol Rund* 62:803–812.
- Hanert, H.H., 2002. Bacterial and chemical iron oxide deposition in a shallow bay on Palaea Kameni, Santorini, Greece: microscopy, electron probe microanalysis, and photometry of in situ experiments. *Geomicrobiology Journal*, 19, 317-342
- Hallbeck, L. E. and Pedersen, K., 2005 Genus I. *Gallionella* Ehrenberg 1838 166AL, In Brenner, D. J., Krieg, N. R., and Staley, J. T. (eds.), *Bergey's Manual of Systematic Bacteriology. The Proteobacteria. Part C. The Alpha-, Beta-, Delta and Epsilonproteobacteria.* New York: Springer, Vol. 2, pp. 880–886.
- Hanert, H.H., 2006. The genus *Gallionella*. In: Dworkin MM, Schleifer K-H, Rosenberg E, Falkow S, editors. *The Prokaryotes.* New York: Springer. 7:990–995.
- Harangi, Sz., 1988. Redeposited volcanoclastic limestone in the Eastern Mecsek Mts. Southern Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica* 29, 81-93.
- Harangi, Sz., Árváné-Sós, E., 1993. A Mecsek hegység alsókréta vulkáni kőzetei I. Ásvány és kőzetan. (early Cretaceous volcanic rocks of the Mecsek mountains, South Hungary I. Mineralogy and petrology). *Földtani Közlöny* 123/2, 129-165.
- Harangi, Sz., 1994. Geochemistry and petrogenesis of the Early Cretaceous continental rift-type volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary. *Lithos* 33, 303-321.
- Harangi, Sz., Tonarini, S., Vaselli, O., Manetti, P., 2003. Geochemistry and petrogenesis of Early Cretaceous alkaline igneous rocks in Central Europe: implications for a long-lived EAR-type mantle component beneath Europe. *Acta Geologica Hungarica* 46, 77-94.
- Hauer, F., 1870. Geologische Übersichtskarte der österreich-ungarischen Monarchie. Blatt VII. Ungerischer Tiefland.
- Heinrichs, H., Schultz-Dobrick, B., Wedepohl, K.H., 1980. Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Tl, Pb, Zn, Rb. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1519–1533.
- Helz, G.R., Miller, C.V., Charnock, J.M., Mosselmans, J.L.W., Patrick, R.A.D., Garner, C.D., Vaughan, D.J., 1996. Mechanisms of molybdenum removal from the sea and its concentration in black shales: EXAFS evidences. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3631–3642.
- Herrera, A., Cockell, C.S., 2007. Exploring microbial diversity in volcanic environments: A review of methods in DNA extraction. *Journal of Microbiological Methods* 70, 1-12.
- Hetényi, R., Földi, M., Hámor, G., Nagy, I., Bilik, I., Jantsky, B., 1976. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Ófalu. MÁFI-Budapest.
- Hetényi, R., Hámor, G., Nagy, I., 1968. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Apátvarasd. MÁFI-Budapest.
- Hetényi, R., Hámor, G., Földi, M., Nagy, I., Nagy, E., Bilik, I., 1982. A Keleti Mecsek földtani térképe (M=1:25 000). MÁFI, Budapest.

- Hiemstra, T and Riemsdijk, Van W. H., 2009. A surface structural model for ferrihydrite I: Sites related to primary charge, molar mass, and mass density *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 4423-4436.
- Hofmann, K., 1876. Idézve: Böckh, J.: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai c. munkájában. *Földt. Int. Évk.* 4.
- Hofmann, K., 1907. Adatok a pécsi hegység geológiájához. *Földtani Közlöny XXVII.* kötet, 4-5 füzet, 111-116.
- Holm, N.G., 1987a. Biogenic influences on the geochemistry of certain ferruginous sediments of hydrothermal origin. *Chem. Geol.* 63, 45-57
- Holm, N.G., 1987b. Possible biological origin of banded iron-ormations from hydrothermal solutions. *Orig. Life* 17, 229-250.
- Holm, N.G., 1989. The 13C/12C ratios of siderite and organic matter of a modern metalliferous hydrothermal sediment and their implications for banded iron formations. *Chem Geol.* 77, 41-45.
- Hopkinson, L. Roberts, S. Herrington, R. and Wilkinson, J., 1998. Self-organization of submarine hydrothermal siliceous deposits: Evidence from the TAG hydrothermal mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geology* 26; 347-350.
- Horváth A. O. Gombocz E., 1939. Kitaibel Pál Baranyában. *A Ciszterci Rend pécsi Nagy Lajos-gimnáziumának Értesítője 1938-1939:* 21-72.
- Horváth, A., 1968. Megfigyelések a Mecsek-hegység alsókréta rétegeiben. — *Földtani Közlöny* 98/2, 241–247.
- Hoyoux, C., Zbinden, M., Samadi, S., Gaill, F., Compère, P., 2009. Wood-based diet and gut microflora of a galatheid crab associated with Pacific deep sea wood falls. *Marine Biology* 156, 2421–2439.
- Hrischeva, E., Scott, S.D., 2007. geochemistry and morphology of metalliferous sediments and oxyhydroxides from the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71. 3476-3497.
- Huber, J. A., Butterfield, D. A., and Baross, J. A., 2002. Temporal changes in archaeal diversity and chemistry in a mid-ocean ridge subseafloor habitat. *Applied and Environmental Microbiology* 68, 1585–1594.
- Huber, J. A., Butterfield, D. A., and Baross, J. A., 2003. Bacterial diversity in a subseafloor habitat following a deepsea volcanic eruption. *FEMS Microbiology Ecology* 43, 393–409.
- Huerta-Diaz, M.A., Morse, J.W., 1992. Pyritisation of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2681–2702.
- Jablczynski, C.K., 1923. The rhythmic formation of precipitates Liesegang rings. *Bull. Soc. Chim. France* 33, 1592-1602.
- Jacobs, L., Emerson, S., Skei, J., 1985. Partitioning and transport of metals across the O₂/H₂S interface in a permanently anoxic basin: Framvaren Fjord, Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1433–1444.
- Jagla, E.A., Rojo, A.G., 2002. Sequential fragmentation: The origin of columnar quasi-hexagonal patterns. *Physical Review* vol. 65 iss. 2
- Jáger, V., Molnár F., 2003. Metasomatic-hydrothermal processes along the contact zone of a tephritic sill and black shale in the Eastern Mecsek Mts., South-Hungary. *Acta Mineral. Petrogr. Abstract Series* 1, 48.
- Jáger, V., Molnár F., 2006. Metasomatic-hydrothermal processes along the contact zone of Lower Cretaceous magmatic sills intruded into Lower Jurassic coal beds at Pécs-Vasas, Mecsek Mts., Hungary. *Acta mineral.-Petrogr., Abstract Series* 5, 50.
- Jáger, V., Molnár, F., Buchs, D., Koděra, P., 2012. The connection between iron ore formations and “mud-shrimp” colonizations around sunken wood debris and

- hydrothermal sediments in a Lower Cretaceous continental rift basin, Mecsek Mts., Hungary. *Earth-Science Reviews* Volume 114, Issues 3–4, 250–278.
- Jambor J. L. and Dutrizac J. E., 1998. Occurrence and constitution of natural and synthetic ferrihydrite, a widespread iron oxyhydroxide. *Chem. Rev.* 98, 2549–2586.
- James, R. E, Ferris FG., 2004. Evidence for microbial-mediated iron oxidation at a neutrophilic groundwater spring. *Chem. Geol.* 212:301–311.
- Jamtveit, B., H. Svensen, Y. Y. Podladchikov, and Planke, S., 2004, Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. In *Physical Geology of High-Level Magmatic Systems*, edited by C. Breitkreuz and N. Petford, pp. 233–241, Geol. Soc. Publishing, Bath.
- Jébrak, M., 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chron. Rech. Min.* 506, 55–65.
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12, 111–134.
- Jenkyns, H.C., 1985. The Early Toarcian and Cenoman-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts *Geol. Rundschau* v. 74. pp. 505–518.
- Jenkyns, H.C., 1988. The Early Toarcian (jurassic) anoxic event: Stratigraphic, Sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, v. 288. pp. 101–151.
- Jercinovic, M.J., Keil, K., Smith, M.R., Schmitt, R.A., 1990. Alteration of basaltic glasses from north-central British Columbia, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2679–2696.
- Johnson, R.W., 1989. *Intraplate Volcanism in Eastern Australia and New Zealand*: Cambridge University Press, Cambridge, 395 pp.
- Jones, J.G. (1969). Párna lavas as depth indicators. *American Journal of Science*, Vol. 267, 181–195.
- Jørgensen, B.B., Isaksen, M.F., Jannasch, H.W., 1992. Bacterial sulfate reduction above 100 °C in deep-sea hydrothermal vent sediments. *Science* 258, 1756–1757.
- Kano, K., 1991. Miocene párnaed sills in the Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 359–366.
- Kappler, A., Pasquero, C., Konhauser, K.O., Newman, D.K. 2005. Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe²⁺-oxidizing bacteria. *Geology* 33, 865–868.
- Kárádi, K., Oppe, S., (szerk.), 1979. *Mecsek és környéke útikalauz*. Budapest. 439 p.
- Kasama, T. and Murakami, T. (2001) The effect of microorganisms on Fe precipitation rates at neutral pH. *Chem. Geol.* 180, 117–128.
- Kato, S., Kikuchi, S., Kashiwabara, T., Takahashi, Y., Suzuki, K., Itoh, T., Ohkuma, M., Yamagishi, A., 2012. Prokaryotic abundance and community composition in a freshwater iron-rich microbial mat at circumneutral pH. *Geomicrobiology Journal*. Vol. 29, Iss. 10, p. 896–905.
- Kázmér, M. & Kovács, S., 1989. Triassic and Jurassic oceanic/paraoceanic belts in the Carpathian-Pannonian region and its surroundings. In: Sengör, A.M.C. (ed.): *tectonic evolution of the Tethyan Region*. Kluwer, Dordrecht, 77–92.
- Kennedy C. B., Scott S. D. and Ferris F. G., 2003. Characterization of bacteriogenic iron oxide deposits from axial volcano, Juan de Fuca Ridge, Northeast Pacific Ocean. *Geomicrobiol. J.* 20, 199.
- Kietzmann, D.A., Blau, J., Fernández, D.E., Palma, R.M., 2010. Crustacean microcoprolites from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of the Neuquén basin, Argentina: systematic and biostratigraphic implications. *Acta Palaeontologica Polonica* 55, 277–284.

- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., 2014. Early Cretaceous crustacean microcoprolites from Sierra de la Cara Cura, Neuquén Basin, Argentina: Taphonomy, environmental distribution, and stratigraphic correlation. *Cretaceous Research* 49, 214-228.
- 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): p. 385-394.
- Kiss G., Molnár F., Palinkaš L. A., Kovács S. és Horvatióví H., 2012. Correlation of triassic advanced rifting-related Neotethyan submarine basaltic volcanism of the Darnó Unit (NE-Hungary) with some Dinaridic and Hellenidic occurrences on the basis of volcanological, fluid–rock interaction, and geochemical characteristics. – *International Journal of Earth Sciences*, 101(6): p. 1503-1521.
- Klinkhammer, G.P., Palmer, M.R., 1991. Uranium in the oceans: where it goes and why. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1799–1806.
- Kneer, D., Asmus, H., Vonk, J.A., 2008. Seagrass as the main food source of *Neaxius acanthus* (Thalassinidea: Strahlaxiidae), its burrow associates, and of *Corallianassa coutierei* (Thalassinidea: Callianassidae). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 7, 620–630.
- Knoll, A.H., Barghoorn, E.S., 1974. Ambient pyrite in Precambrian chert: new evidence and a theory. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 71, 2329–2331.
- Koide, M., Hodge, V.F., Tang, J.S., Stallard, M., Goldberg, E.G., Calhoun, J., Bertine, K.K., 1986. Some comparative marine chemistries of rhenium, gold, silver and molybdenum. *Appl. Geochem.* 13, 705–714.
- Koller, J., 1804. *Historia Episcopatus Quinqueecclesiarum. Tom. I-VII. Prolegomena. Posonii, 1782-1804. Joann. Mich. Landerer. IV. köt. 113-114.*
- Kolosváry, G., 1954. Les coralliaires du Crétacé de la Hongrie. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 42, 67-163.
- Kolosváry, G., 1959. Korallen aus der Unterkreide des Mecsek-Gebirges. *Acta Universitatis Szegedensis Biologica* 5, 1-2.
- Komai, T., Fujiwara, Y., 2012. New records of callianassid ghost shrimp (Crustacea: Decapoda: Axiidea) from reducing environments in Kyushu, southwestern Japan. *Zootaxa* 3271, 55–67.
- Konhäuser, K.O., Hamade, T., Morris, R.C, *et al.*, 2002. Did bacteria form Precambrian banded iron formations? *Geology* 30, 1079–1082.
- Kovács-Pálffy, P., & Földvári, M., 2004. Hydrothermal minerals and phenomena in the Mórágý Granite Formation. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2003, Budapest, pp. 319-333.*
- Krauskopf, K.B., 1965. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metal in sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 9, 1-33.
- Kremling, K., 1983. The behavior of Zn, Cd, Cu, Ni, Co, Fe and Mn in anoxic Baltic waters. *Mar. Chem.* 13, 87–108.
- Krynauw, J.R., Hunter, D.R. & Wilson, A.H., 1988. Emplacement of sills into wet sediments at Grunehogna, western Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, 145, 1019-1032.
- Kubovics, I., Szabó, Cs., Harangi, Sz. & Józsa, S., 1990. Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and the adjacent areas. *Acta Geodaetica, Geophysica Montanistica Hungarica* 25, 345-371.
- Lang, Á., 2008. Üveghuták a Kelet-Mecsekben. Reproflex-ny., Pécs.
- Lantos, Z., 2004. Liász neptuni telérek és átülepített medenceüledékek nyomában. Karbonátszedimentológiai esettanulmányok. Doktori disszertáció. ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék.

- Lepot, K., Philippot, P., Benzerara, K., Wang, G.Y., 2009. Garnet-filled trails associated with carbonaceous matter mimicking microbial filaments in Archean basalt. *Geobiology* 7, 6579–6599.
- Lewandowski, M., Krobicki, M., Matyja, B.A. and Wierzbowski, A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Velykyi Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 216, 53–72.
- Li, C., Ripley, E.M., Naldrett, A.J., 2003. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits. *Econ. Geol.* 98:69-86.
- Lin, F.-J., Komai, T., Chan, T.-Y., 2007. A new species of callinassid shrimp (Crustacea: Decapoda: Thalassinidea) from deep water hydrothermal vents off Taiwan. *Proceedings of the Biological Society of Washington*. 120, 143–158.
- Little, C.T.S., Glynn, Sarah E.J., Mills, Rachel, A., 2004. four-hundred-and-ninety-million-year record of bacteriogenic iron oxide precipitation at sea-floor hydrothermal vents. *Geomicrobiology Journal*, 21: 415-429.
- Livage, J., 2009. Chemical synthesis of biomimetic forms. *C. R. Palevol* 8, 629–636.
- Lonsdale, P. and Becker, K., 1985. Hydrothermal plumes, hot springs and conductive heat flow in the Southern Through of Guaymas Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 73, 211-225.
- Love, L. G., and Amstutz, G. S., 1966. Review of microscopic pyrite: *Fortschr. Mineralogie*, v. 43, p. 273-309.
- Łuczyński, P., 2001. Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 51 No. 3, pp. 237-252.
- Machel, H.G, Krouse, H.R, Sassen, R., 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulphate reduction. *Applied Geochem* 10, 373–389.
- Magyar Országos Levéltár. E 180 Jány-iratok – 3.tétel. Daniel Dauth levelei Jány Ferenchez: 191. sz. (1700. jún.8)
- Magyar Országos Levéltár. E 180 Jány iratok – 3.tétel. Daniel Dauth levelei Jány Ferenchez: 194. sz. (1700. Júl.2).
- Mann, S. The chemistry of forms., 2000. *Angew. Chem. Int. Ed.* 39, 3393–3406.
- Marroni, M., Molli, G., Montanini, A., Ottria, G., Pandolfi, L., Tribuzio, R., 2002. The External Ligurian Units (Northern Apennine, Italy): from rifting to convergence of fossil ocean–continent transition zone. *Ofioliti* 27, 119–131.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Gordon, R.M., 1983. Silver distributions and fluxes in the north-east Pacific waters. *Nature* 305, 306–309.
- Martin, J. W., & T. A. Haney., 2005. Decapod crustaceans from hydrothermal vents and cold seeps: a review through 2005.—*Zoological Journal of the Linnean Society* 145:445–522.
- Maros, Gy., Koroknai, B., Palotás, K., Dudko, A., Balogh, K., Pécskay, Z., 2009. Törészónák a Mórággyi gránitban: új szerkezeti és K/Ar adatok. 43-62. In: M.Tóth Tivadar (Szerk.) *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai egységben*.
- Martin, J. W., & T. A. Haney., 2005. Decapod crustaceans from hydrothermal vents and cold seeps: a review through 2005.—*Zoological Journal of the Linnean Society* 145:445–522.
- Mauritz, B., 1913. Die eruptivgesteine das Mecsekgebirges *Jahrb. Kgl. Ung. Reichan* 21, 171-213.
- Márton, E., 1980. Multicomponent natural remanent magnetization of migmatites, Mórággy area, SW Hungary. *Earth Planet Sci Lett*, 47, 102-112.

- Maselko, J., Geldenhuys, A., Miller, J., Atwood, D. 2003. Self-construction of complex forms in a simple chemical system. *Chemical Physics Letters* 373, 563–567.
- Maselko, J. Strizhak, P., 2004. Spontaneous formation of cellular chemical system that sustains itself far from thermodynamic equilibrium. *Journal of Physical Chemistry*, 108(16), 4937–4939.
- Maselko, J., Borisova, P., Carnahan, M., Dreyer, E., Devon, R., Schmoll, M., Douthat, D., 2005. Spontaneous formation of chemical motors in simple inorganic systems. *Journal of Materials Science* 40(17), 4671–4673.
- McBirney, A.R., 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin Volcanologique*, v.26, 455-469.
- McClintock, M.K, White, J.D.L., 2002. Granulation of weak rock as a precursor to peperite formation: Coal peperite, Coombs Hills, Antarctica. *J Volcanol Geotherm Res* 114:205–217.
- McKay, J.L., Pedersen, T.F., 2002. Accumulation of redox-sensitive trace metals in continental margin sediments and their paleoapplications. *Eos Trans.* 83, OS32B-124.
- McLeod, R.J., Wing, S.R., 2007. Hagfish in the New Zealand fjords are supported by chemoautotrophy of forest carbon. *Ecology* 88 (4), 809–816.
- McLoughlin, N., Wilson, L. A., Brasier, M. D., 2008. Growth of synthetic stromatolites and wrinkle structures in the absence of microbes – implications for the early fossil record. *Geobiology* 6, 95-105.
- McLoughlin, N., Staudigel, H., Furnes, H., Eickmann, B., Ivarsson, M., 2010. Mechanisms of microtunneling in rock substrates: distinguishing endolithic biosignatures from abiotic microtunnels. *Geobiology* 8, 245–255.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E., Holm, C., 2005. Authigenic uranium: relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 95–108.
- McPhie, J., Orth, K., 1999. Peperite, pumice and perlite in submarine volcanic successions: implications for VHMS mineralisation. *Proceedings of Pacrim '99, Bali, Indonesia*, pp. 643-648.
- Mills, A.A., 1984. Párna lavas and the Leidenfrost effect. *J. Geol. Soc. London*, 141: 183-186.
- Misra, K.C., 1999. *Understanding mineral deposits*. Boston, Kluwer Academic Publishers. p. 758.
- Molnár, J., 1957. Összefoglaló jelentés a zengővárkonyi vasérc kutatásról. *ELGI adattár, Ter.* 1711
- Molnár, J., 1961. A zengővárkonyi vasérc kutatás. *Bányászati és Kohászati Lapok*, 94, 3, 187-194.
- Molnár, F., jr., Izsák, F., Lagzi, I., 2008. Design of equidistant and revert type precipitation patterns in reaction-diffusion systems. *Phys. Chem. Chem. Phys.*, 10, 2368-2373.
- Montenat, C., Barrier P. & Ott d'Estevou P., 1991. Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. *Tectonophysics*, 194: 203-215.
- Morford, J.L., Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1735–1750.
- Morford, J.L., Russell, A.D., Emerson, S., 2001. Trace metal evidence for changes in the redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediments, Saanich Inlet, BC. *Mar. Geol.* 174, 355–369.
- Moore, H.B., 1932. The faecal pellets of the Anomura. *Roy.Soc. Edinburgh, Proc.*, vol. 52, 296-309.
- Moore, J.G. and Tepley, L. 1974. *Fire Under the Sea: the Origin of Párna Lavas*. In: Moonlight Productions.

- Murdmaa, I. Avdeiko, G.P., 1980. Volcanoclastic constituents in Leg 55 sediments. Initial Repts. DSDP 55, 503-505.
- László, N. E., 1996. A kárászi arany históriája. Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat 129 évf. 3. szám, 268-274.
- Nagy, I., 1963. A Zengővárkonynál feltárt malm rétegösszlet mikrobiofácies-vizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1961. évről. 97-107.
- Nagy, I., 1967. A Felsőjúra képződmények és a Kréta vulkanitok viszonya a Mecsekben. (Relationships between the Upper Jurassic sedimentary formations and the Lower Cretaceous volcanic rock sin the Mecsek Mts.) Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1965 évről 149-159.
- Nagy, I., 1986. A reverz reszedimentáció és a mésziszap-állapot tartósságának bizonyítékai a mecseki felsőjúra-alsókréta mélytengeri mészkövekben. (Evidences of the reverse resedimentation and lasting carbonaceous mud stage in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous bathyal limestones in the Mecsek Mts.) Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1984 évről. 591-609).
- Nagy, I., 1988. Márévári Mészkő Formáció. ELGI-adattár. T14545
- Nagy, I., 1989. Jelentés a mecseki felső-júra/kréta reszedimentációs jelenségek vizsgálatáról. ELGI-adattár, T.14956.
- Naimo, D., Adamo, P., Imperato, M., Stanzione, D., 2005. Mineralogy and geochemistry of a marine sequence, Gulf of Salerno, Italy. *Quat. Int.* 140–141, 53–63.
- Nameroff, T.J., Calvert, S.E., Murray, J.W., 2004. Glacial–interglacial variability in the eastern tropical North Pacific oxygen minimum zone recorded by redox-sensitive trace metals. *Paleoceanography* 19, PA1010. doi:10.1029/2003PA000912.
- Nathan, Y., Soudry, D., Levy, Y., Shitrit, D., Dorfman, E., 1997. Geochemistry of cadmium in the Negev phosphorites. *Chem. Geol.* 142, 87–107.
- Nemčok, M., Nemčok, J., Wojtaszek, M., Ludhova, L., Oszcypko, N., Sercombe, W.J., Cieszkowski, M., Paul, Z., Coward, M.P., Ślączka, A., 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Marine and Petroleum Geology* 18, 39-64.
- Németh K., Pécskay Z., Martin U., Gméling K., Molnár F. és Cronin S. J. (2008): Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. In: Thomson K. és Petford N. (eds.): *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems*, Geological Society, London, Special Publications, 302, p. 63-86.
- Nédli, Zs M. Tóth, T., Downes, H., Császár, G., Beard, A., Szabó, Cs. 2010. Petrology and geodynamical interpretation of mantle xenoliths from Late Cretaceous lamprophyres, Villány Mts (S Hungary). *Tectonophysics* 489, 43–54.
- Némedi Varga, Z. (ed.), 1995. A Mecseki feketeköszén kutatása és bányaföldtana. Miskolci Egyetem Központi Könyvtár és levéltár. 472 p.
- Neubauer, S.C., Emerson, D., and Megonigal, J.P., 2002, Life at the energetic edge: Kinetics of circumneutral iron oxidation by lithotrophic iron-oxidizing bacteria isolated from the wetland-plant rhizosphere: *Applied and Environmental Microbiology*, v. 68, p. 3988–3995.
- Noszky, J., 1958. Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez (júra, kréta). Budapest
- Országos Széchényi Könyvtár fotólaboratórium. Fol.lat 289/1-2 (Tímár György pécsi plébános latin fordítása).
- Ortoleva, P., 1987 Modeling geochemical self-organization. In *Irreversible phenomena and dynamical system analysis in geosciences*. Proc. NATO Advanced Study Institute on Irreversible Phenomena and Dynamical Systems Analysis in Geosciences, Crete,

- Greece, 14–24 July 1985. NATO ASI series, Series C, Mathematical and Physical Science (ed. C. Nicolis & G. Nicolis), vol. 192, pp. 493–510. Dordrecht: Reidel.
- Ortoleva, P., 1994. *Geochemical self-organization*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 23. Oxford University Press.
- Ostwald, J and England, B.M., 1977. Notes on framboidal pyrite from Allandale New South Wales, Australia. *Mineral. Deposita* 12, 111-116.
- Ostwald, J., and England, B. M., 1979. The relationship between euhedral and framboidal pyrite in base-metal sulfide ores: *Mineralog. Mag.*, v. 43, p. 297-300.
- Oszczypko, N., Salata, D. And Krobicki, M., 2012. Early Cretaceous intraplate volcanism in the Pieniny Klippen Belt – a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchuk (Ukraine and the Biała Woda (Poland) sections. *Geological Quarterly*, 56 (4): 629–648.
- Palacios, C., Zbinden, M., Baco, A., Treude, T., Smith, C.R., Gaill, F., Lebaron, P., Boetius, A., 2006. Microbial ecology of deep sea sunken wood: quantitative measurements of bacterial biomass and cellulolytic activities. *Cahiers de Biologie Marine* 41, 415–420.
- Palacios, C., Zbinden, M., Pailleret, M., Gaill, F., Lebaron, P., 2009. Highly similar prokaryotic communities of sunken wood at shallow and deep sea sites across the oceans. *Environmental Microbiology* 58, 737–752.
- Palik, P., 1962. Különös vasérclelep. *Természettudományi Közlöny*, VI. (XCIII) Évf., 12. szám, 570-572.
- Palik, P., 1965. Remains of crustacean excrement from the Lower Cretaceous of Hungary. *Micropaleontology*, 11, 1, 98-104.
- Palinkaš, L. A., Bermanec, V., Borojević, Š. S., Kolar-Jurkovšek, T., Palinkaš, S. S., Molnár, F., Kniewald, G., 2008. Volcanic facies analysis of a subaqueous basalt lava-flow complex at Hruškovec, NW Croatia — Evidence of advanced rifting in the Tethyan domain. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4): p. 644-656
- Pantó, G., Varrók, K., Kopek, G., 1955. A zengővárkonyi vasércutatás földtani eredményei. *Földtani Közlöny*, 85/2. 125–144.
- Parmar, K. Pramanik, A.K., Bandyopadhyaya, N.R. Bhattacharjee, S. 2010. Synthesis and characterization of Fe(III)-silicate precipitation tubes. *Materials Research Bulletin* 45, 1283–1287.
- Parnell, J., Carey, P.F., Monson, B., 1996. Fluid inclusion constraints on temperatures of petroleum migration from authigenic quartz in bitumen-veins. *Chemical Geology* 129, 217-226.
- Paytan, A., Martinez-Ruiz, F., Eagle, M., Ivy, A., Wankel, S.D., 2004. Using sulfur isotopes in barite to elucidate the origin of high organic matter accumulation events in marine sediments. *Sulfur Biogeochemistry*, GSA Special Paper 379, 151-160.
- Peckmann, J., Senowbari-Daryan, B., Birgel, D., Goedert, J.L., 2007. The crustacean ichnofossil *Palaxius* associated with callianassid body fossils in an Eocene methane-seep limestone, Humptulis Formation, Olympic Peninsula, Washington. *Lethaia* 40 (3), 273–280.
- Pecoits, E., Gingras, M.K., Barley, M.E., Kappler, A., Posth, N.R., Konhauser, K.O., 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research* 172, 163–187.
- Phillips, R., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. London* 128, 337–359.
- Piper, D.Z., Perkins, R.B., 2004. A modern vs. Permian black shale—the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chem. Geol.* 206, 177–197.

- Plašienka, D., 2000. Paleotectonic controls and tentative palinspastic restoration of the Carpathian realm during the Mesozoic. *Slovak. Geol. Mag.* 6, 200–204.
- Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S.S. & Myklebust, R., 2005. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. in Doré, A. G. & Vining, B. A. (eds) *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives—Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*, 833–844.
- Poprawa P., Malata, T., Oszczytko, N., Słomka, T., Golonka, J., 2002. Subsidence versus deposition — quantitative analysis for the Polish Outer Carpathian Basins. *Proceed. XVII Congr. Carpath.-Balkan Geol. Ass., Bratislava, Sept.1–4, 2002. Geol. Carpath., 53, special issue—electronic version: 1–7.*
- Postgate, J.R., 1984. *The Sulfate-Reducing Bacteria*, 2nd ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 1 – 208.
- Posth, N.R., Hegler, F., Konhauser, K.O., Kappler, A., 2008. Alternating Si and Fe deposition caused by temperature fluctuations in Precambrian oceans. *Nature Geoscience* 1, 703–707.
- Puchelt, H., 1972. Recent iron sediment formation at the Kameni Islands, Santorini, Greece. In: Amstutz G.C., Bernard, A.J. (Eds), *Ores in Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, 227-245.
- Puteanus, D., G. P. Glasby, P. Soffers, and Kunzendorf, H., 1991. Hydrothermal iron-rich deposits from the teahitia-mehitia and MacDonald hotspot areas, Southwest Pacific. *Mar. Geol.* 98:389–409.
- Raiswell, R., 1982. pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. *Am. J. Sci.* 282. pp. 1244-1263.
- Raucsik, B. & Varga, A., 2008a. Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettangian–Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: An evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265, 1–13.
- Raucsik, B., Varga, A., 2008b. Az alsó-toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének ásványtani jellemzése (Óbányai Aleurolit Formáció, Mecsek-hegység): őségajlattani következtetések *Földtani Közlöny* 138:(2) pp. 133-146.
- Reháková, D., Matyja, B., Wierzbowski, A., Schlögl, J., Krobicki, M. and Barski, M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and Lowermost Cretaceous of the Velyki Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Ukraine). *Vol. Jurassica* (9): 61-104.
- Reuter, C., 1960. *Magyaregregy helynevei*. A Magyar Tudományos Akadémia Dunántúli Tudományos Intézete -Értekezések- Budapest, Akadémiai Kiadó.
- Ripley, E.M., 1981. Sulfur Isotopic Studies of the Dunka Road Cu-Ni Deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Econ. Geol.* 76, 610-620.
- Ripley, E.M., Al-Jassar, T.J., 1987. Sulfur and oxygen isotope studies of melt-country rock interaction, Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Econ. Geol.* 82, 87-107.
- Ripley, E.M., Park, Y-R., Li, C., Naldrett, A.J., 1999. Sulfur and oxygen isotope evidence of country rock contamination in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Lithos* 47, 53-68.
- Ripley, E.M., Li, C., 2003a. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits. *Econ Geol* 98, 635-641.
- Ripley, E.M., Lightfoot, P.C., Li, C., Elswick, E.R., 2003b. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. *Geochim Cosmochim Acta* 67, 2805-2817.

- Rhoads, D.C., Morse, J.V., 1971. Evolutionary and environmental significance of oxygen deficient marine basins. *Lethaia* 4, 413–428.
- Robbins, E.I., LaBerge, G.L., Schmidt, R.G., 1987. A model for the biological precipitation of Precambrian iron formations-B: morphological evidence and modern analogs. In: *Precambrian Iron-Formations* (eds Appel PWU, LaBerge GL). Theophrastus, Athens, Greece, pp. 97–139.
- Rose, A. W. and Bianchi-Mosquera G.C., 1993. Adsorption of Cu, Pb, Zn, Co, Ni, and Ag on Goethite and Hematite. A Control on Metal Mobilization from Red Beds into Stratiform Copper Deposits. *Economic Geology*, Vol. 88, pp. 1226-1236.
- Rosenthal, Y., Lam, P., Boyle, E.A., Thomson, J., 1995. Authigenic cadmium enrichments in suboxic sediments: precipitation and postdepositional mobility. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 99–111.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A., Labeyrie, L., 1997. Last glacial maximum paleochemistry and deepwater circulation in the Southern Ocean: evidence from foraminiferal Cd. *Paleoceanography* 12, 787–796.
- Rudnicki, M.D., Elderfield, H., Spiro, B., 2001. Fractionation of sulfur isotopes during bacterial sulfate reduction in deep ocean sediments at elevated temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 777– 789.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, vol. 3, The Crust, Elsevier, pp. 1–64.
- Russell, A.D., Morford, J.I., 2001. The behavior of redox-sensitive metals across a laminated-massive-laminated transition in Saanich Inlet, British Columbia. *Mar. Geol.* 174 (1–4), 341–354.
- Sagemann, J., Jørgensen, B.B., Greeff, O., 1998. Temperature dependence and rates of sulfate reduction in cold sediments of Svalbard, Arctic ocean. *Geomicrobiol. J.* 15, 85– 100.
- Saito, M.A., Moffett, J.W., Chisholm, S.W., Waterbury, J.B., 2002. Cobalt limitation and uptake in *Prochlorococcus*. *Limnol. Oceanogr.* 47, 1629–1636.
- Sakai, K., Türkay, M., 1999. A new subfamily, Bathycalliicinae n. subfam., for Bathycalliax geomar n. gen., n. sp. from the deep water cold seeps off Oregon, USA (Crustacea, Decapoda, Callianassidae). *Senckenbergiana Biologica* 79, 203–209.
- Samadi, S., Corbari, L., Lorion, J., Hourdez, S., Haga, T., Dupont, J., Boisselier, M.-C., Richer de Forges, B., 2010. Biodiversity of deep sea organisms associated with sunkenwood or other organic remains sampled in the tropical Indo-Pacific. *Cahiers de Biologie Marine* 51, 459–466.
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A.B., Agresti, D.G., Wdowiak, T.J., Czaja, A.D., 2002. Laser-Raman imagery of Earth's earliest fossils, *Nature* 416, 73–76.
- Schroll, E., 1978. Contribution to the mineralogy of the iron-rich mud sediments of Santorini. In: Dumas, C. (Ed), *Thera and the Aegean World I*. Thera and the Aegean World, London, 333-342.
- Schulz, H.Z., Zabel, M., 2006. *Marine Geochemistry*. 2nd edition. Springer-Verlag p.574.
- Schweigert, G., Seegis, D.B., Fels, A. and Leinfelder, R.R., 1997. New internally structured decapod microcoprolites from Germany (Late Triassic/Early Miocene), Southern Spain. *Paläontologische Zeitschrift* vol. 71. No. 1-2, 51-69.
- Scott, A.C., 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleocology* 291, 11–39.
- Scrope, G.P., 1858. *The Geology of Extinct Volcanoes of Central France*. John Murray, London.
- Seal, R.R. II., 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 61, 633-677.

- Seilacher, A., 1964. Biogenic sedimentary structures. In: Imbrie, J., Newell, N.D. (Eds.), *Approaches to Paleoechology*. John Wiley and Sons, New York, pp. 296–316.
- Senowbari-Daryan, B., Schäfer, P. & Catalano, R., 1979. *Helicerina siciliana* n.sp., a new anomuran coprolite from Upper Triassic reef limestone near Palermo (Sicily) *Bolletino della Società Paleontologica Italiana* 18. 315-319.
- Senowbari-Daryan, B. & Stanley, G.D., 1986. Thalassinid anomuran microcoprolites from Upper Triassic carbonate rocks of central Peru. *Lethaia* 19. 343-354.
- Senowbari-Daryan, B., Galliard, C., Peckmann, J., 2007a. Crustacean microcoprolites from Jurassic (Oxfordian) hydrocarbon-seep deposits of Beauvoisin, southeastern France. *Facies* 53. 229-238.
- Senowbari-Daryan, B., Peckmann, B.J., Birgel, D., Goedert, L.J., 2007b. The crustacean ichnofossil *Palaxius* associated with callianassid body fossils in an Eocene methane-seep limestone, Humptulips Formation, Olympic Peninsula, Washington. Vol. 40, Issue 3, 273-280.
- Shaw, T.J., Gieskes, J.M., Jahnke, R.A., 1990. Early diagenesis in differing depositional environments: the response of transition metals in pore water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 1233–1246.
- Sidó, M., 1957. A Vékényi-völgy felső-kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49, 649-656.
- Sidó, M., 1961. Mikropaläontologische Untersuchung der Oberkreideschichten des Vékényer Tales. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49, 807-824.
- Simoneit, B.R.T., 1978. The organic chemistry of marine sediments. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, pp. 233–312.
- Simoneit, B.R.T & Lonsdale, P.F., 1982. Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas Basin. *Nature* 295. 198-202.
- Simoneit, B.R.T., 1988. Petroleum Generation in Submarine Hydrothermal Systems: An update. *Canadian Mineralogist* 26. 827-840
- Simoneit, B.R.T., 1990. Petroleum generation, an easy and widespread process in hydrothermal systems: an overview. *Applied Geochemistry* 5. Iss.1-2, 3-15.
- Simoneit, B.R.T., 1995. Evidence of organic synthesis in high temperature aqueous media-facts and prognosis. *Origin of Life* 25, 119-140.
- Simoneit, B.R.T, Leif, R.N., Sturdivant, A.E., Sturz, A.A., 1996. Evidence for retrograde hydrothermal reactions in near surface sediments of Guaymas Basin, Gulf of California *Applied Geochemistry* 11. 645-665.
- Simoneit, B.R.T., Rushdi, A.I., 2002. Hydrothermal alteration of organic matter in sediments of the Northeastern Pacific Ocean: Part 2. Escanaba Trough, Gorda Ridge. *Applied Geochemistry* 17, 1467–1494.
- Skilling, I.P. White, J.D.L. McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 1-17.
- Smith, C.R., Hamilton, S.C., 1983. Epibenthic megafauna of a bathyal basin off southern California: patterns of abundance, biomass and dispersion. *Deep-Sea Research* 30, 907–928.
- Smith, C.R., 1985. Food for the deep-sea: utilization, dispersion and flux of nekton falls at the Santa Catalina Basin floor. *Deep-Sea Research* 32, 417–442.
- Smith, C.R., 1986. Nekton falls, low-intensity disturbance and community structure of infaunal benthos in the deep-sea. *Journal of Marine Research* 44, 567–600.
- Smith, C.R., Baco, A.R., Hannides, A., Ruplinger, D., 2003. Chemosynthetic habitats on the California slope: whale-, wood- and kelp-falls compared to vents and seeps. *Biogeography and Biodiversity of Chemosynthetic Ecosystems: Planning for the Future*. Oceanography Centre, Southampton, UK. p. 76 (abstract).

- Snelgrove, P.V.R., Smith, C.R., 2002. A riot of species in an environmental calm: the paradox of the species-rich deep-sea floor. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review* 40, 311–342.
- Søgaard, E.G., Aruna, R., Abraham-Peskir, J. and Koch, C.B., 2001. Conditions for biological precipitation of iron by *Gallionella ferruginea* in a slightly polluted ground water. *Appl. Geochem.* 16, 1129-1137. Southam, G. & Saunders, J.A.
- Stackebrandt, E.D., Stahl, D.A., Devereux, R., 1995. Taxonomic relationships. In: Barton, L.L. (Ed.), *Sulfate-Reducing Bacteria*. Plenum, New York, pp. 49– 87.
- Staudigel, H., Chastain, R.A., Yayanos, A., Bourcier, R., 1995. Biologically mediated dissolution of glass. *Chem Geol* 126, 119-135.
- Staudigel, H., Yayanos, A., Chastain, R., Davies, G., Verdurmen E.A.T., Schiffman, P., Bourcier, R., De Baar, H., 1998. Biologically mediated dissolution of volcanic glass in seawater. *Earth Planet Sci Lett* 164:233-244
- Staudigel, H., Furnes, H., Banerjee, N.R., Dilek, Y., Muehlenbachs, K., 2006. Microbes and volcanoes: a tale from the oceans, ophiolites, and greenstone belts. *GSA Today* 16 (10), 4–10.
- Staudigel, H., Furnes, H., McLoughlin, N., Banerjee, N.R., Connell, L.B., Templeton, A. 2008a. 3.5 billion years of glass bioalteration: Volcanic rocks as a basis for microbial life? *Earth-Science Reviews* 89. 156–176.
- Staudigel, H., Furnes, H., McLoughlin, N., Banerjee, N.R., Connell, L.B., Templeton, A., 2008b. Microbial glass bioalteration: inferring mechanisms of biocorrosion from trace fossil morphology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72 (12), A893.
- Steinike, K., 1963. A further remark on biogenic sulfides: inorganic pyrite spheres. *Economic Geology*. 58, 998-1000.
- Stockton, W.L., DeLaca, T.E., 1982. Food falls in the deep sea: occurrence, quality and significance. *Deep-Sea Research* 29, 157–169.
- Stoffers, P., G. P. Glasby, D. Stuben, R. M. Renner, T. G. Pierre, J. Webb, and Cardile, C. M., 1993. Comparative mineralogy and geochemistry of hydrothermal iron-rich crusts from the Pitcairn, Teahitia-Mehetia, and MacDonal hot-spot areas of the SW Pacific. *Mar. Georesour. Geotechnol.* 11:45–89.
- Storrie-Lombardi, M. C., and Fisk, M. R., 2004. Elemental abundance distributions in suboceanic basalt glass: evidence of biogenic alteration. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 5, 1–15.
- Stroncik, N.A., Schmincke, H.-U., 2001. The evolution of palagonite crystallisation, chemical changes and element budget. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, 1017.
- Stroncik, N.A., Schmincke, H.-U., 2002. Palagonite - a review. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 91, 680–697.
- Stumm, W. and Morgan, J.J., 1996. *Aquatic Chemistry*, 3rd edn. John Wiley, New York. 1040 p.
- Sun, Y.-Z., Püttmann, W., 2000. The role of organic matter during copper enrichment in Kupferschiefer from the Sangerhausen Basin, Germany. *Org. Geochem.* 31, 1143–1161.
- Sun, Z., Zhou, H., Glasby, G.P., Yang, Q., Yin, X., Li, J., Chen, Z., 2012. Formation of Fe–Mn–Si oxide and nontronite deposits in hydrothermal fields on the Valu Fa Ridge, Lau Basin. *Journal of Asian Earth Sciences* 43:64–76.
- Sunagawa, I., Endo, Y., Nakai, N., 1971. Hydrothermal synthesis of framboidal pyrite. *Soc. Min. Geol. Japan (Spec. Issue)* 2, 10-14.
- Sundby, B., Martinez, P., Gobeil, C., 2004. Comparative geochemistry of cadmium, rhenium, uranium and molybdenum in continental margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2485–2493.

- Sussman, A.J., Weil, A.B., 2004. Orogenic Curvature. Integrating paleomagnetic and structural analyses. The Geological Society of America, special paper 383.
- Svensen, H., Planke, S., Jamtveit, B., Pedersen, T., 2003. Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Vøring Basin, the Norwegian Sea. *Geomarine Letters*, 23, 351-358.
- Szabó, J. 1871. Az eruptív kőzetek érülése kőszénnel Vasason és Esztergom vidékén. *Földtani Közlöny* 1. 1-3.
- Szakáll, S., Gatter, I., Szendrei, G., 2005. A Magyarországi ásványfajok. p. 427. Kőország Kiadó Budapest.
- Szakáll, S., Jáger, V., Fehér, B., Zajzon, N., 2014. A mecseki fonolit ritkaföldfém-tartalma és ásványi hordozói. In: Szakáll, S., (szerk.) *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben*. 210 p. Miskolc: Miskolci Egyetem (ME), 2014. pp. 47-66. (CriticEl Monográfia sorozat; 5.) (ISBN:978-615-80073-0-6)
- Székyné Fux V., 1952. A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszetben. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 5. 187-209.
- Szentpétery, I., 1923. Az Árpád-házi királyok okleveleinek kritikai jegyzéke. I.köt. (1001-1270). Bp. M.Tud.Akad. 3.
- Szentpétery, I., 1938. *Scriptores Rerum Hungaricarum tempore Ducum Regumque stirpis Arpadianae gestarum*. Typ. Reg. Univ. Litt. Hung. II. köt. 382-383.
- Szepesházy, K., 1977. Az Alföld mezozoós magmás képződményei (Mesozoic magmatic rocks in the basement of the Great Hungarian Plain). *Földtani közlöny* 107, 384-397
- Sztróckay, K., 1952: Mecseki vasércképződés (Iron ore genesis in the Mecsek Mountains). *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Osztályának Közleményei*, 3, pp. 11–230.
- Szörényi, E., 1961. Magyarországi mezozoós echinodermaták. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 49, 255-259.
- Szurovy, G., 1949. Összefoglaló jelentés a zengővárkonyi vasérckutató jelenlegi helyzetéről. ELGI adattár. Ter. 4416
- Templeton, J.H. and Hanson, R.E., 2003. Jurassic submarine arc-apron deposits and associated magma/wet-sediment interaction, northern Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128, 299-326.
- Templeton, A., Staudigel, H., Bailey, B., Tebo, B., 2004. Fe(II) and Mn(II) oxidizing bacteria associated with weathered oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, A409.
- Templeton, A.S., Staudigel, H., Tebo, B.M., 2005. Diverse Mn(II)-oxidizing bacteria isolated from submarine basalts at Loihi Seamount. *Geomicrobiol J* 22, 127-139.
- Tenore, K.R., 1977. Food chain pathways in detrital feeding benthic communities: a review, with new observations on sediment resuspension and detrital recycling. In: Coull, B.C. (Ed.), *Ecology of Marine Benthos*. Belle W. Baruch Library Mar. Science No. 6. University of South Carolina Press, Columbia, S.C., pp. 37–54.
- Thomson, J., Higgs, N.C., Wilson, T.R.S., Croudace, I.W., de Lange, G.J., Van Santvoort, P.J.M., 1995. Redistribution and geochemical behavior of redox-sensitive elements around S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3487–3501.
- Thorseth, I.H., Furnes, H., Heldal, M., 1992. The importance of microbiological activity in the alteration of natural basaltic glass. *Geochim Cosmochim Acta* 56, 845-850.
- Thorseth, I.H., Furnes, H., Tumyr, O., 1995. Textural and chemical effects of bacterial activity on basaltic glass: an experimental approach. *Chem Geol* 119, 139-160.
- Thorseth, I.H., Torsvik, T., Torsvik, V., Daae, F.L., Pedersen, R.B., 2001. Diversity of life in ocean floor basalts. *Earth Planet Sci Lett* 194, 31-37.

- Thorseth, I.H., Pedersen, R.B., Christie, D.M., 2003. Microbial alteration of 0-30-Ma seafloor and sub-seafloor basaltic glasses from the Australian Antarctic Discordance. *Earth Planet Sci Lett* 215, 237-247.
- Tiercelin, J.J., Thouin, C., Kalala, T., Mondeguer, A., 1989. Discovery of sublacustrine hydrothermal activity and associated massive sulfides and hydrocarbons in the north Tanganyika trough, East African rift. *Geology* 17:1053–1056
- Tiercelin, J.J., Boulegue, J., Simoneit B.R.T., 1991. Hydrocarbons, sulphides, and carbonate deposits related to sublacustrine hydrothermal seeps in the north Tanganyika trough, East African Rift. In: Parnell J, Kucha H, Landais P (eds.) *Bitumen and ore deposits*, Springer-Verlag, Berlin, pp 96–113
- Tiercelin, J., Pflumio, C., Castrec, M., Boulegue, J., Gentle, P., Rolet, J., Coussement, C., Stetter, K.O., Huber, R., Buku, R., Mifundu, W., 1993. Hydrothermal vents in Lake Tanganyika, East African rift system. *Geology* 21, 499–502.
- Toramaru, A., Harada, T., Okamura, T., 2003. Experimental pattern transitions in a Liesegang system. *Physica D* 183, 133–140.
- Torsvik, T., Furnes, H., Muehlenbachs, K., Thorseth, I.H., Tumyr, O., 1998. Evidence for microbial activity at the glass-alteration interface in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 162, 165–176.
- Tóth, M., 1883. Magyarország ásványai, különös tekintettel termőhelyeik megállapítására. Budapest. p. 565.
- Tóth, A., Horváth, D., Smith, R., McMahan, J. R., Maselko, J., 2007. Phase diagram of precipitation morphologies in the $\text{Cu}^{2+} - \text{PO}_4^{3-}$ system. *Journal of Physical Chemistry*, 111(40), 14762-14767.
- Tribovillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T., Baudin, F., 2004. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized marine organic matter of marine origin in Mesozoic limestones and shales. *Chem. Geol.* 213, 385–401.
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology* 232, 12–32.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific, Oxford. 482p.
- Türkay, M., Sakai, K., 1995. Decapod crustaceans from a volcanic hot spring in the Marianas. *Senckenbergiana Maritima* 26, 25–35.
- Uda, M., 1967. The structure of synthetic Fe_3S_4 and the nature of transition to FeS. *Z. Anorg. Allg. Chem.* 350, 105-109.
- Vachard D., Barrier P., Montenat C. & Ott d'Estevou P. (1987): Dykes neptuniens, breches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du détroit de Messine au Plio-Quaternaire. *Doc. et Trav. IGAL*, 11: 127-141.
- Vadász, E., 1935. A Mecsekhegység. *Magyar Tájak Földtani Leírása I. M. Kir. Földtani Intézet Kiadása*, Budapest, p. 208.
- Varga, A., Raucsik, B., – Hámorné Vidó, M., – Rostási, Á., 2007. Az Óbányai Aleurolit Formáció fekete palájának izotópegeokémiai és szénhidrogéngenetikai jellemzése. *Földtani Közlöny* 137/4, 449-472.
- Varnavas, S.P., Cronan, D.S., 2005. Submarine hydrothermal activity off Santorini and Milos in the Central Hellenic Volcanic Arc: a synthesis. *Chemical Geology*, **224**, 40-65.
- Vetter, E.W., 1994. Hotspots of benthic production. *Nature* 372, 47.
- Vetter, E.W., Dayton, P.K., 1998. Macrofaunal communities within and adjacent to a detritus-rich submarine canyon system. *Deep-Sea Research II* 45, 25–54.
- Vetter, E.W., Dayton, P.K., 1999. Organic enrichment by macrophyte detritus and abundance patterns of megafaunal populations in submarine canyons. *Marine Ecology-Progress Series* 186, 137–148.

- Viczián, I., 1966. Tenger alatti kitörési és kőzetlebontási jelenségek a Kisbattyán I. sz. fúrás alsókréta diabáz összetételében. MÁFI Évi Jelentése az 1964-évről. 75-92.
- Vollrath, S., Behrends, T., Koch, B.C., Cappellen, P.H. 2013. Effects of temperature on rates and mineral products of microbial Fe(II) oxidation by *Leptothrix cholodnii* at microaerobic conditions *Geochimica et Cosmochimica Acta* 108, 107-124
- Vorlicek, T.P., Kahn, M.D., Kasuza, Y., Helz, G.R., 2004. Capture of molybdenum in pyrite-forming sediments: role of ligand-induced reduction by polysulfides. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 547–556.
- Vörös, A., 1993. Jurassic microplate movements and brachiopode migrations in the western part of the Tethys. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 100. 125-145.
- Vörös, A., 2001. Paleobiogeographical analysis: A tool for the reconstruction of Mesozoic Tethyan and Penninic basins. *Acta Geol. Hung.*, 44. 145-158.
- Wacey, D., Kilburn, M.R., McLoughlin, N., Parnell, J., Stoakes, C.A., Grovenor, C.R.M., Brasier, M.D., 2008. Use of NanoSIMS in the search for early life on Earth: ambient inclusion trails in a c. 3400 Ma sandstone. *J. Geol. Soc.* 165, 43–53.
- Wada, H., 1977. The synthesis of greigite from a polysulfide solution at about 100 °C. *Bull. Chem. Soc. Japan.* 50, 2615-2617.
- Wanty, R.B., Goldhaber, R., 1992. Thermodynamics and kinetics of reactions involving vanadium in natural systems: accumulation of vanadium in sedimentary rock. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 171–183.
- Wehrly, B., Stumm, W., 1989. Vanadyl in natural waters: adsorption, and hydrolysis promote oxygenation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 69–77.
- Wein, Gy., 1949. Jelentés a zengővárkonyi és pusztakisfalui vasércelőfordulások földtani helyzetéről. ELGI-adattár, Budapest
- Wein, Gy., 1959. Jelentés a kisújbányai medence és Jánosi puszta – márévári völgy alsókréta területeken végzett földtani térképező munkáról. ELGI adattár. Ter. 461
- Wein, Gy., 1961. A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. MÁFI évk. XLIX. 3. p. 759-768.
- Wein, Gy., 1965. A Mecsek hegység „északi pikkely” –ének földtani felépítése. MÁFI Évi Jelentése az 1963. évről. p. 35-49.
- Wein, Gy., 1967. Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. *Földtani Közlöny* XCVII. 4. p. 371-395.
- Wein, Gy. & Lovász, Gy., 1974. Délkelet- Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. Baranya Monográfia sorozat, Pécs.
- White, J.D.L., 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, 155-170.
- Whitfield, M., 2002. Interactions between phytoplankton and trace metals in the ocean. *Adv. Mar. Biol.* 41, 3–120.
- Wignall, P.B., Maynard, J.R., 1993. The sequence stratigraphy of transgressive black shales. In: Katz, B.J., Pratt, L.M. (Eds.), *Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework*. AAPG Studies in Geology, vol. 37, pp. 35–47.
- Wilkin R.T. & Barnes H.L., 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 61, No. 2, pp. 323-339.
- Williams-Jones, A. E., Migdisov, A. A., Samson, I. M., 2012. Hydrothermal mobilisation of the Rare Earth Elements – a Tale of „Ceria” and „Yttria”. *Elements* 8 (5), 355-360.
- Winterer, E.L., Metzler, C.V. & Sarti, M., 1991. Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38: 381-404.
- Włodyka, R., Karwowski, Ł., 2004. The alkaline magmatism from the Polish Western Carpathians. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers* Vol 24, 23-31.

- Wohletz, K. H., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formations: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, 31-63.
- Wohletz, K. H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies, *Bull. Volcanol.*, 48, 245-264.
- Wohletz, K.H., McQueen, R.G., Morrissey, M., 1995. Analysis of fuel-coolant interaction experimental analogs of hydrovolcanism. In: *Intense Multiphase Interactions* (Theofanous, T.G., Akiyama, M., Eds.), Proceedings of US (NSF) Japan (JSPS) Joint Seminar, Santa Barbara, CA, June 8-13. pp. 287-317.
- Wohletz, K. H., 2002. Water/magma interaction: some theory and experiments on peperite formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 19-35.
- Wortmann, U.G., Bernasconi, S.M., Böttcher, M., 2001. Hypersulfidic deep biosphere indicates extreme sulfur isotope fractionation during single-step microbial sulfate reduction. *Geology* 29, 647– 650.
- Wrucke, C.T., Churkin Jr., M., Heropoulos, C., 1978. Deep-sea origin of Ordovician pāna basalt and associated sedimentary rocks, northern Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1272–1280.
- Xiong, Y., 2011. Organic species of lanthanum in natural environments: Implications to mobility of rare earth elements in low temperature environments, *Applied Geochemistry* 26, 1130-1137.
- Zarenkov, N. A., 1989. Three new species of *Calocairis* Bell (Decapoda Axiidae).— *Zoologiskii Zhurnal* 68(II): 24-30. (In Russian, with English summary.)
- Zheng, Y., Anderson, R.F., van Geen, A., Fleisheir, M.Q., 2002a. Preservation of non-lithogenic particulate uranium in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3085–3092.
- Zheng, Y., Anderson, R.F., van Geen, A., Fleisheir, M.Q., 2002b. Remobilization of authigenic uranium in marine sediments by bioturbation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 1759–1772.
- Zierenberg R. A. and Schiffman P., 1990. Microbial control of silver mineralization at a seafloor hydrothermal site on the northern Gorda Ridge. *Nature* 348, 155–157.
- Zimanowski, B., (1998). Phreatomagmatic explosions. *Dev. Volcanol.* 4, 25-54.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., Häfele, H.-G., 1997. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *J. Geophys. Res.* 107, 803-814.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Nestler, J., 1997. Brittle reaction of a high-temperature ion melt. *Europhys. Lett.* 38, 285-289.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., Lorenz, V., 1991. Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 341-358.
- Zipser, C. A., 1817. Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. Carl Friedrich Wiegand. Odenburg.

Melléklet

1. táblázat. A vizsgált pirites fázisok kén stabilizotóp értékeinek ($\delta^{34}\text{S}$) táblázatos összefoglalása

minta/ $\delta^{34}\text{S}$ értékek	Zvhdp	Zvde	Zvpy	Hvpy	Vvpy	Vvpycp	Bkpy	RpyTk	RpyFp
	-35.9	-28.92	-35.4	-34.02	44.38	-3.94	30.68	-12.30	-16.72
	-28.0	-30.31	-34.41	-34.47	42.50	-4.31	31.56	-11.10	-17.14
		-28.66	-38.79	-34.30			31.36	-11.80	-18.01
								-12.65	-16.81

Rövidítések az 1. táblázathoz:

Zvhdp: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közti csöves szerkezetű hidrotermás képződményeket (pórusvízkiszökési csatornák) alkotó pirit-markazit

Zvde: Zengővárkony, peperites mészkőzárványokban lévő fonalas-szerkezetű pirites fázisok

Zvpy: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közti mészkőzárványokban lévő pirites rákkoprolitok: *Favreina belandoi* és *Helicerina siciliana* pirites maradványai

Hvpy: Zobákpuszt, Hidasivölgy, intruzív hialoklasztit kalcitos kitöltéseiből és hólyagüregeiből szeparált pirit

Vvpy: Magyaregregy, Várvölgy, párna lávabreccsa –rétegek között található kalciterekben lévő pirit

Vvpycp: Magyaregregy, Várvölgy, hialoklasztitban lévő Ti-augit repedéséből szeparált pirit-film

Bkpy: Magyaregregy, Barnakő, titon-berriázi (pirites) mészkövet áttörő alkálilbazalt telér kalcitereiben lévő pirit

RpyTk: Pécsvárad, Réka-völgy, tefrit teleptelér és toarci pirites feketepala kontaktusától 20 cm-re a tefrit kalcitos drúzából szeparált pirit

RpyFp: Pécsvárad, Réka-völgy, toarci feketepala pirit aggregátumai

2. táblázat. A vizsgált formációk nyomelemtartalma, néhány elem felsőkéregbeli átlag koncentrációjával. (A rövidítések a táblázat alján találhatóak)

elem	kimutatási határ	felsőkéreg átl.(Rudnick&Gao 2003)	Pk1	Pk2	Hvpy	Hvjpmk	Hvgoe	Vvpy
Au	0,0001 ppm	1,5 ppb	0,004	0,0018	0,001	<0,005	0,0026	0,002
Ag	0,01 ppm	53 ppb	< 0,2	0,07	0,02; 0,02	0,02	0,2	0,2
Al	0,0001%		0,21	0,03	0,46; 0,92	0,2	0,84	0,55
As	0,1 ppm	4,8 ppm	484	135,5	129; 2,9	9,3	12,4	8
B	10 ppm	17 ppm	10	< 10	< 10	< 10	160	< 10
Ba	10 ppm	624 ppm	870	10	20; 10	20	40	10
Be	0,05 ppm	2,1 ppm	7,2	2,33	0,22	0,17	7,3	< 0,5
Bi	0,01 ppm	0,16 ppm	3	0,01	0,04	0,07	0,03	< 2
Ca	0,0001%		12,5	1,58	15,6; 18,30	21,2	0,18	24,8
Cd	0,06 ppm	90 ppb	< 0,5	0,03	0,04	0,24	0,33	< 0,5
Co	0,1 ppm	17,3 ppm	27	4,6	5; 17,1	5,6	16,7	15
Cr	1 ppm	92 ppm	1	9	3; 25	6	37	5
Cu	0,2 ppm	28 ppm	79	9,1	11; 21,1	21,5	17,1	6
Fe	0,0001%		20,5	22,4	21,5; 11,10	1,4	48	3,02
Ga	0,05 ppm	17,5 ppm	< 10	0,72	4,28	0,83	10,4	< 10
Ge	0,05 ppm	1,4 ppm		3,69	0,07	<0,05	1,6	
Hg	0,01 ppm	50 ppb	< 1	0,01	0,01	0,03	0,03	< 1
Hf	0,02ppm	5,3 ppm		0,04	0,33	0,03	0,39	
In	0,005 ppm	56 ppb		< 0,005	0,027	0,008	0,01	
K	0,0001%		0,02	< 0,01	0,01; 0,04	0,07	0,13	0,01
La	0,2 ppm	31 ppm	20	4,7	10; 13,2	13,5	15,1	10
Li	0,1 ppm	21 ppm		0,4	4,8	1,4	3,9	
Mg	0,0001%		0,11	0,03	0,48; 1,28	0,14	0,28	1,23
Mn	0,05 ppm		8280	94	3400; 3640	1150	1220	3770
Mo	0,2 ppm	1,1 ppm	14	18,55	159; 90	0,49	7,5	12
Na	0,0001%		0,02	0,01	0,01; 0,07	0,01	0,04	0,04
Nb	0,05 ppm	12 ppm		0,4	0,25	0,12	1,31	
Ni	0,2 ppm	47 ppm	132	43,7	5; 35,3	13,6	61,2	12
P	10 ppm		1990	950	190; 960	230	1330	390
Pb	0,2 ppm	17 ppm	22	9,2	10; 2	7,7	9,3	5
Rb	0,1 ppm	84 ppm		0,2	1	3,5	6,1	
Re	0,001ppm	0,198 ppb		< 0,001	0,001	<0,001	0,001	
S	0,0001%		0,03	0,01	> 10; >10	0,02	< 0,01	1,6
Sb	0,05 ppm	0,4 ppm	10	2,87	< 2	0,26	1,44	< 2
Sc	0,1 ppm	14 ppm	1	0,5	1; 3,9	1,2	4,3	2
Se	0,2 ppm	90 ppb		0,3	0,3	0,3	0,6	
Sn	0,2 ppm	2,1 ppm		< 0,2	0,7	<0,2	0,6	
Sr	0,2 ppm	320 ppm	100	7,5	116; 149	148,5	57	423
Ta	0,01 ppm	0,9 ppm		0,01	0,01	<0,01	0,02	
Te	0,01 ppm			0,02	0,01	0,07	0,04	
Th	0,2 ppm	10,5 ppm	< 20	0,2	1,3	0,6	0,8	< 20
Ti	0,00005		0,01	< 0,005	0,01; 0,027	<0,005	0,084	0,02
Tl	0,02 ppm	0,9 ppm	< 10	< 0,02	10; 4,14	0,11	0,04	< 10
U	0,05 ppm	2,7 ppm	< 10	1,3	0,28	0,08	1,23	< 10
V	1 ppm	97 ppm	114	77	20; 68	5	108	31
W	0,05 ppm	1,9 ppm	10	2,77	<0,05	<0,05	3,19	< 10
Y	0,05 ppm	21 ppm		19,6	8,66	10,05	14,2	
Zn	2 ppm	67 ppm	142	12	16; 21	28	30	17
Zr	0,5 ppm	193 ppm		3,2	9,6	1,1	19,4	

elem	kimutatási határ	felsőkéreg átl.(Rudnick&Gao 2003)	Ckvpy	RpyTk	RpyFp	RpyT	Bkpy	Bkkpmk
Au	0,0001 ppm	1,5 ppb	0,001	0,003	0,001	0,002	0,003	<0,005
Ag	0,01 ppm	53 ppb	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	0,03
Al	0,0001%		2,4	0,56	4,06	1,15	0,15	0,1
As	0,1 ppm	4,8 ppm	15	10	14	3	3	5,9
B	10 ppm	17 ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	<10
Ba	10 ppm	624 ppm	430	40	150	50	10	20
Be	0,05 ppm	2,1 ppm	0,9	0,7	3,2	1,2	< 0,5	0,18
Bi	0,01 ppm	0,16 ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	0,03
Ca	0,0001%		8,9	5,69	4,93	17,9	> 25	>25
Cd	0,06 ppm	90 ppb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,3
Co	0,1 ppm	17,3 ppm	22	5	21	5	5	3,6
Cr	1 ppm	92 ppm	1	< 1	66	15	7	10
Cu	0,2 ppm	28 ppm	29	7	84	10	1	10,2
Fe	0,0001%		4,76	7,59	4,89	2,36	1,78	1,92
Ga	0,05 ppm	17,5 ppm	10	10	20	10	< 10	0,4
Ge	0,05 ppm	1,4 ppm						<0,05
Hg	0,01 ppm	50 ppb	< 1	< 1	1	< 1	1	0,03
Hf	0,02ppm	5,3 ppm						0,02
In	0,005 ppm	56 ppb						0,007
K	0,0001%		0,29	0,06	0,1	0,12	0,01	0,03
La	0,2 ppm	31 ppm	40	40	40	20	10	4,9
Li	0,1 ppm	21 ppm						0,8
Mg	0,0001%		1,75	0,41	4,59	0,75	0,13	0,14
Mn	0,05 ppm		1790	1650	6100	5060	1290	411
Mo	0,2 ppm	1,1 ppm	1	3	6	2	< 1	1,18
Na	0,0001%		0,23	0,1	1,39	0,1	0,01	0,01
Nb	0,05 ppm	12 ppm						0,12
Ni	0,2 ppm	47 ppm	14	< 1	37	5	12	13,2
P	10 ppm		3600	3650	1100	1270	100	280
Pb	0,2 ppm	17 ppm	5	4	16	6	2	4,9
Rb	0,1 ppm	84 ppm						1,5
Re	0,001ppm	0,198 ppb						<0,001
S	0,0001%		0,29	7,7	2,58	0,8	1,4	0,02
Sb	0,05 ppm	0,4 ppm	< 2	4	< 2	< 2	< 2	0,24
Sc	0,1 ppm	14 ppm	8	4	12	5	1	0,9
Se	0,2 ppm	90 ppb						0,4
Sn	0,2 ppm	2,1 ppm						<0,2
Sr	0,2 ppm	320 ppm	288	227	204	514	229	247
Ta	0,01 ppm	0,9 ppm						<0,01
Te	0,01 ppm							0,01
Th	0,2 ppm	10,5 ppm	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	0,3
Ti	0,00005		0,25	0,54	0,24	0,19	0,1	<0,005
Tl	0,02 ppm	0,9 ppm	< 10	< 10	0,56	< 10	< 10	0,07
U	0,05 ppm	2,7 ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	10	0,42
V	1 ppm	97 ppm	107	19	122	35	8	7
W	0,05 ppm	1,9 ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	<0,05
Y	0,05 ppm	21 ppm						6,26
Zn	2 ppm	67 ppm	88	46	15	35	3	44
Zr	0,5 ppm	193 ppm						1,5

elem	kimutatási határ	felsőkéreg átl.(Rudnick&Gao 2003)	Zvpy	Zvhdp1	Zvhdp2	Zvhdp3	Zvhdp4
Au	0,0001 ppm	1,5 ppb	<0,005; <0,005	< 0,01	0,0018	< 0,01	0,0014
Ag	0,01 ppm	53 ppb	0,38; 0,15	< 1	0,14	< 1	0,36
Al	0,0001%		0,29; 0,12		0,89		0,5
As	0,1 ppm	4,8 ppm	16,9; 10,9	24,8	46,7	65,4	33
B	10 ppm	17 ppm	<10		< 10		< 10
Ba	10 ppm	624 ppm	20; 20	220	20	260	40
Be	0,05 ppm	2,1 ppm	0,18; 0,18		0,18		0,18
Bi	0,01 ppm	0,16 ppm	0,01; 0,01		0,02		0,02
Ca	0,0001%		32,7; >25	13,2	1,3	0,435	6,26
Cd	0,06 ppm	90 ppb	0,77; 0,28	0,36	1,5	2,08	1,02
Co	0,1 ppm	17,3 ppm	5; 1,7	61,4	64	80,8	52,8
Cr	1 ppm	92 ppm	26; 14	2,9	15	36,1	5
Cu	0,2 ppm	28 ppm	32,7; 2,9	3,62	22,5	2,81	17,7
Fe	0,0001%		3,53; 2,25	23,1	22,3	18,9	21,1
Ga	0,05 ppm	17,5 ppm	1,51; 0,77		3,32		2,36
Ge	0,05 ppm	1,4 ppm	0,09		0,43		0,33
Hg	0,01 ppm	50 ppb	0,02	< 1		< 1	0,02
Hf	0,02ppm	5,3 ppm	0,3; 0,11		0,24		0,08
In	0,005 ppm	56 ppb	0,005; 0,007		0,031		< 0,005
K	0,0001%		0,2; 0,02	< 0,2	0,07	2,91	0,07
La	0,2 ppm	31 ppm	6,1; 4,8		5,5		5,2
Li	0,1 ppm	21 ppm	1,8; 0,5		4,2		2,6
Mg	0,0001%		0,37; 0,35	< 0,15	0,23	0,38	0,16
Mn	0,05 ppm		1000; 1070		1120		1760
Mo	0,2 ppm	1,1 ppm	16,85; 7,60	170	511	365	181,5
Na	0,0001%		0,05; 0,02	0,058	0,02	0,251	0,01
Nb	0,05 ppm	12 ppm	3; 0,14		0,54		0,5
Ni	0,2 ppm	47 ppm	18,2; 7	41,7	65,1	115	44,3
P	10 ppm		220; 240		760		1200
Pb	0,2 ppm	17 ppm	9; 0,9	14	4,3	17,4	2,1
Rb	0,1 ppm	84 ppm	1,6; 0,7		2,6		4,4
Re	0,001ppm	0,198 ppb	0,106; 0,020		0,044		0,004
S	0,0001%		3,37; 1,91	13,2	7,33	5	7,14
Sb	0,05 ppm	0,4 ppm	0,77; 0,20	8,45	0,81	0,787	0,81
Sc	0,1 ppm	14 ppm	1,2; 0,9		2,9		2
Se	0,2 ppm	90 ppb	3; 1,7	3,87	2,5	4,32	2,9
Sn	0,2 ppm	2,1 ppm	0,2; <0,2		0,5		0,2
Sr	0,2 ppm	320 ppm	155,5; 155	90	25,8	80	52,9
Ta	0,01 ppm	0,9 ppm	0,19; <0,01		< 0,01		< 0,01
Te	0,01 ppm		<0,05		0,04		0,03
Th	0,2 ppm	10,5 ppm	0,2; <0,2		1,6		0,7
Ti	0,00005		0,095; 0,006		0,015		0,007
Tl	0,02 ppm	0,9 ppm	1,4; 0,45		1,96		2,53
U	0,05 ppm	2,7 ppm	24,5; 10,15		1,59		0,73
V	1 ppm	97 ppm	300; 125		48		38
W	0,05 ppm	1,9 ppm	0,1; <0,05		< 0,05		0,07
Y	0,05 ppm	21 ppm	6,1; 4,82		4,47		4,73
Zn	2 ppm	67 ppm	11; 5	32,4	30	58	12
Zr	0,5 ppm	193 ppm	13,6; 3,9		11,1		4

elem	kimutatási határ	felsőkéreg átl.(Rudnick&Gao 2003)	Zvkpgoe	Zvqgoe	Zvmkz1	Zvmkz2	Zvpb
Au	0,0001 ppm	1,5 ppb	0,0012	0,0008	< 0,01	< 0,02	< 0,01
Ag	0,01 ppm	53 ppb	0,07	0,03	< 1	< 1	< 1
Al	0,0001%		0,41	0,21			
As	0,1 ppm	4,8 ppm	14	6	8,58	19,2	3,34
B	10 ppm	17 ppm	50	30			
Ba	10 ppm	624 ppm	100	10	60	80	430
Be	0,05 ppm	2,1 ppm	3,59	1,89			
Bi	0,01 ppm	0,16 ppm	0,01	< 0,01			
Ca	0,0001%		16,15	19	17,8	32,9	10,5
Cd	0,06 ppm	90 ppb	0,07	0,08	1,83	< 0,06	< 0,06
Co	0,1 ppm	17,3 ppm	4,9	7	1,04	27	40,9
Cr	1 ppm	92 ppm	1	1	8,39	20,1	93,8
Cu	0,2 ppm	28 ppm	5,7	2,8	< 0,2	12,3	15,3
Fe	0,0001%		22,3	12,8	8,59	2,34	6,54
Ga	0,05 ppm	17,5 ppm	6,82	5,92			
Ge	0,05 ppm	1,4 ppm	0,56	0,46			
Hg	0,01 ppm	50 ppb	0,01	0,01	< 1	< 1	< 1
Hf	0,02ppm	5,3 ppm	0,09	0,08			
In	0,005 ppm	56 ppb	< 0,005	< 0,005			
K	0,0001%		0,07	0,02	< 0,2	< 0,2	1,53
La	0,2 ppm	31 ppm	10,6	9,2			
Li	0,1 ppm	21 ppm	1	0,6			
Mg	0,0001%		0,19	0,18	< 0,15	0,43	1,21
Mn	0,05 ppm		2250	2020			
Mo	0,2 ppm	1,1 ppm	5,27	4,91	7,66	9,13	1,54
Na	0,0001%		0,03	0,02	0,042	0,056	0,702
Nb	0,05 ppm	12 ppm	0,53	0,41			
Ni	0,2 ppm	47 ppm	9	16,5	5,74	33,2	29,1
P	10 ppm		680	440			
Pb	0,2 ppm	17 ppm	1,2	1	22,4	2,64	2,37
Rb	0,1 ppm	84 ppm	3,3	0,9			
Re	0,001ppm	0,198 ppb	< 0,001	< 0,001			
S	0,0001%		0,01	0,02	< 0,15	0,52	< 0,15
Sb	0,05 ppm	0,4 ppm	0,65	0,77	1,4	4,3	4,57
Sc	0,1 ppm	14 ppm	2,3	1,5			
Se	0,2 ppm	90 ppb	0,4	0,3	< 0,6	15,8	< 0,6
Sn	0,2 ppm	2,1 ppm	< 0,2	< 0,2			
Sr	0,2 ppm	320 ppm	124,5	138	80	260	400
Ta	0,01 ppm	0,9 ppm	0,01	< 0,01			
Te	0,01 ppm		0,02	0,03			
Th	0,2 ppm	10,5 ppm	0,2	< 0,2			
Ti	0,00005		0,022	0,009			
Tl	0,02 ppm	0,9 ppm	0,02	< 0,02			
U	0,05 ppm	2,7 ppm	0,64	0,67			
V	1 ppm	97 ppm	63	66			
W	0,05 ppm	1,9 ppm	2,89	1,42			
Y	0,05 ppm	21 ppm	9,3	7,85			
Zn	2 ppm	67 ppm	13	11	46,9	15,8	179
Zr	0,5 ppm	193 ppm	7	5,3			

elem	kimutatási határ	felsőkéreg átl.(Rudnick&Gao 2003)	Zvhy	Zvfmk	Zvlihy	Zvjmk	Zvpch
Au	0,0001 ppm	1,5 ppb	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,02	< 0,02
Ag	0,01 ppm	53 ppb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Al	0,0001%						
As	0,1 ppm	4,8 ppm	7,16	7,11	5,86	1,93	1,68
B	10 ppm	17 ppm					
Ba	10 ppm	624 ppm	180	110	< 50	70	< 50
Be	0,05 ppm	2,1 ppm					
Bi	0,01 ppm	0,16 ppm					
Ca	0,0001%		8,55	30,7	24,8	31,9	34,4
Cd	0,06 ppm	90 ppb	< 0,06	< 0,06	< 0,06	0,073	< 0,06
Co	0,1 ppm	17,3 ppm	53,9	12,3	17,1	6,07	2,01
Cr	1 ppm	92 ppm	92	10,7	30,4	4,76	6,11
Cu	0,2 ppm	28 ppm	18,7	8,36	4,77	< 0,2	5,21
Fe	0,0001%		10,7	1,5	9,13	6,64	0,619
Ga	0,05 ppm	17,5 ppm					
Ge	0,05 ppm	1,4 ppm					
Hg	0,01 ppm	50 ppb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Hf	0,02ppm	5,3 ppm					
In	0,005 ppm	56 ppb					
K	0,0001%		2,86	0,649	< 0,2	0,289	0,217
La	0,2 ppm	31 ppm					
Li	0,1 ppm	21 ppm					
Mg	0,0001%		2,13	0,281	0,651	0,579	0,164
Mn	0,05 ppm						
Mo	0,2 ppm	1,1 ppm	< 0,2	0,452	0,847	< 0,2	0,574
Na	0,0001%		0,057	0,088	0,032	0,044	0,038
Nb	0,05 ppm	12 ppm					
Ni	0,2 ppm	47 ppm	59,5	13,3	22	61,2	2,74
P	10 ppm						
Pb	0,2 ppm	17 ppm	8,47	10,6	14,3	4,78	< 0,6
Rb	0,1 ppm	84 ppm					
Re	0,001ppm	0,198 ppb					
S	0,0001%		< 0,15	< 0,15	< 0,15	< 0,15	< 0,15
Sb	0,05 ppm	0,4 ppm	2,28	11,1	3,09	3,36	6,34
Sc	0,1 ppm	14 ppm					
Se	0,2 ppm	90 ppb	< 0,6	2,66	< 0,6	1,41	1,03
Sn	0,2 ppm	2,1 ppm					
Sr	0,2 ppm	320 ppm	80	160	110	190	30
Ta	0,01 ppm	0,9 ppm					
Te	0,01 ppm						
Th	0,2 ppm	10,5 ppm					
Ti	0,00005						
Tl	0,02 ppm	0,9 ppm					
U	0,05 ppm	2,7 ppm					
V	1 ppm	97 ppm					
W	0,05 ppm	1,9 ppm					
Y	0,05 ppm	21 ppm					
Zn	2 ppm	67 ppm	93	50,7	60,2	62,9	8,16
Zr	0,5 ppm	193 ppm					

elem	kimutatási határ	felsőkéreg átl.(Rudnick&Gao 2003)	Vbgoe	Mjmkgoe	Of
Au	0,0001 ppm	1,5 ppb	0,0013	0,0015	0,0025
Ag	0,01 ppm	53 ppb	0,18	0,001	0,04
Al	0,0001%		0,87	0,54	0,25
As	0,1 ppm	4,8 ppm	2070	2	292
B	10 ppm	17 ppm	< 10	10	< 10
Ba	10 ppm	624 ppm	120	40	1230
Be	0,05 ppm	2,1 ppm	2,48	1,04	3,64
Bi	0,01 ppm	0,16 ppm	0,07	0,01	0,03
Ca	0,0001%		0,28	> 25	> 25
Cd	0,06 ppm	90 ppb	0,35	0,12	0,46
Co	0,1 ppm	17,3 ppm	9,1	4,6	47,7
Cr	1 ppm	92 ppm	17	13	8
Cu	0,2 ppm	28 ppm	63,4	2,6	371
Fe	0,0001%		45,5	5,59	8,09
Ga	0,05 ppm	17,5 ppm	8,63	5,88	1,52
Ge	0,05 ppm	1,4 ppm	1,08	0,18	0,24
Hg	0,01 ppm	50 ppb	0,03	0,01	0,03
Hf	0,02ppm	5,3 ppm	0,07	0,4	0,2
In	0,005 ppm	56 ppb	0,034	< 0,005	< 0,005
K	0,0001%		0,04	0,1	0,02
La	0,2 ppm	31 ppm	12,2	21,8	62,3
Li	0,1 ppm	21 ppm	1,1	2	1,4
Mg	0,0001%		0,26	0,62	0,56
Mn	0,05 ppm		1740	3880	8620
Mo	0,2 ppm	1,1 ppm	43,1	0,86	5,73
Na	0,0001%		0,02	0,02	0,03
Nb	0,05 ppm	12 ppm	1	0,47	0,44
Ni	0,2 ppm	47 ppm	11	21,8	67,4
P	10 ppm		1900	190	180
Pb	0,2 ppm	17 ppm	13,1	1,7	75,4
Rb	0,1 ppm	84 ppm	3,1	5,3	1
Re	0,001ppm	0,198 ppb	< 0,001	< 0,001	0,001
S	0,0001%		0,07	0,01	0,01
Sb	0,05 ppm	0,4 ppm	13,45	0,09	2,25
Sc	0,1 ppm	14 ppm	2,8	3,4	2,8
Se	0,2 ppm	90 ppb	0,5	0,5	0,7
Sn	0,2 ppm	2,1 ppm	0,3	0,2	< 0,2
Sr	0,2 ppm	320 ppm	36,7	131,5	159
Ta	0,01 ppm	0,9 ppm	0,01	< 0,01	0,01
Te	0,01 ppm		0,03	0,02	0,05
Th	0,2 ppm	10,5 ppm	2,5	< 0,2	0,3
Ti	0,00005		< 0,005	0,016	< 0,005
Tl	0,02 ppm	0,9 ppm	7,2	< 0,02	0,24
U	0,05 ppm	2,7 ppm	4,22	0,033	1,85
V	1 ppm	97 ppm	703	78	129
W	0,05 ppm	1,9 ppm	0,35	0,87	7,34
Y	0,05 ppm	21 ppm	12,65	11,45	26,1
Zn	2 ppm	67 ppm	75	7	41
Zr	0,5 ppm	193 ppm	3,3	27,2	15,2

Rövidítések a 2. táblázathoz:

Pk1: Pusztakisfalu, hematitos érc1

Pk2: Pusztakisfalu, hematitos érc2

Hvjpmk: Zobákpusztá, Hidasi-völgy, Csurgói mellékárok felső-jura pirit utáni goethitet tartalmazó mészkő

Hvgoe: Zobákpusztá, Hidasi-völgy, goethites koproilitos érc

Vvpy: Magyaregregy, Várvölgy, párna lávabreccsa-rétegek közötti kalcitos-pirites erek

Ckppy: Magyaregregy, Cikói-völgy, pirites-kalciteres alkálibazalt

RpyTk: Pécsvárad, Réka-völgy, pirites tefrit a kontakttól 20-30 cm-es távolságból

RpyFp: Pécsvárad, Réka-völgy, pirites toarci feketepala

RpyT: Pécsvárad, Réka-völgy, pirithintéses tefrit a táróból

Bkpy: Magyaregregy, Barnakő, titon-berriázi mészkövet áttörő alkálibazalt telér pirites kalciterei

Bkpmk: Magyaregregy, Barnakő, titon-berriázi pirit utáni goethit pszeuromorfózákat tartalmazó mészkő

Zvpy: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti pirites rákkoproilitokat tartalmazó mészkőzárvány

Zvhdp1: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti csöves szerkezetű vassulfidos hidrotermás képződmény1 (pórusvízkiszökési struktúra felső része)

Zvhdp2: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti csöves szerkezetű vassulfidos hidrotermás képződmény2 (pórusvízkiszökési struktúra középső része)

Zvhdp3: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti csöves szerkezetű vassulfidos hidrotermás képződmény3 (pórusvízkiszökési struktúra alsó része)

Zvhdp4: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti csöves szerkezetű vassulfidos hidrotermás képződmény4 (pórusvízkiszökési struktúra)

Zvkpgoe: Zengővárkony, goethites koproilitos érc

Zvqgoe: Zengővárkony, kvarcos-kalcitos goethites koproilitos érc

Zvmkz1: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti mészkőzárvány1

Zvmkz2: Zengővárkony, intruzív párnabazaltok közötti mészkőzárvány2

Zvpb: Zengővárkony, intruzív párnabazalt

Zvhy: Zengővárkony, intruzív hialoklasztit

Zvfmk: Zengővárkony, ércfedő mészkő

Zvlihy: Zengővárkony, goethites ér intruzív hialoklasztitban

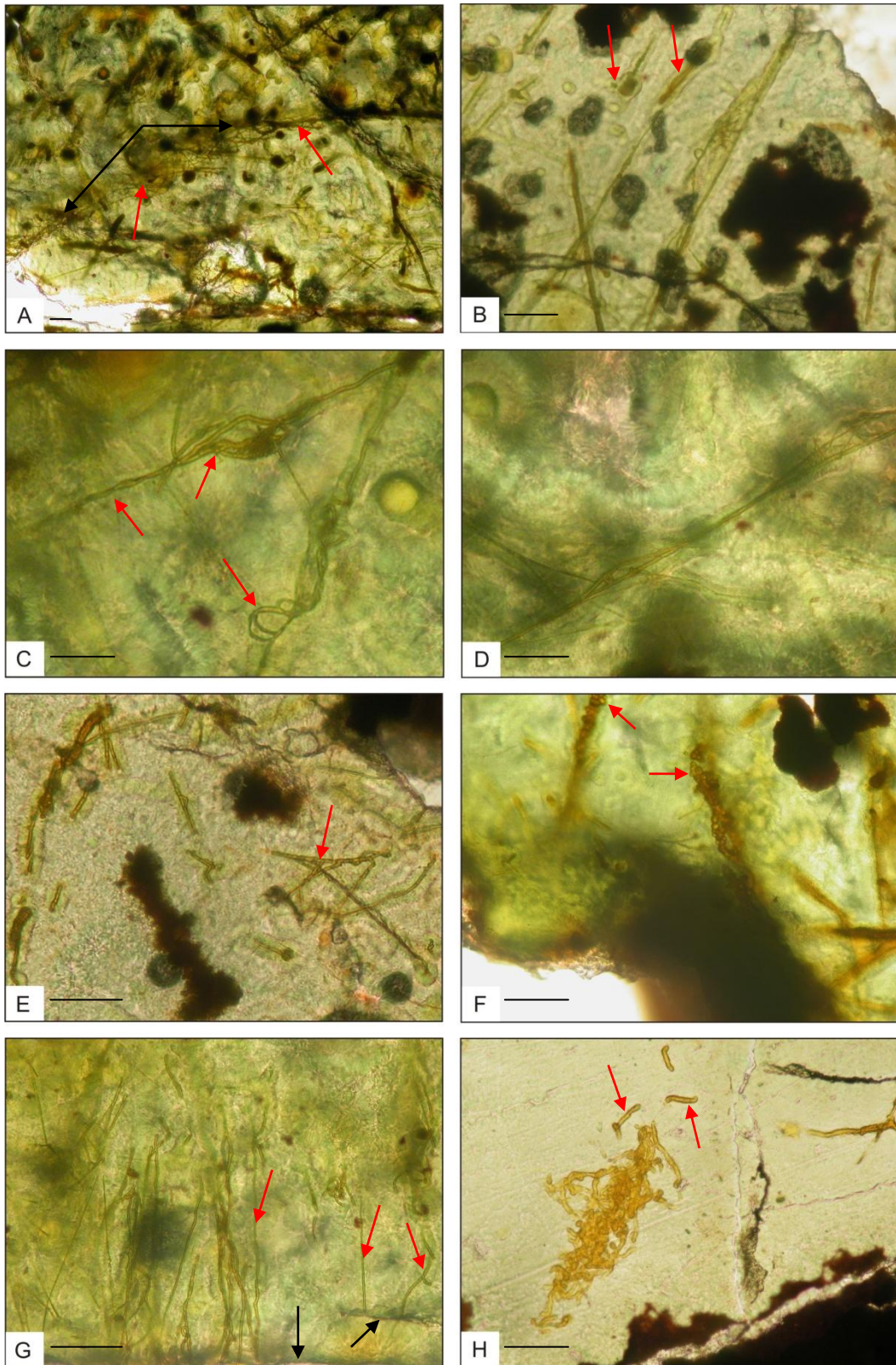
Zvjmk: Zengővárkony, felső-jura enyhén goethites mészkő

Zvpch: Zengővárkony, intruzív párnabazalt kihülési szegélye

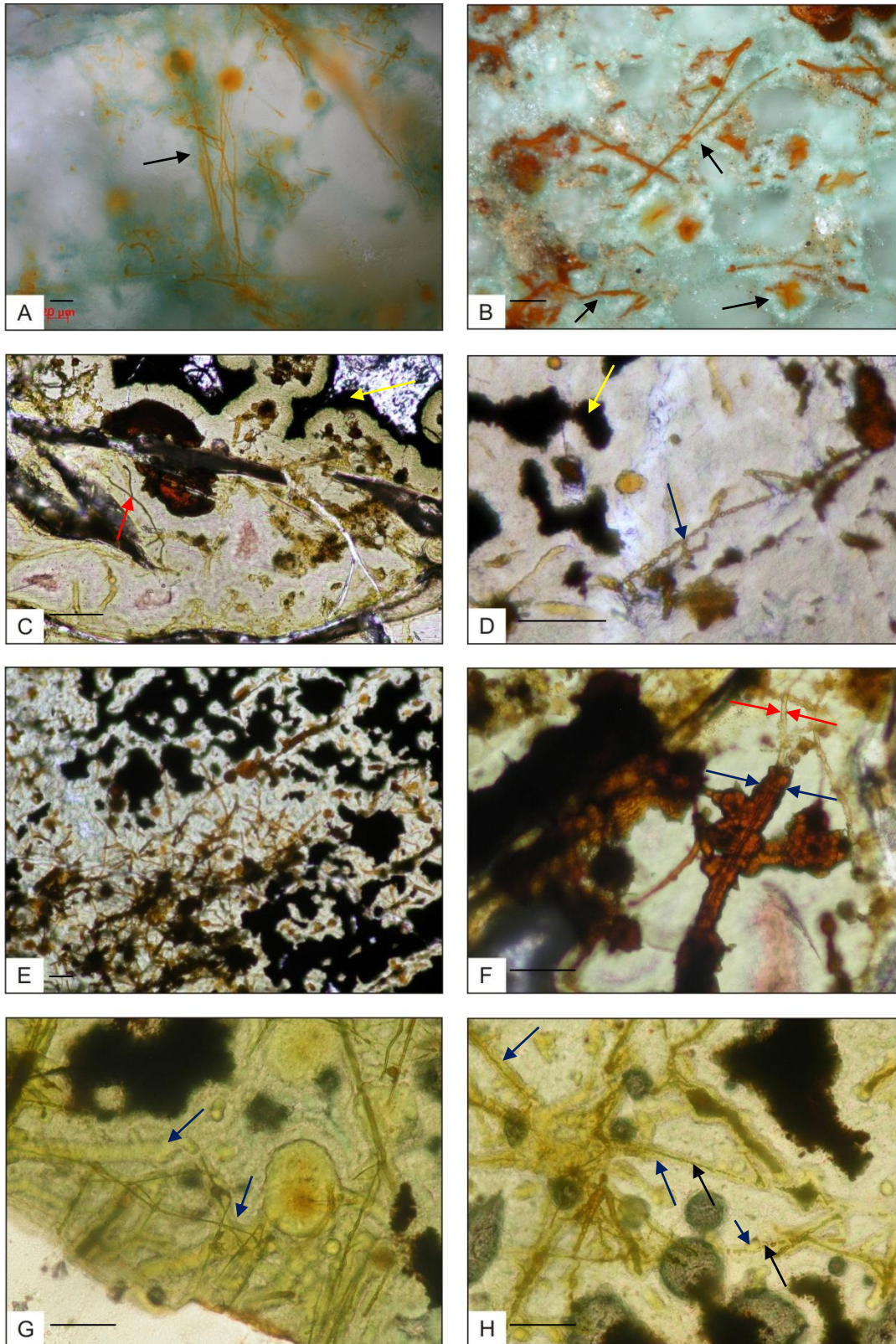
Vbgoe: Magyaregregy, Vasbánya-völgy, miocén konglomerátumból előkerült valószínűleg koproilitos eredetű érc

Mjmkgoe: Komló-Jánosipusztá, goethites mészkőzárvány intruzív párnabazaltok közül

Of: Ófalu, Goldgrund-völgy, hematitos, *Gallionella*-tartalmú neptuni telér



1. ábra. Zengővárkony. Intruzív hialoklasztit üveges alapanyagában lévő bakteriális tevékenységre utaló járatok (A-H). A goethites járatok (piros nyíl) sokszor repedésekből (fekete nyíl) indulnak ki (A, G); A járatok körüli intenzívebb hidrolízisre és oldatmozgásra utal az amorf palagonit szálas szemektítetté alakulása (piros nyíl) (B); A goethites járatok sokszor tartalmaznak csomókat, egymás köré tekeredő más járatokat (piros nyíl) (C, D, E); a goethit gömbsugaras „rügyei” is gyakran megfigyelhetők a járatok körül (piros nyíl) (F); repedésekből kiinduló (fekete nyíl) egymással párhuzamos goethites járatok (piros nyíl) (G); különálló csöves szerkezetű járatok (piros nyíl) palagonitban (H). A méretarány egységesen 20 μm



2. ábra. Zengővárkony. Hidrotermásan átalakult bazalttüveg goethites járatai mentén kivált szeladonit (fekete nyíl) (A, B); palagonit szegélyén kialakult abiogén goethites sáv (sárga nyíl), valamint elágazó goethites járatok (piros nyíl) és sorba rendeződött gömbsugaras goethit (kék nyíl) (C, D); goethites járatok halmazai palagonitban (E); goethites járat (piros nyíl) hossz tengelyére újból kivált tús-sugaras goethit kéreg (kék nyíl) (F); amorf palagonitban lévő, egymástól elkülönült goethites gömbsugaras halmazokból álló járatok (fekete nyíl) mentén kivált szmektit (fekete nyíl). A méretarány egységesen 20 μm

3. táblázat. Vasas, alkálibazalt-márga kontakt hidrotermás kvarc

<i>mintá</i>	Th (°C)	Te (°C)	T _{m_{ice}} (°C)	C NaCl wt%
1. (P)	156	-24.7(?)	-3.8	6.15
2. (P)	164		-2.7	4.49
3. (P)	160		-3.3	5.41
4. (P)	150		-3.2	5.26
5. (P)	160		-3.3	5.41
6. (P)	166		-3.6	5.86
7. (P)	162		-3.5	5.71
8. (P)	168		-3.5	5.71
9. (P)	175			
10. (P)	135			
11. (P)	163			

4. táblázat. Réka-völgy
hidrotermás kvarc

<i>mintá</i>	Th (°C)	T _{m_{ice}} (°C)	C NaCl wt%
1. (s)	144	-4,3	6,88
2. (s)	125	-3,9	6,3
3. (s)	114	-3,9	6,3
4. (s)	104	-2,6	4,33
5. (s)	125	-1,9	3,22
6. (s)	108	-1,6	2,73
7. (s)	118	-1	1,73
8. (s)	120		

5. táblázat. Zengővárkony, hidrotermás kalcit

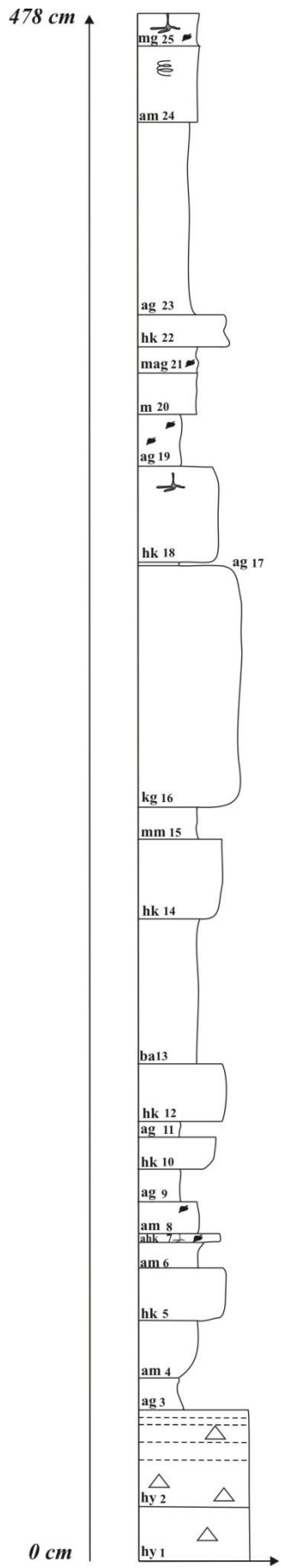
<i>mintá</i>	Th (°C)	Te (°C)	T _{m_{ice}} (°C)	C NaCl wt%
1. (P)	98			
2. (P)	110			
3. (P)	159	-22,3	-1,8	3,06
4. (P)	140			
5. (P)	138	-21,5	-1,8	3,06
6. (P)	145			
7. (P)	125		-1,9	3,22
8. (P)	113			
9. (P)	112			
10. (P)	143		-2,1	3,54
11. (P)	115			
12. (P)	141		-2	3,38
13. (P)	143			

6. táblázat. Pusztabánya,
hidrotermás kalcit

<i>minta</i>	Th (°C)	T _{m_{ice}} (°C)	C NaCl wt%
1. (s)	63		
2. (s)	64		
3. (s)	65		
4. (s)	71		
5. (p)	109		
6. (s)	73	-1,8	3,06
7. (s)	62		
8. (s)	85		
9. (s)	81		
10. (s)	90		
11. (s)	73	-1,6	2,73
12. (s)	70	-1,6	2,73
13. (s-lefűződött)	143	-1,6	2,73
14. (s-lefűződött)	133	-1,5	2,57

7. táblázat. Barnakő,
kvarcit zárvány

<i>minta</i>	Th (°C)	Te (°C)	T _{m_{ice}} (°C)	C NaCl wt%
1. (P)	127			
2. (P)	127		-2.8	4.64
3. (P)	128		-2.1	3.54
4. (P)	145		-2.3	3.86
5. (P)	117			
6. (P)	136	-21.1	-2.2	3.7
7. (P)	127			
8. (P-lefűződött)	321		-3	4.95



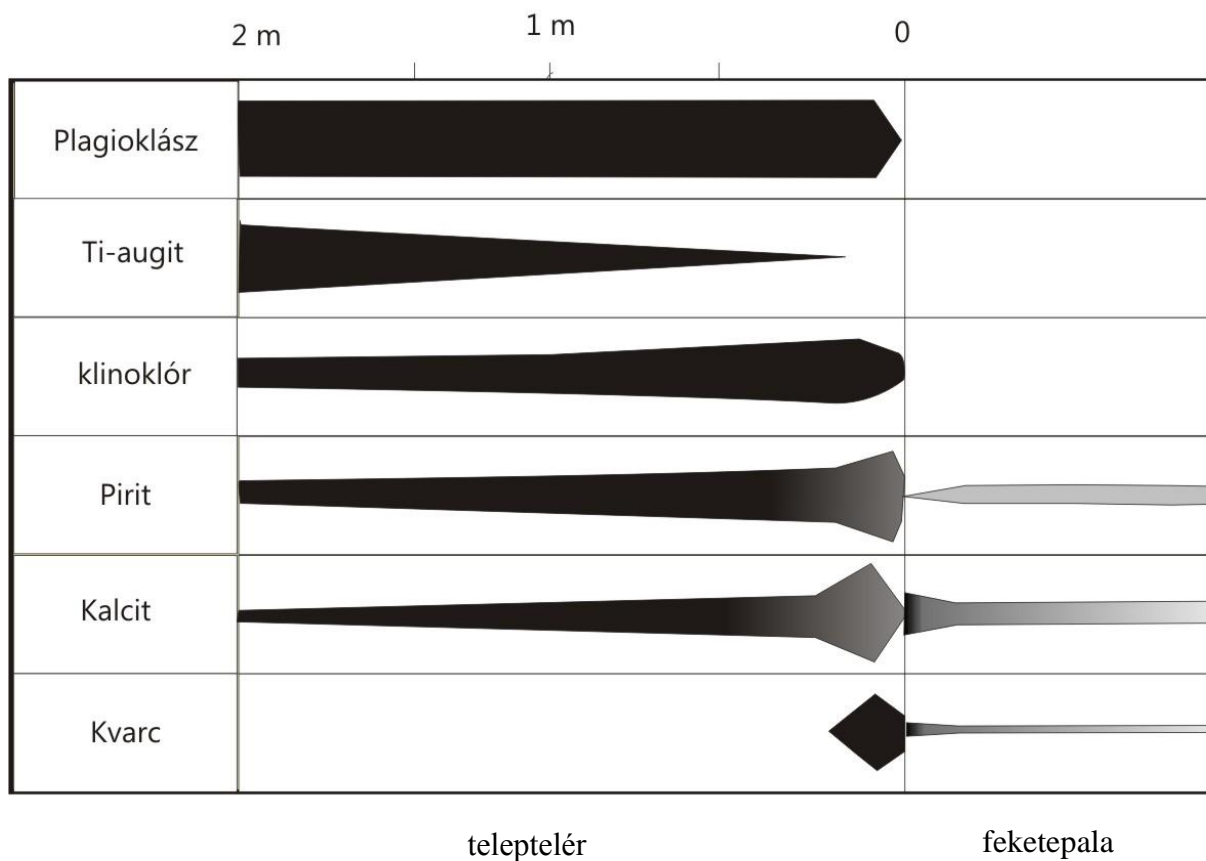
Pusztabánya, Betyár-forrás
 a szelvény dőlésértéke 200°/24°

jelkulcs:

- ag: agyagkő
- ahk: agyagos homokkő
- am: agyagos mészkő
- ba: bentonitos agyagkő
- hk: homokkő
- kg: konglomerátum
- mag: meszes agyagkő
- mm: mészmárga
- ☛ : növénymaradványok
- ☞ : zoophycos
- ☛ : rákjáratok koprolittal
- △ : hyaloklasztit rétegek

3. ábra.

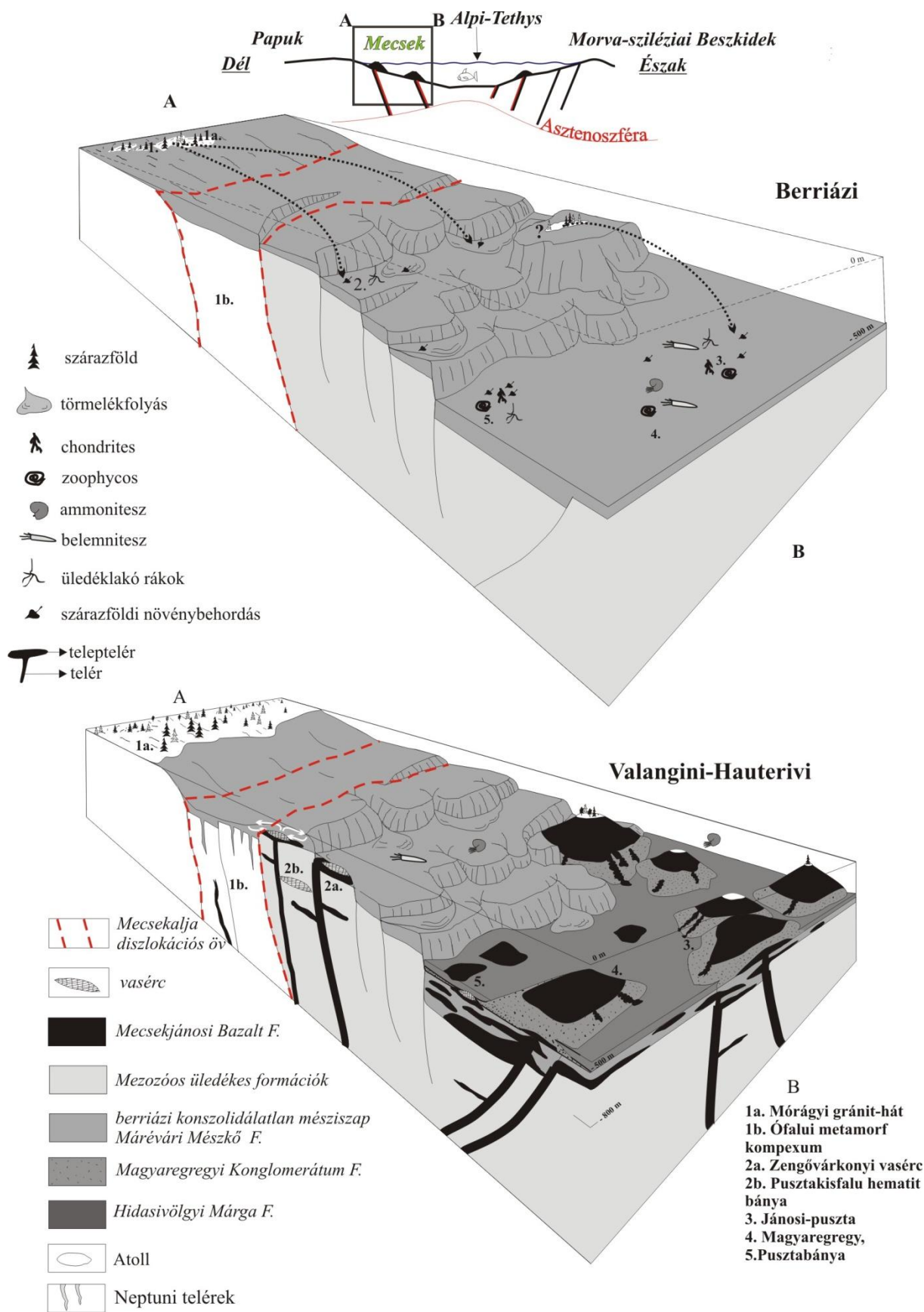
Az ásványfázisok mennyiségének változásai a kontaktus távolságától mérten



Magmás-hidrotermás ásványfázisok

Üledékes ásványfázisok

5. ábra. Pécsvárad, Réka-völgy



6. ábra. A kora-kréta kontinentális rift-medence mecseki területre eső része

a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához

I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Jáger Viktor

MTMT-azonosító: 10024630

A doktori értekezés címe és alcíme:

A Kelet-Mecsek kora-kréta vulkanizmusához kapcsolódó hidrotermális folyamatok és ércindikációk

DOI-azonosító: 10.15476/ELTE.2015.114

A doktori iskola neve: Földtudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Földtan-Geofizika Doktori Program

A témavezető neve és tudományos fokozata: Molnár Ferenc, Ph.D.

A témavezető munkahelye: Finn Geológiai Szolgálat, Ásványtani Tanszék, ELTE

II. Nyilatkozatok

A doktori értekezés szerzőjeként⁴⁰

a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi Kar Tudományszervezési és Egyetemközi Kapcsolatok Osztályának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;⁴¹

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;⁴²

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.⁴³


2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;

b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: 2015-06-18


.....
a doktori értekezés szerzőjének aláírása

³⁸ Beiktatta az Egyetemi Doktori Szabályzat módosításáról szóló CXXXIX/2014. (VI. 30.) Szen. sz. határozat. Hatályos: 2014. VII.1. napjától.

³⁹ A kari hivatal ügyintézője tölti ki.

⁴⁰ A megfelelő szöveg aláhúzandó.

⁴¹ A doktori értekezés benyújtásával egyidejűleg be kell adni a tudományági doktori tanácshoz a szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentést tanúsító okiratot és a nyilvánosságra hozatal elhalasztása iránti kérelmet.

⁴² A doktori értekezés benyújtásával egyidejűleg be kell nyújtani a minősített adatra vonatkozó közokiratot.

⁴³ A doktori értekezés benyújtásával egyidejűleg be kell nyújtani a mű kiadásáról szóló kiadói szerződést.