

KIRÁNDULÁSVEZETŐK

RUDABÁNYAI SÉTA KÉTSZÁZMILLIÓ ÉV ÉRCESEDÉSEIN

FÖLDESSY János¹, NÉMETH Norbert^{1*} & IFJ. KASÓ Attila²

¹ Miskolci Egyetem, Ásványtani és Földtani Intézet, Miskolc

² Rotaqua Kft., Kővágószőlős

* E-mail: foldnn@uni-miskolc.hu

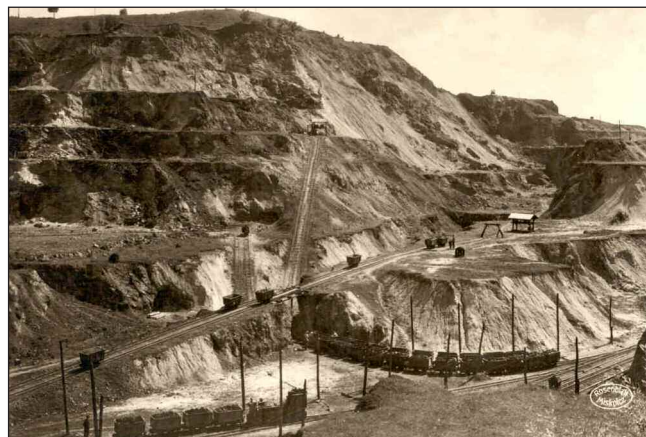
1. Bevezetés

A terület legrégebbi régészeti maradványai a rézérc termelése nyomán az i.e. 4. évezredből, a rézkorból származnak. Rudabánya valaha ezüstműve is volt, az egykori királyi bányaváros 14. századi ezüstpecsétje látható az 1. ábrán. A helyiség folyamatos kapcsolódása a földtudományokhoz és a bányászati, ércelőkészítési technológiai módszerek fejlődéséhez a nyersanyagok kitermeléséből fakadó tapasztalatok, felismerések formájában így több mint ötszáz éves.

Újkori életében 1880-tól indulva ipari méretű vasércbányaként vált ismertté és jelentőssé. Kezdetben külszíni fejtésekkel (2. ábra), majd a II. világháború időszakától földalatti bányászati módszerek segítségével termelték eleinte a limonitos barnavasércet, majd ezt fokozatosan felváltva az elsődleges sziderites vasércet. Az ugyancsak ismert rézérc hozzákeveredése a vaskohászat számára feldolgozási nehézséget jelentett, azonban rézérc kutatására és termelésbe állítására csak a vasércbányászat lecsökkenése után, az 1980-as évek első felében került sor. A külszíni fejtések sora elnevezéseiben egykor önálló bányatelkek emlékét őrzi, délnyugatról északkelet felé haladva találjuk a Polyánka, Andrásy-III., Andrásy-I., Adolf, Andrásy-II. és Vilmos elnevezésű bányahelyeket. A rudabányai vasérc bányászatát részletes monográfia mutatja be (Pantó et al., 1957).



1. ábra: Rudabánya város középkori címere.



2. ábra: A Vilmos-külfejtés képe a 20. század elején.

1952–1960 között megépült az ércelőkészítő üzem, ahol az ércet magnetizáló pörköléssel készítették elő. A vasérc termelés volumene a hatvanas években érte el csúcspontját, évi 650 000 tonnát.

A vasérc bányászata 1985-ben szűnt meg, ennek fő oka az volt, hogy a Szovjetunióból érkező import vasércet a rudabányai érc alá árazva hozták be a hazai piacra.

Ma az Andrásy-II. és a Vilmos bányahelyek legmélyebb pontjain található a terület csapadékvízét összegyűjtő 35 mély bányató.

Az ezt követő időszakban néhány korábban megismert nyersanyag bányászata (gipsz, anhidrit, dolomit) indult meg Alsótelekes mellett, részben a kieső munkahelyek pótlására. A gipsz és anhidrit termelése 2010-től szünetel, a lelőhelyről kitermelhető nyersanyag versenyképtelenné vált a visontai erőmű kéntelenítő üzemében keletkező ún. REA-gipsz mellett.

A vasérc kutatása és bányászata mellett tapogatózó színesfémkutatások folytak időszakosan az 1970-es évektől kezdődően. A bányabezárás időpontjában mintegy 1,5 millió tonna rézérc (0,56% Cu) és 0,5 millió tonna ólom-ezüstérc (1,43% Pb, 106 mg/kg Ag) volt nyilvántartva.

Később közös MÁFI-USGS kutatási programok tárták fel a színesfém-anomáliák hasonlóságát a réteghez kötött Pb-Zn-ércesedésekkel, illetve megvizsgálták az üledékes kőzetekhez kapcsolt epitermális ércesedésekkel kapcsolatos aranydúsulás lehetőségét (Hofstra et al., 1999; Korpás et al., 1999).

Ezekre az eredményekre alapozva indult meg a jelenleg is zajló kutatási tevékenység 2006-ban, amelyről a következő fejezet szól.

2. Nyersanyagkutatások 2007–2022 között

A Rotaqua Kft. kért és kapott kutatási engedélyt Rudabánya és környezete színesfém-ércesedésének kutatására 2007-ben. Meghosszabbította a kutatási tevékenységet 2012-ben, befejezte és zárójelentéssel lezárta 2016-ban. Ugyanekkor új kutatási engedélyt kért és kapott baritra, melyet sikerrel lefolytatott, vagyonbecsléssel lezárta 2021-ben. Jelenleg a bányatelefkeltetés jogi folyamata zajlik.

2.1. Felszíni kutatások

A kutatási blokkok bányászattal érintett területén feltárstérképezést és geokémiai közetzilánkminta-vételezést végeztünk. Mintegy 500 fm hosszban kutatóárok készültek a feltárások közötti földtani kapcsolatok tisztázására. A felszíni bányászattal nem zavart területrészekon 200 x 50 m hálózatban történt a B-talajszint geokémiai mintavételezése, 35 elemre végzett ICP-OES elemzéssel. Külön térképezés, sekély geofizikai mérések és mintavételezés folyt a meddőhányókon (3. ábra). A kutatási munka kezdeti részleteiről Földessy et al. (2010) cikke tájékoztat.

2.2. Fúrásos kutatások

A korábbi ércutatások során mintegy 2600 fúrás mélyült a bányaterületen és annak környezetében, sokszor vágatokból indítva. Ezek jelentős része részben vagy egészen lebányászott területekre esik, és többségük néhány 10 vagy 100 m hosszúságú. Ezeknek csak írásos dokumentációja maradt fenn, és az esetek többségében a mintakihozatal alacsony volt. A legmélyebb szerkezetkutató fúrás Felsőtelekesen 1005 m mélységet ért el (Rb-690), az ércesedések területén pedig 800 m-ig hatoltak le (Rb-400).

2008-tól összesen 23 db függőleges és ferde magfúrás mélyült, 3000 m összes hosszban, a legnagyobb elért fúrólukmélység 300 m volt. Az anyagról a földtani leírás mellett mintegy 930 db ICP-OES és ICP-MS elemzés készült 1,0 m körüli hosszúságú felezett magmintákból, rendszeres minőségbiztosítás mellett.



3. ábra: Modern kutatások 2010-ben, árkolási mintázás, Andrásy-I. külfejtés.

2.3. Ásványvagyon

A 23 mélyfúrás összesen 60 olyan dúsult zónát harántolt, melynek átfúrt hossza a 2,0 m-t meghaladta, és elemzési adatainak valamelyike meghaladta az alábbi küszöbértékeket: Cu > 0,2%, Ag > 1 oz, Pb > 0,5%, Zn > 0,5%.

Az adatok még elégtelenek arra, hogy az ércetek körvonalazása megtörténjen, de az biztonsággal becsülhető, hogy a rézérc 0,5% Cu felett a 10 millió tonna, az ólom-cink-ézüstercek a 0,5% Zn-Pb, illetve 10 mg/kg Ag-tartalom felett a 3 millió tonna becsült tömeget meg fogják haladni a felszíntől számított kb. 300 m mélységig.

Ásványvagyonbecslés csak baritvagyonra készült. A barit lezárt kutatása során 40% barittartalom alsó határ mellett 250 kt 52% barittartalmú, magasabb ismeretességű (*indicated*) és további 4,1 Mt hasonló minőségű, alacsonyabb ismerettségű (*inferred*) ásványvagyont mutattak ki.

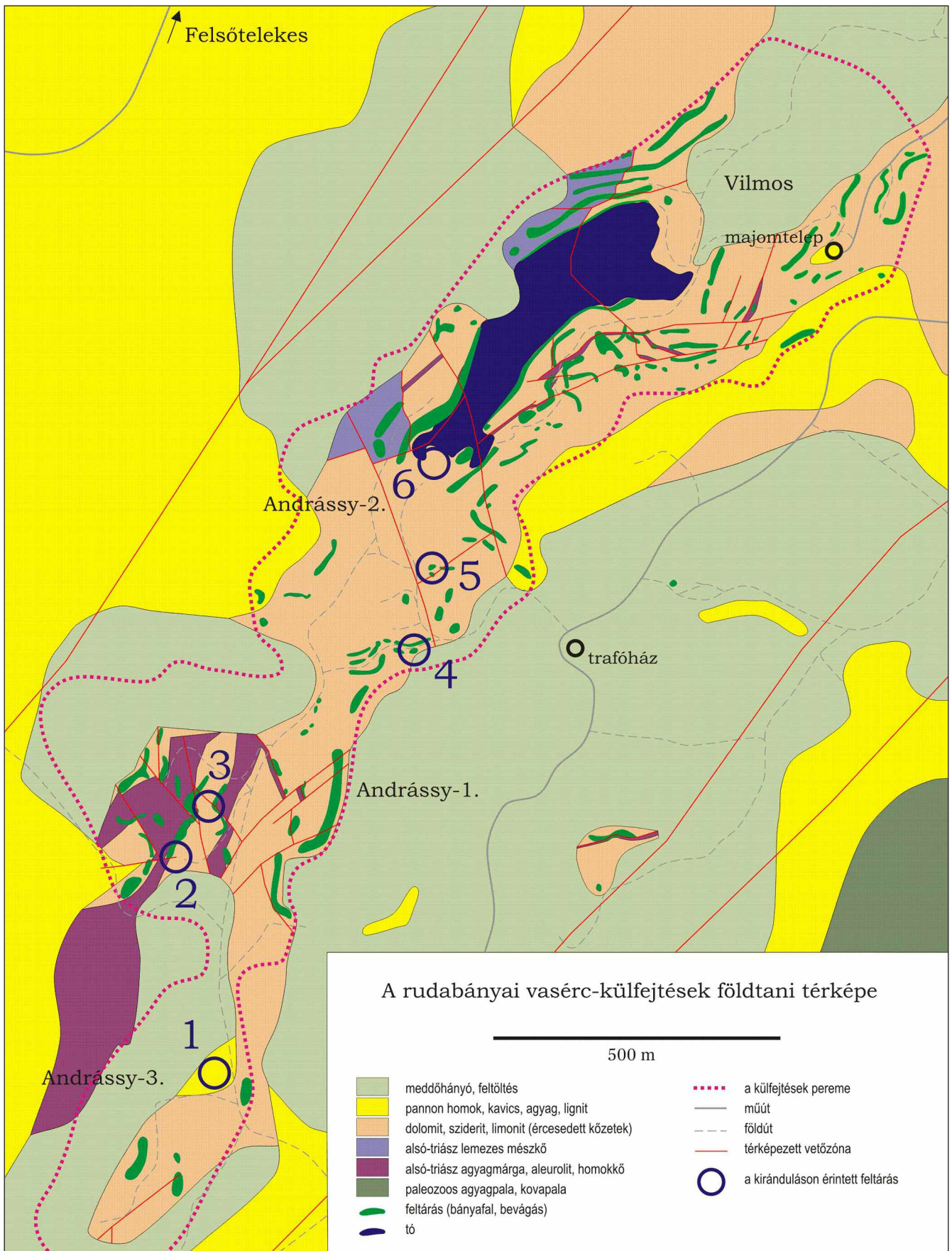
2.4. Tudományos vizsgálatok

A nyersanyagkutatási munkát jelentős tudományos kutatási erőfeszítések is kísérték, döntően a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának intézményeivel és szakembereivel való együttműködésben. 2007-től kezdődően 24 projekt futott és zárult sikerrel, melynek nyomán 5 TDK-dolgozat, 3 diplomakurzus szakdolgozat, 6 BSc-szakdolgozat, 8 MSc-diplomaterv és 2 PhD-disszertáció született, az ásványtan, geokémia, környezettan, rétegtan, szerkezetföldtan, vízföldtan, eljárásan, bányaművelés témaköreiből. Számos publikáció is megjelent, ezek közül néhány fontosabbra a kirándulásvezetőben hivatkozunk. A fentiek alapján elmondható, hogy az ipari eredményeken felül a kutatási munka jelentős hozzájárulást is jelentett a szakmai-tudományos képzés, illetve a szakember-utánpótlás területén.

3. Az ércelőfordulások földtani környezete

Rudabánya érctelepei több ércképző folyamat egymásra rakódó termékei. A befogadó kőzetek metasztatikusán átalakultak, illetve tektonikusan összekeveredtek részint 10–100 méteres nagyságrendű vetőseletek, részint pedig breccsa formájában. A későbbi folyamatok ásványképződései leginkább a korábban képződött ércek remobilizált anyagából táplálkoztak, így ugyanazon fémek (főként a vas, réz, cink és ólom) változatos ásványai, vagy éppen ugyanazon ásvány (például a barit) több generációban és formában jelennek meg egy néhány négyzetkilométeres területen. A szeszélyes geometriai helyzet és az átfedések miatt még akkor is nehéz volt áttekintést szerezni a telepek egymásra épüléséről, amikor az aktív bányászat sok friss feltárást biztosított, és bár a modell sokat fejlődött, máig sem minden részletében tisztázott (Pálffy, 1924; Pantó, 1956; Pantó et al., 1957; Balla, 1987; Szakáll, 2001; Földessy et al., 2010; Németh & Szakáll, 2019). Mostanra az ércetek jelentős részét, főként a legjobb minőségű részeit letermelték, a területet pedig sok helyen meddőhányók, víz és egyéb törmelék borítja.

A többszörös átrendeződés főként a szerkezeti helyzetnek köszönhető. A Rudabányai-hegység egy ÉÉK–DDNy csa-



4. ábra: A rudabányai vasérc-külfejtések földtani térképe.

pású, néhány km széles dombvonulat, amely lényegében a Mátra ÉK-i oldalától a Kassai-medencéig követhető Darnóvetőzóna kiemelkedett szakasza a Borsodi-medencétől északra (4. ábra). A vetőzóna aktivitása legalább az oligocénbe nyúlik vissza, és több tíz kilométeres léptékű balos oldaleltolódás zajlott le e mentén a középső-miocénig (Zelenka et al., 1983; Márton & Fodor, 1995; Szentpétery, 1997). A zóna DK-i oldalán a Szendrői-egység paleozoos, kiskokú metamorf kőzetei kerültek az ÉNy-i oldalon levő Szilicikum felső-permtől a juráig terjedő üledékes formációi mellé. Az ércek ez utóbbi egység alsó- és középső-triász formációiból (Szentpétery & Less, 2006) származó kőzetekben alakultak ki, de ezek nem mindig azonosíthatóak egyértelműen.

A legidősebb nyersanyagok a felső-permi **anhidrit- és gipsztelepek** a Szilicei-takaró bázisát képező Perkupai Anhidrit Formációból. Ezek Alsótelekes mellett egy diapír formájában kerültek a felszín közelébe (Zelenka et al., 2005), ahol 2020-ig bányászták, de a legmélyebb kutatófúrások szerint az érces összlet alatt is megtalálhatóak, és lehetséges, hogy hozzájárultak az ércelemek szulfid- és szulfátásványainak kéntartalmához.

A kora-triász során egyre mélyülő tengerben lerakódó márgában (Szini Márga) **sztratiform cink-ólom-szulfidérc** képződött (Németh et al., 2013), amit pirit, barit, szfalerit és galenit hullámos sávós lerakódásai alkotnak. A rétegekövető jelleg már alig figyelhető meg, hiszen a márga anyakőzet szétszabdaldódott és redőződött a vetőseleitek karbonáttömbjei között, így maga az érc is gumókra vagy lencsékre tagolódott szét. Az ásványszemcsék mérete tizedmilliméter alatti. Bár a galenitnél jóval több szfalerit van, szabad szemmel ez nem látható: a halvány szfalerit beleolvad a vas-oxi-hidroxidok élénk színébe. A szöveti jellemzők (például a kollomorf, olykor framboidális, bakteriális eredetű pirit jelenléte) üledékes-exhalációs eredetre engednek következtetni.

A márga fekjét képező homokkőben és aleurolitban (Bódvaszilasi Homokkő) szintén kifejlődött a **sztratiform sziderites vasérc**telep. Ez volt Pantó (1956) értelmezése a Telekes-völgyi Alsó-Deák-bányából ismert, részben hematitáttá alakult érc típusról. Sajnos ez a bányagödör ma már hozzáférhetetlen, de a homokkő diagenetikus cementanyaga magnézium-vas-karbonáttól áll máshol is (Bodor et al., 2013), és gyakorta tartalmaz feltételezhetően a diagenézis során ebből keletkező kvarcos-sziderites fészkeket, amelyeket **krémpátnak** neveztek a helyi bányászok.

A krémpát képződése valószínűleg egyidejű a homokkő fedőjében kialakult **metaszomatikus sziderites vasérc**cel, a **pátvasérc** képződéséhez tartozik. Ez a mészkő- és dolomitformációk (elsősorban a Gutensteini Formáció) anyagából jött létre, ahol a kalcit és dolomit Ca- és Mg-tartalma részben vas-sal helyettesítődött a karbonátkőzeteket átítató fluidumból. A helyettesítés nem volt tökéletes; a képződött „ankerit” olyan zónás kristályokból áll, amelyekben a Ca-Mg-Fe arányok a szemcsén belül is jelentősen változnak. A „pát” név is megtevesztő, hiszen a jellemző szemcseméret valójában milliméteresnél jóval kisebb. Az átalakulás intenzitása a zóna (már lebányászott) közepén volt a legnagyobb, a szegélyek felé pedig egyre kevésbé metasomatizált, végül el nem változott rétegeket is találhatunk.

Következő érc típusunk a **breccsás cink-ólom-szulfidérc**, aminek jellemző ásványai a sztratiform érchez hasonlóan barit, pirit, szfalerit és galenit, csak hogy egy nagyságrenddel nagyobb szemcseméretben. Geokémiai különbségek is vannak (Németh et al., 2013): a szfalerit magasabb vas- és kadmiumtartalma, valamint a galenit ezüsttartalma. Ez az érc kifejezetten a karbonátos tömbök határain, sokszor telérek formájában alakult ki, ezért Pantó (1956) **baritos pátszegély** néven ismertette. Ebből következik, hogy ennek már a karbonátok tömbökre tagolódása után kellett kialakulnia, Pantó (1956) szerint a vasas metasomatózis melléktermékeként. Valójában azonban attól független is lehet, és részben a sztratiform érc remobilizációjából származhat; a breccsa olykor a sztratiform érc töredékeit is tartalmazza. Előfordult a vasas metasomatózissal kevésbé érintett, ezért a nagyüzemi vasércbányászat által megkímélt Ruda-hegyen is, ahol fennmaradtak az ezen érc ezüsttartalmára (illetve a belőle képződött másodlagos ásványokra) irányuló korábbi telérbányászat tárai.

A karbonáttömbök hintett formában tartalmazzák az **elsődleges rézszulfidérc** ásványait (Németh et al., 2017). Az érc képződés pirit és tennantit kiválásával indult, aztán tetraedrit, majd bornit, végül kalkopirit vált ki. A korábbi ásványfázisok is részben kalkopiritté alakultak át, így ez lett a fő rézércásvány. Bár általában vasas metasomatózissal érintett karbonáttömbökben fordul elő, a réz tartalom sem a karbonátokban lévő vas, sem az ólom és a cink előfordulásával nem függ össze. A vasércbányászat során feltárt legdúsabb előfordulásait rézércként hasznosították.

Az előbbieken leírt ércesedések kora bizonytalan. Annyi azonban valószínűsíthető, hogy a Darnó-zóna fő aktivitását megelőzték, hiszen valamennyi karbonáttal kapcsolódó érc típus anyaga megtalálható a kb. 15 km-re ÉÉK-re a zóna DK-i oldalán fekvő, Martonyi melletti kis érc testben is, ami egy tektonikusan elszakított darabja lehet az érces összletnek. A továbbiakban viszont már nagyjából a jelenlegi tektonikai helyzetben a létező ércek remobilizációja játszsa a fő szerepet.

A metasomatikus sziderites vasérc oxidatív mállása során többször tíz méteres vastagságú **limonitos vasérc** fejlődött ki a bányaterületen. Az erősen repedezett anyagban az oxidáció aránylag mélyre hatolt; alig-alig lehet olyan ércmintákat találni, amelyeken ne lenne rajta a nyoma, és a legtöbb kőzetfelszín okker- vagy rozsdabarna a goethit vagy hematit mennyiségétől függően. A szupergén dúsulás által létrehozott legmagasabb vastartalmú testeket már lebányászták, de a limonit porózus, bekérgezéses darabjaival mindenfelé lehet találkozni. Az elsődleges színesfém-szulfidok jelenlétéről sok helyen másodlagos szulfidok (kalkozin, covellin), karbonátok (malachit, azurit, cerusszit, smithsonit) és szulfátok (anglesit, melanterit, gipsz stb.) színes kiválási foltjai árulkodnak (Szakáll, 2001). Az oxidáció természetesen jelenleg is aktív folyamat, ezért bizonyos szulfátok recens törésvonalakon fenn-nőtt formában is megjelennek.

A már limonitosodott érces összletet érte a **kései hidrottermális ásványképződés** (Szakáll, 2001), amely remobilizálta és összevegyítette a korábbi ércesedésekből adott fém tartalmat. E folyamat terméke a porózus, kovás, szferosziderites

„salakos érc” (Pantó, 1956). Részben ismét az előző fázisokból ismert ásványok képződtek, de például a tetraedritbe már jelentős cinktartalom épült be, az üregfalakon fenn-nőtt szfalerit pedig a korábbiakkal szemben szabad szemmel is felismerhető. Jellegzetes ásványok a színesfém-, antimon-, arzén- és higanytartalmú szulfosók.

Az ércesedett összlet fedőjét (a bányagödrök peremein feltárva) pannon folyóvízi üledékek fedik, bennük helyenként lignittelepekkel és mocsári rétegekkel; ide tartozik a nevezetes Hominida-lelőhely is. Ezeket a rétegeket már nem érinti ércesedés, bár baritkonkréciókat és áthalmazott érc-töredékeket tartalmazhatnak. A belső területeken 300 m fölötti települési szintjük (a bányaterületen kívül jellemző 100–200 m közöttivel szemben) azonban a vetőzóna folytatódó kiemelkedésével járó aktivitását jelzi.

4. A terepbejárás megállói

4.1. Juhhodály – pannon folyóvízi üledékek rátelepülése ércesedett aljzatra – barnavasérc zóna

GPS EOVS: 767 208, 338 790

A juhhodály melletti külfejtési gödör alján az ércesedett képződményekből kialakult oxidációs zóna található, ebből történt egykor a barnavasérc termelése. A kialakult egyenetlen eróziós felszínre (mely a metasomatikus vasérc, illetve breccsás Pb-Zn-érc oxidációs zónája lett) a felső-pannon folyóvízi-tavi képződménycsoport kőzeteti települnek közel vízszintes helyzetben. A gödör délnyugati falán több vékony, néhány cm-es lignitcsík látható szürke homokos agyag közé települve.

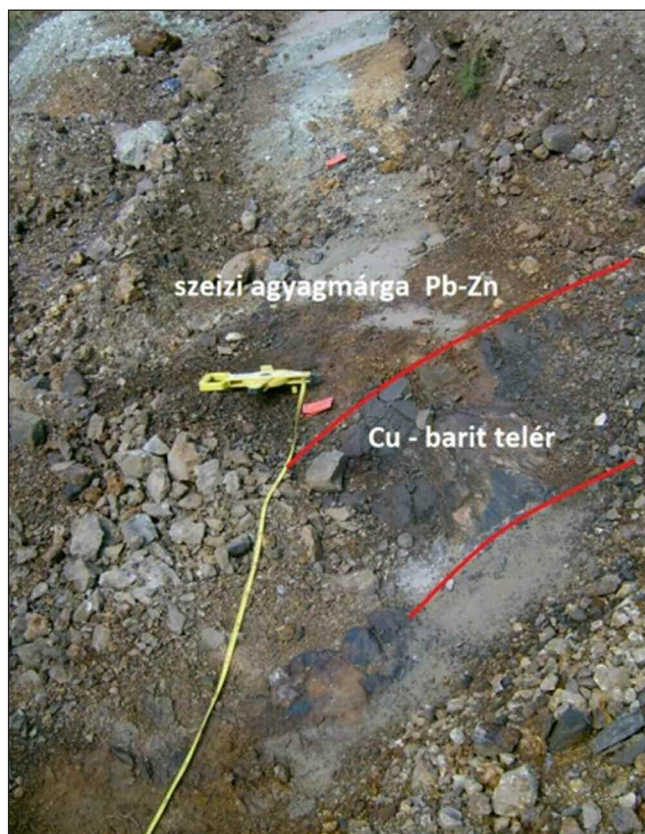
4.2. Andrassy-I. – Szini Márga képződményei – sztratiform Zn-Pb-szulfid ércesedés

GPS EOVS: 767 112, 339 165

Cinkásványok jelenléte a vasérc-termelés kezdetétől ismert, de gazdasági jelentőséget nem tulajdonítottak ennek a dúsulásnak olyannyira, hogy a színesfém-érc-kutatások során csak szórványosan elemeztettek mintákat Zn-tartalomra. Ennek valószínű oka, hogy a Zn-tartalom nem a szokásos magas vastartalmú szfalerit alakjában jelentkezik,



5. ábra: Nem-szulfidos cinkásvány kimutatására alkalmas kolorimetriás reakció. A vörös szín a cink több %-os jelenlétét jelzi.



6. ábra: Réz-barittelér harántolja a Pb-Zn-ben dúsult márga-összletet, Andrassy-I. külfejtés.

hanem nehezen észrevehető vasszegény szfalerit és – mivel az ólomnál könnyebben mobilizálódott – akár az elsődleges szulfidérc-től távolabb, sokszor a márga és karbonát érintkezése mentén megjelenő másodlagos ásványok, pl. smithsonit formájában. Ezek alkothatnak bekérgezéseket, bevonatokat, valamint széteső „földes” halmazokat (Szakáll, 2001). A közelmúltban zárult érc-kutatások során kimutatásukra sikerrel alkalmaztak egy kolorimetriás módszert (5. ábra), amely elsősorban a másodlagos nem-szulfid ásványokra érzékeny (Krisztály et al., 2010). Ennek segítségével kijelölt elemzési minták alapján a Zn-Pb-ércek Rudabánya legelterjedtebb, de legkevésbé megismert érc-típusai.

Az Andrassy-I. külfejtés ÉNy-i falán lévő márgatörmelékben Zn-Pb-szulfidérc-töredékeket találhatunk a sztratiform ércesedés anyagából. A bányagödör letisztított, de a márga csekély állékonysága miatt gyorsan újra befedődő részein különféle másodlagos ásványokat (elsősorban smithsonitot és hemimorfítot, valamint hidrocinkitet és rosisitot) tartalmazó mintákat is sikerült begyűjteni. Az Pb-Zn-ércesedésekről bővebb információkat a Németh et al. (2013) szerzők tollából megjelent tanulmány ad.

4.3. Andrassy-I. (egykori A-1 árok) – Szini Márga, sziderit és késői kvarc-barit-rézérces telér kontaktusa

GPS EOVS: 767 127, 339 285

Az Andrassy-I. bányaudvaron háromféle anyag törmelékének keveréke borítja a felszínt: márga Pb-Zn-Ag-dúsulások-



7. ábra: Durvakristályos barit a rúd-barit-telér kifejlődéséből, Andrassy-I. külfejtés.

kal, szideritbreccsa barittal és rézdúsulással, illetve baritos-rézérces telérek (6. ábra). A külfejtésben a falakon látható feltárások között a megnyitott ÉK-DNy-i irányú A-1 árok és a K-Ny-i irányú A-2 árok tárta fel ezek térbeli kapcsolatát. Ma már az árkokba visszamosódott a törmelékanyag, és a képződményhatárok csak az egykori dokumentációs fotókon követhetők a felszínen. Az ólom-cink-ezüstércesedés az árkokban rétegvölggyel jellemezhető, de budinázsszerűen felaprózódott a képződmény gyűrődéses-töréses deformációja során.

A rézércet ma az azurit, malachit és kuprit foltjai, helyenként termésrézfonatok és -lemezek képviselik.

4.4. Villony-tető – rétegvölggyel és breccsás barit

GPS EOVS: 767 605, 339 536

A barit rétegvölggyel formában végig nyomozható a külfejtés sorozat ÉNy-i és DK-i peremén. A rétegvölggyel baritot sok esetben áttörve, bizonyos esetekben ezekhez tápcsatornaként csatlakozva egy kései breccsás, hidrotermális baritvál-



8. ábra: Barit-tetraedrit-bornit-telér, T12A fúrás, 68 m, Andrassy-II. külfejtés.

tozat jelentkezik, sziderittel, dolomittal, pirittel, fakóérc és bornit, ritkábban kalkopirit kíséretében.

A felszíni baritos-rézérces telérek blokkokon a durvakristályos, lemezes barit kifejlődés szembeütő (7. ábra), szemben a rétegvölggyel érces zónák tömeges, aprókristályos baritkifejlődésével. A hidrotermális, teléres rézérces barit teléreit a korábbi litológiai egységeket átharántoló előfordulásuk és a Darnó-zóna vetőihöz való térbeli kapcsolódásuk alapján kései paleogén korúnak tekintjük. Ismerünk még hasonló megjelenésű, de még későbbi, valószínűleg késő-neogén időszerű kvarc-szulfid-teléreket, amelyek már a kialakult barnavasérc zónát metszik át. Ezt a változatot a terepbejárásunk most nem érinti.

4.5. Andrassy-II. – elsődleges rézszulfidérc – fakóérc-bornit-kalkopirit-barittelér

GPS EOVS: 767 585, 339 669

Az Andrassy-II. területe a Rudabányán ismert legintenzívebb rézdúsulást foglalja magába. Az egykori vasérctermelést irányító a szulfidos ércesedésben gazdagabb ércreszeket nem termelték ki, vagy a meddőhányóra deponálták. A barnavasérc és sziderit kitermelt anyagában átlagosan 0,2% réztartalom van, a telérek anyagában 0,2–5% Cu-koncentráció értékeket adtak a 2–2 m hosszban a felszínen vett kőzet-szilánkminták.

A területen mélyült T-12 mélyfúrás a teléret 68 m mélységben harántolta. A 8. ábrán a barit-kvarc-rézérces telér fúrómagjának egy darabja látható. A nagyobb foltokban fakóérc, hematit, bornit található, barittal és kvarccal.

A rézércesedésről Németh et al. (2017) közölt adatokat és értelmezést.

4.6. Vilmos – Bányató

GPS: 767 605, 339 888

A korábbi külfejtések helyén kialakult bányató ma turistalátványosság is. A hosszanti tengelye követi a Darnó-zóna csapását, vagyis DNY-ÉK-i. A tó legmélyebb pontja a felszíntől számítva 35 m. Csapadékvíz tárol, korlátozott összeköttetésben áll az egykori külfejtésbe nyíló vágatokon keresztül a földalatti bányavágatokkal. A víz a felszíntől kb. 30 m mélységig kiváló minőségű, az ez alatti fenékvizekben jelentősebb a nehézfém- (főleg cink-) koncentráció. A tó vízszintje évszaktól függően kb. +230 m tszf. körüli.

A nyugati peremén a felső-pannon képződmények a tóba besuvadva alkotnak félszigetet, míg a keleti peremén a bányászat során kihagyott meredek sziklaszerű sziderit-kőzetpillér anyaga a hidrotermális teléres ércesedéshez kapcsolódó erős piritesedést tartalmazott, s ezért vasércként nem termelték ki. A keleti part északi végén található a triász képződményekre települt felső-pannon képződményekben az egykori rudabányai emberszabású, a *Rudapithecus* feltárt telephelye. A mellékelt fotó (készítette drónról Kupi László) a bányatavat ÉÉK-ről dél felé nézve mutatja be (9. ábra).



9. ábra: Rudabánya, Andrassy-II. és Vilmos külfejtések bányatava.

Irodalom

- Balla L. (szerk.) (1987): Rudabányai vasércbányászat. Bányabezárási dokumentáció. Nehézipari Műszaki Egyetem, Miskolc.
- Bodor, S., Földessy, J., Kristály, F. & Zajzon, N. (2013): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 8, 147–153.
- Földessy J., Németh N. & Gerges A. (2010): Földtani Közlöny, 140, 281–292.
- Hofstra, A. H., Korpás, L., Csalagovits, I., Johnson, C. A. & Christiansen, W. D. (1999): Geologica Hungarica, series Geologica, 24, 295–302.
- Korpás, L., Hofstra, A. H., Ódor, L., Horváth, I. & Leventhal, J. S. (1999): Geologica Hungarica, series Geologica, 24, 151–167.
- Kristály F., Szakáll S., Németh N. & Zajzon N. (2010): A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 79, 27–38.
- Márton, E. & Fodor, L. (1995): Tectonophysics, 242, 99–114.
- Németh N. & Szakáll S. (2019): In: Rémiás T. (szerk.): Rudabánya az őskortól napjainkig. Dominium Könyvkiadó, Miskolc, pp. 21–39.
- Németh, N., Földessy, J., Kupi, L. & Iglesias, J. G. (2013): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 8/1, 47–58.
- Németh, N., Földessy, J. & Turi, J. (2017): Central European Geology, 60, 53–72.
- Pálfy M. (1924): MÁFI Évkönyve, 26/2, 1–27.
- Pantó E., Pantó G., Podányi T. & Moser K. (szerk.) (1957): Rudabánya ércbányászata. Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, Budapest.
- Pantó G. (1956): MÁFI Évkönyve, 44/2, 329–637.
- Szakáll S. (2001): Rudabánya ásványai. Kőország Kiadó, Budapest.
- Szentpétery I. (1997): Acta Geologica Hungarica, 40/3, 265–272.
- Szentpétery I. & Less Gy. (szerk.) (2006): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Zelenka T., Baksa Cs., Balla Z., Földessy J. & Járányi-Földessy K. (1983): Földtani Közlöny, 113, 27–37.
- Zelenka T., Kaló J. & Németh N. (2005): Földtani Közlöny, 135, 493–511.

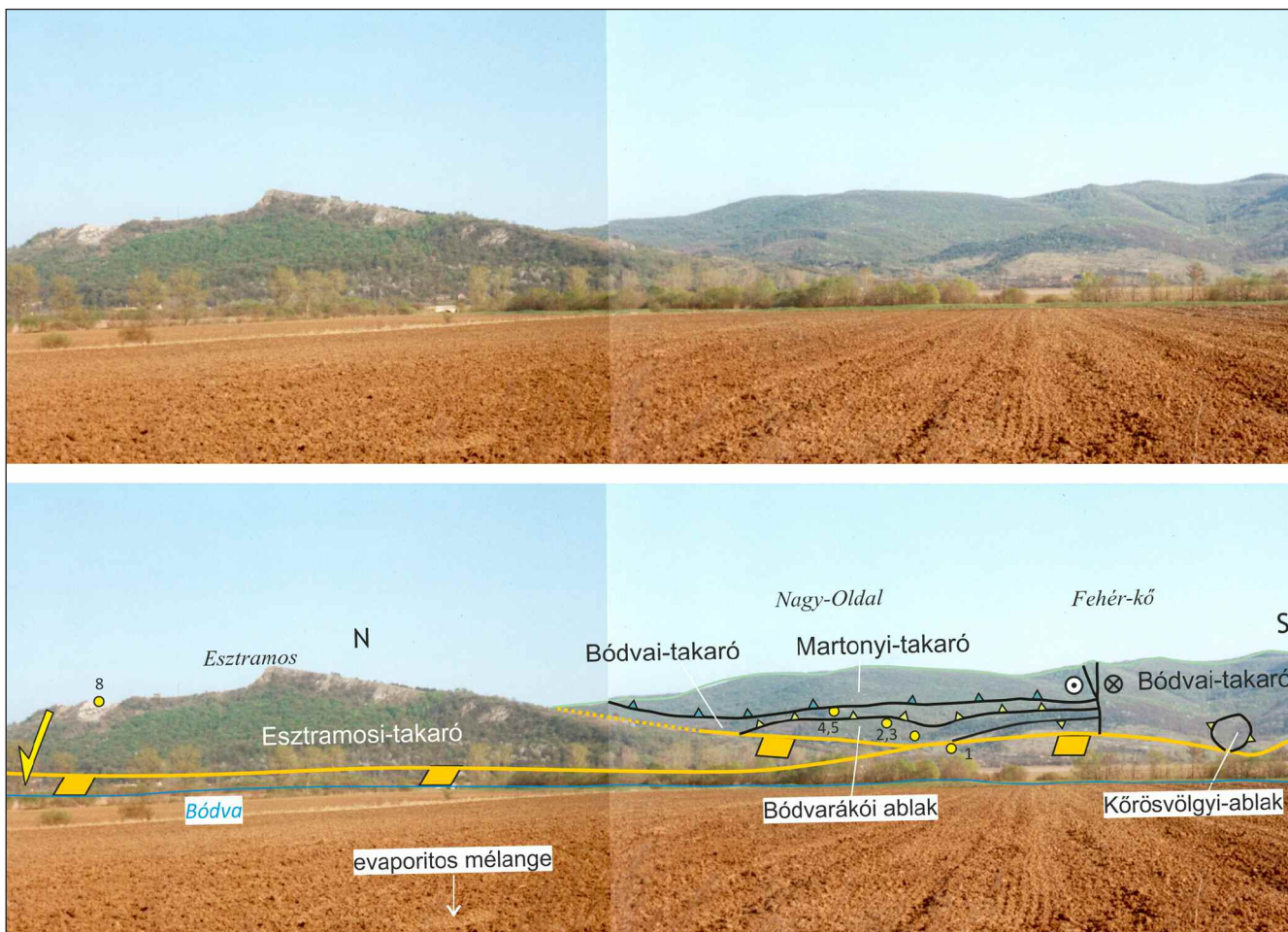
KIRÁNDULÁSVEZETŐ BÓDVARÁKÓ ÉS AZ ESZTRAMOS-HEGY KÖZÖTTI TERÜLETEN

FODOR László^{1,2*} & KÖVÉR Szilvia¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

² Eötvös Loránd Kutatóhálózat, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

* E-mail: imre.laszlo.fodor@ttk.elte.hu

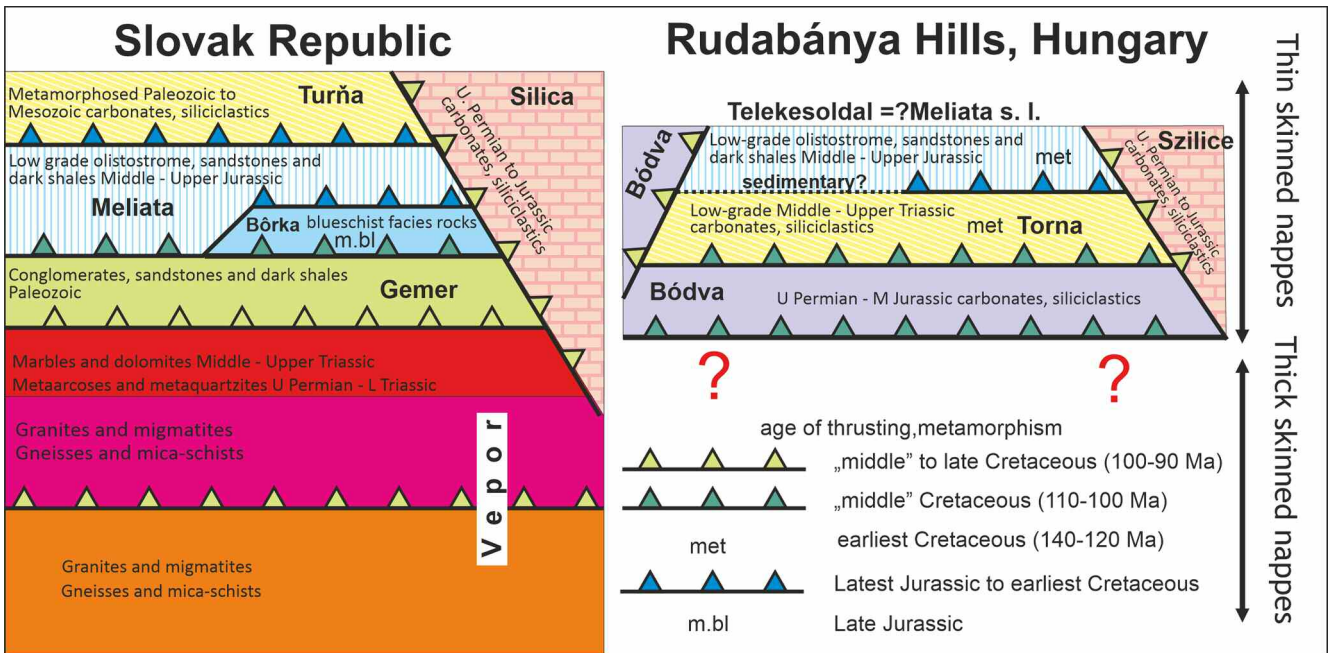


1. Bevezetés

A kirándulás Bódvarákó környékét járja be, ahol Magyarország szerkezetileg egyik legbonyolultabb területét találjuk. A bonyolultságot az jelzi, hogy a kis területen a Tornai-, Bódvai- és Aggteleki-takarók foszlányai is jelen vannak. A takarós jelleget már Less György térképező munkája kiválóan megmutatta (Less, 1981), és azt térképen ábrázolta (Less et al., 1988), magyarázóban és cikkekben leírta (Grill et al., 1984; Less 1998, 2000; Szentpétery & Less, 2006). A 2000-es évek elején több éven keresztül szerkezeti, metamorf petrológiai és geokronológiai méréseket végeztünk, aminek következtében a szerkezetalakulás több lépését tudtuk tisztázni (Fodor & Koroknai, 2000; Péró et al., 2003; Kövér et al., 2005, 2008, 2009a,b; Deák-Kövér, 2012). Ezt egészítette ki a szervesanyag-

tartalmú üledékek Raman-spektroszkópiai vizsgálata, amely a metamorf hőmérséklet meghatározására szolgál (Molnár et al., 2021).

A Rudabányai- és Aggteleki-hegység területeit alapvetően a Tornai-, Bódvai-, és Szilicei-rétegsorokba (és a rétegsorokból felépülő szerkezeti egységekbe) sorolták (1. ábra). Klasszikus értelmezés szerint a kisméretű metamorf, triász Tornai-sorozat lenne legalul, amit egy evaporitos mélangé, majd a nem metamorf Szilicei- és/vagy Bódvai-sorozat képződményei fednek takarós helyzetben (2. ábra). Az evaporitos mélangé sóközveti olyan tektonikus blokkokat tartalmaznak, amelyek a Neotethys-óceán (Mellétei-óceán) triász óceáni kérgéből származhatnak (Tornakápolnai-sorozat, Grill et al., 1984). A szerkezet részben analóg a Dinaridák felépítésével és fejlődésével (Schmid et al., 2008), ahol viszont obdukált

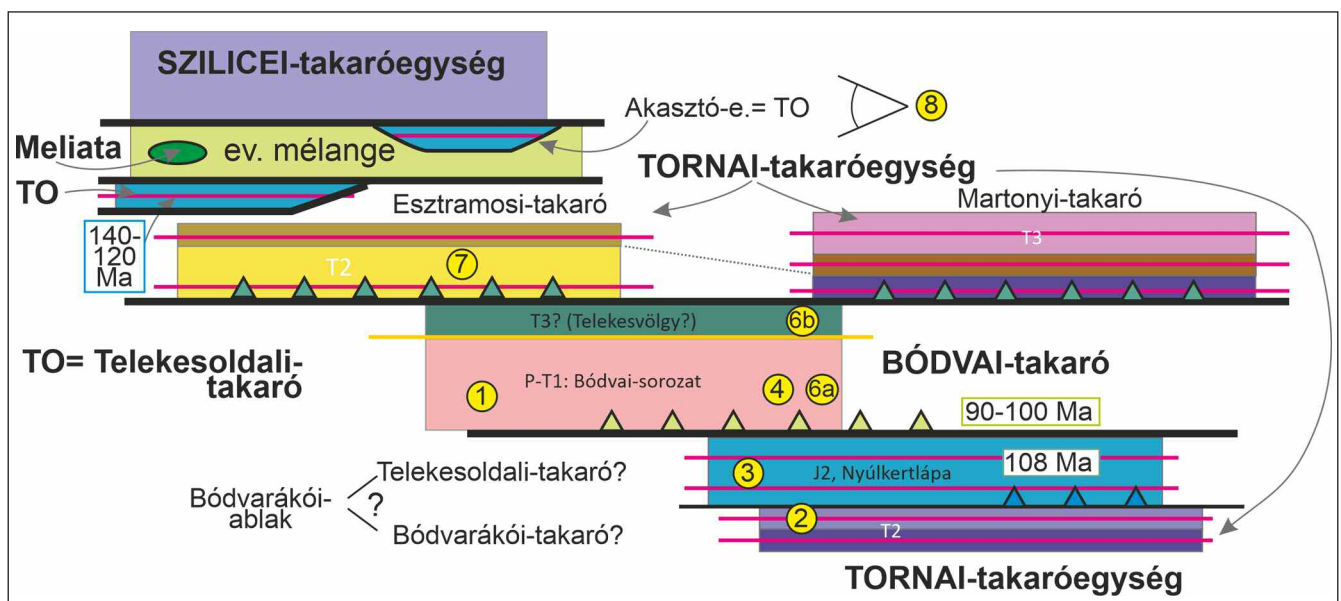


1. ábra: Takarók, szerkezeti egységek egymáshoz való viszonya az Aggtelek-Rudabányai-hegységben és a tágabb Gömör-Tornai területen. Deák-Kövér et al. (2011) után, módosítva.

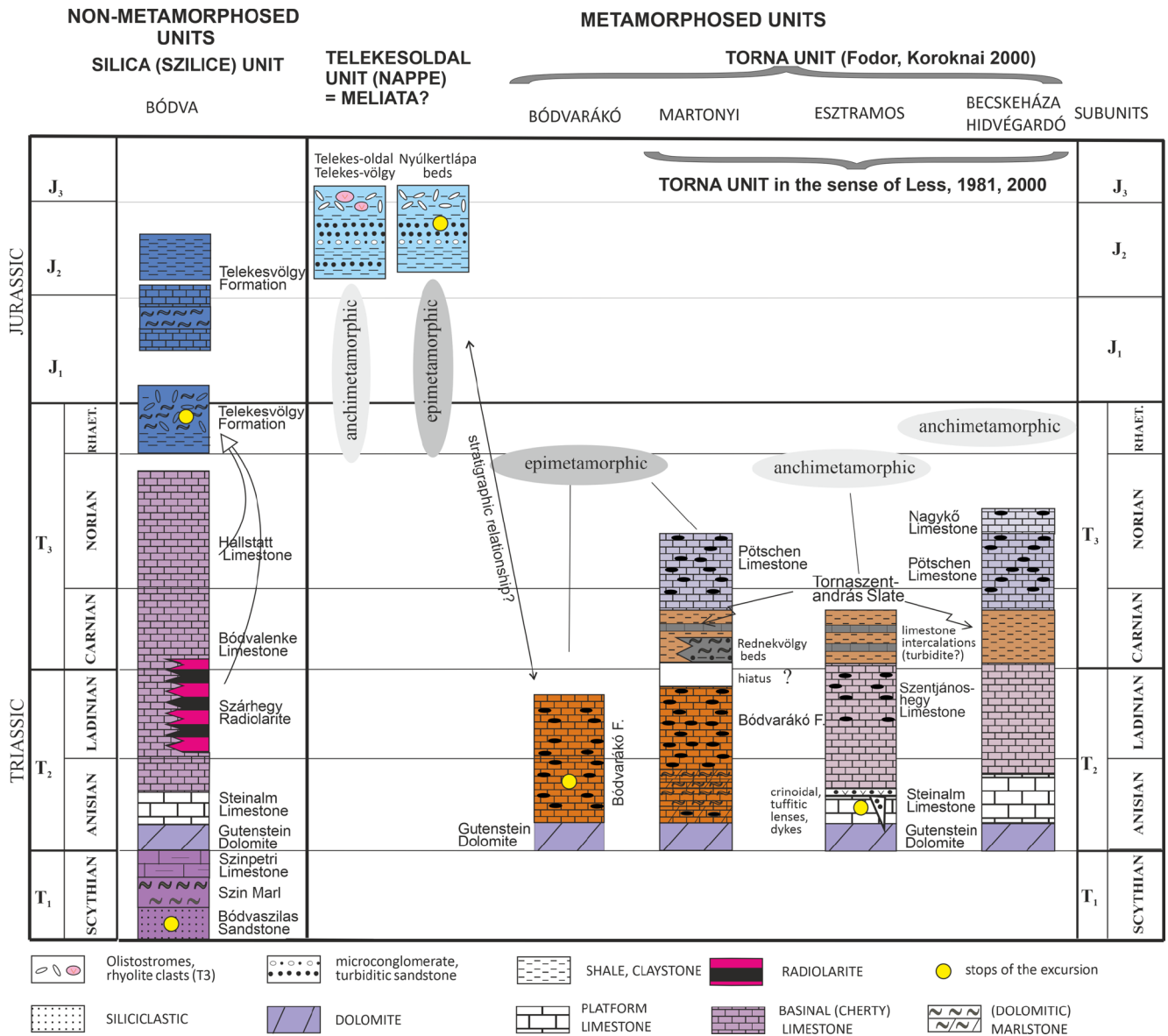
óceáni litoszféra maradt meg a legfelső helyzetben; ez a Gömör-Tornai területen ismeretlen (bár egykor esetleg meglehetett). Így egy óceáni kéregmaradvány és az óceán két partjáról származó kőzetek alkotnák az Aggtelek-Rudabányai-hegységet, ami egy tipikus szubdukciós-kollíziós orogén része lenne.

Egy ilyen esetben gyakori, hogy a szerkezeti egységek képződésményei eltérő üledékképződési környezetben rakódtak le és úgynevezett „fáciestakarókat” alkotnak (2. és 3. ábra). A Szilicei-takaró a középső-triászban nagyrészt platformon, a Bódvai a disztális selen, néhány egység kőzetei esetleg lejtőkörnyezetben jöttek létre (Kovács et al., 1989;

Horváth & Hips, 2015). Hasonlóan, a Tornai-sorozatban a kezdeti platformképződésmények előbb-utóbb elsüllyedtek, és az anisusi során mélytengeri környezetnek adták át a helyüket (Kovács et al., 1989). Bár a régebbi modellben a Szilicei- és Tornai-egységek az óceán ellentétes peremén voltak, az újabb modellek a legtöbb egységet a Neotethys-óceán azonos pereméről, bár annak eltérő szakaszáról származtatják (Deák-Kövér, 2012; 4. ábra). Ez a riftesedés a permében indulhatott és az anisusiban vált teljessé, amikor az új óceáni kéreg is kialakulhatott (3. és 4. ábra). Ennek maradványai egységes takaróként nem, csak evaporitba beleygúrva, illetve a Mellétei-egység üledékeibe áthalmozott klasztként ismertek.



2. ábra: Takarók, pikkelyek egymáshoz való viszonya a terepbejárás területén. A számok a kirándulás megállóinak szerkezeti helyzetét mutatják. A takarókon belüli korok a kismélységi metamorfózis valószínű korát, míg a határon lévők az áttolódás korát mutatják.



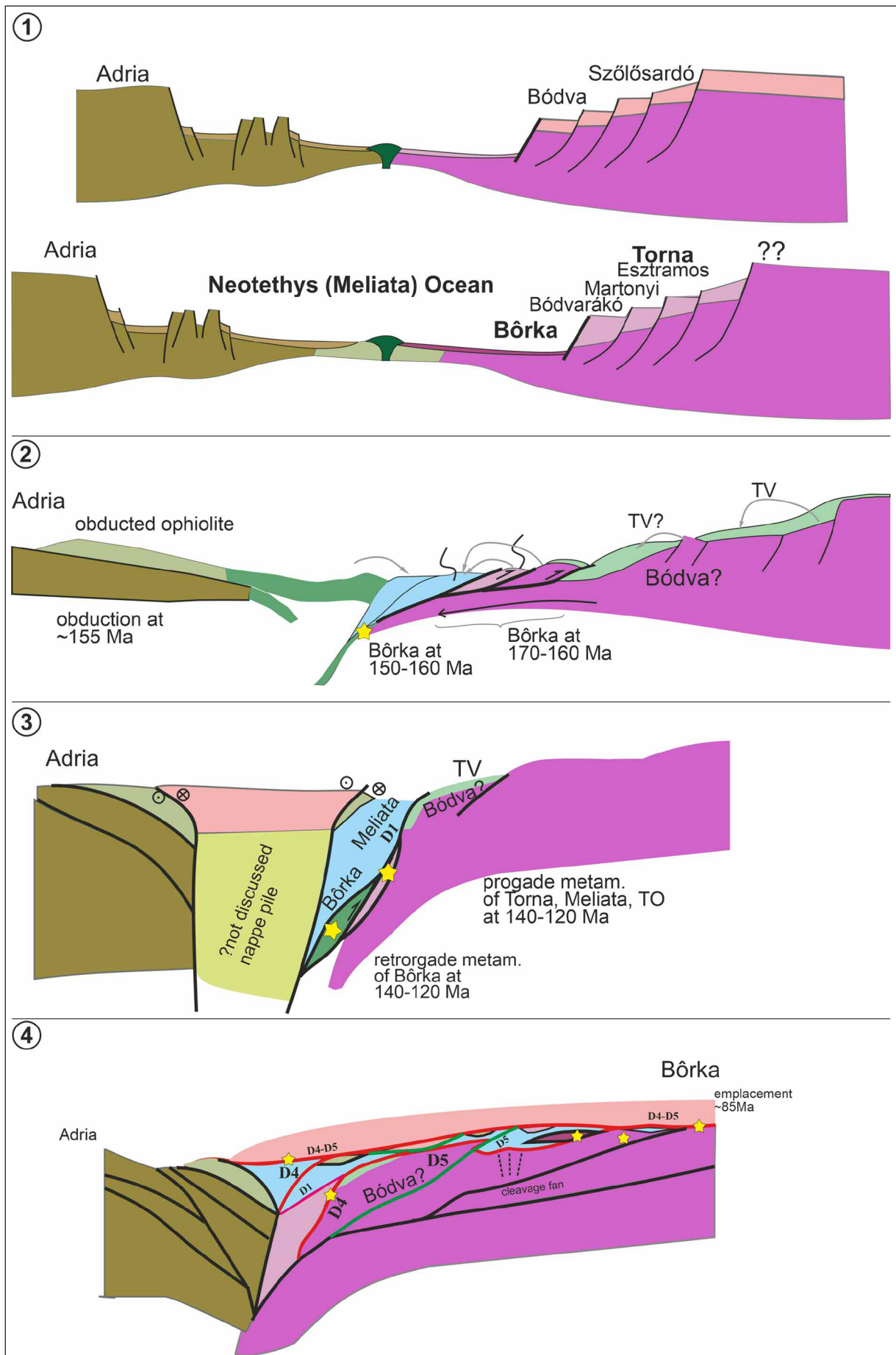
3. ábra: A Rudabányai-hegység északi részének rétegsorai (Pérol et al., 2003 után, módosítva).

A szubdukció a kora-jura végén vagy a jura közepén kezdődhetett, legvalószínűbben intraóceáni módon (Maffione et al., 2015). E folyamat hatásai tükröződnek (habár gyakran csak áttételesen) a megfigyelhető jura sorozatokban (4. ábra). A klasszikus Mellétei-sorozat a szubdukciós árokban gravitációs tömegmozgással felhalmozódott üledékeket jelenti (Aubrecht et al., 2012), amelyek maguk is szubdukálódtak, erősen deformálódtak és különböző fokú metamorfózison estek át. A Mellétei-egységbe sorolt, vagy önállóan kezelt Bôrka-egység ment le a legmélyebbre a szubdukció során, a 10–12 kbar nyomás képalafaciesű metamorfózist eredményezett (Faryad, 1995; Mello et al., 1998) (1. és 4. ábrák). A radiometrikus 160–150 millió éves Ar/Ar csillámkorok a metamorfózist (Faryad & Henjes-Kunst, 1997), míg a 120–140 millió éves K/Ar illitkorok a szubdukciós zónából való exhumációt rögzítik (Árkai et al., 2003).

A hazai jura képződmények az ároktól távolabb rakódhattak le. Az új értelmezések a jura képződmények közül a

metamorf kifejlődéseket a Telekesoldali-takaróba (TO) sorolják (Kövért et al., 2008, 2009a, b), míg a Bódvai-sorozat felett a Telekesvölgyi Formáció középső-jura képződményei települnek (1., 2. és 3. ábra). A szubdukció során a hazai egységek eltérő mélységbe jutottak: a legjobban metamorfizált Torna került a legmélyebbre, a Telekes-oldali jura képződmények ezzel közel azonos mélységbe, míg a Bódvai-takaró csak kis mélységbe jutott. A metamorfózis kora ~140–120 millió év lehetett K/Ar illit-módszer alapján, ami megegyezik a Bôrka-takaró kitarakodásával. Tehát amíg a Bôrka már felfelé jött, addig a passzív peremi hazai képződmények éppenséggel betemetődtek (4. ábra).

A szubdukció és az azt követő exhumáció során, majd azt követően további takarós mozgások történtek, amelyek az eredeti egyszerű szerkezeti képet nagyon ártírták. Ennek egyik következménye, hogy a legmélyebb Tornai-egység a Bódvai-sorozat (takaró) felett jelenik meg az elsődleges (közvetlen szubdukcióhoz köthető) takarósodás utáni deformá-



4. ábra: A Neotethys északnyugati záródásának fejlődéstörténete (Deák-Kövé, 2012 után).

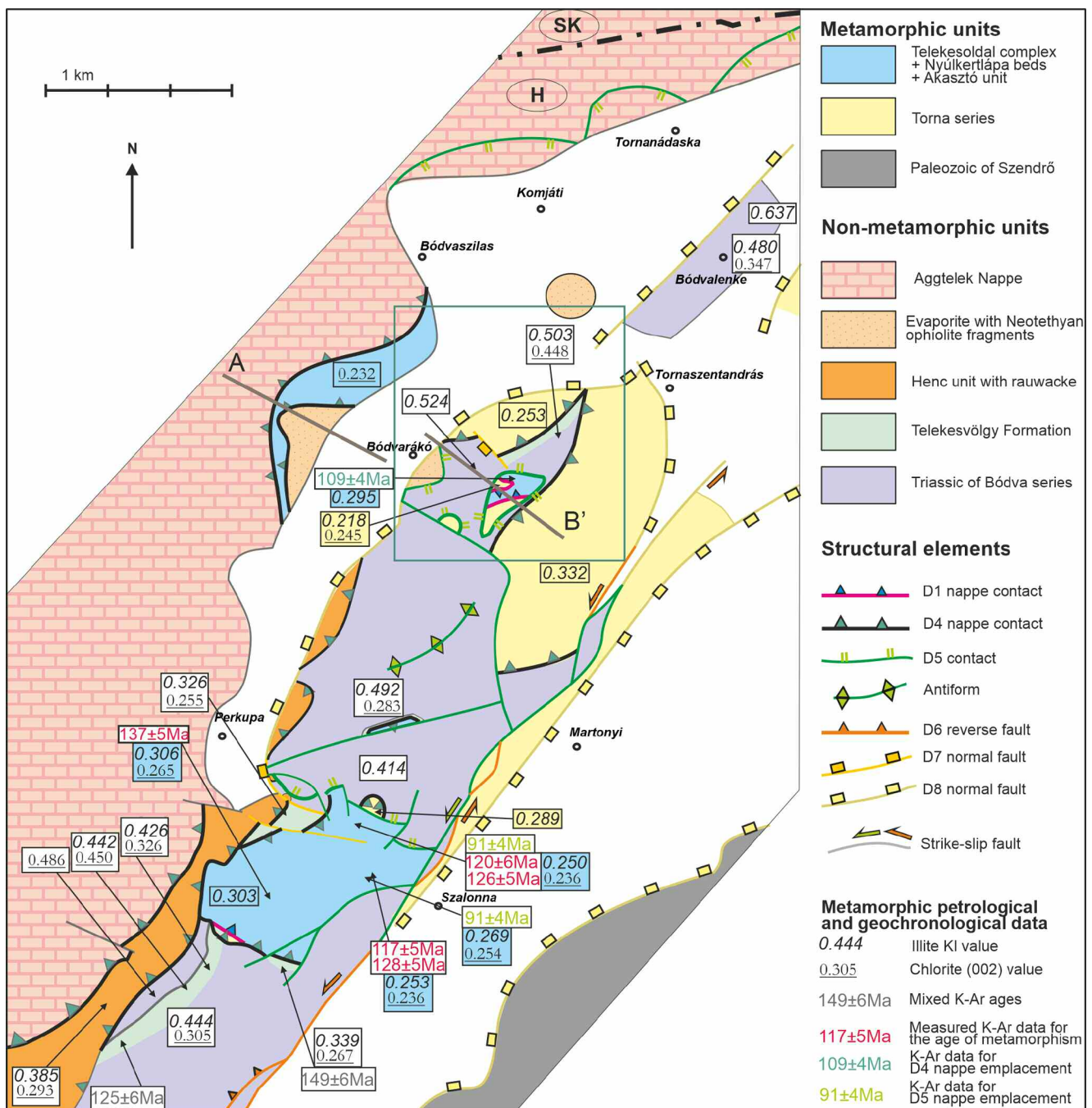
ciók miatt: ezt a korábbi térképek részben, Kövér et al. (2005) és Deák-Kövé (2012) munkája részletesen mutatja (1. és 2. ábra). Mi több, az alul levő Bódvái-takaró a legfiatalabb áttolódások során a Tornai-egységek fölé is toldódhatott, amely mozgás következményeit a kirándulás során végig láthatjuk (1., 2. és 4/4. ábra).

Külön probléma a Szilicei-takaróegység (Silica Unit) eredeti helyzete és áttolódásának ideje, iránya (1. ábra). Deák-Kövé (2012) szerint eltolódással kerülhetett arra a helyre, ahonnan később takaróként lenyesődött, valószínűleg csak a kréta közepén (~90 millió éve) (4. ábra). Így összesen 5 fő szerkezeti egységgel (takaróegységgel) számolhatunk, amelyek

még további kisebb takarókba, pikkelyekbe rendeződtek (1. és 2. ábra).

2. A képződmények metamorf foka és átalakulás kormeghatározása

Az alacsony fokú metamorfitek átalakulásának fokát tradicionálisan a finomszemű illit (Kübler, 1968) és klorit „kristályossági fokával” tudjuk számszerűsíteni: a módszer kidolgozásában és annak észak-magyarországi alkalmazásában Árkai Péter úttörő szerepet játszott (Árkai, 1985, 1991; Árkai



5. ábra: A diagenetikus és metamorf átalakulás mértékének és a K/Ar-adatoknak az eloszlása az egyes szerkezeti egységekben (Kövé et al., 2009b, Árkai P. számos adatát is integrálva).

et al., 1995, 1996). E munkát folytattuk a 2000-es évek elején, amikor további pontokon, és fúrásokból határoztuk meg a kőzettani paramétereket és az átalakultság fokát (Kövér et al., 2009a,b; Deák-Kövér, 2012). A 2 μm -nél kisebb illitfrakcióból ugyanakkor K/Ar-mérések is történtek, így ugyanazon minta átalakultságát és a K/Ar-rendszer záródási korát is meg tudtuk határozni. Az 5. és 6. ábrán ezek az adatok kerülnek bemutatásra. Világosan elkülöníthetők a kistakaréjú metamorf triász és jura sorozatok (Torna, Telekesoldal) és a nem metamorfok (Bódva, Szilice). Probléma csak olyan esetben adódott, amikor az illit és klorit kristályosság indexek nem egyeztek. Ekkor a petrológiai adatok is segítettek, mivel a paragonittartalmú minták esetében a kétféle „kristályosság index” gyakran nem egyezett, és ez utólagos folyadékáramlás hatását mutatja. Ezt leggyakrabban takaróhatárok menti mintáknál tapasztaltuk. Ilyen esetben az illit kristályosság indexet tartottuk a metamorfózisa jellemzőnek.

A Telekesoldali-takaró néhány mintájának szerves anyagán Raman-spektroszkópiás vizsgálatokat végeztünk, melyek alapján a kistakaréjú metamorfózis mértéke számszerűsíthető, $\sim 270\text{--}280^\circ\text{C}$ (Molnár et al., 2021). Ezen hőmérséklettartomány szinte teljesen megegyezik az egyéb paraméterekből becsült értékkel (6. ábra).

A metamorf jura és a metamorf tornai triász képződmények egymáshoz való viszonya nem tisztázott: a jura lehet a triász rétegtani fedője, vagy csak egy viszonylag közeli, de eltérő területről lenyesett fragmentum. A két sorozat metamorfózisa közeli értékeket mutat (mind a hőmérséklet, mind a nyomás szempontjából), vagyis határuk már a metamorfózis előtt, legkésőbb a tektonikus betemetődés során létrejött (Deák-Kövér, 2012). Az sem kizárt, hogy a Telekesoldali-takarót a tág értelemben vett Mellétei-egységhez sorolhatjuk, ekkor feltételezhetően óceáni kérge lett volna.

3. A terepbejárás útvonalának bemutatása

Az útvonal földrajzilag a Rudabányai-hegység északnyugati részén halad (7. ábra). Bódvarákótól keletre a Nyúlkertlápában, majd az Esztramosra vezető úton és annak környékén nézzük meg a feltárásokat. Az Esztramosról remek kilátásban gyönyörködhetünk, majd a barlang bejáratához ereszkedünk le. A terület fedetlen földtani térképét a 7., a csatlakozó szelvényeket a 8. ábra mutatja.

A terület szerkezetileg legmélyebb egysége a Bódvarákói-sorozatba tartozó rétegsor (2., 3., 5., 7. és 8. ábra). Ezt a szerzők változó nagytektonikai egységekbe sorolták (Less, 2000; Kovács et al., 1989; Fodor & Koroknai, 2000; Kövér et al., 2009b), főleg, mivel rétegsora igen csonka (3. ábra). Most úgy véljük, ez a Tornai-sorozat része, annak egy specifikus kifejlődése, amely a legjobban kivékonyodott kontinentális kérgen jött létre (2. és 4/1. ábra). A korábbi és újabb vizsgálatok alapján egyértelmű, hogy a rétegsort metamorf képződmények építik fel (Árkai & Kovács, 1986; Kövér et al., 2009a,b).

Rákövetkeznek az úgynevezett „Nyúlkertlápai rétegek” (Szentpétery & Less, 2006) (3. ábra). E rétegek a Bódvarákói-rétegsorhoz vagy egy önálló szerkezeti egységbe tartozhatnak (Telekesoldali-takaró) (Less et al., 1988; Szentpétery & Less,

2006; Fodor & Koroknai, 2000). A metamorf fok vizsgálatok alapján a litológiai analógiák alapján középső-jurának gondolt sorozat epizónás átalakulást szenvedett (5. ábra) (Kövér et al., 2009b). A Bódvarákói-sorozat és a Nyúlkertlápai-rétegek egy tektonikai ablakban, a Bódvarákói-ablakban bukkannak a felszínre. Ha a jura és triász egy rétegsort alkot, akkor egy takaró részei, de ha nem, akkor két külön takaró egy-egy kis szelete, az ablakon belül. A Rudabányai-hegységben kis területeken fellépő jura képződmények között elég sok a hasonlóság a kifejlődés, a metamorfózis és a deformáció szempontjából, így logikus azokat egy takaró részének venni: ez lenne a Telekesoldali-takaró. Mivel ezek a mélytengeri jura képződmények óceáni vagy kivékonyodott kontinentális kérgen rakódtak le, a Mellétei-egységgel (Meliata) rokoníthatók.

A Bódvarákói-ablak felett a Bódvai-takaró alsó-triász üledékei, és azokkal sódeformációs érintkezéssel valószínűleg az evaporit lép fel (2., 5. és 8. ábra). A Bódvai-takaró másik eleme egy valószínűleg felső-triász képződmény (6. megálló). A két elem között több rétegtani egység hiányzik, amit talán a miocén normálvetős vagy eltolódásos deformáció okozott.

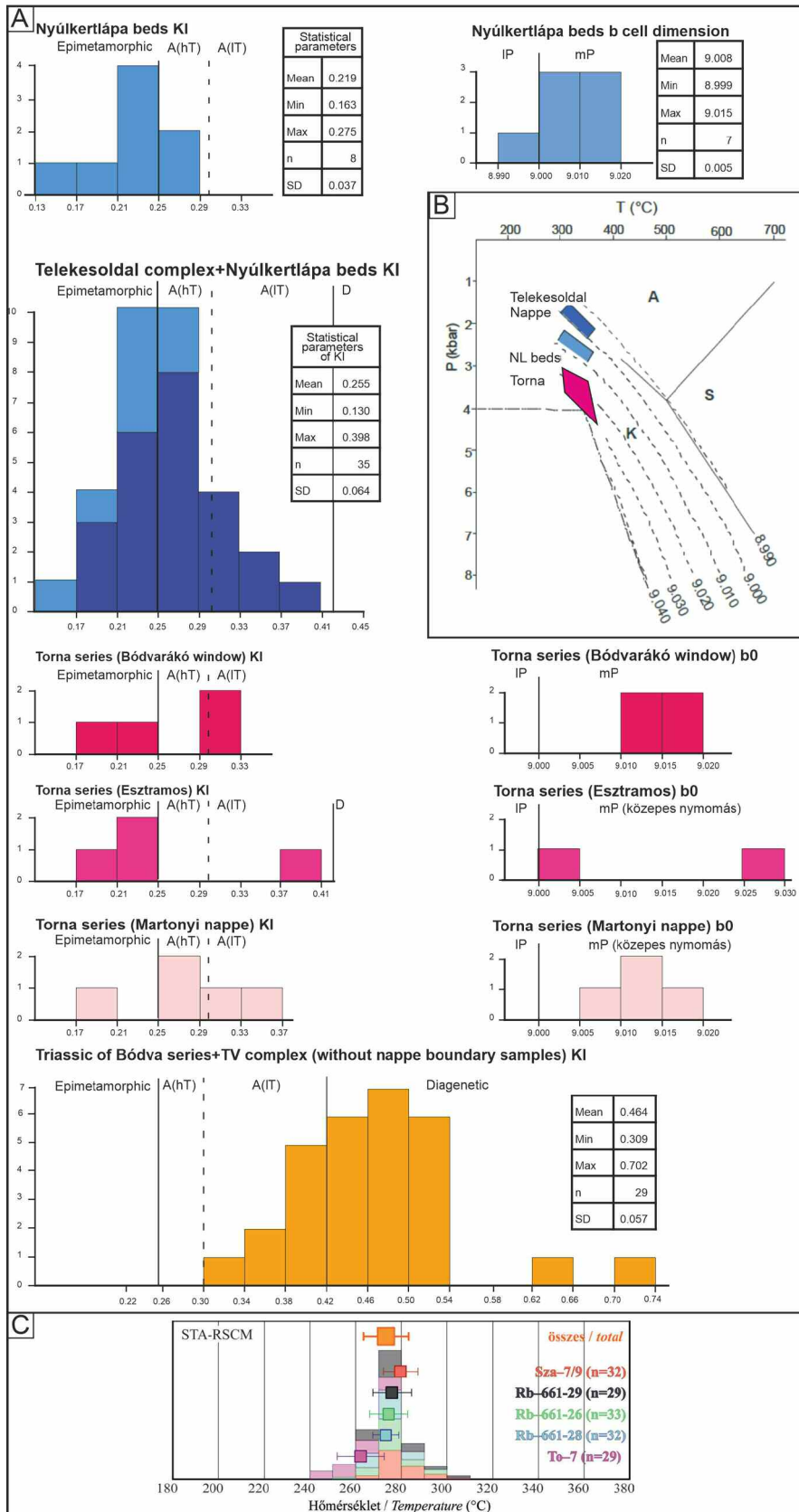
A Bódvai-takaró felett ismét metamorf egységek következnek, amelyeket a Tornai-takaróegységbe sorolunk (2., 5., 7. és 8. ábra) (Less, 2000). A Martonyi-takaró és az Esztramos rétegsorai a középső-triászhoz illetően eltérnek (3. ábra), ezért is tekinthetjük ezeket önálló takarónak (Fodor & Koroknai, 2000). A Martonyi-takaró talpát az 5., az Esztramosi-takarót a 7. megálló mutatja be. A nem metamorf képződmények feletti kistakaréjú metamorf takaró tektonikus helyzete nyilvánvalóan egy késői deformáció eredménye, hiszen csak így lehet éles váltással egy metamorf egység nem metamorf felett (Kövér et al., 2005; Deák-Kövér, 2012). Mivel a jura palák metamorfózisát általában 140–120 millió évek közé tettük, ezért ez az áttolódás valószínűleg 110–120 millió évek között ment végbe.

A végső pontról (8. megálló) láthatjuk a terület további egységeit is (2., 7. és 8. ábra). A Bódva völgye alatt az evaporitos mélangé lép fel, amiben a Neotethys-óceán fragmentumai is megjelennek. A becsípott kőzettömbök között a Telekesoldali-takaróba sorolható jura palák is vannak. Mindezek felett települ a Szilicei-takaróegység nem metamorf perm-jura sorozata (5. és 8. ábra).

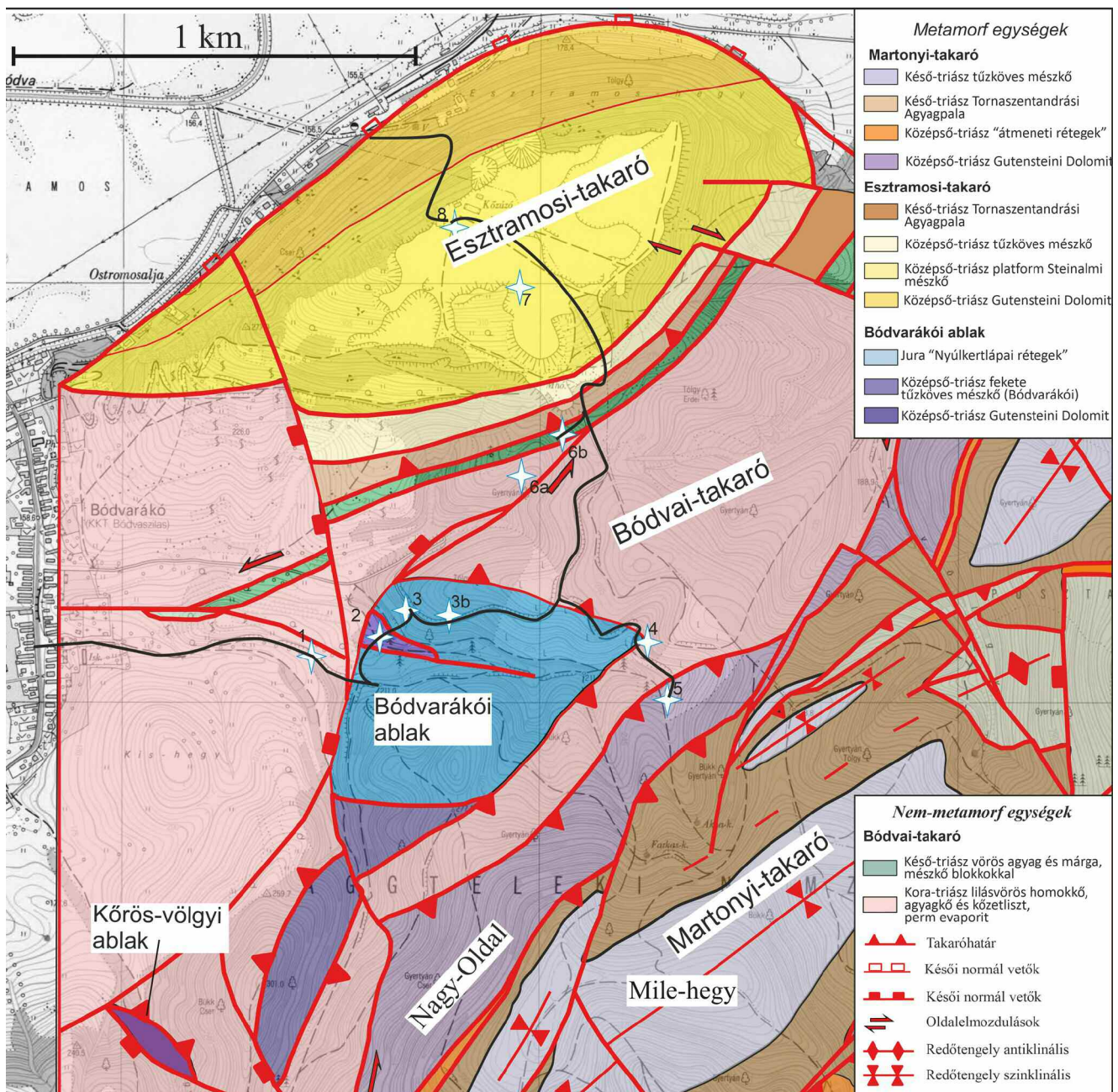
2. és 3. megálló: A Bódvarákói-ablak képződményei

A Bódvarákói-sorozat kezdő ismert eleme az anisusi Gutensteini Dolomit, amit sötétszürke tűzkölcse és tűzkő-réteges mészkő és dolomit fed (Bódvarákói Formáció). Ez utóbbi pelágikus képződmény a kora-középső-triász platform vagy rámpa feldarabolódását és lesüllyedését jelzi az anisusin belül. A kőzetben rétegpárhuzmos és azzal kis szöveget bezáró, gyengén fejlett palásság lép fel.

A feltárás felett egy beomlott kis árokban nagyobb méretű szürke mészkőtömböket láthatunk sárgásbarna pala- és márga-mátrixban: ez talán már a következő „Nyúlkertlápai rétegek” része. Az Esztramos-bányába vezető útbevágásban ennek további elemei, márga, szürke mészkő és agyagpala váltakoznak (3. megálló, 7. ábra). Az útbevágás jura paláiban



6. ábra: A diagenetikus és kistokú, valamint nagyon kistokú metamorf átalakulás mértéke az illit kristályossági indexek alapján (Kövé et al., 2009b, Árkai számos adatát is integrálva). A) A Bódvarákói-ablak metamorf képződményei, a Telekesoldali-takaró, a Tornai-takaróegység és a nem metamorf Bódvai-takaró adatai. B) Hőmérséklet- és nyomásadatok 3 metamorf képződményegyüttesre (a TO itt Telekes-oldal környéki jura kőzetek adatait jelenti). A és B: Deák-Kövé (2012), Kövé et al. (2009b). C) Metamorf hőmérsékleti adatok Raman-spektroszkópiás módszerrel a Telekes-oldal környéki adatokból (Molnár et al., 2021). A(hT), A(IT): magas és alacsony hőmérsékletű anchimetamorf hatás; E, D: epimetamorf és diagenetikus átalakulás; IP, mP: alacsony és közepes nyomás.



7. ábra: Bódvarákó környékének fedetlen földtani térképe (Fodor & Koroknai, 2000 után). A csillagok a kirándulás megállóit jelzik.

mikrokonglomerátum-betelepülések vannak, amik a klasszikus Telekes-oldali feltárásokban jellemzőek (Deák-Kövé, 2012) (3b. megálló, 7. ábra). A pala rétegzettség csak ilyen litológia mellett sejtethető, de azt leggyakrabban csak csiszolatban tudtuk azonosítani. Utóbbiakban szoros mikroredőket is megfigyeltünk. A „Nyúlkertlápai rétegek” kora jura, habár ezt csak a litológiai hasonlóság alapján állíthatjuk, fosszília innen nem került elő.

A Bódvarákói- és Nyúlkertlápai-rétegek jórészt epizónás metamorf átalakulást szenvedtek, bár néhány minta csak magas hőmérsékletű anchizónás értéket mutat: a Kübler-index (KI) értékeinek középértéke $0,219 \pm 0,037 \Delta^{\circ}2\Theta$ (5. és 6. ábra) (Kövé et al., 2009b). A klorit „kristályosság” indexe [ChC (002) vagy Árkai-index] a KI-hez hasonló eloszlást mutat

(átlag: $0,245 \pm 0,020 \Delta^{\circ}2\Theta$) (5. és 6. ábra). A jura palából való illiten mért K/Ar-kor 108 ± 4 millió év; ezt a kort a Tornai-egységnek a Bódvaira való rátolódásával kapcsoljuk össze (2., 5. és 8. ábra) (Kövé et al., 2009b).

A metamorfózis nyomásértékére a b_0 -paraméter-adatok alapján következtethetünk. A Bódvarákói-ablakban ez az alacsony nyomású tartomány legtetőjétől a közepes nyomásig terjed (6. ábra). Az átlagos érték $9,008 \pm 0,005 \text{ \AA}$ (Árkai, 1985; Kövé et al., 2009b). Padan et al. (1982) diagramját használva, és elfogadva a metamorfózis anchi-epizóna határára becsült $300\text{--}350 \text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékletét (Árkai, 1985), a Nyúlkertlápai-rétegek esetében $\sim 2,5\text{--}3$ kbar, a délebbi Telekesoldali jura kőzetekre $\sim 2\text{--}2,5$ kbar értékeket kaptunk (6. ábra).

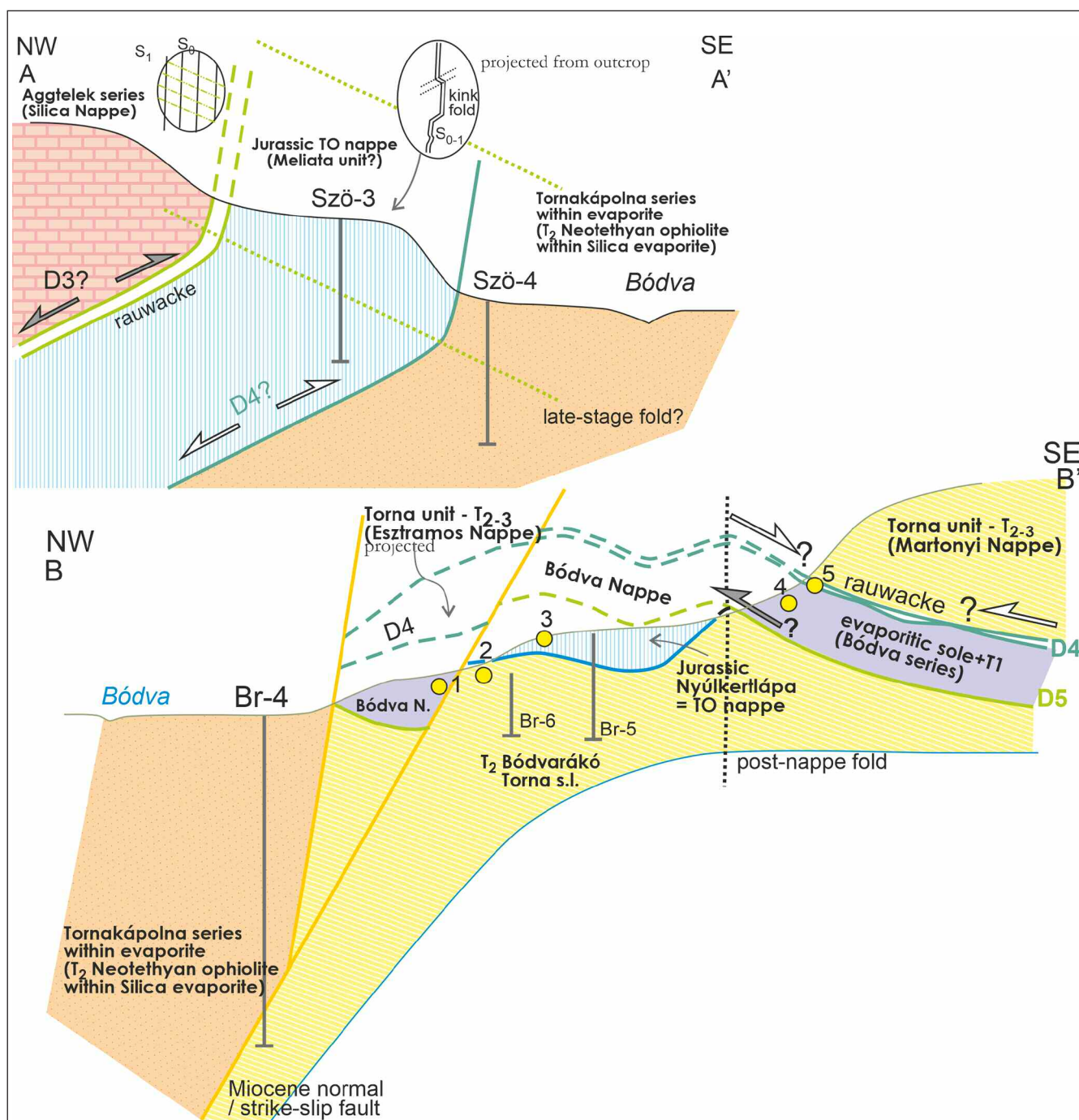
1., 4. és 6a. megálló: A Bódvai-takaró képződményei

A Bódvarákói-ablak felett a Bódvai-takaró alsó-triász üledékes kőzetei, és azokkal sódeformációs érintkezéssel valószínűleg az evaporit lépnek fel (7. ábra). Előbbieket egy kis útbevágásban és a Bódvarákói-ablak utáni útbevágásban látjuk. Jórészt lila, vörös, mállottan sárga agyagkövek, aleurolitok, csillámos homokkövek alkotják a feltárás rétegeit, amelyek részletes leírását Hips (1996, 2001) adta. Egy közeli mellékvölgyben a *Claraia* genusba sorolható kagylókat is találtunk (6a. megálló). Ezek a képződménynek a Bódvaszilasi Formációba való sorolását erősítik.

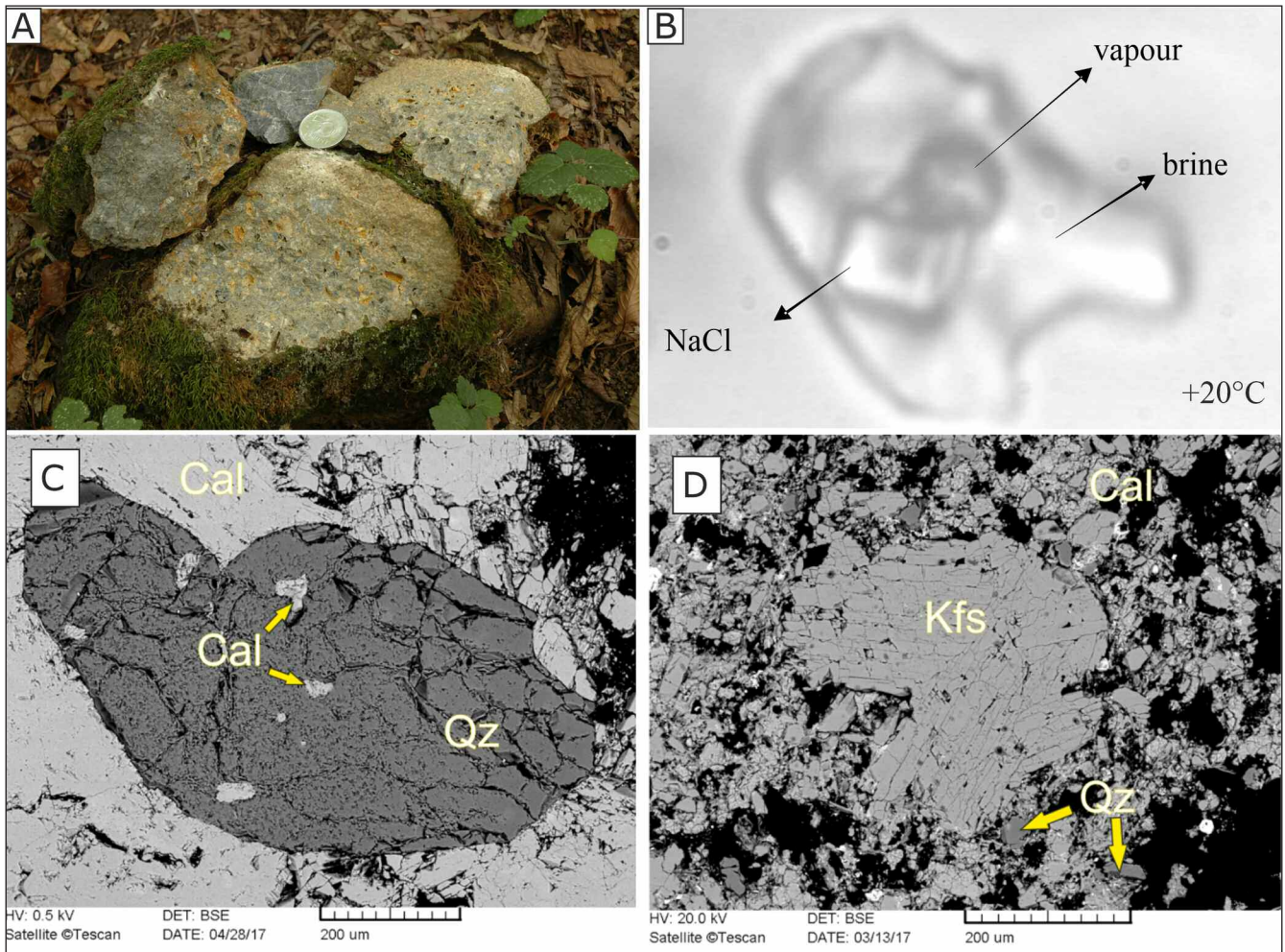
A Bódvai-sorozat átalakultsága széles skálán változik (Kövért et al., 2009a,b). Általában a magas hőmérsékletű diagenetikus átalakulás a jellemző, de a nagy vetőzónák mentén elérheti az anchizónát (5. és 6. ábra). Utóbbit a folyadékáramlásoknak tudhatjuk be és főleg a klorit „kristályosságát” indexek mutatják.

5. megálló

A Bódvai-sorozat felett a metamorf Tornai-egység, annak Martonyi-takarója következik. A szerkezeti határon egy specifikus deformációs eredetű kőzet (= tektonit), a rauwacke fejlődött ki a komplex deformációs, fluidáramlási és diagenetikus



8. ábra: Földtani szelvények a területen keresztül (Kövért et al., 2009b után).



9. ábra: Tipikus rauwacke példányok. A) makroszkópos kép az 5. megállóból, a Martonyi-takaró talpáról. B) Elsődleges, háromfázisú folyadékszárvány képe autigén kvarckristályban (fluidum + kőso + gázfázis). A fluidumok a $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2-MgCl_2-CO_2$ rendszert képviselik, 28–42 tömeg% NaCl eq. szalinitással és 14 tömeg% KCl-tartalommal (Deák-Kövért et al., 2011). SEM-felvételek autigén ásványokról (Gyenge, 2017). C) Akasztói mintákban előforduló félig sajátalakú kvarc, melyekben kalcit-zárványok fordulnak elő. D) Szőlősardó, Lászi-forrástól délre levő „Fehér-barlang C”-ben talált aggregátumot képező káliföldpátok.

tikus hatások egymásra hatása következtében. Ez a kőzettípus minden esetben kifejlődik a szilicei-gömöri takaróhatárokon, ahol annak közelében karbonátos alapkőzet (triász dolomit vagy mészkő) jelenik meg. Legszébb példái a Murányi-takaró talpán lépnek fel (Milovský et al., 2003; Kövért et al., 2018; Pomella et al., 2019), de hazai takarótalpon is gyakoriak (Deák-Kövért et al., 2011; Kövért et al., 2015, 2020; Gyenge, 2017).

A rauwackét általában a breccsás szövet, a finomra őrölt mátrix és különféle cementfázisok, illetve autigén ásványok jellemzik (9. ábra). Utóbbiak között több fázisban kalcit, földpát, kvarc és csillámok is megjelenhetnek, amelyek kormeghatározásra is alkalmasak lehetnek. Ugyanakkor a kvarc zárványai a folyamatok hőmérsékletére és nyomására adnak felvilágosítást. A hazai rauwackék adatai két csoportba oszthatók: vannak magasabb nyomással és hőmérséklettel jellemzettek (10. ábra) és alacsonyabb értéket mutatók. Előbbiek a korábbi, utóbbiak a későbbi, felszínközeli áttolódásokhoz kötődnek (Deák-Kövért et al., 2011; Kövért et al., 2015, 2020). A nyomásértékek elég magasak a mai ismert takaróvastagsághoz képest, tehát lehetséges, hogy a takaró-

talpon túlnyomás lépett fel (két szigetelő rétegtani egység között). Ez megmagyarázná azt az egyébként nehezen érthető jelenséget, hogy a Szilicei-takaró rendkívül nagy felszíni kiterjedésű, tehát akár 100 km-t vagy még többet is szállítódott eredeti helyéről, de túl vékony ahhoz, hogy egyben mozoghatson (11. ábra). Egy túlnyomás alatt levő talpon azonban sokkal kisebb erő is elég a mozgatáshoz (lehetne még gravitációs eredetű is a takaró, de e modellhez a frontális pikkelyek hiányoznak).

A rauwackék egy jellegzetes feltárását mutatja be utunk következő pontja. Itt a korábban metamorfizálódott Gutensteini Dolomit deformálódott, de gyakran csak a feltoredezés kezdeti állapotát látjuk (9. ábra). Szerencsés esetben már a tipikus, teljesen átalakult kőzetet mintázhattuk. A nyomásértékek 2,5–3,5 kbar, a hőmérséklet 200–300 °C között mozognak (10. ábra).

7. megálló: Esztramos, bányaudvar

A nagy kőfejtőben világosszürke, középső-triász (anisusi) metamorf mészkövet fejtettek, ami a klasszikus Tornai-egység

része. Feküje a Gutensteini Dolomit, míg fedőjében a lejtőkörnyezetben lerakódott Szentjánoshegyi Mészke, majd karni agyagpala következik. A platform mészkőben vulkanit-betelepülések voltak ismertek (Turtegin, 1997). A gyenge minőségű karbonátos vasércet a területen a középkortól fejtették.

A Steinalmi Mészke karsztosodásra, barlangképződésre kiválóan alkalmas, ezt tekinti meg a terepbejárás földalatti része. A felszíni megálló során barlangi kitöltéseket: cseppköveket, cseppkőlefolyást, kalcitteléreket, és a barlang feltöltődését eredményező barlangi agyagot láthatunk. A gyakori kalciterek több cm-es méretű fenn-nőtt kalcitkristályokból állnak. A kitöltő vörös barlangi agyagban gyakoriak a kisemlőscsontok, amelyek pliocén kort jeleznek.

8. megálló: Kilátás az Esztramos tetejéről

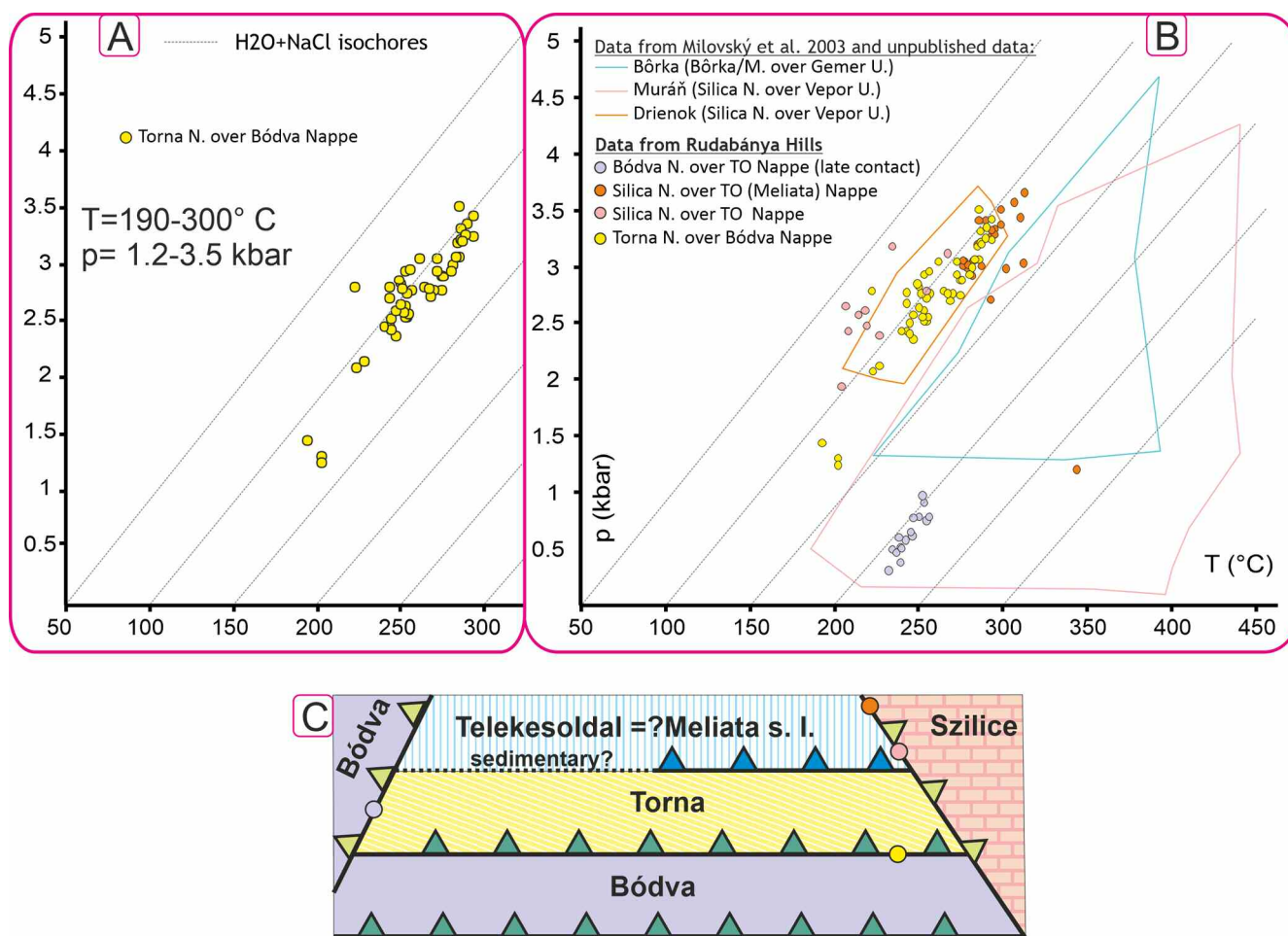
E megállóból remek kilátás nyílik az Aggteleki-hegységre és a Bódva-völgyre. A legfelső Szilicei-egység (Aggteleki-takaró) alatt vékony szeletekben középső-jura képződmények lépnek fel (Kövért et al., 2009c), amelyeket az Akasztó-egységbe soroltunk (5., 8. és 12. ábra) (Kövért et al., 2009b). A képződmény a KI indexek alapján kistökű metamorf fokú

(átlag: $0,232 \Delta^{\circ}2\theta$; 5. és 6. ábra), és rétegpárhuzamos erős paláság és kink-redők jellemzik. A jura alatt jelenik meg az evaporitos tektonikus mélange, amiben már régóta ismertek a felszínen és néhány fúrásban gabbrótestek (Pantó & Földvári-Vogl, 1950; Réti, 1985; Horváth, 1997), délebbre pedig a perkupai szerpentinit (Havas, 1984). A jura testek maguk is lehetnek lenyírt blokkok, miközben az Aggteleki-takaró áttolódott az eredeti forrásközetek felett. Mindeme mélange egyseget fiatal (késő-miocén?) normálvetők választják el a Rudabányai-hegység szerkezeti egységeitől, amelyeken a kirándulás alatt áthaladtunk (a normálvetők a kilátópontot kiemelték).

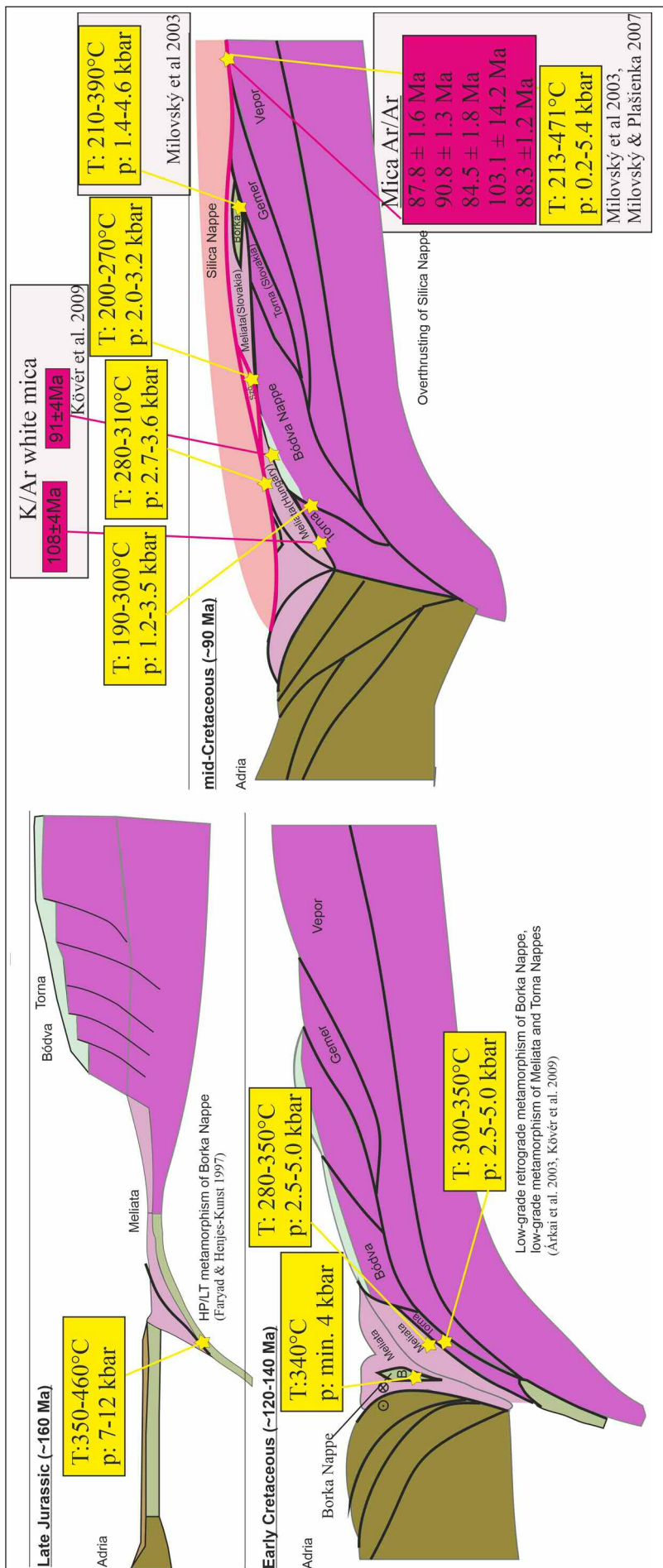
Irodalom

Árkai P. (1985): Metamorf kőzettani vizsgálatok Észak-Magyarország tektonofációs egységeiben. Kézirat, jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet számára. Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatóintézet, Budapest.

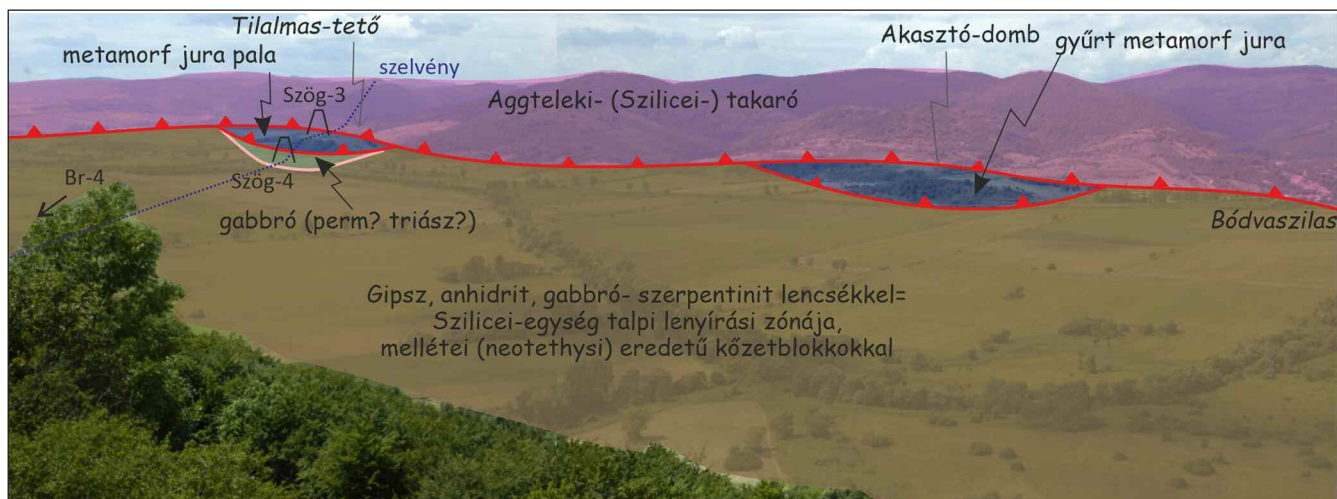
Árkai, P. (1991): Journal of Metamorphic Geology, 9, 723–734.



10. ábra: Hőmérséklet- és nyomásadatok a Gömör-Tornai rauwackék fluidumzárványaiból. A) Adatok a terepbejárás 5. feltárásából. B) Más magyarországi feltárásokból és szlovákiai adatokból (Milovský et al., 2003; Deák-Kövért et al., 2011). Az adatmezők a H₂O-NaCl izochorok mentén oszlanak el. A kapott „csúcsértékek” a Mellétei-egység metamorfózisának adataihoz is közel állnak, vagyis nem lehetetlen a metamorf fluidumok kapcsolata a rauwackék fluidumzárványaival. C) A rauwackeminták elhelyezkedése egy egyszerűsített szerkezeti modellen. N.: takaró (nappe); U.: szerkezeti egység (unit).



11. ábra: Hőmérséklet-, nyomás- és koradatok a Gömör-Torna terület takarósíkjainak rauwackéiből (Deák-Kövért et al., 2011).



12. ábra: Kilátás és szerkezeti értelmezés az Esztramos tetejéről.

- Árkai, P. & Kovács, S. (1986): Acta Geologica Hungarica, 29, 349–373.
- Árkai, P., Sassi, F.P. & Sassi, R. (1995): European Journal of Mineralogy, 7, 1115–1128.
- Árkai, P., Merriman, R. J., Roberts, B., Peacor, D. R. & Tóth, M. (1996): European Journal of Mineralogy, 8, 1119–1137.
- Árkai, P., Faryad, S. W., Vidal, O. & Balogh, K. (2003): International Journal of Earth Sciences, 92, 68–85.
- Aubrecht, R., Gawlick, H. J., Missoni, S. & Plašienka, D. (2012): Mineralia Slovaca, 44, 71.
- Deák-Kövé, Sz. (2012): Structure, metamorphism, geochronology and deformation history of Mesozoic formations in the central Rudabánya Hills. PhD dissertation, Eötvös Loránd University, Budapest.
- Deák-Kövé, Sz., Milovský, R. & Fodor, L. (2011): Cretaceous nappe stacking in the Inner Western Carpathians – p-T conditions from basal rauhwacke studies. CorseAlp 2011 Workshop, Saint-Florent, Corsica, France, 1 p.
- Faryad, S. W. (1995): Journal of Metamorphic Geology, 13, 432–448.
- Faryad, S. W. & Henjes-Kunst, F. (1997): Tectonophysics, 280, 141–156.
- Fodor, L. & Koroknai, B. (2000): Geologica Carpathica, 51, 355–369.
- Grill J., Kovács S., Less Gy., Réti Z., Róth L. & Szentpétery I. (1984): Földtani Kutatás, 27, 49–56.
- Gyenge Cs. (2017): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység takaró-talpi breccsáinak petrográfiai vizsgálata. MSc szakdolgozat, MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest.
- Havas L. (1984): Földtani Közlöny, 114, 109–112.
- Hips, K. (1996): Acta Geologica Hungarica, 39, 369–411.
- Hips, K. (2001): Geologica Carpathica, 52/5, 287–299.
- Horváth, B. & Hips, K. (2015): Austrian Journal of Earth Sciences, 108/1, 34–49.
- Horváth, P. (1997): Acta Mineralogica-Petrographica, 37, 151–163.
- Kovács, S., Less, Gy., Piros, O., Réti, Zs. & Róth, L. (1989): Acta Geologica Hungarica, 32, 31–63.
- Kövé, Sz., Fodor, L., Kovács, S., Csontos, L. & Péró, Cs. (2005): Geolines, 19, 73–74.
- Kövé Sz., Fodor L. & Kovács S. (2008): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2006, 97–120.
- Kövé, Sz., Fodor, L., Judik, K., Németh, T., Árkai, P., Balogh, K. & Kovács, S. (2009a): Trabajos de Geológia, 29, 409–413.
- Kövé, Sz., Fodor, L., Judik, K., Németh, T., Balogh, K. & Kovács, S. (2009b): Geodinamica Acta, 22, 3–29.
- Kövé, Sz., Haas, J., Ozsvárt, P., Görög, Á., Götz, A. E. & Józsa, S. (2009c): Geologica Carpathica, 60, 351–379.
- Kövé, Sz., Fodor, L. I. & Milovský, R. (2015): Tectonic Studies Group Annual Meeting 2015, Edinburgh, January 6-8, Programme & Abstract Volume, p. 69.
- Kövé, Sz., Pomella, H., Győri, O., Szalay, E. & Fodor, L. (2018): In: Suján, M., Csibri, T., Kiss, P. & Rybár, S. (Eds.): Environmental, structural and stratigraphical evolution of the Western Carpathians. Comenius University Press, Bratislava, pp. 48–49.
- Kövé Sz., Pomella H., Győri O., Szalay E. & Fodor L. (2020): In: Fűri J. & Király E. (szerk.): Átalakulások. 11. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés, Sopron. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, p. 52.
- Kübler, B. (1968): Bulletin Centre Recherche Pau SNPA, 2, 385–397.
- Less Gy. (1981): Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1:25000-es földtani térképéhez, Hidvégyardó. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Less Gy. (1998): In: Baross G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 26–66.
- Less, Gy. (2000): Slovak Geological Magazine, 6, 260–268.
- Less, Gy., Grill, J., Róth, L., Szentpétery, I. & Gyuricza, Gy. (1988): Geologic map of the Aggtelek-Rudabánya Hills, 1: 25 000. Geological Institute of Hungary, Budapest.
- Maffione, M., Thieulot, C., van Hinsbergen, D. J. J., Morris, A., Plümper, O. & Spakman, W. (2015): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16, 1753–1770.
- Mello, J., Reichwalder, P., & Vozárová, A. (1998): Slovak Geological Magazine, 4, 261–273.

- Milovský, R., Hurai, V., Plašienka, D. & Biroň, A. (2003): *Geodynamica Acta*, 16/1, 1–20.
- Molnár K., Aradi L. E., Obbágy G., Kövér Sz., Fodor L., Benkó Zs. & Szabó Cs. (2021): *Földtani Közlöny*, 151, 37–50.
- Padan, A., Kisch, H. J. & Shagam, R. (1982): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 85–95.
- Pantó, G. & Földvári-Vogl, M. (1950): *MÁFI Évi Jelentése*, 1939/3, 1–16.
- Péró, Cs., Kovács, S., Less, Gy. & Fodor, L. (2003): *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, 35, 58–60.
- Pomella, H., Fodor, L., Kövér, Sz. & Győri, O. (2019): *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 21, EGU2019-17856, 2019, EGU General Assembly 2019.
- Réti, Zs. (1985): *Ofioliti*, 10/2–3, 411–422.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.
- Szentpétery I. & Less Gy. (szerk.) (2006): *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Turtegin E. (1997): *Topographia Mineralogica Hungariae*, 5, 37–50.

AZ ESZTRAMOSI BÁNYÁSZAT MÚLTJA ÉS LEGJELENTŐSEBB BARLANGTANI ÉRTÉKEI

GRUBER Péter

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, Jósvafő
E-mail: gruber.anpi@gmail.com

1. Az Esztramos földrajzi elhelyezkedése

Az Esztramos az Aggteleki-karszthoz tartozó, de földrajzi értelemben a Szalonnai-karszthoz tartató, Bódvarákó és Tornaszentandrás települések között, a Bódva-völgyéből sziget-szerűen kiemelkedő, jellegzetes formájú hegy. Természetes határait északon és északnyugaton a Bódva völgye, keleten a Juhász-patak és a Siket-völgy, délen a Nagy-Rednek-völgy és a János-völgy alkotja (1. ábra). Eredetileg 380 méter magas volt, amely a mészkőbányászat következtében mára átlagosan 300 méter magasságra csökkent; a hegy DNY-i részén megmaradt Orom kivétel képez, magassága 350 méter. Neve a szláv *sztrm* szóból ered, jelentése meredek, amely a hegy jellegzetes alakjára utal.

2. Az esztramosi bányászat története

2.1. A vasércbányászat története a XIX. századig

Az Esztramos tágabb környezetében előkerült késő bronzkori és vaskori leletek (vasbucák), valamint a szomszéd Martonyi ősi ércbánya-lelete (bronzkori csákánylelet) egyértelmű jelei a vasérc helyben történő felhasználásának. Ehhez társítható az a vaskori zablá- és vaslánclelet, amely 1981–1982-ben került elő az esztramosi Szentandrás-barlangból a Herman Ottó Múzeum által végzett ásatások során (L. Wolf & Simán, 1982). A leletek alapján egyértelműen nem állapítható meg, hogy a helyszínen fémműves központ működött volna, de a tágabb környezetben előkerült leletekkel együtt értékelve feltételezhető, hogy a kiváló vasműves kelta nép-

csoport ismerte az Esztramos jó minőségű vasércet (Turtegin, 1997).

Feltételezően a Kárpát-medence északi részére betelepült délszláv népek ismerték a vasfeldolgozás technológiáját, valamint a környék vasérc-előfordulásait is. Régészeti ásatások vasműves telepek sorát tárta fel a környéken (Imola, Trizs és Felsőkelecsény), ahol elsősorban az imolai típusú kis vasolvasztó kohókban dolgozták fel a felszínközeli érceket, elsősorban a X–XII. században (Dénes, 1997). A honfoglaló magyarok csak a XII. század folyamán jeleket meg a Bódva-völgyében és telepedtek rá az itt élő szlávokra. Ugyanebben az időben az Esztramos mellé, feltételezhetően a vasérclelőhely ismertése miatt, német bányavidékekről bányászokat telepítettek, akik ikerszentélyes templomot építettek és Szent Andrásnak (német bányászok védőszentje) szentelték (Dénes, 1972). A XII. század végére az Esztramoson bányászati, a hegy lábánál pedig vasműves központ alakulhatott ki.

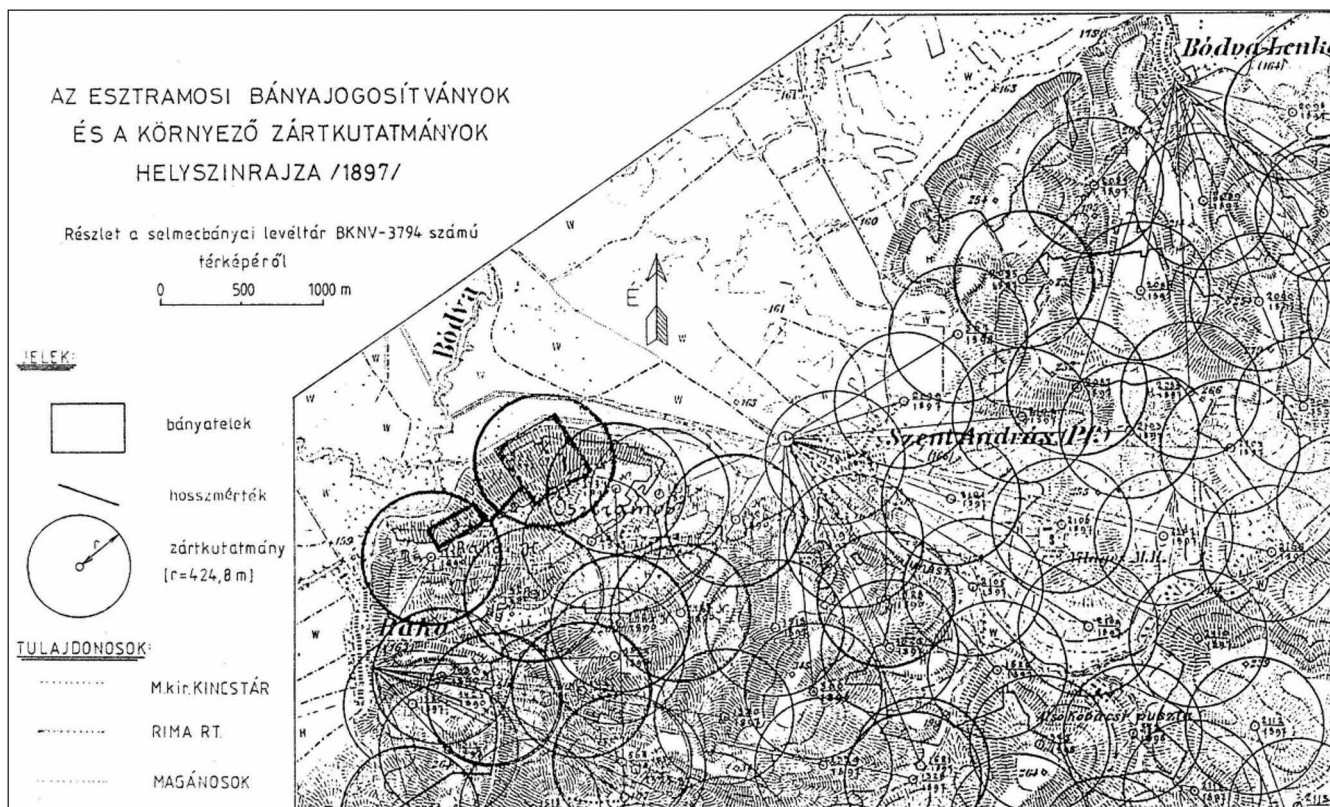
A XIII. század elején Gölnic környékén előkerülő jó minőségű vasérc kitermeléséhez a környék német bányásztelepeit áttelepítették, amely visszavetette az esztramosi ércbányászatot. Feltételezhető, hogy a bányászat a későbbiek során kisüzemben, de továbbra is rendszeresen folyhatott. Egy, a XV. század második feléből származó oklevél bizonyítja, hogy bár intenzív bányászati tevékenység nem folyt az Esztramoson, de azt, mint érclelőhelyet számontartották (Dénes, 1997). A török vész alatt a terület teljesen elnéptelenedett, Szentandrás csak a XVII. században kezdett újra benépesedni, a bányász telepések azonban nem tértek vissza. A XVIII. szá-



1. ábra: Az Esztramos elhelyezkedése.



2. ábra: Részlet a Görög Demeter-féle Torna megye térképről (1805).



3. ábra: Az esztramosi bányajogosítványok és a környező zártkutatómányaok helyszínrajza (1897) (Turtegin, 1991).

zadban helyreállították a szentandrásit templomot, majd a század végén újra megindult a vasérc bányászata az Esztramoson, amely az 1793-tól meginduló vasgyár számára szolgáltatott alapanyagot (Dénes, 1997). Az első írásos emlék az esztramosi bányáról egy Torna megyét ábrázoló térképmetset 1805-ből, melyen az Esztramos oldalában bányahelyet jelöltek (2. ábra) (Görög & Kerekes, 1802–1811).

2.2. A vasércbányászat története a XIX. századtól

Az esztramosi bányászati tevékenységről szóló első írásos emlék 1834-ből származik, amely évben a magyar kincstár megszerezte a Szentandrás község határában lévő terület bányászati jogát. Az újonnan létesült külszíni bánya a Flórián nevet kapta. 1848-ban a hegy rákói részén, szintén a külszínen, magántulajdonosok kezdték meg a vasérc bányászatát (3. ábra). A bánya termelése 1853 és 1868 között 9381 t vasérc volt, a havi termelés 10 t minimum, és 96 t maximum között ingadozott (Turtegin, 1997). Az ércet szekéren szállították Rozsnyóra, ahol azt feldolgozták. A termelést 1868-ban leállították, majd a bányarészt 1873-ban a budapesti székhelyű Ganz és Társa Vasöntöde Rt. vásárolta meg, a kitermelést továbbra is külszínen végezték.

1892-ben a Rimamurányi-Salgótarjáni Vasmű Rt. vásárolta meg bányászati jogot, 1893-ban a rozsnyói magyar királyi Bányahivatal megkezdte az ércesedés felszín alatti kutatását, feltárását. A munkálatok során 1893–1899 között kihajtották a mai VI. bányászati szinten (200 m tszf.) a Flórián-altarót, továbbá a mai IV. bányászati szinten (250 m tszf.) egy kutatótárót, az akkori külfejtés talpa alá. A két mélyművelésű

bányászati szintet pedig egy gurítóval összekötötték. A feltáró, kutató munkálatok során megállapították, hogy a kitermelhető ércvagyon 300.000 tonna, amely vörösvaskőből (hematit) és barnavaskőből (limonit) állt. Az érc átlagos vastartalma 35–40% között mozgott. A termelt érc mennyisége az évi 10 tonnás minimumtól az évi 197 tonnás maximumig rendkívül változó volt (Turtegin, 1997). A kitermelés során ún. főtepásztás fejtést alkalmaztak. Ezen fejtési mód során a fejtés alulról felfelé haladt, követte az amorf ércettestet. A kitermelés során képződő meddő anyagot a talpon folyamatosan a fejtés ütemével együtt halmozták fel, egy fejtési fogásban kb. 2 m-es pásztát jövesztettek. A bányáüzemben kevesen, átlagosan 4–6 fő munkás és 1 altiszt dolgozott (Turtegin, 1997). 1907-ben a kitermelést beszüntették, a bányában csupán fenntartási munkálatokat végeztek.

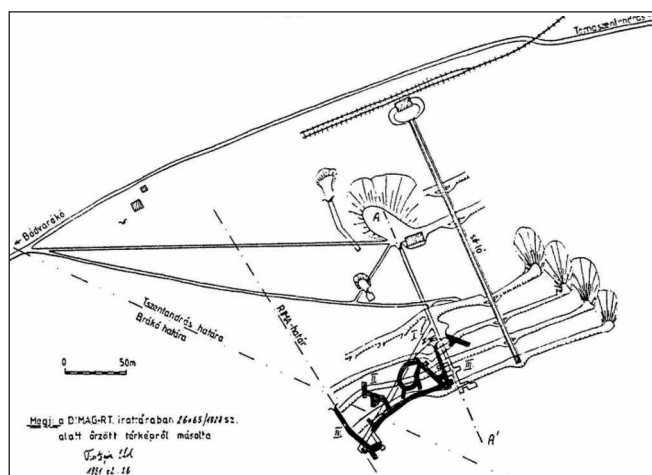
Az első világháború idején sem működött a bánya, csupán a meddőhányón maradt ércet gyűjtötték össze és szállították Diósgyőrbe, a háború miatt szünetelő vasércbányák érceinek pótlására. Az első világháborút követő trianoni békeszerződés következtében a legjelentősebb bányáink, köztük a vasércbányák is az utódállamokhoz kerültek, így a figyelem a hazai, kisebb előfordulásokra irányult. A Diósgyőri Vasgyár bányái is mind Szlovákiához kerültek, egyedül az esztramosi vasércbánya maradt a kezükön. Az első felmérések után kiderült, hogy további sikereket csak a korábbi mélyműveléses bányarészek újrainyitásával érhetnek el, így elrendelték a Flórián-bánya újrainyitását. 1923 tavaszán újrainyították a Flórián korábbi vágatait és fejtéseit, majd 36 m-rel a Flórián-altaró felett kialakították az első külfejtés udvarát. Az első felett tíz méterenként újabb külfejtéseket nyitottak. 1924 tavaszán

már négy külfejtés működött a hegy északi oldalában. A külfejtéseket 1928-ban az úgynevezett Felső-táró (275 m tszf.) szintjéről a völgytalpra vezető siklóval kötötték össze, a sikló fékházát a Felső-táró előtt alakították ki (4. ábra).

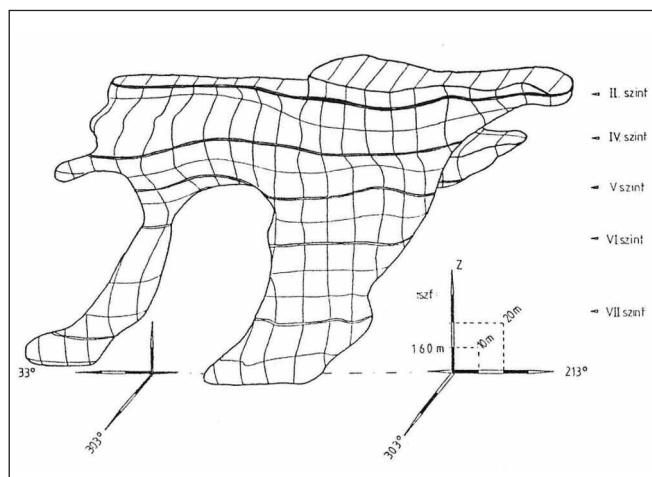
Az Esztramos előterében kialakított vasúti rakodók az ércet vagonokba rakodták, ahonnan szintén 1928-ban a bódvaszilasi állomással összekötött normál nyomtávú vasúton kötötték be a Bódva-völgyi vasúthálózatba, megteremve a folyamatos szállítás lehetőségét Diósgyőrbe (Turtegin, 1997).

1934-ben a Diósgyőri Vasgyár megszerezte a bányászati jogot az Esztramos teljes területére, így megindulhatott az egész hegyet átölelő vasérckutató, amely elsősorban a mélyszintekre összpontosított. A korábbi ércesedés átlagos vas-tartalma 48–50%-os, az új részeken kitermelt vasérc vas-tartalma csupán 40% volt (Turtegin, 1997). A romló ércminőség miatt a Diósgyőri Vasgyár már ankeritet is átvett a bányától. 1940-re a felszín alatt már mind a hét bányászati szinten folyt a termelés.

Az érc minősége a felszíntől lefelé egyenletesen csökkent (5. ábra), a VII. bányászati szint alatt már csak 30% volt a vastartalom (Turtegin, 1997). A második világháború miatt a vasércbánya 1944 decemberétől szüneteltette működését,



4. ábra: A tornaszentandrási Flórián-bánya átnézeti térképe 1928-ból (Turtegin, 1991).



5. ábra: Az Esztramos leművelt vasérctestének axonometrikus képe (Turtegin, 1991).

majd több tulajdonosváltás után, 1948. február 1-től a Nehézipari Központ rudabányai igazgatóságának irányítása alá került. Az új vezetőség célul tűzte ki, hogy a bányát rentábilissá tegye, a bánya érckészlete azonban rohamosan csökkent (Turtegin, 1997). A kiesés pótlására találták ki, hogy esztramosi mészkővel látják el az ózdi vasolvasztókat. Mivel a mészkő minősége a vasgyárnak megfelelt, így 1948-tól a vasércbányászattal párhuzamosan megkezdődött a mészkő kitermelése. 1949-ben megalakult az Ércbányászati Nemzeti Vállalat, melynek bejegyzett telephelye volt a Tornaszentandrás Vasérc- és Mészkőbánya.

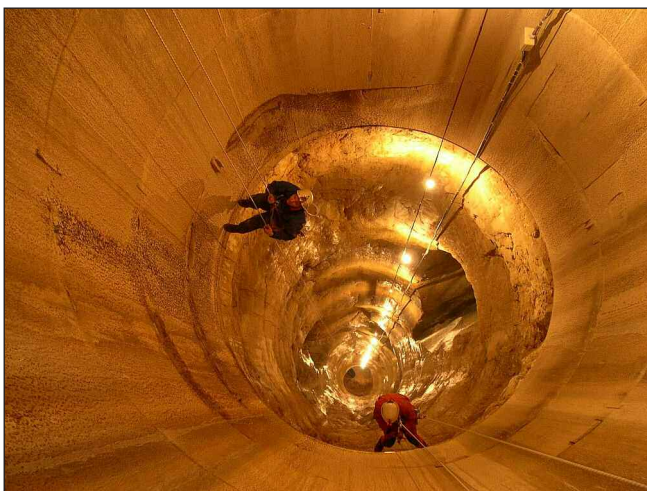
A lendületes munka ellenére az érc tartalom egyre gyengébb minőségű volt, az ércvagyon műrevalósága csökkent. 1950-ben beszüntették az ankerit kitermelését, majd 1951-ben leállították a vasércbányászatot. 1956-ban az Ércbányászati Feltáró Vállalat megkezdte a VII. szint és a VI. szint közötti, valamint a VII. szint alatti, mintegy 15.000 tonna nyilvántartott barnavas lefejtését (Turtegin, 1997). További kutatásokat folytattak az ércesedés nyomait követve, azonban kitermelhető mennyiségű ércet nem tártak fel. Végezetül 1960. szeptember 1-én, 13.670 tonna vasérc lefejtése után, a vállalat vezetősége kérte az üzem felszámolását, amelyhez a Nehézipari Minisztérium Érc- és Ásványbányászati Főosztálya hozzájárult (Turtegin, 1997). 1960. december 12-én a Miskolc Kerületi Bányaműszaki Felügyelőség az üzemet törölte a bányahatósági nyilvántartásból, mellyel lezárult a tornaszentandrás vasércbányászati története (Turtegin, 1997).

2.3. A mészkőbányászat története

Az 1948-ban megindult mészkőbányászat az egykori külfejtésekre épült. Legelőször a Felső-táró szintjén indult meg a termelés, majd fokozatosan az alsóbb és a felsőbb szinteken is termeltek (6. ábra). 1949-ben indították meg az Orom rész letermelését. Ebben az időszakban a letermelt mészkövet csillék segítségével, emberi erővel szállították a siklopályához (Koleszár, 2000). A hegytető fejtése során a siklopálya és a termelés között már közel 100 méteres szintkülönbség alakult ki, ezért a szállítás megkönnyítése miatt,



6. ábra: Az egykori mészkőbánya művelési szintjei K–Ny-i irányból (Országos Barlangnyilvántartás).



7. ábra: Az egykori mészkőbánya művelési szintjei K–Ny-i irányból (Országos Barlangnyilvántartás).

egy fél méter átmérőjű csőcsúszdát létesítettek a tetőszint és a sikló szintje között (Koleszár, 2000).

1952–1953 körül a csúszdát megszüntették, a tetőszint és a Felső-táró szintje között úgynevezett tölcserfejtést alakítottak ki, a felsőbb részeken robbantással jövesztett kőzet a tölcser alján gyűlt össze (Koleszár, 2000).

Az ózdi kohók folyamatos fejlesztésének köszönhetően az 1960-as évek közepétől egyre több mészkövet igényeltek, melynek nagy része az Esztramosról érkezett. Egyértelművé vált, hogy a mészkőbánya gyenge pontja a körülményes szállítás, a sikló nem tudta kiszolgálni a kohászat megnövekedett kőigényét, a kapacitást csak korszerű szállítórendszer kiépítésével tudják tovább növelni.

A szállítás korszerűsítése során, 1964 körül az Aknamélyítő Vállalat elkezdte kihajtani a ledobóaknát, amely a tető szintjét a VII. bányászati szinttel kötötte össze. Az akna mélysége 130 méter lett, 4 méter átmérőjű körszelvényvel (7. ábra).

A ledobóaknából a VII. szintre zúdított kő felszínre szállítása érdekében az 1923-ban hajtott vágat (Csillés-táró) 192 méterétől délkeleti irányban egy új vágatot hajtottak, amely az akna aljához vezetett (Koleszár, 2000). A mészkő felszínre juttatását a Csillés-táró vágányán dízelmozdony-szállítással oldották meg.

A dízelmozdonyral történő szállítás közel tíz évig zajlott. A mészkőbánya fokozott termelési ütemét azonban nem tudta kiszolgálni, ezért az 1970-es évek közepén új szállítási megoldás körvonalazódott. 1975-ben készült el az úgynevezett Szalagos-táró, amely nyílegyenes pályán kialakított szállítószalagon juttatta a felszínre a mészkőanyagot, amely onnan, a hegy lábánál található osztályozóra került (Koleszár, 2000).

Az esztramosi mészkőbányászat egészen 1996-ig folyt, amikor hivatalosan leállították a termelést. Megkezdték a bányüzem felszámolását, a rekultivációra kötelezhető tulajdonosi kör eltűnt, így a bánya rekultivatlan maradt. Az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság a természeti értékek védelmén túl, felismerve a hegyben otthagyt ipartörténeti emlékek sokaságát, elsősorban azok szabadrablását megakadályozva 1999-től elkezdte a terület őrzését. A bányatelek tör-

lését követően a terület a Magyar Állam tulajdonába és az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság vagyonkezelésébe került.

3. Az Esztramos barlangjai

Az Esztramos barlangjainak megismerése, néhány kivételtől eltekintve, a bányászati tevékenységhez köthető (8. ábra). Keletkezésüket tekintve a hipogén barlangok közé tartoznak. Közvetlen kapcsolatuk a felszínnel nem volt, így nem kapcsolódik hozzájuk vízlevezető nyelőjárat. Keletkezésükben a döntő szerepet a víz alatti oldódás játszotta, az üregesedés a keveredési korrózió hatására történt (Gruber et al., 2022).

Az Esztramoson jelenleg 31 db barlang található, de eredeti számuk ennek többszöröse lehetett. Az ércbányászat során előkerült barlangokat néhány esetben magukra hagyták, de sok esetben a főtepásztás művelés folytatásaként, vagy a tárók, kutatóvágatok hajtása során keletkezett meddővel betömedékelték. Külszíni ércfejtés közben előkerült barlangról nem tudunk. Azonban ismerve a hegy barlangjainak elhelyezkedését, feltételezhető, hogy léteztek ilyen üregek. A kőbányászat megindulásával barlangok sora tárulhatott fel, azonban ezek előkerülését legtöbbször titokban tartották. A képződmények „kimenekítését” követően megsemmisültek.

3.1. Rákóczi-barlang

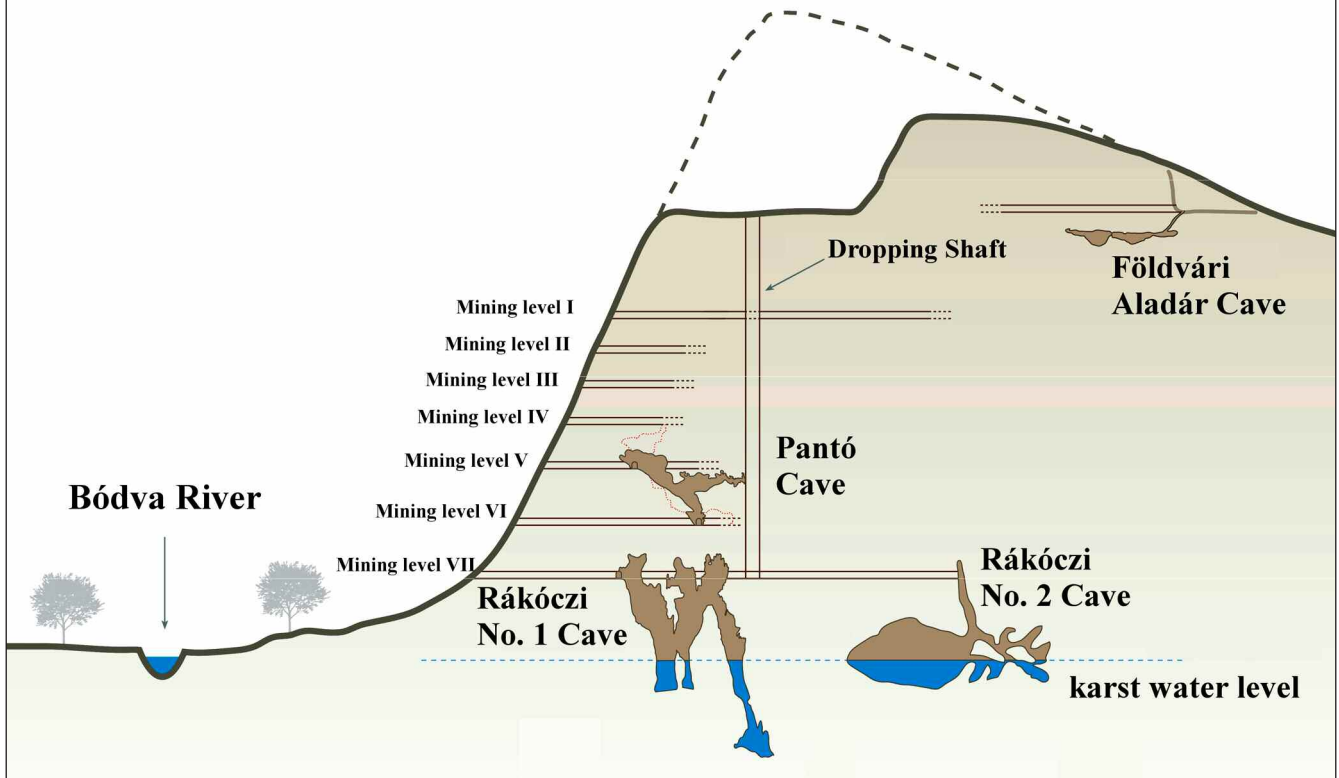
A Rákóczi-barlang, hivatalos kataszteri nevén a Rákóczi 1. sz. barlang a Szalonnai-karszt területéhez tartozó Esztramos-hegy VII. bányászati szintjén található. A fokozottan védett barlang bejárata Bódvarákótól mintegy 1,5 km-re ÉK-re, az Esztramos-hegy Bódva-völgy irányába néző, ÉNy-i oldal-lejtőjének alsó harmadában nyílik mesterséges környezetben. Az elágazó, kétszintes barlang horizontális kiterjedése a jelenlegi felmérések szerint mintegy 70 méter, összhosszúsága 750 méter, teljes vertikális kiterjedése 79 méter (9. ábra).

A középső-triász korú világosszürke kristályos Steinalmi Formáció metamorf mészkövében (Piros, 2006), freatikus körülmények között kialakult barlang két, egymással rövid szakaszon összeköttetésben álló, ÉK–DNy-i irányú töréseket követő, függőleges falú fõhasadékból áll. A nagyméretű és szabálytalan alakú, egymásba fűződő gömbfülke-rendszerű, tektonikusan preformált hasadékjáratok a karsztvízszint alatt függőlegesen hasadékrendszerben folytatódnak.

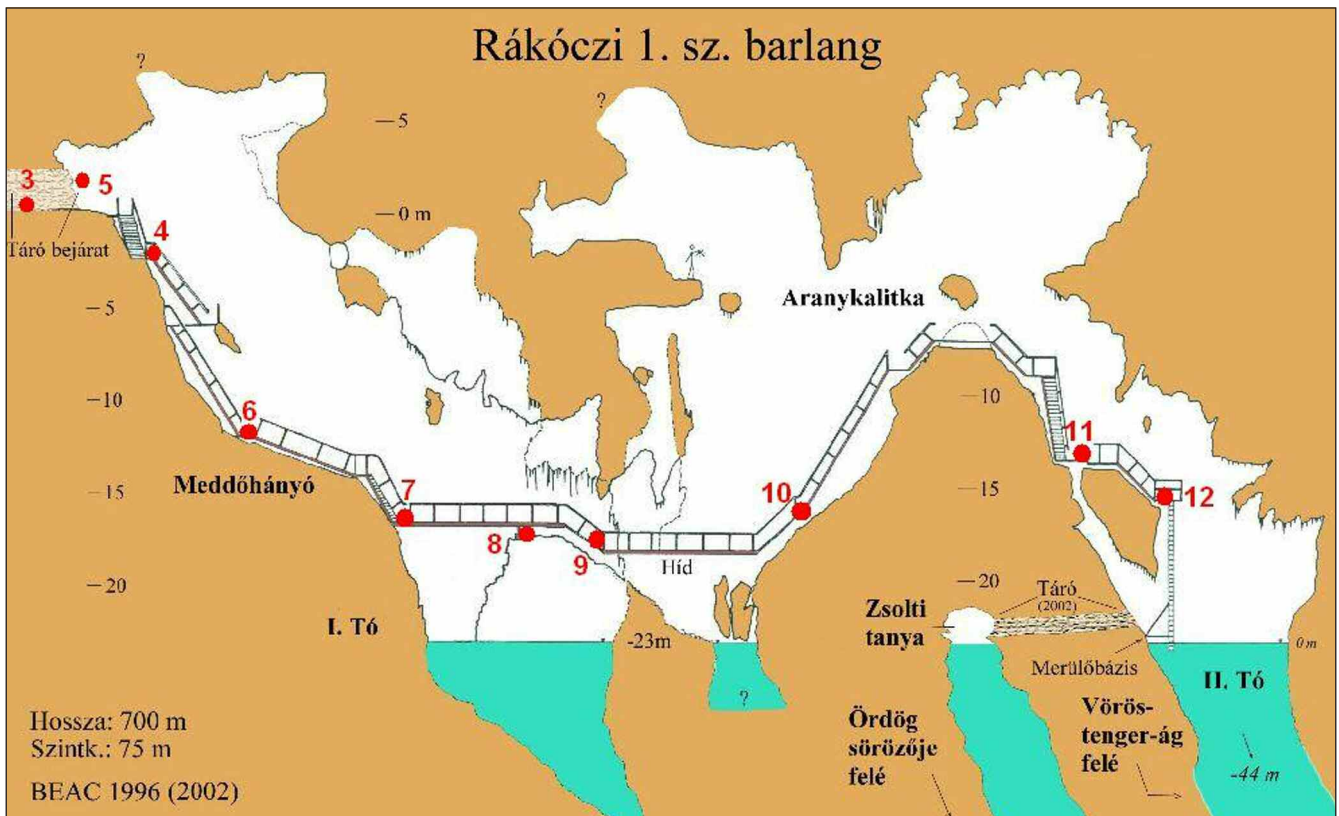
A barlang különlegessége a különféle képződmények változatossága és egymásra épülése. Falát többnyire a fõtégig tömegesen borítják a nagy tömegű és változatos formakincsű ásványkiválások: nagyméretű függő- és állócseppkövekben, cseppkódrapériákban, korall-borsókövekben, borsókő-karfiolokban (10. ábra), „karácsonyfákban”, limonitos-hematitos kalcitkéreggekben, változatos színű cseppkőfolyásokban, szalma- és görbecseppkövek (heliktitek) sokaságában gyönyörködhetünk a kiépített útvonalon végighaladva (Kraus, 2003).

A hasadék felsőbb, idegenforgalom számára nem látogatható szintjében, a „cseppkövek gyökereinek” zónájában találjuk a barlang leglátványosabb és legsérülékenyebb részét; még az aljzatot is 1–2 cm átmérőjű borsókövek nőtték

ESZTRAMOS HILL



8. ábra: É-D-i irányú hosszmetset az egykori bányaművelési szintekkel és a legfontosabb barlangok elhelyezkedésével (Gruber et al., 2022).



9. ábra: A Rákóczi 1. sz. barlang hossz-szelvénye (Országos Barlangnyilvántartás).



10. ábra: Borsókö képződmények a Rákóczi-barlangban. Fotó: Egri Cs.



11. ábra: A barlang belsejében a karsztvíz tavakat alkot. Fotó: Egri Cs.

be. A korallborsókö-borítás és nagyméretű cseppkövek mellett a barlang ezen szakaszán látványos cseppkőzászlókat, heliktiteket találunk. A képződmények mellett – különösen a második főhasadék oldalfalának felső zónájában – gyakoriak a korrodált falak, visszaoldott képződményekkel.

A barlang mindkét fő hasadékának alján egy-egy tó található (11. ábra). A korrodált falak jellegzetesek a tavak feletti, karsztvízszinhez közeli zónában, ahol a falak jobbra képződménymentesek, ezért itt a sziklafalak üsterszerű oldódása során kialakult gömbös formák szembeötlőbbek.

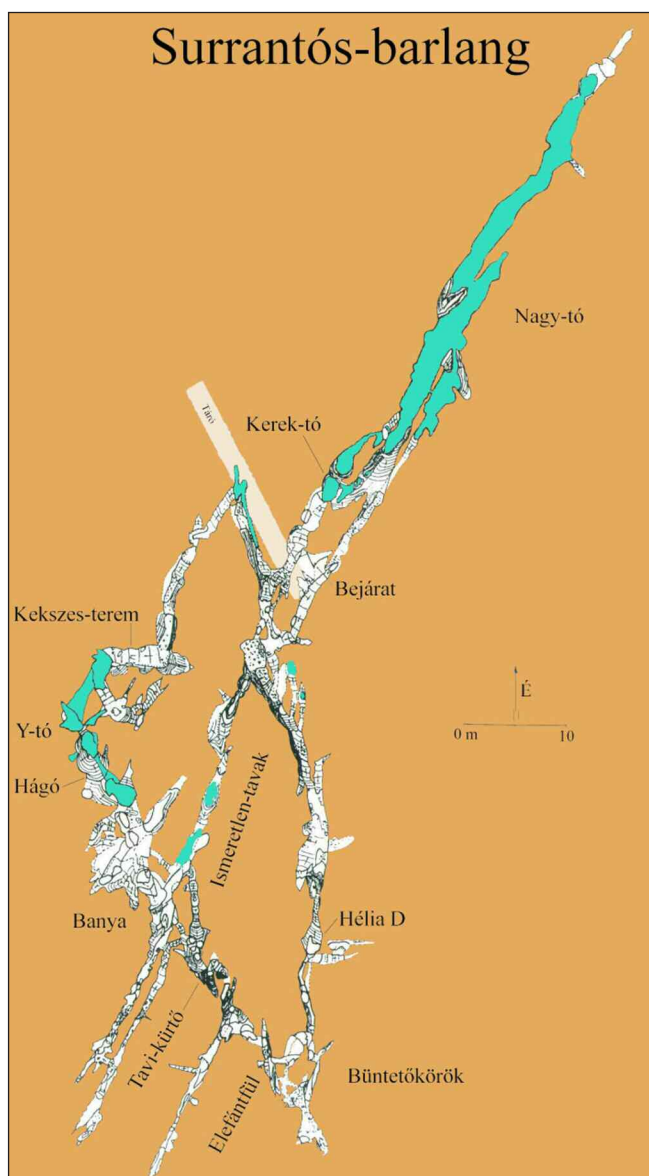
A barlang első szakaszát és tavát a táróban dolgozó bányászok ismerhették meg, erről a szakaszról egy 1958-as térképvázlat áll rendelkezésünkre (Kordos, 1984). 1964-ben a barlang feltárori a felsőbb szintjén lévő szűkület átbontásával újabb tóra bukkantak, s megállapították, hogy a víz alatt további járatok húzódnak (Szilvássy, 1965). A későbbiekben víz alatti merülések alkalmával találtak újabb víz alatti járatokat és levegős fülkéket, termeket és szifonnyílásokat.

A Rákóczi 1. sz. barlanghoz fűződik a 2000-es évek legnagyobb barlangi mentési akciója. Az öt napig tartó mentésben mintegy kétszáz ember vett részt, a bűvárok összesen 286 merülést végeztek. Az eltévedt bűvárt, legyengült állapota miatt, végül egy 11 méter hosszú, robbantott táron keresztül hozták fel a barlang már ismert részébe (Adamkó & Hegedűs, 2002).

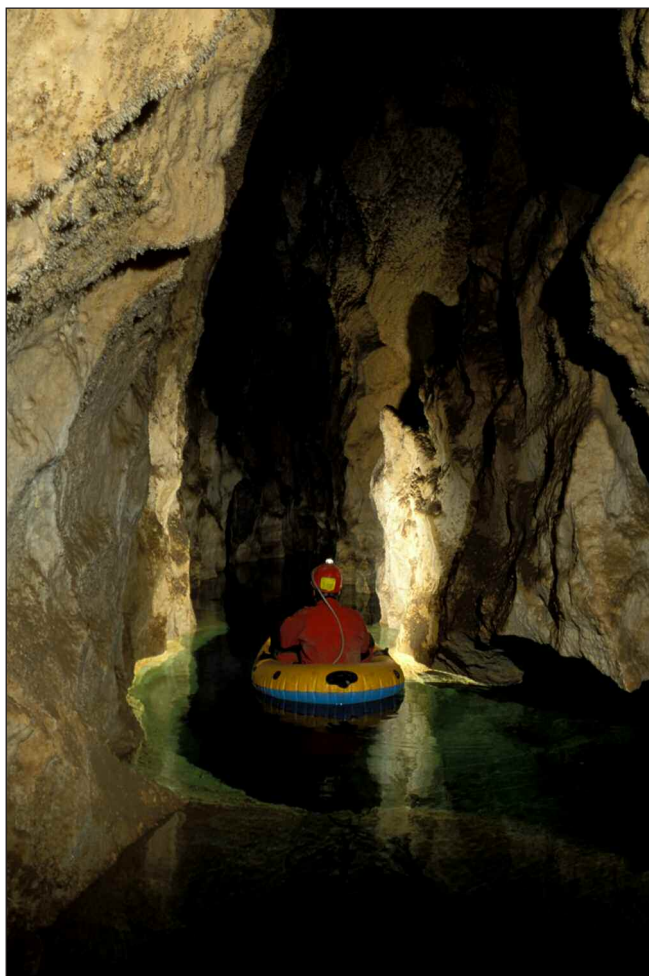
A barlang élővilágát csupán néhány denevér jelenti, pontos megfigyelési adatok nagy és kis patkósdenevérről, szürke hosszúfűlű denevérről és közönséges kései denevérről (Boldogh, 2006) állnak rendelkezésre. Az elmúlt években a kutatóbűvárok felfigyeltek vakbolharák-nyomokra az üledékeken, 2013-ban sikerült élő *Niphargus aggtelekiensis* egyedet találni (Gruber et al., 2022).

3.2. Surrantós-barlang

A Surrantós-barlang, hivatalos kataszteri nevén Rákóczi 2. sz. barlang, a Szalonnai-karszt területéhez tartozó Esztramos-hegy VII. bányászati szintjén található. A barlang bejáratához vezető táró Bódvárakótól mintegy 1,5 km-re ÉK-re, az Esztramos-hegy Bódva-völgy irányába néző, ÉNy-i oldalajtó-



12. ábra: A Surrantós-barlang alaprajzi térképe (Országos Barlangnyilvántartás).



13. ábra: A karsztvíz a Surrantós-barlang 14. pontján képez tavat. Fotó: Egri Cs.

jének alsó harmadában nyílik. A tektonikusan preformált ÉK–DNy-i (és alárendelten ÉNy–DK-i) irányú hasadékrendszer mentén képződött barlang jelenleg ismert hossza 533 m, teljes vertikális kiterjedése 53 m (Nyerges, 2003) (12. ábra).

A barlang az Esztramos-hegy többi barlangjához hasonlóan a bányászatnak köszönheti feltárását. A vasérc kitermelése 1928-ban indult meg, az ezt követő időszakban több érckutatató vágot hajtottak, amelynek során a VII. szinten is barlangjárátokat harántoltak. A bányavasút belső csillerező pályaudvarának kialakításakor tovább folytatták a DK-i vágot, amely végül 1965 első felében belelyukadt egy nagyobb barlangba (Koleszár, 2000). A mészkőbányászat során az erősen befelé húzó légáramlású Rákóczi 2. sz. barlangot szellőztetésre használták. Így a közeli, 130 m mély ledobó (surrantó) aknába (8. ábra) zúdított kövek által felvert por a bejárathoz közeli részeket teljesen elszennyezte.

A Surrantós-barlang egymással párhuzamos, magas, de keskeny hasadékokból álló, karsztvízszint alá nyúló üregrendszer. A triász időszi Steinalmi Formáció metamorf mészkővében (Piros, 2006) kialakult, tektonikusan preformált barlang járataiban 14 ponton lehet a karsztvízszintet jelentő vízfelületet látni (pl. Tavi-kürtő, Hágó melletti tavak, Kerek tó stb.), közülük a legnagyobb a 42 m hosszú, 9 m mélységet is elérő tó a barlang DNy-i elvégződésében (Nyerges, 2003) (13. ábra).

Morfológiájára jellemzőek a keskeny, 2–3 m széles és 8–10 m magas, ÉK–DNy-i hasadékok (fő hasadékirány) és a vele ~ 60°-os szöget bezáró ÉNy–DK-i törésekhez igazodó hasadékok és az ezek találkozásánál kialakuló labirintusos, szűk járatok (pl. Büntetőkörök, Banya környéke). A hasadékok oldalfalai nem függőlegesek, hanem kissé dőltek. A járatok nagyobb termekké szinte sehol nem szélesednek ki. Felső végük általában elszűkülő, néhol oldásformákban zárul. Alsó végüket agyagos-iszapos tavi üledék tölti ki.

A képződmények elhelyezkedése és kifejlődése igen változatos. A hasadékok felső részében nem ritkák a csupas, esetenként visszaoldott, sejtes-kazettás boxwork szerkezetű falfelületek. Az alsóbb részeken borsókövek és cseppkövek különböző változatai fordulnak elő tömegesen, de karbonát- (kalcitromboéderek és -szkalenoéderek) és szulfátásványok (gipsz, barit) különböző módosulatai is megfigyelhetők (Nyerges, 2003). A karsztvízszint alá nyúló barlang korróziós fejlődése jelenleg is tart, ennek bizonyítékeként a tavak közelében túlsúlyban vannak a kopár, képződménymentes falrészletek. A vízszint felett hófehér borsókövek tömegei borítják a falakat.

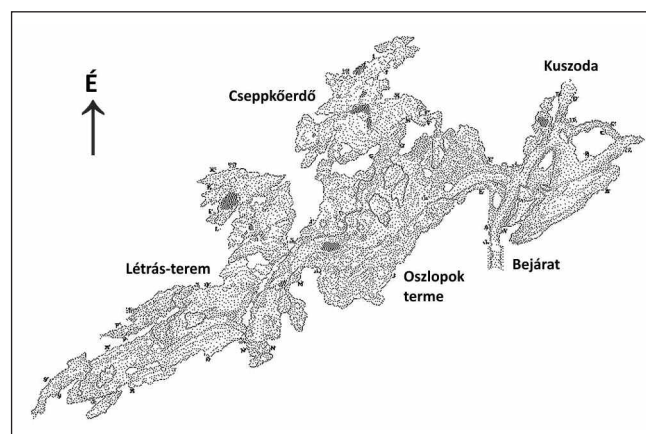
Az Esztramos-hegy többi barlangjához hasonlóan itt is jellemzőek a robbantási törmeléktől és közlekedéstől poros, bekoszolódott, valamint megrongálódott képződmények. Elsősorban a bejárathoz közeli részekben a befelé szellőztetett por a nedvesség miatt rátapadt a falakra és elfedi a képződményeket.

A barlang élővilágát csupán néhány kis és nagy patkósorrú denevér jelenti.

3.3. Földvári Aladár-barlang

A Földvári Aladár-barlang az Esztramos-hegy felhagyott kőfejtőjében, a felső, 312 m-es bányaszinten, a barlang fennmaradása érdekében megőrzött védőpillérben helyezkedik el, bejárata a pillér keleti oldalán nyílik. A lényegében három tágas teremből és az azokhoz csatlakozó kisebb oldalfülkékből álló rendszer maximális horizontális kiterjedése 84 m, függőleges kiterjedése alig haladja meg a 7 m-t (14. ábra).

E rendszer hazánk legidősebb barlangjai közé tartozik (Kordos, 1973). A felső pliocénben, legalább 2 millió évvel ezelőtt, a karsztvízszint alatt oldódott ki, a mennyezet síkja



14. ábra: A Földvári Aladár-barlang alaprajzi térképe (Országos Barlangnyilvántartás).

pedig az egykori karsztvízszintet jelöli. A barlang kioldásában a karsztvíz és a pannon üledékekben áramló rétegvíz oda-vissza áramlásának során létrejövő keveredési korrózió játszhatott jelentős szerepet (Kordos, 1974).

A Miskolci Egyetem egykori geológusprofesszoráról elnevezett barlang 1964-ben nyílt meg bányaművelés során (Dénes, 1964). Sorsa sokáig vitatott volt, de egy 50 x 150 m alapterületű védőpillér kijelölése – a bányászat folytatása mellett – lehetővé tette fennmaradását (Koleszár, 2000). A kőbánya nyersanyagát képező, középső-triász korú világosszürke kristályos Steinalmi Formáció metamorf mészkövében kialakult (Piros, 2006), 410 m hosszú barlang befoglaló kőzete szinte csak a mennyezeten látható, minden egyéb felületet ásványkiválás borítanak. Formakincsének legfeltűnőbb eleme a termék egységesen 306–307 m közötti tszf. magasságban húzódó vízszintes mennyezete, melyről a feltárás idején kis területen csatlakozó, hatalmas gomba alakú kőnyelvek lógtak alá. Ezek legtöbbször a robbantások hatására leszakadt, de az aljazaton heverő tömbjeik felett illeszkedési helyük ma is jól látható (Takácsné Bolner, 2003).

A barlang lényegében egy cseppkőoszlopsorral kettéosztott hatalmas teremből áll (15. ábra), melyből kisebb-nagyobb oldaljáratok ágaznak el. A barlangterem bejárat felőli részét egykor a cseppkövesedés után szivárgó vizekből összegyűlt, 1,5 m mély tó borította, melynek kiválási színlői a cseppkövekre rakódtak. A belső részben a cseppkőoszlopokat borsókő borítja. Különlegessége, hogy itt látható a barlang egyetlen cseppkődobja. A főtén visszaoldott függőcseppkövek (Kraus, 1997) és letört kőgombák csonkjai láthatók.

A barlangi karbonátos kiválásokat keletkezésük alapján két fő csoportba osztják: vízszint alatt, illetve légtérben keletkező kiválásokra. A vízszint alatt képződők közül a leglátványosabbak a fenn-nőtt kalcitkristályok. Zömükben 1–5 mm-es tűket alkotnak, de olykor 10 cm hosszú, 2,5 cm vastag kristályegyedek is előfordulnak. A kristályokra a romboéderlapok a jellemzőek, illetve azok kombinációi. Az apró, víztiszta vagy opálosan fehér kalcitűk több helyen hatalmas falfelületeket is beborítanak; az egyik kis teremben kuszán összenőtt, narancssárga, 3–5 cm-es kalcitűk halmaza díszlik.

A barlang legváltozatosabb formakincse a mennyezeten megjelenő és oldalfalakon végig csorgó vizekből kiválva keletkezett. Különböző alakú és nagyságú függő- és állócseppkövek, cseppkőzászlók, kérgék és lefolyások jellemzik.

Ugyancsak tipikusak a néhol 15–20 cm-es kérget alkotó borsókővek, melyek korallszerűen borítják a falakat vagy az idősebb képződményeket, melyek néhol foltszerűen bukkannak elő alóluk. A borsókővek néhol a cseppköveket borítják, máshol az apadási színlőkön helyezkednek el, esetenként kalcitűs bevonatokon mutatkoznak. Szemet gyönyörködtető látványt jelentenek a heliktittek, azaz az excentrikus képződmények. Helyenként többször csavarodott példányok jöttek létre, máshol 10–15 cm-t elérő, víztiszta, egyenes kristálysálak is előfordulnak.



15. ábra: A barlangot a képződmények rendkívüli változatossága és gazdagsága jellemzi. Fotó: Borzsák P.

A barlangot szín- és formagazdag cseppkőkérgék, -zászlók, különböző vastagságú cseppkőoszlopok és kisebb méretű állócseppkövek díszítik. A függőcseppkő kevés, több helyen foltokban tövig visszaoldott. Tömeges megjelenésben heliktitbokrok, a cseppkőmedencék körül cseppkőszínlők, valamint egyes cseppköveken 2–5 cm széles montmilch-szoknyák láthatók. Ugyancsak nagy felületeket borítanak a vörösesbarna színű, változó méretű borsókőkiválások is, melyek között az apró gömbökből álló, gombaszerűen elterülő, illetve vékony korallszerű ágakban végződő változatok egyaránt megtalálhatók.

A barlang oldásos formakincse zömmel üstös oldásformákban mutatkozik meg, melyek átmérője néhány centimétertől néhány deciméterig terjed. Helyenként meredek kerek, oldásos kürtök alakultak ki.

A barlang ismert denevérélőhely, pontos megfigyelési adatok nagy és kis patkósdenevérről, hegyesorrú és horgaszőrű denevérről (Boldogh, 2006) állnak rendelkezésre.

A bányaművelés megszűnése után a barlangban kis csoportok látogatása számára világítási rendszert, lépcsőket, korlátokat építettek ki, amely néhány évig üzemelt is. Mára azonban a világítás nem használható, a látogatás megszűnt.

3.4. Esztramosi Pantó-barlang

Az Esztramosi Pantó-barlang a Szalonnai-karszt területéhez tartozó Esztramos-hegy VI. és V. bányászati szintje között található. A barlang bejáratához vezető táró Bódvárakótól mintegy 1,5 km-re ÉK-re, az Esztramos-hegy Bódvár-

völgy irányába néző, ÉNy-i oldallejtőjének középső részén nyílik. A barlang hossza 470 m, vertikális kiterjedése 29 m (16. ábra).

A barlang középső-triász korú, világosszürke kristályos Steinalmi Formáció metamorf mészkövében (Piros, 2006), freatikus körülmények között alakult ki. A tektonikusan preformált barlang jellegzetessége, hogy a természetes barlangüregek, hasadékok és a mesterséges tárószakaszok, fejtési üregek szoros egymásutánosságban követik, illetve keresztezik egymást (17. ábra). A barlangból közel 1000 m³ bányatörmelék lett eltávolítva, de ennek ellenére számos ponton részben vagy teljesen továbbra is eltömi a járatokat a bányászat által idetermelt törmelék.

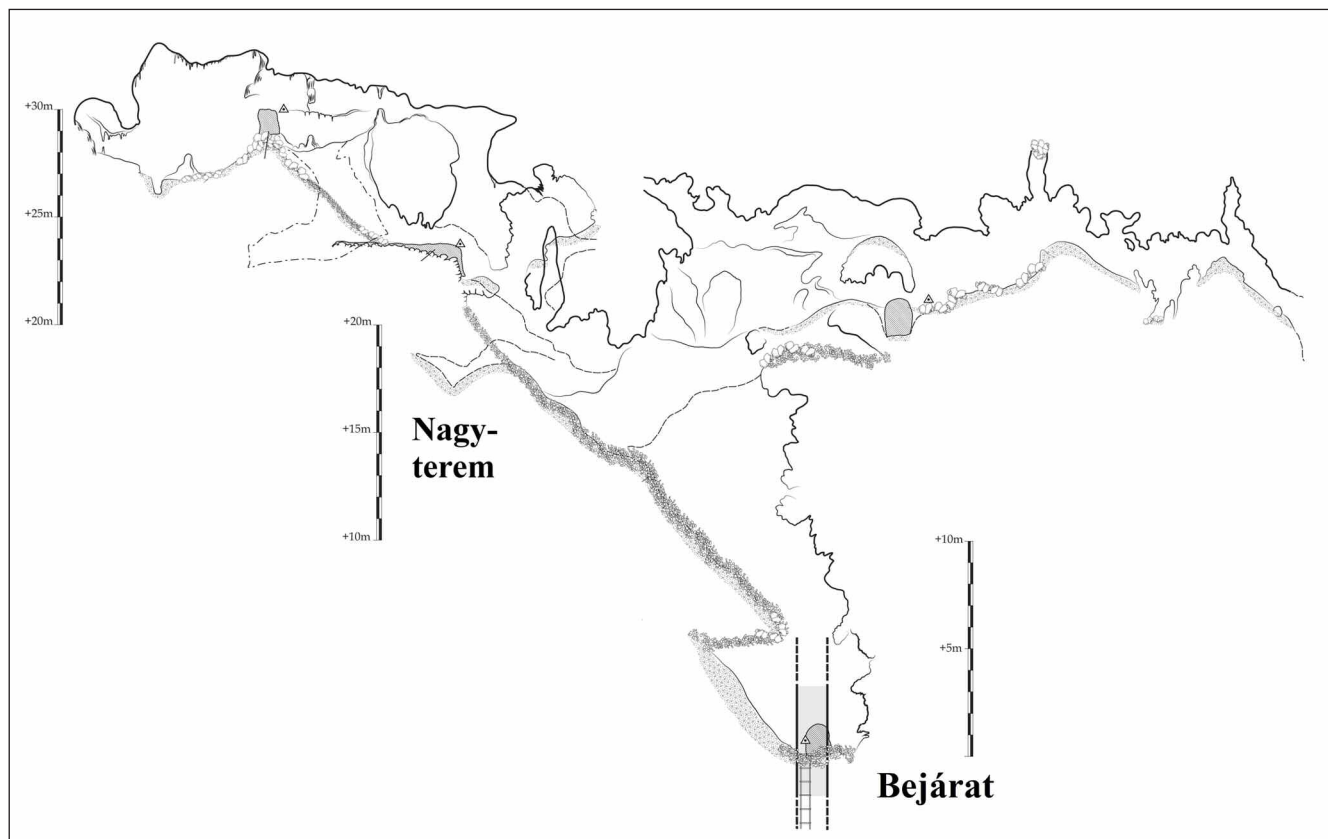
A barlang morfológiájára jellemzőek a limonittelérek mentén kialakult limoniteres-kalciteres hasadékok (Szakáll & Kovács, 1997), a nagyobb termetű és hasadékokat összekötő szűkebb átbújók és járhatatlan oldott fülkékcskék. A legszebb korróziós formák az Elágazóból induló körjáratban figyelhetőek meg, hiszen itt a képződmények nem rejtik el az erősen legömbölyített, korróziós üstökkel, kőhidakkal és kis ablakkal tagolt/összekötött falakat. A képződménymentes üregek között kisebb ovális teremben inaktív, erőteljesen visszaoldott cseppkövek és kipreparálódott limonitrétegek között borsóköves, visszaoldott cseppkőlefolysók és tömegesen nőtt kalcitfalak figyelhetőek meg.

A barlangban jellemzők a különféle, változatos mennyiségben és kifejlődésben megjelenő képződmények egymásra települése (pl. limonitos/kalcitos kérgen, esetleg cseppkőlefolysón borsókövek, rajta szegfűkalcitok vagy heliktitek).

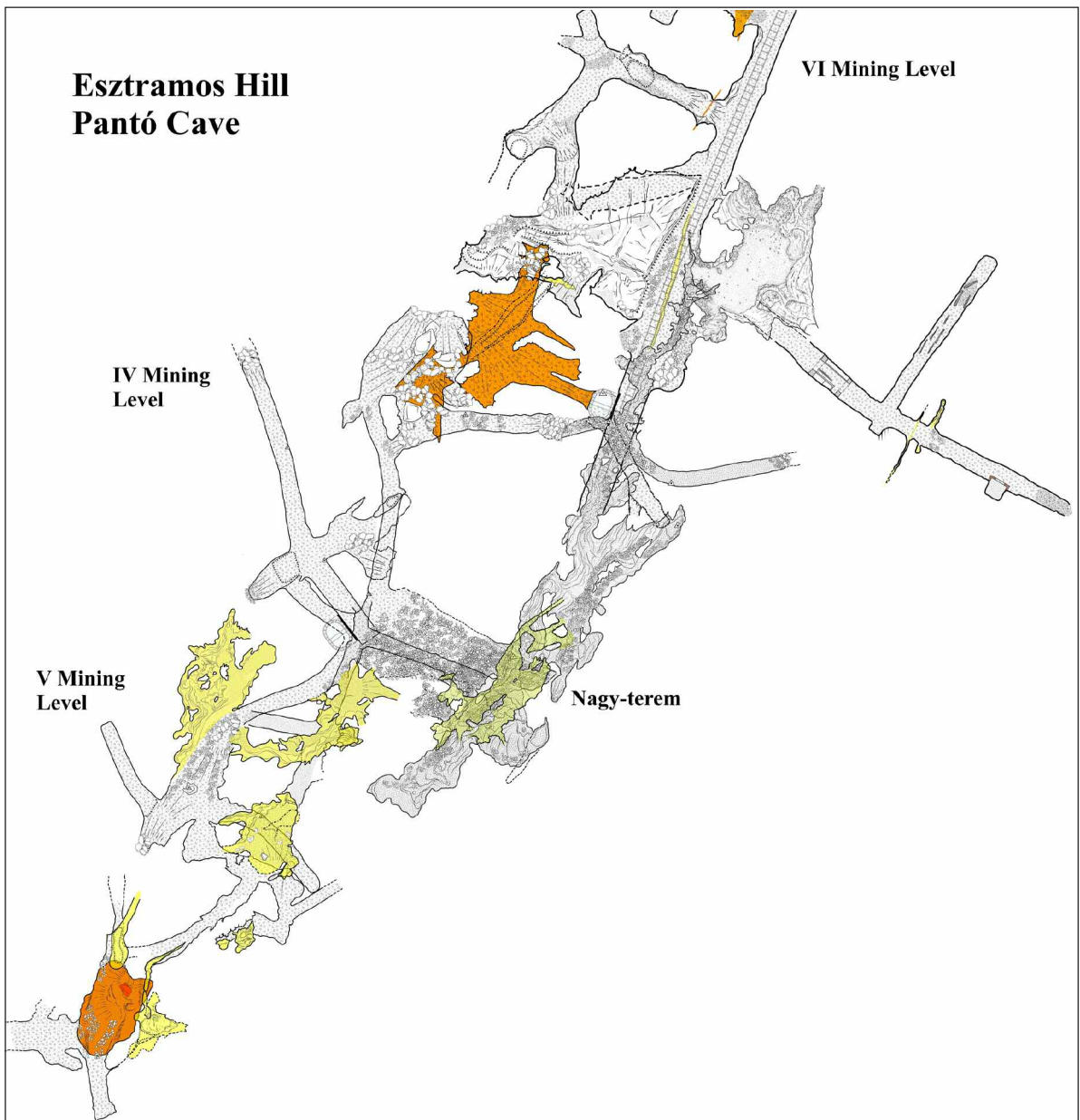
Leglátványosabbak a természetes és antropogén hatásoktól védettebb kisebb fülkékben megjelenő víztiszta szkalenoédere kristályok, valamint heliktitek. A Nagy-teremből függőleges hasadékkal záruló kis heliktites fülke nyílik. A fülkében az egymásra épülő képződmények gazdagon díszítik az eredetileg oldott falakat, az aktív cseppkőlefolysók cseppkőzások, apró tetaráták és ujjnyi vastag heliktitek nőttek. Utóbbiakból újabb kis görbe cseppkövek és gömbös borsókövek vagy tús kristályok ágaznak ki. Gyakorik a függő-, álló- és összenőtt cseppkövek (18. ábra).

Irodalom

- Adamkó P. & Hegedűs Gy. (2002): 118 óra a barlang fogságában. Táltos Kiadó, Budapest.
- Boldogh, S. (2006): Vespertilio, 9–10, 33–56.
- Dénes Gy. (1964): Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, 1964/4, 79.
- Dénes Gy. (1972): Herman Ottó Múzeum Évkönyve, 11, 83–103.
- Dénes Gy. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 15–30.
- Görög D. & Kerekes S. (1802–1811): Magyar Átlás, az az Magyar, Horvát, és Tót országok vármegyéji, s Szabad Kerületei és a Határ-örző Katonáság Vidékinek közönséges és különös Tábláji. C. Junker sculpsit, Viennae (Bécs).
- Gruber, P., Szunyogh, G. & Telbisz, T. (2022): In: Veress, M. & Leél-Óssy, Sz. (Eds.): Cave and karst systems of Hungary. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 275–321.



16. ábra: Az Esztramosi Pantó-barlang hossz-szelvénye (Országos Barlangnyilvántartás).



17. ábra: A természetes barlangjáratok és a mesterséges üregek bonyolult kapcsolata az Esztramosi Pantó-barlangban (Országos Barlangnyilvántartás).



18. ábra: Az Esztramosi Pantó-barlang képződményei. Fotók: Kovács R.

- Koleszár K. (2000): Karsztfejlődés, 5, 293–308.
- Kordos L. (1973): Karszt és Barlang, 1973/1–2, 7–12.
- Kordos L. (1974): Karszt és Barlang, 1974/1, 21–26.
- Kordos L. (1984): Magyarország barlangjai. Gondolat Könyvkiadó, Budapest.
- Kraus S. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 75–78.
- Kraus S. (2003): In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 93–96.
- L. Wolf M. & Simán K. (1982): A Herman Ottó Múzeum Évkönyve, 21, 109–124.
- Nyerges A. (2003): In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 96–98.
- Piros O. (2006): In: Szentpétery I. & Less Gy. (szerk.): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 73–75.
- Szakáll S. & Kovács Á. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 131–144.
- Szilvássy Gy. (1965): Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, 1965/1–2, 16–18.
- Takácsné Bolner K. (2003): In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 89–92.
- Turtegin E. (1991): A Tornaszentandrás-Esztramos-i vasércbányák bányaföldtani reambulációja és metallogenetikai vizsgálata. Szakdolgozat, Miskolci Egyetem, Miskolc.
- Turtegin E. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 31–36.

AZ AGGTELEKI-KARSZT BARLANGJAIBAN VÉGZETT MONITORING JELLEGŰ KUTATÁSOK

CZUPPON György

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

E-mail: czuppon@geochem.hu

1. Bevezetés

Az elmúlt évtizedekben jelentősen megnőtt azoknak a tanulmányoknak a száma, amelyek barlangi monitoringgal foglalkoznak. Ennek egyik legfontosabb oka az a felismerés, hogy mindegyik barlang más és más (pl. Riechelmann et al., 2011), és ahhoz, hogy a cseppköveket éghajlati és környezeti változások rekonstrukciójához felhasználhassuk, elengedhetetlen az adott barlang minél szélesebb körű megismerése, monitoringja. Ennek keretében azt a komplex folyamatot, kapcsolatot kíséreljük feltárni, amely leírja az éghajlati paraméterek és azok megváltozására adott „barlangi választ”, és amelynek segítségével pontosabban lehet a cseppkő-alapú „proxikat” (pl. stabilizotóp-összetétel, nyomelem-összetétel, petrográfiai jellegzetességek stb.) értelmezni. Emellett a barlang fontos információt nyújt a karsztrendszerre, és a karsztban lejátszódó hidrológiai folyamatokra is.

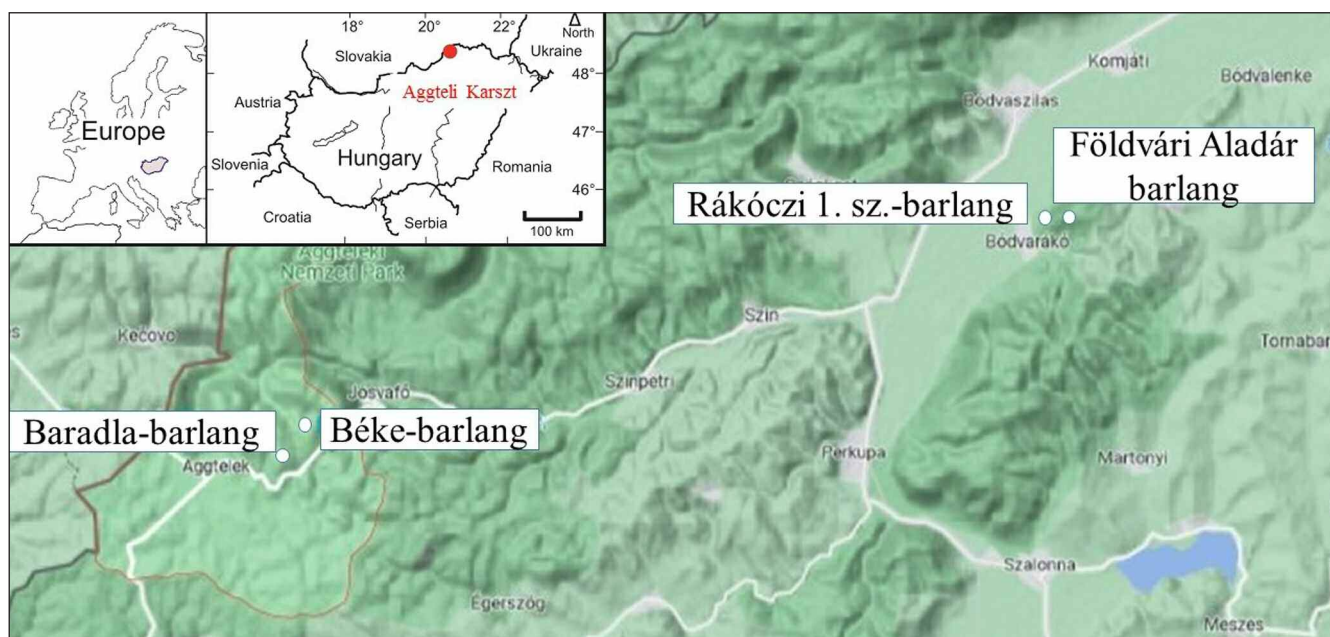
Az Aggteleki-karszt területén számos barlang található. Ezek közül talán a legismertebbek a világörökséghez tartozó Baradla- és Béke-barlangok. Jóllehet a vándorgyűléshez kapcsolódó terepbejárás „csak” az Esztramos-hegyben található Rákóczi 1. számú barlangot érinti, az ezekben a barlangokban szerzett tapasztalatok, ismeretek támpontul szolgálhatnak a

Rákóczi 1. számú barlangban kapott szórvány monitoring-eredmények értelmezéséhez.

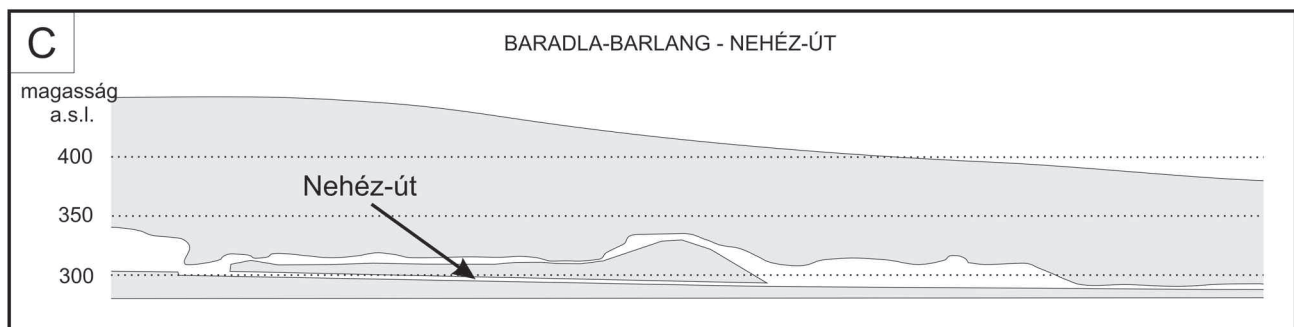
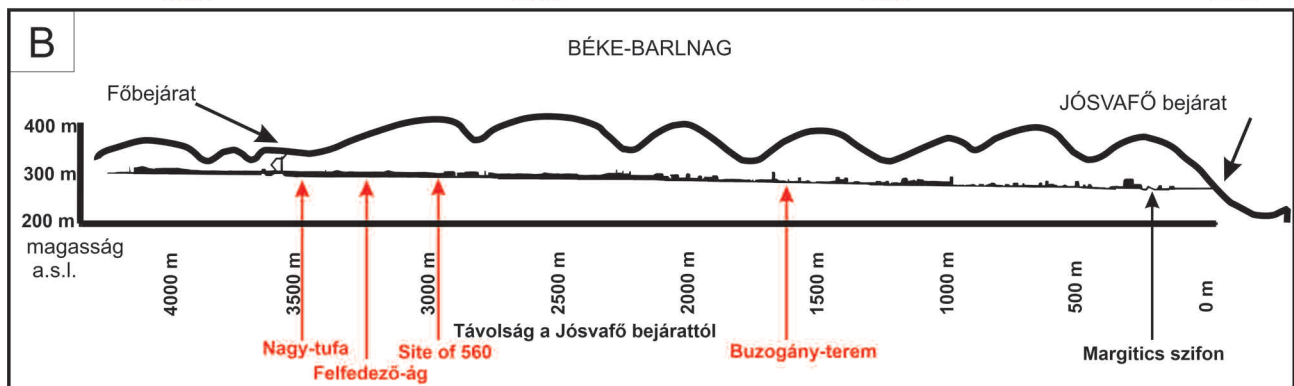
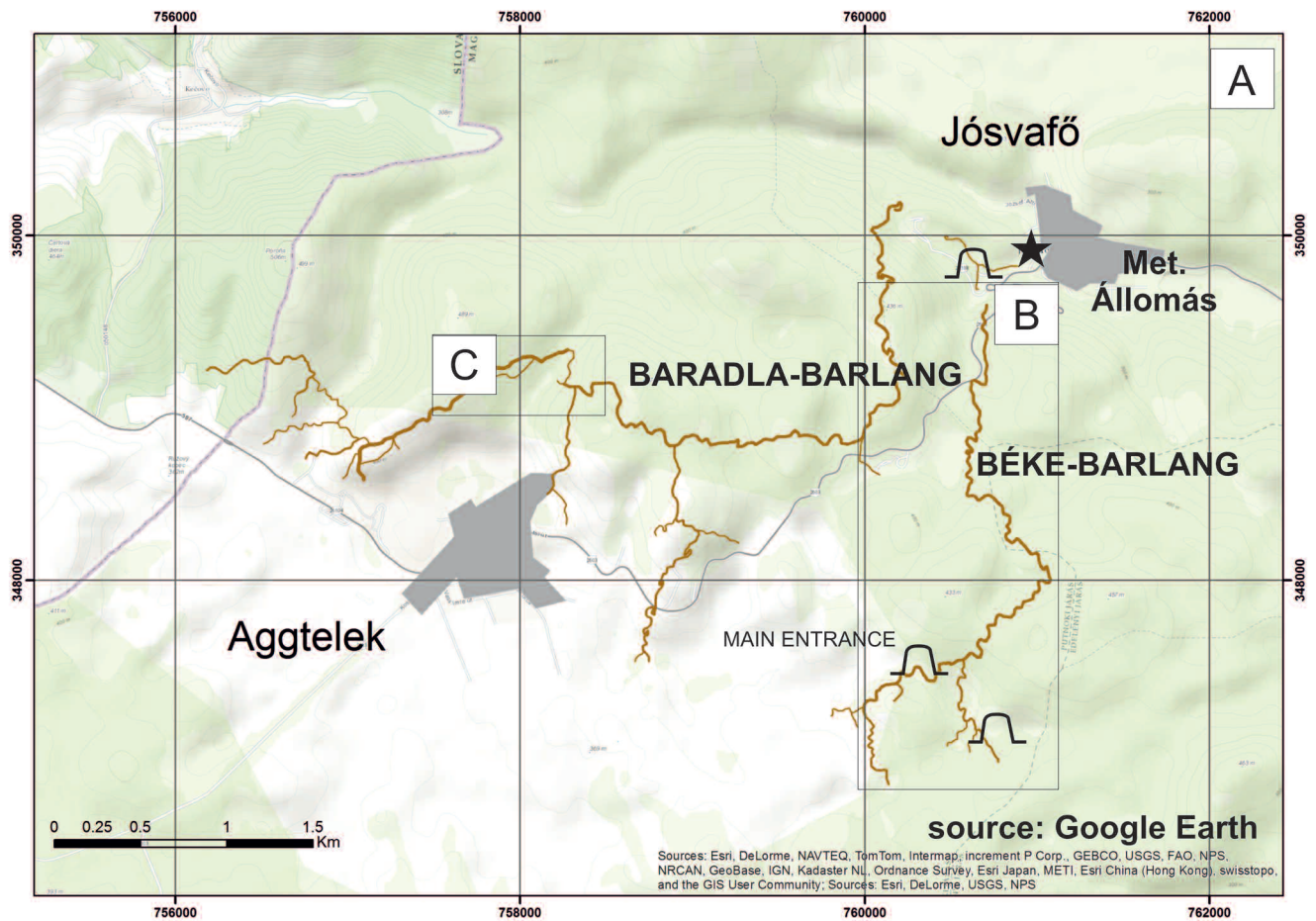
2. A vizsgált barlangok és a bennük található monitoringpontok elhelyezkedése

A Béke-barlang (É 48° 29', K 20° 31') és a Baradla-barlang (É 48° 28', K 20° 30') az Aggteleki-karszt nyugati felén helyezkedik el Aggtelek és Jósvafő között (1. ábra). A Rákóczi 1. számú barlang és ez Esztramos általunk vizsgált másik barlangja, a Földvári Aladár-barlang pedig a terület keleti felén. A Béke- és a Baradla-barlangok alapvetően a Guttensteini és egyes szakaszai a Steinalmi Mészke Formációban alakultak ki (Hips, 2003; Gyuricza & Sásdi, 2009), míg az Esztramos két vizsgált barlangja (Rákóczi 1. és az Földvári Aladár) túlnyomórészt a Steinalmi Mészke Formációban.

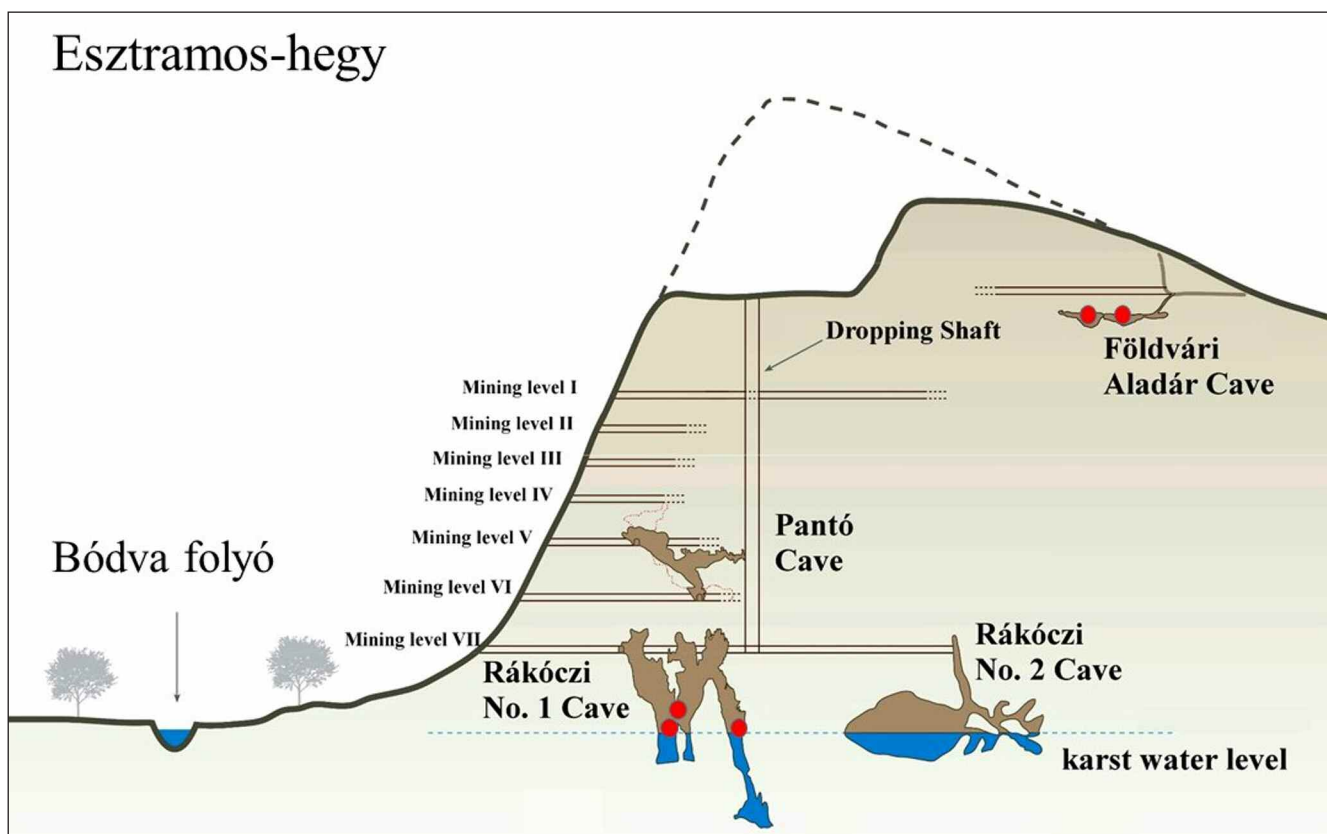
A Béke-barlang több mint 7 km hosszú, a fő bejárat 338 m tengerszint feletti magasságban nyílik. A barlang felett található kőzetek vastagsága 30–60 m. Összesen négy helyszínen végeztünk monitoringvizsgálatokat (Czuppon et al., 2018), ezek a következők a főbejáratától való távolság függvé-



1. ábra: Monitoringozott barlangok az Aggteleki-karszt területén: Baradla-barlang, Béke-barlang, Rákóczi 1. sz. barlang, Földvári Aladár-barlang (forrás: googlemaps.com).



2. ábra: A Baradla- és a Béke-barlangban vizsgált helyszínek (Czuppon et al., 2018 után módosítva).



3. ábra: Az Esztramos-hegy barlangjai, valamint a Rákóczi 1. sz. barlang és a Földvári Aladár barlang mintavételi helyei (piros pontokkal jelölve; módosítva Gruber, 2022 után).

nyében: 1) Nagy-tufa (B-NT, 120 m), 2) Felfedező ág (B-FA, 250 m), 3) B560-as pont (B-560 m), and 4) Buzogány Hall (B-BZ, 1560 m) (2. ábra).

A Baradla-barlang lényegesen hosszabb, mint a Béke-barlang, teljes hosszúsága meghaladja a 25 km-t. Ebben a barlangban egy mintavételi helyszín volt kijelölve a Nehéz-út szakaszon (BAR-NU), amely körülbelül 1100 m-re van az aggteleki főbejáratától. A fedőkőzet vastagsága eléri a 90–100 m-t.

A Rákóczi 1. számú barlang az Esztramos-hegy VII. bányászati szintjén nyílik, a bányászati tevékenység során fedezték fel. Összhosszúsága 750 m (Gruber et al., 2022; Gruber, 2022), a barlang feletti kőzet vastagsága körülbelül 130 m. Ebben a barlangban három helyszínen történt vízminőségvizsgálat: 1-tó, 2-tó, csepegő víz (3. ábra).

A Földvári Aladár-barlang szintén az Esztramos-hegyben található, de jóval feljebb van, mint a Rákóczi-barlang, a felette lévő kőzet kb. 5–12 m vastagságú (Gruber, 2022). Ebben a barlangban három helyszínen történt mintagyűjtés (3. ábra).

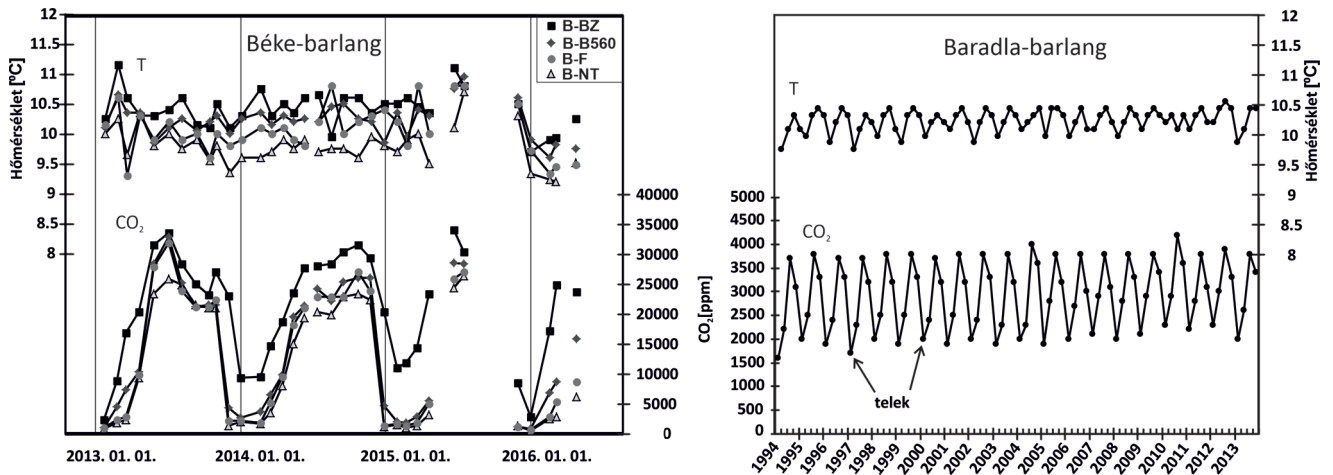
3. Barlangi klíma: hőmérséklet és CO₂

Számos tényező befolyásolja a barlangi karbonátkiválást, a cseppkőképződést. Ezek közül különösen fontosak a barlangklimatológiai paraméterek, többek között a CO₂-koncentráció, a hőmérséklet és a páratartalom (pl. Spötl et al., 2005). Ezért a barlangi monitoring keretében a csepegővizek és a frissen kivált karbonátok kémiai és izotóp-összetételének

meghatározásán túl fontos szerepet kapnak ezeknek a paramétereknek a mérése és változékonyságának meghatározása.

A barlangi levegő hőmérséklete mind a Béke-, mind a Baradla-barlangban közel állandó értéket mutat (10 °C körül; 4. ábra). Ez az érték megegyezik a jósvafői meteorológiai állomáson mért léghőmérséklet elmúlt években mért éves átlag-értékével. Ez arra utal, hogy a barlangban mért hőmérséklet tükrözi a terület éves átlagos hőmérsékletét anélkül, hogy jelentős évszakos változékonyságot mutatna (Czuppon et al., 2018). Így az ezekben a barlangokban képződött cseppkővek nem az esetleges nagyon rövid távú változásokat, hanem a hosszabb, az éghajlat megváltozását jelző trendeket „rögzítik”. A barlangi hőmérséklet, illetve annak megváltozása közvetlenül befolyásolja a cseppkőképződésekor az oxigénizotóp összetételét, mivel a karbonátkiválás során az izotóp-frakcionáció hőmérsékletfüggő (pl. Fairchild & Baker, 2012; Sharp, 2017). Ez az egyik mód, amely által a cseppkő „rögzítheti” a hőmérséklet megváltozását.

A barlangi hőmérséklet azonban közvetett módon is befolyásolhatja a karbonátkiválást, mivel a barlangi és a felszíni (kinti) hőmérséklet közötti viszonylagos különbség határozza meg a ventiláció (szellőzőtettség) mértékét a barlang morfológiáján, a kijáratok számán és azok elhelyezkedésén túl (Matthey et al., 2008). A szellőzőtettség befolyásolja az izotóp-frakcionációt módját (eltolva az egyensúlytól a kinetikus hatás felé), a barlangban a CO₂ koncentrációját és ezáltal a kivált karbonát szöveti, petrográfiai jellegét. Az 4. ábrán látható, hogy a CO₂-koncentráció jelentős növekedése, illetve csökkenése a külső, felszíni hőmérséklet változásával párhuzamosan történik.



4. ábra: Barlangi klíma: CO₂ és hőmérsékleti változékonyság a Béke- és a Baradla-barlangban (Nagy-tufa: B-NT; Felfedező ág: B-F; B560-as pont: B-560; Buzogány-terem: B-BZ) (Czuppon et al., 2018 után módosítva).

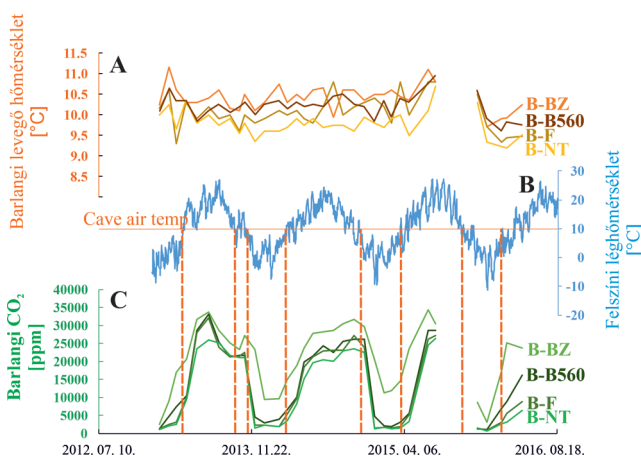
zamosan indul meg, jelezve egyben a barlangi légkörzés megváltozását is (Czuppon et al., 2022a). Így a ventiláció mértékére és irányára következtetni lehet a CO₂ koncentrációjából és annak változékonyságából. Gyenge ventiláció esetében a CO₂ szintje nő, míg ha erős a ventiláció, akkor a CO₂ koncentrációja alacsony lesz a barlangban.

A Béke- és a Baradla-barlangban a CO₂ koncentrációja évszakos változást mutat, nyár során magasabb értékkel jellemezhető, míg télen alacsonyabbal (Czuppon et al., 2018). A 2013–2016 közötti időszakban a Béke-barlangban nyáron a CO₂ szintje különösen magas volt, elérte a 30.000 ppm-et. Ezzel szemben a Baradla-barlangban a CO₂-koncentráció „csupán” 4.200 ppm volt (5. ábra). A Béke-barlangban 2013-tól megfigyelt magas CO₂-koncentrációnak az egyik fő oka az volt, hogy a két bejárat közötti légmozgás nagyon lecsökkent azáltal, hogy az összekötő járatban a „Margitics-szifon” szinte teljesen elzáródott (Stieber & Leél-Őssy, 2015; Czuppon et al., 2018). A nyári magas és a téli alacsony koncentráció a karbonát kiválás ütemére is hatással van, amely a nyári időszakban

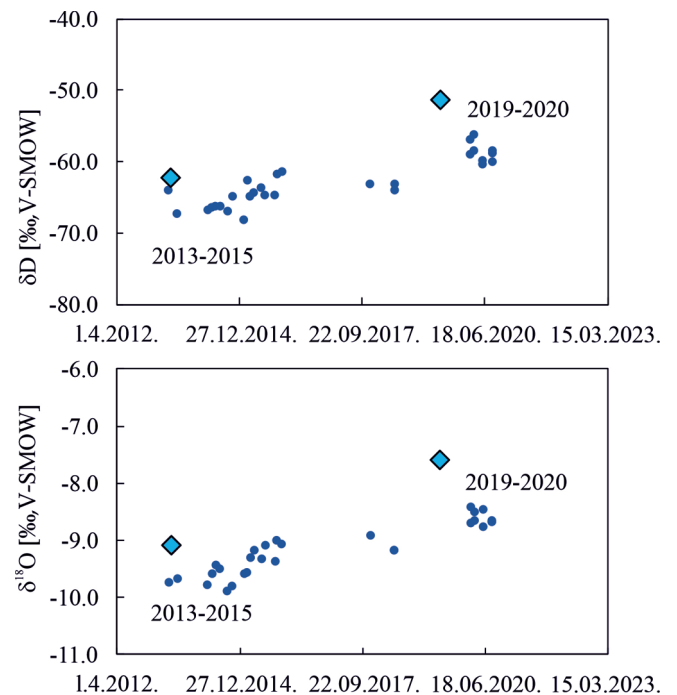
lassabb, mivel a CO₂ magas koncentrációja „fékezi” a kiválást. Az alacsonyabb CO₂-szinttel jellemezhető időszakban (télen) pedig gyorsabb kiválást és ezzel együtt nagyobb kinetikus hatást lehet feltételezni.

4. Kapcsolat a csepegővizek és a csapadék stabilizotóp-összetétele között

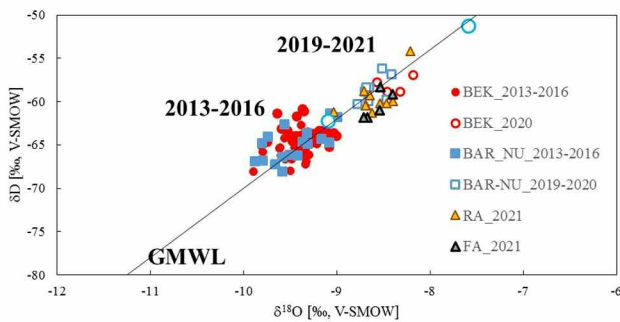
A Baradla- és Béke-barlangban végzett monitoringvizsgálatok eredményei alapján kimutattuk, hogy a csepegővizek hidrogén- és oxigénizotóp-összetétele nem mutat évszakos változékonyságot és az éves csapadékmennyiséggel súlyozott



5. ábra: A barlangi levegő hőmérséklete (A), a felszíni hőmérséklet (B) és a CO₂-koncentráció (C) a Béke-barlang négy helyszínen (Nagy-tufa: B-NT; Felfedező ág: B-F; B560-as pont: B-560; Buzogány-terem: B-BZ). A szaggatott vonal azt az időpontot jelöli, amikor a külső és barlangi hőmérséklet megegyezik és a ventiláció iránya megváltozik (Czuppon et al., 2021b után módosítva).



6. ábra: A hidrogén- és oxigénizotóp-összetétel a csepegővízben a Baradla-barlang Nehéz-út szakaszán. A csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlag értékét a rombuszok jelölik (Czuppon et al., 2021a után módosítva).



7. ábra: Az Aggteleki-karszt barlangjaiban gyűjtött csepegővíz-összetételek két időszakra: 2013–2016 és 2019–2021 (Béke-barlang: BEK; Baradla-barlang, Nehéz-út: BAR-NU; Rákóczi 1. sz. barlang: RA; Földvári Aladár-barlang: FA). A két üres kör a csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlagát jelöli a két időszakra: 2013–2016 (alsó) és 2019–2021 (felső). Az ábrán a Globális Csapadék Vízvonalat (GMWL, Craig, 1961) is ábrázoltuk.

értékénél negatívabb. Mindez arra utal, hogy a beszivárgó víz viszonylag hosszú ideig tartózkodik a karsztban (> 1 év) és dominánsan a téli csapadékot „mintázza meg”. Czuppon et al. (2022a) becslése alapján a csepegő vízhez a téli csapadék-hozzájárulás a Béke-barlangban 50–70%, míg a Baradla-barlangban 60–80%.

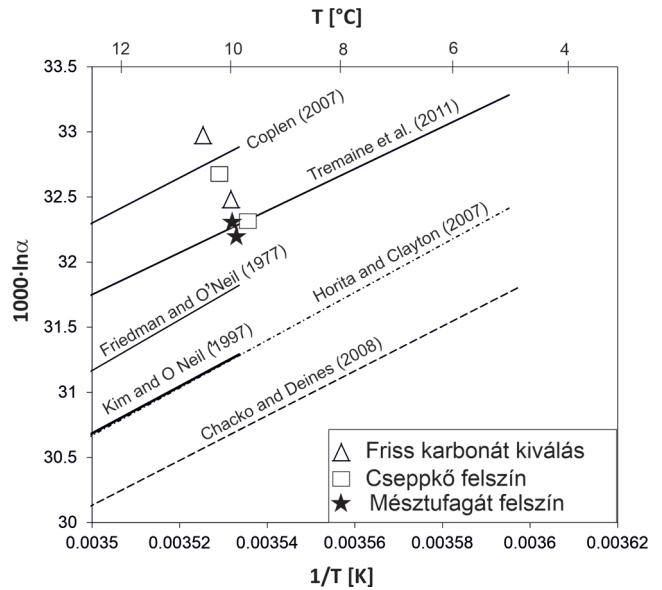
Mindazonáltal a 2019–2020 során gyűjtött és mért adatok összevetése a korábbi monitoringeredményekkel (2013–2016) azt jelzik, hogy a csepegővizek összetétele eltolódott pozitívabb irányba, párhuzamosan a csapadék izotóp-összetételével (6. ábra). Ennek alapján megállapítható, hogy a csepegővizek izotóp-összetétele követi és rögzíti a csapadék izotóp-összetételében, illetve eloszlásában bekövetkezett hosszabb távú (több mint 1 év) változásokat, befolyásolva a kiváló karbonát izotópösszetételét (Czuppon et al., 2022a,b).

Jóllehet a Rákóczi 1. számú barlangból és a Földvári Aladár-barlangból csak a 2021-es évből áll rendelkezésre izotópadat, azok hasonló értéket mutatnak a Béke- és Baradla-barlangok 2019–2020-as értékeivel (7. ábra). Ennek alapján megállapítható, hogy a különböző mélységekben elhelyezkedő barlangokban a beszivárgó víz nagyon hasonló izotóp-összetétellel jellemezhető és a beszivárgó víz már viszonylag kis mélységben kiegyenlítődik (azaz a csapadék izotóp-összetételére jellemző erős szezonális eltűnik).

5. Frissen képződött karbonátok

A Béke-barlangban begyűjtött üveglemezeken a „frissen” kivált karbonátok stabilizotóp-összetétele arra utal, hogy a kiválás során jelentős volt a kinetikus hatás, mivel a szénizotóp- ($\delta^{13}\text{C}$) és az oxigénizotóp-összetétel pozitív eltolódást mutat (Czuppon et al., 2018). Ezt a kinetikus hatást nem csupán az esetlegesen megnövekedett ventilációhoz lehet kötni, hisz ebben a barlangban még télen is viszonylag magas volt a CO_2 koncentrációja (a vizsgált időszak során), hanem a lecsökkent csepegésintenzitáshoz, amely során a csepp hosszabb ideig tartózkodik az üveglemezen (Czuppon et al., 2018).

Jóllehet a kinetikus hatás által befolyásolt cseppkövek is jól használhatók éghajlati és környezeti rekonstrukcióhoz, a



8. ábra: A Béke- és Baradla-barlangból származó friss karbonát-kiválások oxigénizotóp-összetételéből számolt $1000 \ln \alpha$ és a barlangi hőmérséklet kapcsolata. Az oxigénizotóp-frakcionációt leíró különböző egyenleteket jelölik az ábrán jelölt görbék (Czuppon et al., 2021a után módosítva).

múltbeli hőmérséklet számításához a kinetikailag legkevésbé befolyásolt izotópösszetételt érdemes használni. Ezért ahhoz, hogy meg lehessen állapítani, melyik egyenlet írja le a barlangra jellemző hőmérsékletfüggő izotóp-frakcionációt, a legnegatívabb karbonátösszetételt kell kiválasztani, és azt használni a monitoring során kapott barlangi hőmérséklettel, valamint csepegővíz izotópösszetétellel együtt. Ennek alapján a Béke- és a Baradla-barlangban a karbonát-kiválás során végbemenő frakcionációt a Tremaine et al. (2011) és Coplen (2007) által közölt egyenletek jellemzik legjobban (8. ábra).

Irodalom

- Coplen, T. B. (2007): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 3948–3957.
- Craig, H. (1961): *Science*, 133, 1702–1703.
- Czuppon, Gy., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Óvári, M., Molnár, M., Stieber, J., Kármán, K., Kiss, K. & Haszpra, L. (2018): *Journal of Speleology*, 47/1: 13–28.
- Czuppon, Gy., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Stieber, J., Óvári, M., Dobosy, P., Berentés, Á. & Kovács, R. (2022a): In: Veress, M. & Leél-Őssy, Sz. (Eds.): *Cave and karst systems of Hungary*. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 465–486.
- Czuppon, Gy., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Stieber, J., Óvári, M., Dobosy, P., Berentés, Á. & Kovács, R. (2022b): *Central European Geology*, 65, 26–39.
- Fairchild, I. J. & Baker, A. (2012): *Speleothem science*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Gruber P. (2022): In: Fehér B., Molnár K., Lukács R., Czuppon Gy. & Kereskényi E. (szerk.): *Calce et malleo – Mésszel és kalapáccsal*. 12. Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés. Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest, pp. 162–172.

- Gruber, P., Szunyogh, G. & Telbisz, T. (2022): In: Veress, M. & Leél-Óssy, Sz. (Eds.): Cave and karst systems of Hungary. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 275–321.
- Gyuricza Gy. & Sásdi L. (2009): *Földtani Közlöny*, 139, 83–92.
- Hips K. (2003): *Földtani Közlöny*, 133, 445–468.
- Matthey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E. & Frisia, S. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 80–95.
- Riechelmann, D. F. C., Schröder-Ritzrau, A., Scholz, D., Fohlmeister, J., Spötl, C., Richter, D. K. & Mangini, A. (2011): *Journal of Hydrology*, 409, 682–695.
- Sharp, Z. (2017): *Principles of stable isotope geochemistry*. 2nd Edition. University of New Mexico, Albuquerque.
- Spötl, C., Fairchild, I. & Tooth, A. F. (2005): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2451–2468.
- Stieber J. & Leél-Óssy Sz. (2015): *Karsztfeljlődés*, 20, 263–282.
- Tremaine, D. M., Froelich, P. N. & Wang, Y. (2011): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 4929–4950.