

**Felelős kiadó**

HAAS János,  
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

**Főszerkesztő**

CSÁSZÁR Géza

**Műszaki szerkesztők**

PIROS Olga  
SIMONYI Dezső

**Nyelvi lektor**

Philip RAWLINSON

**Szerkesztőbizottság**

**Elnök: HAAS János**  
FODOR László, GRESCHIK Gyula,  
PALOTÁS Klára, PAPP Gábor,  
SZTANÓ Orsolya, VÖRÖS Attila

**Főtámogató**

MOL Rt.

**A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni**

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.  
e-mail: piros@mafi.hu

\* \* \*

**Editor-in-charge**

János HAAS,  
President of the Hungarian Geological  
Society

**Editor-in-chief**

Géza CSÁSZÁR

**Technical editors**

Olga PIROS  
Dezső SIMONYI

**Language editor**

Philip RAWLINSON

**Editorial board**

**Chairman: János HAAS**  
László FODOR, Gyula GRESCHIK,  
Klára PALOTÁS, Gábor PAPP,  
Orsolya SZTANÓ, Attila VÖRÖS

**Sponsor**

MOL Rt.

**Manuscripts to be sent to**

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O.  
box 106.  
e-mail: piros@mafi.hu

**Földtani Közlöny is abstracted and indexed in**

**GeoRef** (Washington),  
**Pascal Folio** (Orleans),  
**Zentralblatt für**  
**Paläontologie** (Stuttgart),  
**Referativny Zhurnal**  
(Moscow) and  
**Geológiai és Geofizikai**  
**Szakirodalmi Tájékoztató**  
(Budapest)

**Tartalom — Contents**

- KOVÁCS Botond, CSICSÁK József, SZÉL Tamás: A budapesti 4-es metróvonal létesítéséhez kapcsolódó felszín alatti vizeket megfigyelő monitoring és riasztási rendszer. — Review of the groundwater monitoring and alarm system connected with the construction of the 'Metro 4' underground railway line in Budapest. 213
- BENKŐ Zsolt, MOLNÁR Ferenc, Marc LESPINASSE: Fluidzárványsíkok és repedés-rendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidmobilizációs folyamataira. — Application of studies on fluid inclusion planes and fracture systems in the reconstruction of the fracturing history of granitoid rocks I: Introduction to methods and implications for fluid-mobilisation events in the Velence Hills 229
- SZABÓ Bernadett, BENKŐ Zsolt, MOLNÁR Ferenc, Marc LESPINASSE: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában II.: A Mórággyi Gránit repedésrendszerei. — The application of studies on fluid inclusion planes and fracture systems in the reconstruction of fracturing history of granitoid rocks II: Fracture systems of the Mórággyi Granite. 247
- FINTOR Krisztián, SCHUBERT Félix, M. TÓTH Tivadar: Hipersalin paleofluidum-áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében. — Indication of hypersaline palaeofluid migration in the fracture system of the Baksa Gneiss Complex. 257
- SÜTŐ Zoltánné, SZEGŐ Éva: Szervesvázú mikroplankton vizsgálatok az erdélyi-medencei marosorbói (Oarba de Mures) szarmata és pannóniai határsztratotípus rétegeiből. — Organic-walled microplankton studies from beds of the Sarmatian–Pannonian stratotype section at Marosorbó (Oarba de Mures), Transylvanian basin. 279
- SÁGI TAMÁS, KISS BALÁZS, BRADÁK BALÁZS, HARANGI SZABOLCS: Középső-pleisztocén löszben előforduló vulkáni képződmények Magyarországon: terepi és petrográfiai. — Middle Pleistocene volcanic deposits in loess in Hungary: field and petrographical characteristics. 297
- Hírek, ismertetések** (összeállította Palotás Klára) 311

*Első borító: Aplittelérek a Mórággyi Gránitban, erdősmecei kőfejtő (készítette: Szabó Bernadett. Hátsó borító: a Mórággyi Gránit feltárása és a bányató, erdősmecei kőfejtő (készítette: Szabó Bernadett).*

**Budapest, 2008**

ISSN 0015-542X

## Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) digitális formában — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani, emellett a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- |   |  |
|---|--|
| a) Cím                                      | h) Diskusszió  |
| b) Szerző(k), postacím (E-mail cím)         | i) Következtetések   |
| c) Összefoglalás (magyarul, angolul)        | j) Köszönetnyilvánítás   |
| d) Bevezetés, előzmények                    | k) Hivatkozott irodalom  |
| e) Módszerek                                | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák                            |
| f) Adatbázis, adatkezelés                   | m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul) |
| g) A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt |  |

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

- RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)  
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)  
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)  
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)  
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

## A budapesti 4-es metróvonal létesítéséhez kapcsolódó felszín alatti vizeket megfigyelő monitoring és riasztási rendszer

KOVÁCS Botond<sup>1</sup>, CSICSÁK József<sup>1</sup>, SZÉL Tamás<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Mecsekérc Zrt., 7633 Pécs, Esztergár Lajos u. 19.

<sup>2</sup> Mélyépterv Kultúrmérnöki Kft., 1054 Budapest, Zoltán u. 8.

---

### *Review of the groundwater monitoring and alarm system connected with the construction of the 'Metro 4' underground railway line in Budapest*

#### Abstract

This paper summarizes the mathematical and logical model of an operating groundwater monitoring and alarm system in connection with the construction 'Metro 4' underground railway line in Budapest. The monitoring system consists of numerous water level (i.e. potentiometric level), temperature and flow measure points. In this process automatic data loggers detect data and send them to a database where they are recorded as time series. The time series are applied to real time by a smart alarm monitoring system which was developed to detect and filter negative accidental artificial effects on the groundwater (these are in connection with the construction works).

Beside many other purposes, the system serves two main goals: one is to help preserve the condition of buildings near the line of Metro 4, the other is to protect the geothermal water system in Budapest. The protection of the geothermal water system has a high priority due to its high environmental and economic value.

The essence of the system is that, if a suspected artificial impact is detected, an alarm signal is initiated. The method of making an alarm signal depends on the time series observed so far in the relevant measure points.

The water level of the River Danube has an obvious direct influence on the groundwater in Budapest, moreover the flow of groundwater is in strong relation with the natural water fluctuation of the river. The river causes a large water level fluctuations at several measure points which may hide some non-desired artificial effects. To avoid a situation in which natural movements or events might cause alarm and interfere with the results of non-natural activities, some calculations and reference time series are needed to filter the data and provide new time series which are free from these usual natural changes. It is these calculated time series together with the raw measured data that are used to apply for detection. Different alarm levels can be initiated (e.g. primary, secondary, tertiary), depending on the magnitude and span of the changes.

*Keywords: groundwater, monitoring, alarm system, metro 4 construction, Budapest, Hungary*

---

#### Összefoglalás

A szerzők a budapesti 4-es metró építéséhez kapcsolódó működő felszín alatti vizeket megfigyelő monitoring- és riasztási rendszer matematikai és logikai modelljét mutatják be. A monitoringhálózat számos vízszint- (potenciometrikus szint), hőmérséklet- és áramlásmérési pontból áll, melyekben automata adatgyűjtők mérik és továbbítják egy adatbázis felé az adatokat, ahol azok idősoroként rögzülnek. Ezeket az idősorokat egy olyan automata monitoring riasztási rendszer kezeli valós időben, amely észleli és kiszűri az építési munkálatokhoz kapcsolódó esetleges mesterséges hatásokat.

Több más szándék mellett ez a rendszer két fő célt szolgál; az egyik, hogy segítsen megőrizni a metró vonalához közeli épületek állapotát, a másik, hogy budapesti termálvízrendszer érintetlen maradjon. A hévízrendszer megóvása különösen fontos, tekintettel annak magas környezeti és gazdasági értékére.

A riasztási rendszer lényege, hogy feltételezett mesterséges hatás észlelése során jelzést ad. A riasztási szisztéma az adott mérési pontok eddig megfigyelt idősoraitól függ. A budapesti felszín alatti vizekre a Duna vízállása (annak távolhatásán belül) jelentős befolyással bír, és a felszín alatti áramlások is szoros kapcsolatban vannak a folyó vízjárásával, jelentős vízszintingadozást okozva ezáltal több mérési pontnál, amely viszont elfedhet néhány, az építkezéssel összefüggésbe hozható eseményt. Azért, hogy elkerüljük azt, hogy természetes fluktuáció okozzon riasztást, illetve elfedje a mesterséges hatásokat, bizonyos számításokra, illetve referencia idősorokra van szükség. A

számítások új idősorokat hoznak létre, melyek mentesek ezektől az ismert természetes változásoktól és a mért adatok mellett az észlelések alapját képezik. A változások mértékétől és hosszától függően különböző riasztási szintek (első-, másod-, illetve harmadfokú) lépnek életbe.

**Kulcsszavak:** felszín alatti vizek, monitoring, riasztási rendszer, 4-es metró, Budapest

## Bevezetés

A budapesti 4. metróvonal I. szakaszának építésével kapcsolatos környezeti hatásokat figyelő „karszt-, talaj- és rétegvíz-megfigyelő monitoring rendszer” kialakítását a Vituki Kht. Hidrológiai Intézete a Mélyépterv Kultúrtermelő Kft.-vel készítette el. Összegyűjtötték a karsztvíz-termelő kutak és források, illetve üzemi és törzshálózati észlelőfúrások, valamint az egyéb észlelésbe vonható objektumok adatait, valamint megtervezték a monitoring-hálózatot (LORBERER et al. 2001). A karsztvíz, talaj- és rétegvíz-megfigyelő és riasztási rendszer (továbbiakban észlelő, vagy riasztási rendszer) e hálózat egyes mérési pontjainak folyamatosan mért adatait használja, illetve dolgozza föl.

A monitoringhálózatot a Mélyépterv–Mecsekérc–Soldata, Konzorcium üzemelteti, melynek kiépítése során számos vízszint- és hőmérsékletmegfigyelő kút létesült, illetve már meglévő kutakat és forrásokat vontak be (1. ábra). A mérési pontok száma bővíthet. Ezek egy része a Budapest Gyógyfürdői és Hévízei Zrt. tulajdonát képezi és a gyógyfürdők vízhasználatában aktív szerepet játszik. A vízszintet, vagy potenciometrikus szintet (továbbiakban vízszintet) és hőmérsékletet megfigyelő kutakban, forrásokban (vagy

mérési pontokban) automata adatrögzítővel folyamatos és ekvidisztáns mérések történnek, mely adatok egy specializált adatbázisban rögzítődnek és interneten keresztül érhetőek el. Azokban a kutakban, ahol a vízfelhasználás rendszeres, automata áramlásmérőket is elhelyeztek.

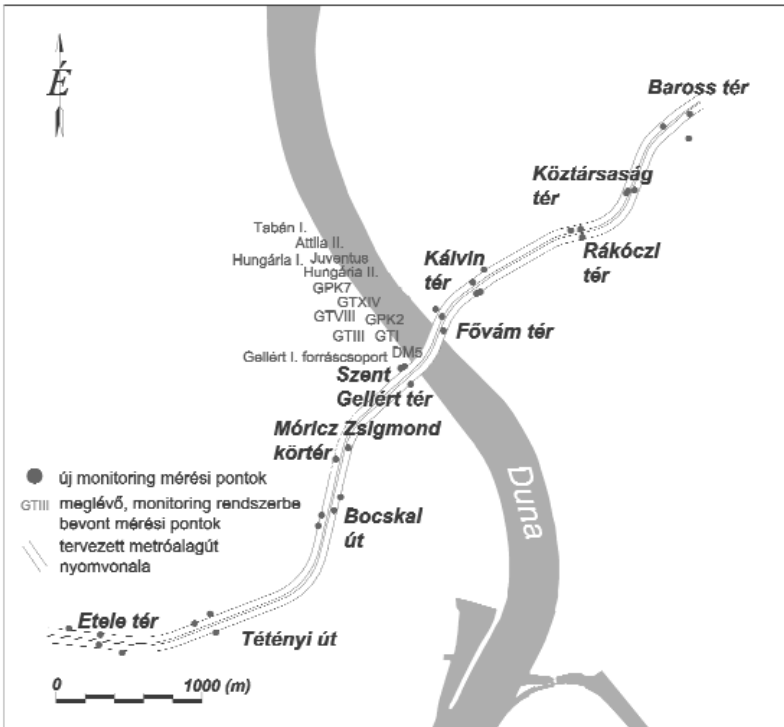
A monitoring célja olyan események észlelése, illetve a felszín alatti vizekben bekövetkező olyan jelentősebb változások megfelelő időben történő kimutatása, amelyek a mesterséges hatásokhoz (metróépítéshez) kapcsolódnak és a természeti környezetben tartós változást okoznak. Több más szándék mellett ez a rendszer a következő célokat szolgálja:

- rögzíti a felszín alatti vizek metróépítés előtti állapotát (alapállapot-felvétel),
- folyamatosan ellenőrzi a felszín alatti vizeket és az építés közben adatot szolgáltat a kivitelezők részére, segíti megőrizni a metró vonalához közeli épületek állapotát (építési monitoring),
- az építés utáni állapotot rögzíti még egy évig (utó-monitoring),
- kiszűrhetővé teszi a felszín alatti vizekre ható egyéb külső hatásokat.

A hévízrendszer megóvása különösen fontos, tekintettel annak magas környezeti és gazdasági értékére. A kialakítandó észlelőrendszernek a 4. metróvonal létesítésével kapcsolatos környezeti hatások közül a termálvíz-tároló rendszerben bekövetkező állapotváltozások észlelését is biztosítani kell. Az észlelési adatok kiértékelése során egyértelműen elkülönítendő a metróépítéssel kapcsolatos hatások következményei a tárolórendszerben fellépő egyéb hatások által indukált állapotváltozásoktól, amelyek a felszín alatti vízszint fluktuációját okozhatják (pl. Duna vízállása, hévízkitermelés, és egyéb hatások lásd FREEZE & CHERRY, 1979 p. 230). A 4. metróvonal által érintett épületek biztonsága érdekében az észlelőrendszernek a talajvíz esetleges nem tolerálható szintre való emelkedését és csökkenését is figyelnie kell. A tartós vízkivétel ugyanis a felszín megsüllyedését okozhatja TERZAGHI (1925).

Ezen túlmenően olyan egységes észlelési-adataramlási és feldolgozási rendszert érdemes üzemeltetni, amely szükség esetén biztosítja a gyors beavatkozás lehetőségét.

A nagyszámú adat és észlelési pont miatt egy automata észlelőrendszer fejlesztésére volt szükség. Ez a rendszer szorosan kapcsolódik a mérési pontok adatait rögzítő adatbázishoz, a valós időben folyamatosan



1. ábra. A „karszt-, talaj- és rétegvíz-megfigyelő monitoringrendszer” újonnan létesített, valamint egyéb, a rendszerbe vont mérési pontjai

**Figure 1.** The newly designed and other measure points drawn into the "karstic, ground- and the deep warm geothermal waters monitoring system"

érkező adatok földolgozását és az előre beállított küszöb-, vagy határértékek bizonyos idejű meghaladását követően jelzést ad. A riasztási jelzések és a valós idejű feldolgozott eredmények internetes felületen szintén nyomon követhetők. A rendszer informatikailag két egységből áll: egy számítási egység, mely időszerelemzéseket végez az egyes vízszint- és hőmérséklet-adatsorokon és egy riasztási egység, mely a számítási egység részeredményeihez, illetve a mért értékekhez tartozó határértékek alapján a riasztási jelzéseket kezeli. A továbbiakban a monitoring hálózat területének rövid vízföldtani ismertetője után részletesen bemutatjuk az egyes mérési pontok, illetve csoportok számítási és riasztási modelljét.

### A vonatkozó képződmények vízföldtani adottságainak áttekintése

Budapest, illetve a 4. metróvonal földtani adottságai jól ismertek (SCHAFARZIK & VENDL 1929, WEIN 1977, ALFÖLDI et al. 1977, FODOR et al. 1994, RAINCSÁKNÉ 2000, HORVÁTH 2002 stb.), ezért itt csak a terület vízföldtani adottságait foglaljuk össze, vázolván azt a vízföldtani környezetet, amelyre a monitoring hálózat települt, illetve amelyben az észlelések történnek.

A felszín alatti vizek tekintetében el lehet különíteni egymástól a pesti és a budai oldalt, a karszt-, illetve hévizek esetében egy összefüggő rendszert lehet vázolni (budai termálkarsztrendszer).

A pesti oldalon az egykori Duna-ártéren az elmúlt századokban a Duna régi ágai s a beléjük ömlő kisebb vízfolyások kanyarogtak (HORVÁTH 2000). Ezek az eltemetett medrek jobb vízvezető képességükkel még ma is nagyban szabályozzák és irányítják a talajvíz áramlását. A talajvíz nagyobb része az infiltrációs csapadékvizekből, kisebb része a kainozoos fekvő konzekvens lejtésirányával egyező oldalirányú utánpótlásból és az élő vízfolyások (Szilas-patak, Rákos-patak) esetleges rátáplálásából származik. A terület erózióbázisa a Duna, amely általában megcsapoló vízföldtani elem, a folyóparti területeken ugyanakkor magas folyami vízállás esetén a felszín alatti vizekre rátáplál. Az urbanizáció hatásaként az utóbbi évtizedekben a közüzemi vízvezeték meghibásodása, illetve a közüzemi csatornahálózat nem teljes kiépítettsége is hozzájárult a talajvíz helyenkénti emelkedéséhez. A Fővám téri mélyállomástól keletre, a 4. metróvonal felső-oligocén, illetve alsó- és középső-miocén víztároló képződményeket is érint (HORVÁTH 2000).

A budai oldalon szoros értelemben vett talajvíz, nagyobb kiterjedésben és mennyiségben csak a holocén-korai-pleisztocén ártéren belüli területeken jelenik meg. A talajvíz a teljes budai oldalon nyílt tükrű. A rétegvíz jelenléte itt nem jellemző, vagy csak a kainozoos rétegek (felső-oligocén és középső-oligocén Kiscelli Agyag Formáció képződményei) felső részén, a tektonikai zónák környezetében jelenik meg, általában csekély fajlagos hozammal. Az egyik fő áramlási irány a Duna, mint erózióbázis felé

történő szivárgás (a Duna galériaként gyűjti magába a talajvizet). A felszín alatti vizek áramlásának másik fő iránya a Duna völgyére jellemzően É–D-i irányú. A Duna alatti szakaszon az eocén és oligocén rétegekbe repedések, törésvonalak mentén nyomás alatti karsztvíz jut.

A budai termálkarsztrendszer a Dunántúli-középhegység felszín alatti vízrendszerének része (ALFÖLDI et al., 1968, MÁDLNÉ 1997). Földtani-földrajzi és hidrológiai alapon történő lehatárolása részlegesen megtörtént, bizonyos földtani határok (K-i és DK-i) nem tisztázottak (MINDSZENTY et al. 1999). A budai termálkarsztrendszer lényegében alaphegység jellegű triász karbonátos kőzetekből épül föl (WEIN 1977), melyhez helyenként felső-eocén Szépvölgyi Mészke és a Budai Márga mészmárga jellegű része is kapcsolódik. A rétegsorban a kora-oligocénben képződött Tardi Agyag és a késő-oligocénben lerakódott Kiscelli Agyag alkot vízfogó, vagyis relatív impermeabilis összetét (ez utóbbi a pesti oldalon átlagosan 300–350 m vastagságú). A miocén üledékek közül a pecten homok (Budafoki Homokkő Formáció) és a szarmata kavics sorolhatók a permeabilis üledékek közé. A pannóniai kavics- és homokrétegek, valamint a kvarter áthalmazott lösz szintén jó vízvezetők (MINDSZENTY et al. 1999). A jelenlegi karsztszerkezet kialakulásában a paleokarsztosodás mellett a tektonikus preformációnak is jelentős szerepe volt, melyeket hidraulikai vizsgálatok támasztanak alá (SÁRVÁRY 1972).

A termálkarsztrendszer sematikus működési modellje ismert (SCHAFARZIK 1928, VENDEL & KISHÁZY 1964, ALFÖLDI 1979, 1981, KOVÁCS & MÜLLER 1980). A budai termálkarszt beszivárgási területét lehatárolták, az összes beszivárgására vonatkozó becslések ismertek (SÁRVÁRY 1995). A termálkarsztrendszer természetes megcsapolódása a Duna jobb partján az ún. Budai-forrásvonal. A természetes hévforrások különböző korú és jellegű képződményekből fakadnak (ALFÖLDI 1979). A hévforrások eredetéről már korábban megállapították, hogy a Dunántúli-középhegység karbonátos tömegének felszínén beszivárgó csapadékvíz a medenceüledékekkel fedett karbonátos kőzetekben áramolva fölmelegszik és hévizek formájában kerül a felszínre (SZABÓ 1857, ZSIGMONDY 1878). ALFÖLDI (1981) bevezette az ún. karéjos áramlás fogalmát, mely szerint az utánpótlódási területeken beszivárgó csapadékvíz a forrásvonalakat megkerülve karéjos áramlással jut vissza a felszínre. A vízmozgás a hegységgrészek szabadtükrű karsztvízszintje és a megcsapolódási terület szintje közötti potenciálkülönbség következménye. Ez részben a tengerszint feletti magasságkülönbségből, részben az eltérő hőmérsékletű vizek sűrűségkülönbségből adódik. Ezért az áramlási rendszert hidrodinamikus (gravitációs) vezérlésű geotermikus áramlási rendszernek nevezzük (ALFÖLDI 1979, 1981). A budai termálkarsztrendszerben vadózus vízcirkuláció történik különböző behatolási mélységű és ennek megfelelően különböző mértékben felfűtött áramlási rendszerek mentén. A különböző hőmérsékletű szabadtükrű és a leszorított tükrű karsztvizek keveredési zónája a Duna bázisszintjén lévő forráskilépési helyek közelében

található (MINDSZENTY et al. 1999). A beszivárgó vizek a mélyben hőt vonnak el a környezetüktől, majd a feláramlási szakaszban ezt a hőt a felszínre hozzák hévizek formájában. Ez a hőelvonás-hőhozzáadás okozza a geotermikus gradiensekben észlelhető területi különbségeket. A tárolórendszer termodinamikai szempontból aszimmetrikus hőkonvekciós cellák sorozatának tekinthető, amelyeknek vízmozgási-szivárgási kényszerpályáit a szerkezetföldtani adottságok határozzák meg. (LORBERER 2002).

A Dunántúli-középhegység (és a Budai-hegység) karsztos repedezett tárolórendszere hidraulikailag összefüggő egységet képez, amelyen belül beszivárgási övezetekkel, tektonikai igénybevétellel és helyi erózióbázisokkal szabályozott, viszonylagos önállósággal rendelkező karsztvízrendszerek természetes körülmények között egymással dinamikus egyensúlyban vannak, de bármelyikben bekövetkező változás módosíthatja a szomszéd rendszer határfeltételeit. A budapesti karbonátos tárolóképződmény sajátossága a sekély és a mélykarszt, illetve a nyílt tükrű és a zárt tükrű mélységi víz közvetlen egymásmellettsége (ALFÖLDI et al. 1968). A mélykarszt olyan szerves összefüggésben, elválaszthatatlan kapcsolatban van a fedetlen szabadtükrű karsztvízzel, hogy a vízháztartás szétválasztása lehetetlen. A közöttük meglévő hidrodinamikai kölcsönhatást a tárolóképződményt sűrűn behálózó hasadék-repedésrendszer teszi lehetővé (ALFÖLDI et al. 1968; ALFÖLDI 1979).

A Duna menti termális források a Dunántúli-középhegység fő karsztvíztároló-rendszerének legérzékenyebb pontjai, ahol a mesterséges beavatkozások hatására igen sokféle környezeti állapotváltozás léphet fel (LORBERER 2002). JAMBRIK (1995) a bányavízemelés környezeti hatásait magyarországi és külföldi példán keresztül is bemutatta. Mesterséges behatások már korábban is érintették a termálvízrendszert. A termálvizet hasznosító mélyfúrások már a 19. sz. közepétől létesültek. Az 1950-es évek közepétől bányászati tevékenység során karsztvízkivétel kezdődött az utánpótlódási terület peremén, továbbá ivóvízművek is épültek. Ez a tevékenység mára alábbhagyott. A 4. metróvonal tervezésénél a tervezők kezdettől fogva törekedtek a gyógyhévíz-tároló triász-eocén kőzetek, illetve a szökevényforrások elkerülésére, illetve megfelelő védelmére.

### Mesterséges hatások észlelése, határértékek

Az előzetes igényeknek megfelelően három riasztási szintet határoztunk meg:

- Elsőfokú, ún. szakértői figyelmeztetés.
- Másodfokú riasztás (készültség).
- Harmadfokú riasztás (vészjelzés).

A riasztások rendjét ennek megfelelően alakítottuk ki. A riasztási jelzések informatikai úton e-mailben, illetve sms-ben küldhetők. A szakértői figyelmeztetés adott szakértői kör figyelmét hívja fel bizonyos tendenciákra, változásokra

a megfelelő mérési pontoknál. A másodfokú riasztás felhívja az érintettek figyelmét arra, hogy az adott mérési pont(ok)on olyan eltérések regisztrálhatók, amelyek valamilyen mesterséges hatás eredményei lehetnek, s a megfelelő intézkedéseket, vizsgálatokat meg kell kezdeni. A harmadfokú riasztás, vészjelzés azonnali beavatkozást igényel, s értesíti a kivitelezőket az eseményekről. A másodfokú riasztást, amennyiben szakértői elutasítás/megerősítés nem érkezik és a riasztást kiváltó ok továbbra is fennáll, bizonyos idő elteltével automatikusan harmadfokú riasztás követi. Harmadfokú riasztás szakértői beavatkozásra is történhet. Az egyes riasztási szintekhez különböző határértékek, illetve időkorlátok tartoznak. Azokban az esetekben, ahol a határértékekhez csak elsőfokú riasztás kötődik, szakértői beavatkozás nélkül az elsőfokú jelzést adott idő elteltével másod-, illetve harmadfokú jelzés követi. A riasztási modell épülhet a mért adatoknak megfelelő gyakoriságú, illetve annál kisebb gyakoriságú adatok vizsgálatára. Utóbbi esetben a mért adatokat medián segítségével szűrjük. Így például egy órás medián érték 5 perces időközönként mért adatsor esetén 12 értéket helyettesít.

A határ-, vagy küszöbértékeket az egyes idősorokból, mért értékekből származó információk alapján, illetve bizonyos peremfeltételek, egyéb információk figyelembe vétele mellett határozzuk meg.

Az időkorlátok a küszöbértékek meghaladásának, illetve az adott szintű riasztás állapotának toleranciaidejét jelzik. Az időkorlátok ahhoz is szükségesek, hogy az egyes határértékek átlépését ne kövesse azonnali riasztás.

Az egyes küszöbértékek meghatározásához vizsgálhatjuk a mért értékek eloszlását. Feltételezhetjük, hogy több független részesemény hatásából tevődik össze a folyamat végeredménye, azaz a mért értékek normális eloszlásúnak tekinthetők, mely hipotézist, mint ismeretes,  $\chi^2$  próbával ellenőrizhetjük. Amennyiben a mért értékek normális eloszlásúak, úgy a következőképpen járunk el. Egy normál-eloszlású minta átlagértékének és tapasztalati szórásának ismeretében becsülhető a folyamatot jellemző eloszlás várható értéke és szórása. Ezek segítségével meghatározható az elméleti sűrűségfüggvény, melynek területei arányosak az események bekövetkezési valószínűségével. A függvény ismeretében kellő pontossággal megadható azon esetek száma, melyek két adott határérték közé esnek (pl. a  $\pm$  egyszeres szórás által határolt tartományba az esetek hány %-a tartozik).

A nem normáloszlású sokaságok esetében ezek a százalékok a normális eloszlásétól eltérő nagyságúak. A normálistól eltérő eloszlásoknál úgy határozhatjuk meg az alsó és felső küszöbértéket, hogy az adott értékek megfigyelt eloszlását és annak elméleti sűrűségfüggvényét ismerve megadjuk azokat a sávokat, amelyek közé megfelelő valószínűséggel esik az esetek túlnyomó többsége (pl. 95%).

Mielőtt az egyes változók küszöbértékeit ily módon meghatároznánk, meg kell győződni arról, hogy azok nem tükröznek-e trendjellegű változást, vagy periodicitást. Amennyiben igen, úgy az adott idősort a később ismertetett módon mentesíteni szükséges ezektől a komponensektől, és

a küszöbértékeket, vagy a küszöbértéksávok nagyságát statisztikai úton a mentesített ún. maradék idősor értékeire határozzuk meg.

A mérési adatokból származó statisztikai információk mellett a határérték definiálásához következőket vesszük figyelembe, illetve használjuk fel:

— A monitoring rendszerbe tartozó észlelési pontok eddig megfigyelt (lehetőleg több éves) természetes vízjárása, hőmérséklete, ingadozási sávja.

— A környezetben már meglévő kutak idősorának, természetes vízjárásának a vizsgálata.

— A Duna többéves vízjárása, annak mértéke, ingadozási sávja.

— A kutak környezetében lévő épületek pinceszintje, alapozási síkja.

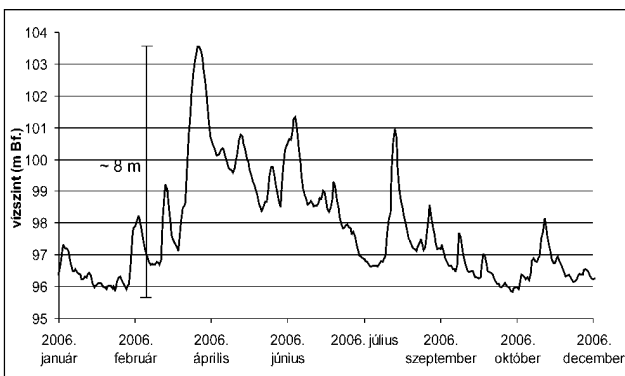
— Kútszerkezeti adottságok, kútkiképzés.

— A termálvíz hőmérsékleti kritériumai.

— Egyes észlelési pontok esetében a Duna vízszintjénél mindig magasabb potenciálszint figyelembe vétele.

— Rendszeres vízkivétel mértéke bizonyos kutak esetében.

A 2. ábrán láthatóan a Duna vízállása egy éven belül akár 8 métert is ingadozhat, hasonló mértékű fluktuációt okozva a partközeli talajvíz mérési pontokban, és egyre



2. ábra. A Duna vízszintingadozása a 2006. évben

Figure 2. Water level fluctuation of the river Danube in the year of 2006

kisebb amplitúdójú, de még mindig méteres ingadozást kelt a távolabbi észlelési pontok vízszintjében. Ez az ún. toleranciasáv nagyságának meghatározásakor fontos szerepet játszik, ugyanis az ilyen észlelési pontoknál tág abszolút vízszint toleranciasávot érdemes meghatározni, hogy riasztás pusztán a Duna vízjárásának érvényesülése során ne történjék. Ezeknél a kutaknál elsősorban a később részletezendő statisztikai elemzési módszerek hivatottak kiszűrni az esetleges mesterséges hatásokat.

Az egyes peremfeltételek (pl. épületek alapozási síkja) a statisztikailag meghatározott határértékeket felülírhatják. A kutak környezetében lévő épületek alapozási síkja, pinceszintje a nyílt tükrű talajvízszint megfigyelő mérési pontok felső határértékeinek (m Bf.) meghatározásánál fontos szerepet játszik.

A hőmérsékleti határértékek az egyes kutak eddig megfigyelt hőmérsékletértékei, illetve a területre, forrásra jel-

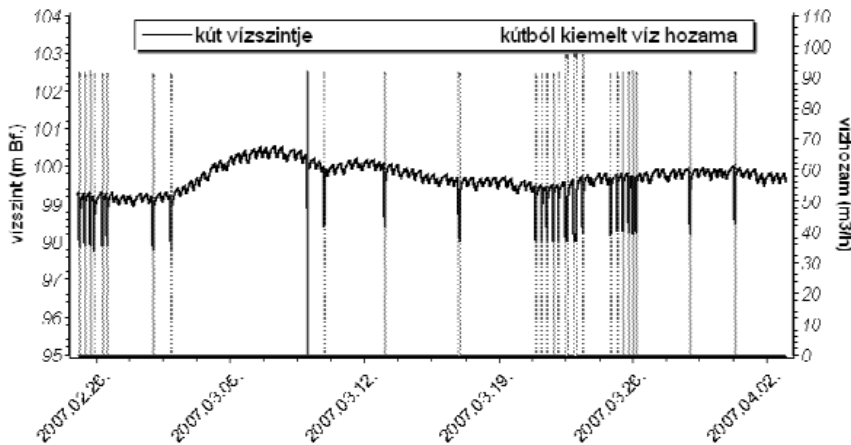
lemző hőmérsékletek alapján határozhatók meg. A hévízkutaknál az alsó határérték meghatározásánál érdemes figyelembe venni azt, hogy hévíznek a 30,00 °C feletti hőmérsékletű víz minősül. A tartós hőmérsékletemelkedésből következtetni lehet az esetlegesen megváltozott, vagy megváltozni készülő hő- és vízáramlási viszonyokra.

A rendszeres vízkivételek mellett a helyi erózióbázison kialakuló depresszió 1996-ig minden alkalommal magasabb potenciálszintű hévizet eredményezett — a hőmérsékletkülönbség figyelembevételével is — a Duna aktuális vízállásánál (l. később a 4. ábrát). A Gellért-hegy menti Duna-szakaszon a triász rétegekben kialakult vetők a Duna-meder fenekéig érnek, melyet a közelmúltban a metróépítéshez kapcsolódó geofizikai mérésekkel is bizonyítottak (PRÓNAY et al. 2000). Így a termálvizet csak akkor lehet a Duna-víztől biztonságosan megóvni, ha ezt a pozitív nyomástöbbletet minden Duna-vízállásnál megtartjuk. Szerencsére természetes körülmények között a természet önszabályozása biztosította ezt. A Duna vízállása a szökevényforrásokra gyakorolt víznyomáshatásának következtében megnövekedett termálkomponens miatt elsősorban a langyos karsztvíz komponenst duzzasztotta vissza. Így akár a Duna tíz méteres vízállás ingadozása esetén is a folyó maradt a karsztvíz erózióbázisa és a vízállás bármilyen gyorsan emelkedett is (többször előfordult két-három nap alatt 3-4 méteres emelkedés) nem nyomult be a Duna vize a hévízjáratokba (HORVÁTH 2002). Ezáltal, ha bizonyos kutak trendmentes értékei egy előre, kutanként meghatározott küszöbértéken tartósan kívül kerülnek, úgy az a gyógyvizek veszélyeztetettségének indikátora, hiszen ha a potenciálszintek közötti különbség megfordul, úgy a hideg talajvízkomponens hévízhez való hozzákeveredésének veszélye fennáll, amely a hévizek felhígulását eredményezi.

Azoknál a mérési pontoknál, ahol rendszeres vízkivétel történik, áramlásmérők üzemelnek. A riasztási modell ezek mért értékeit figyelembe veszi. Ha ugyanis vízkivétel történik — mely az áramlásmérő által mért hozamértékeken látszik — úgy az adott kút vízszintje is lecsökken, bizonyos esetekben a természetes vízjáráshoz és a szokásos vízkivételek mértékéhez igazított határértékeket is átlépve. Ezért azt a megoldást választottuk, hogy abban az időszakban, amikor az áramlásmérő által mért hozam egy bizonyos értéket (m<sup>3</sup>/h) átlép, ugyanahhoz a mérési ponthoz tartozó vízszinthez nem kötődik riasztási indikáció. Az, hogy mekkora m<sup>3</sup>/h vízkivétel számít szokásosnak, illetve mekkora legyen az a határérték, amely kapcsolja a riasztási jelzéseket, mérési pontok szerint eltérő lehet (3. ábra).

Az utóbbi években a 30 °C-nál melegebb összhévíz-felhasználás 14–15 m<sup>3</sup>/perc volt, míg a hasznosított hideglangyos karsztvizek hozama 4–7 m<sup>3</sup>/perc között ingadozott (HORVÁTH 2002).

Az alkalmazott riasztási struktúra az adott idősor tulajdonságaitól függ. Az egyes riasztási határértékek a következőkben bemutatott számítások részeredményeihez, illetve az eredeti mért adatokhoz kapcsolódnak.



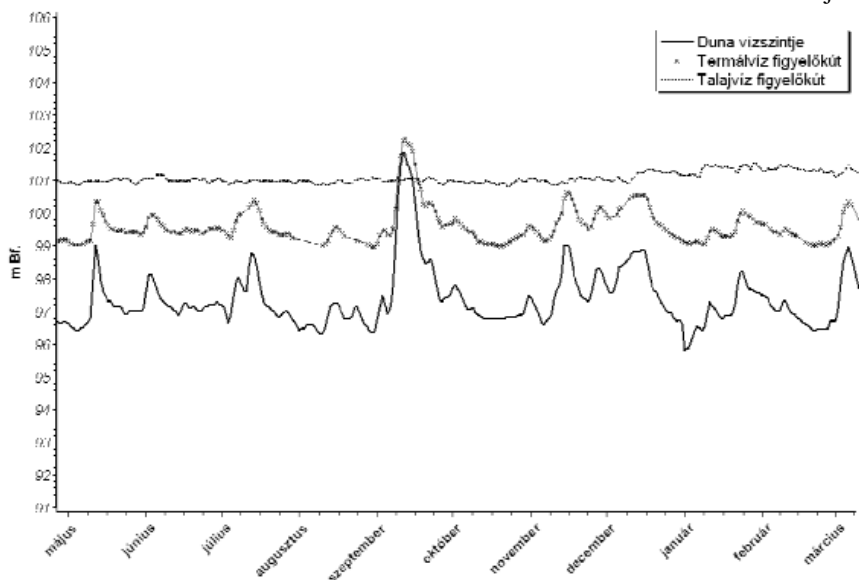
3. ábra. A rendszeres vízkivétellel érintett kutakból kiemelt vízmennyiséget áramlásmérők rögzítik. Látható, hogy a vízszintsökkenések egybeesnek a vízkivételekkel. Az ábrán bemutatott időszoron megfigyelhető rendszeres napi ütemű vízszintingadozást terepi méréseink alapján egy másik kútból történő rendszeres vízkivétel okozza

Figure 3. The quantity of water taken out from the well affected by usual pumping is detected by flowmeters. It can be seen, that the water level decreases coincide with the pumping events. According to our field measurements, the regular order of water fluctuation is caused by another well being pumped

A határértékeket az újonnan beérkező, természetes körülményeket reprezentáló adatokkal kiegészítve bizonyos időszakonként érdemes felülvizsgálni.

### Számítási modell, idősor elemzési módszerek

Az észlelt adatokat az alábbiakban ismertetett modell dolgozza fel. Az észlelések a saját adatbázisunkra és a monitoring mérési pontjaira vonatkoznak. A modell az egyes mérési pontok idősorait elemzi, valamint mentesíti azokat olyan természetes hatásoktól, amelyek elfednék a



4. ábra. A Duna befolyása a Gellért-hegy lábánál lévő termálvíz figyelőkútban jelentős, míg egy távolabbi talajvíz figyelőkútban ez a hatás nem észlelhető (a bemutatott időtartam néhány éves idősor része)

Figure 4. Although the impact of Danube is remarkable in the geothermal well at the foot of Gellért Hill, it has no obvious effect on a distant groundwater observing well (the represented timespan is a part of a several-year-long time series)

metróépítéshez köthető esetleges mesterséges behatásokat. A vizsgálati módszer tekintetében a mérési pontokat három fő csoportra lehet osztani. Az első csoportba tartoznak azok, amelyek természetes vízjárása egyedi, vagyis nem mozog együtt más mérési pontokéval, valamint a Duna vízszintingadozása sem, vagy számottevően nem gyakorol hatást a vízjárásukra. Ide soroltuk az összes hőmérsékleti mérési pontot is, melyeknél észleléseink alapján némely esetben van megfigyelhető összefüggés a hőmérséklet alakulása és a Duna vízszintmozgása között, azonban ezt nem szükséges összetettebb számításokkal kezelni. A második csoportba soroltuk azokat a kutakat, amelyek természetes vízjárása szoros együttmozgást mutat más mérési pontokéval, viszont a Duna vízállásának hatása nagy fluktuációt nem okoz bennük. A harmadik csoportba tartoznak azok a mérési pontok, amelyek vízjárására a Duna vízállása közvetlen és jelentős befolyással bír, nagyfokú természetes ingadozást okozva. Az azonos vízjárást mutató talajvíz mérési pontok esetében az egyes vízszinteket egy kiválasztott referenciakút vízszintjéhez hasonlítjuk, illetve vizsgáljuk az attól történő esetleges eltéréseket. Így járunk el azoknál a mérési pontoknál is, ahol a Duna vízállásának hatása számottevő, azonban ez esetben az eljárás összetettebb. A források hozamalakulásával kapcsolatosan MÁDAI (1927) bizonyította a már néhány évszázaddal korábban felismert kapcsolatot a Duna vízállásával. Ennek jelentős hatása van a Duna-ártéri talajvízre, illetve a szökevényforrások szomszédságában lévő észlelési pontokra, többek között a Gellért-hegy forrásainál. A távolabbi források és fúrások vize kisebb amplitúdóval és nagyobb késleltetéssel reagál. A források hozama (így fakadási szintje is) a Duna vízállásának függvényében tág határok közt változik, de nem a folyóvíz bekeveredése, hanem a forrásjártokra gyakorolt hidrodinamikai nyomásváltozás hatására. A folyó magas vízállásakor a forrásokra ható nagyobb hidrosztatikus nyomás miatt kevesebb karsztvíz szökik a folyóba és a karsztvízszint a természetes utánpótlás következtében emelkedik (ALFÖLDI et al. 1968). Egy ilyen nagyfokú ingadozás miatt a határértékeknel tág elfogadási intervallumot lehetne csak meghatározni, amely viszont csak nagyon jelentős mesterséges behatások esetén tenné



lehetővé a riasztást, szűkebb intervallum esetén pedig a természetes vízjárás módosulása során is riasztást jelezne, ezáltal ezeknek a mérési pontoknak az idősorait érdemes mentesíteni a Duna hatásától (4. ábra).

Hangsúlyozzuk, hogy az egyes csoportokba talaj-, réteg- és karsztvízmegfigyelő kutak egyaránt tartozhatnak. Az egyik fő felszín alatti áramlási irány a Duna, mint erózióbázis, illetve megcsapolási szint felé történő szivárgás, a másik a Duna völgyére jellemzően É–D-i irányú.

A jó vízvezető képességű zónákon keresztül érvényesülő Duna-hatás, illetve É–D-i felszín alatti áramlás következtében, elsősorban a pesti oldalon meglévő földtani adottságok miatt, a legtöbb talajvízkútból azonos lefutású természetes vízjárás figyelhető meg, azonban ennek a természetes ingadozásnak a mértéke a meglévő idősoraink alapján nem számottevő, így nincs szükség arra, hogy ezekből az idősorokból kiszűrjük ezt a hatást (5. ábra).

Az egyes természetes behatásokra — a közettől, karsztosodottság mértékétől és a karsztvízszint mélységétől függően — a karsztvíz a legérzékenyebb. A nyílt tükrű karsztvíz a meteorológiai viszonyokra, a csapadékra elvileg nagyobb mértékben reagál, de olyan másodrendű tényezőkre is érzékenyebb, mint a légnyomás és a lunaszoláris hatás. A lunaszoláris hatásokra jelentkező kéregdeformáció okozta apály-dagály jelenség statisztikusan 6 órás periódusa miatt a vízszint adott mértékű lüktetést mutat. MAUCHA (1967) az aggteleki karsztterületen ~10 cm nagyságrendű napi ingadozást mért. Hasonló ritmus a monitoring egyes mérési pontjainál szintén megfigyelhető. A számítási modellt alkalmazó program beállítható úgy, hogy a lunaszoláris hatás okozta napi periodicitást kiszűrje.

A csapadék hatásának, pontosabban az időjárás és beszivárgási ritmus kiszűrésére az eddig megfigyelt idősorok alapján nincs szükség.

A fentiek szerint három eltérő riasztási módszert dol-

goztunk ki az egyes mérési pontokra, amelyek között a fő különbség azok vízjárásának kezelésében; a Duna vízállás, mint legjelentősebb természetes befolyásoló tényező hatásának kiszűrésében van.

A termelt hévízkutakban mért áramlásmérési eredményeket a számítási nem, csak a riasztási modell dolgozza fel, illetve vizsgálja azoknak mértékét a már ismertetett módon. Az alábbiakban a három fő csoportra alkalmazott számítási módszert és a hozzájuk tartozó riasztási struktúrát részletezzük.

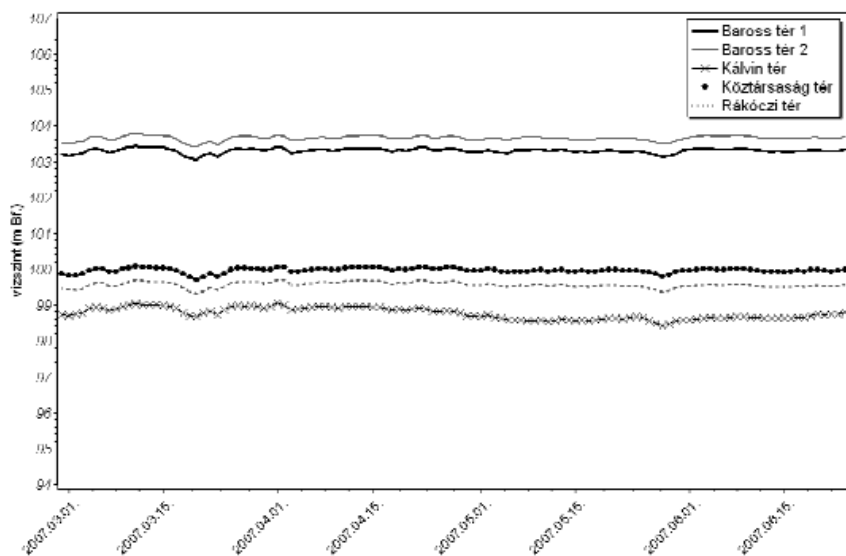
## Egyedi mérési pontok

Az ebbe a csoportba tartozó észlelési pontok idősora esetében nem figyelhető meg olyan vízszint, ill. vízhőmérséklet-ingadozás, amely egy másikéval szoros együttmozgást mutatna. Ezeket a mérési pontokat a riasztási rendszer önmagában vizsgálja. A Duna, illetve a hozzá köthető É–D-i irányú intenzív felszín alatti áramlás vagy nem érvényesül egyáltalán (távoli mélyebb rétegvíz), vagy érvényesül ugyan, de ez nem okoz jelentős vízszint, ill. vízhőmérséklet-ingadozást. A hőmérsékleti méréseknél néhány esetben összefüggés figyelhető meg a Duna vízállása és a víz hőmérséklete között, főleg a Duna kavicssteraszában lévő termálforrások hőmérséklete esetén (MÁDAI 1927). Hőmérsékletmérés elsősorban termálvíz-megfigyelő kutakban van, hiszen a termálvizek esetében szükséges a hőmérséklet nem kívánatos mesterséges hatáshoz köthető alakulását időben észlelni.

A nyílt karsztvíz esetében a víz hőmérsékletingása a külső hőmérséklettel, illetve a vízutánpótlás mértékével is arányba hozható. Egy-egy területen a hideg és a mélyből, a tektonikai vonalak mentén feltörő forró, vagy meleg vizek keveredve jelennek meg. Amennyiben a karsztvizet termelik, úgy a hő-

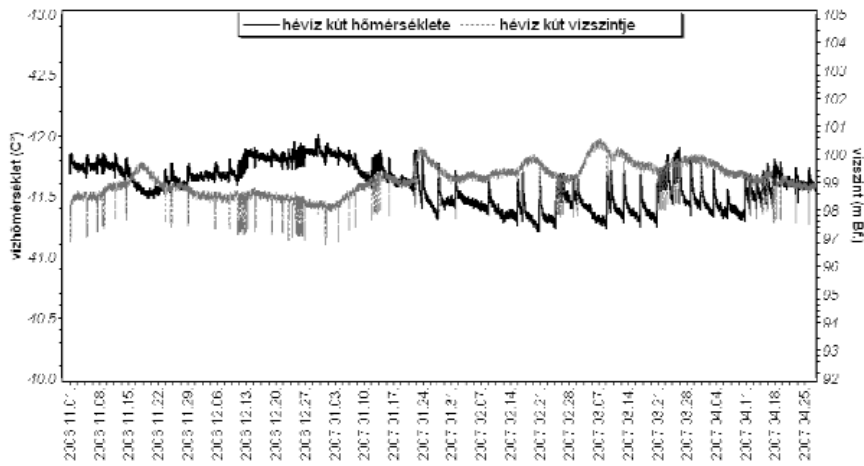
mérséklete az utánpótlódó víz hőmérséklete által befolyásolt. A vízutánpótlás mértéke függ a víztermeléstől (6. ábra), valamint függhet a Duna vízállásától is (a talajvízben közvetlen hozzákeveredéssel, a források esetében közvetett hidrodinamikai hatás alapján), ami viszont egyes kutakban meghatározhatja a hőmérséklet alakulását. Ezek a hatások láthatóak egyes hévíz mérési pontok hőmérsékleti idősorain (7. ábra).

Ha adott hőmérsékletű vizet intenzívebben termelnek, úgy az megváltoztathatja a hőmérsékleteloszlását, a vízutánpótlódás útját, így a konvekciós áramlásokat, amely a hőmérsékletekre és a vízszintekre áttételesen is hatással lehet. A szokásosnál nagyobb arányú vízkivétel okozhatja a hőmérséklet és ezáltal a



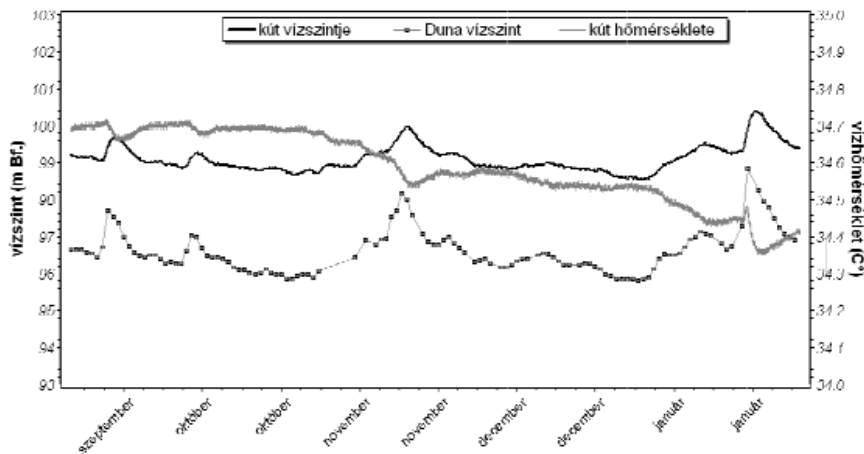
5. ábra. A pesti oldalon lévő talajvíz kutakban megfigyelhető természetes vízjárás (az idősorok regisztrált kutakhoz tartoznak, itt csak a helyszínt tüntettük fel)

Figure 5. The observable natural water level fluctuation at the groundwater measure points on the Pest side (the time series belong to registered wells, here we signed the locations only)



6. ábra. Termeltetés hatása a hőmérsékletre egy hévizkútban. A vizsgált vízszintváltozás irányát a hőmérséklet jól láthatóan ellentétes irányú változása követi

Figure 6. The effect of pumping on the temperature in a given thermal well. The fluctuation of water level is followed by opposite direction temperature changes



7. ábra. A Duna vízállásának hatása a hőmérsékletre egy termálvizfigyelő kútban

Figure 7. The influence of water level fluctuations of the river Danube on the temperature in a given thermal well

hidraulikus emelkedési magasságok, valamint a konvekciós áramlások valamekkora mértékű változását, melyet az abszolút vízszint- és hőmérsékletértékekre szabott határértékekkel lehet nyomon követni.

A Duna jobb partján egy szűk sávban a talajvizet a megcsapolódó hidegebb és melegebb karsztvizek, illetve a Duna rátápláló vízállása esetén a folyóból kiáramló (utánpótlódó) víz alkotja. A karszt hideg ágából kapja az utánpótlás zömét a folyó közepes, vagy nagyobb vízállása esetén és csak keveset a meleg karsztvízből. Alacsony vízálláskor valamivel megnő az alááramlásból származó meleg karsztvíz aránya (HORUSITZKY 1938).

A hévízforrások esetében a Duna hidrodinamikai hatása közvetve befolyásolja a hőmérsékleteket is. Magas vízálláskor a szökevényforrásokra ható nagyobb hidrosztatikus nyomás miatt kevesebb karsztvíz szökik a folyóba, ezért a többi forrás vízutánpótlása változik, így azok hőmérséklete is változhat. A riasztandók körébe azokat a hőmérsékletmérési pontokat választottuk, amelyeknél az eddigi mérési

tapasztalataink alapján a Duna víz-állásváltozása nem (az adott kútban a mérési mélység változtatásával sem) okoz akkora hőmérsékletváltozást (7. ábra), hogy a Duna hatását érdemes legyen kiszűrni (vagyis jobb indikátorai a termálvíz rendszer esetleges változásainak).

E csoportba tartozó mérési pontok esetében alkalmazhatjuk az egymást követő értékek közötti változás nagyságának mérését, mint a riasztások alapját. Az előzetes koncepcióknak megfelelően riasztások a vízszint-, illetve hőmérsékletváltozások mértéke és abszolút nagysága alapján is szükséges, hogy történjenek, amennyiben azok az előre meghatározott mértéket, határértéket átlélik. Ennek megoldására kézenfekvő, hogy az idősor „görbe” meredekségét (m) kell mérni, melynek matematikai megoldását folytonos görbe esetén deriválással kaphatjuk meg, azaz a görbe idő szerinti elsőrendű differenciáhányadosát kell vennünk (1). Ezzel a módszerrel ugyanis megállapíthatjuk a görbe egy-egy szakaszában az emelkedés, ill. csökkenés mértékét.

$$m = \frac{dy}{dt}, \quad (1)$$

ahol  $y$  a mért érték.

A differenciálás megmutatja, hogy az abszcissa  $dt$  (idő) növekményére mekkora  $dy$  növekmény jut. Az emelkedés mértékszámát az adott szakaszhoz tartozó húr irányhatározója (BEKE 1967). Mivel azonban esetünkben nem folytonos görbéről, hanem diszkrét adatpontokból álló idősróról van szó, ezt a számítást leegyszerűsíthetjük a két egymást követő mért érték között a (2) számú arány számítására és alkalmazására.

$$m = \frac{\Delta y}{\Delta t} \quad (2)$$

Ha a deriválás módszeréhez folyamodnánk, diszkrét adatsor esetén is, akkor először regresszióval görbét kellene előállítanunk, mely változó nagyságú hibával lenne képes követni a mért értékek alakulását, továbbá ennek végrehajtása a modellt alkalmazó informatikai rendszer számításgépi igényét is megnövelné. Felhasználva azt a tényt, hogy ekvidisztáns idősorunk van, vagyis minden újabb mérés között eltelt idő ugyanakkora, azaz egységnyi, a (3) egyenlőséghez jutunk.

$$\Delta t = 1 \text{ és } m = \Delta y \quad (3)$$

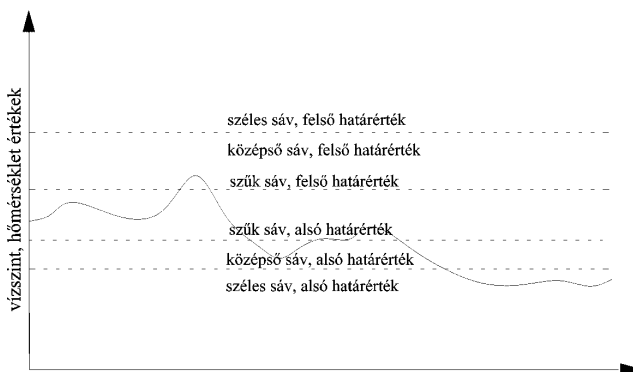
Vagyis így a két egymást követő mért érték közötti különbség számításához jutottunk. A különbség megengedett mértékét egy előre megadott határérték szabhatja meg amelynek túllépése elsőfokú riasztást generálhat. Mivel ez egyszeri pillanatszerű természetes hatások, hirtelen külső terhelésváltozások esetén is jelezne, ezért a gyakorlatban csak kiegészítő funkcióként, bizonyos esetekben érdemes alkalmazni.

A folyamatos és egyenletes ütemű mozgásokat szűkebb és tágabb alsó és felső abszolút vízszint (vagy hőmérséklet)-határértékek által meghatározott sávok használatával szűrhetjük ki. Amennyiben a mért értékek folyamatosan egy meghatározott időn túl az adott sávon kívül tartózkodnak, úgy első-, illetve másodfokú riasztás léphet érvénybe.

A 8. ábrán láthatóan a határértékek a következő sávokat jelölik ki:

- szűk sáv, meghatározott időn túli átlépése elsőfokú riasztást generál,
- középső sáv, meghatározott időn túli átlépése elsőfokú riasztást generál,
- széles sáv, meghatározott időn túli átlépése másodfokú riasztást generál.

A riasztások időkorlátai szükség esetén változtathatók. Mivel a széles sáv átlépése másodfokú riasztást generál, ahhoz, hogy az elsőfokú riasztás minden esetben



8. ábra. Az egyes határértékek által kijelölt sávok

Figure 8. The lanes appointed by certain end values

megelőzze a másodfokút, a középső és a széles sáv időkorlátainak meg kell egyeznie. Abban az esetben, amikor gyors hirtelen változás merőleges a sávokra — legtöbbször mérési hiba generálhat ilyen — az időkorlátok egyezése folytán az első és másodfokú riasztások egybeesnek. Mindazonáltal a szűk sáv időkorlátait érdemes tágabbra venni, mivel ezt a sávot akár a természetes vízjárás/hőmérsékletmozgás során is meghaladhatják a mért értékek. Ezáltal tendenciózus, kismértékű, viszonylag egyenletes ütemű egyirányú, mesterséges behatás által indukált módosulások is kimutathatók. Amennyiben a mért értékek a szűk sávon kívülre esnek, megkezdődik a sávon kívüli tartózkodás idejének számlálása. Ha például a mért értékek nagyobbak

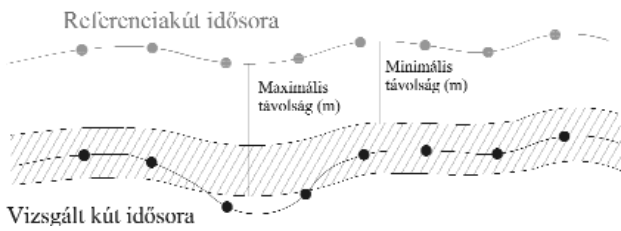
a szűk sáv felső határértékénél 13 órán keresztül, majd ezután a középső sáv felső határértékét is meghaladják 5 órán keresztül, ez azt jelenti, hogy a szűk sávon már 18 órája kívül esnek.

A periodicitást a periódusidő megfelelő meghatározásával szükség esetén az egyedi mérési pontok idősorából kiszűrhetjük. Ez szűkebb, így a mesterséges hatásokra érzékenyebb határértéksávok meghatározását teszi lehetővé. Ennek módszerét részletesen az idősorok felbontásának logikai sorrendje miatt egy későbbi, a Duna hatásának, trendjének kiszűrését bemutató fejezetben ismertetjük.

### Referenciacsoportba sorolható mérési pontok

A vízszint mérési pontok közül több esetben megfigyelhető a Duna hidrodinamikai, illetve a hozzá köthető É-D-i felszín alatti vízáramlás hatása. Vannak olyan kutak — elsősorban a pesti oldalon — amelyek természetes vízjárását egyértelműen ez a felszín alatti áramlás határozza meg, de ez a mozgás nem olyan nagymértékű, azaz az idősorokban nem figyelhető meg a Duna vízállásának egyértelmű hatása, mint a Duna-partmenti talaj- és karsztvíz megfigyelő kutak esetében (lásd 5. ábra). Az idősorok egymással szoros együttmozgást mutat, illetve referencia csoport(ok) különíthető(k) el. Az elkülönítés történhet statisztikai módszerekkel is. Ezeknél a mérési pontoknál az egyes vízszinteket egy előre kiválasztott referenciakút szintjéhez viszonyítjuk, illetve észleljük az attól való eltéréseket. A referenciakút és az egyes kutak abszolút vízszint értékei között — az együttmozgás miatt — nagyjából azonos a vertikális távolság. Meghatározunk egy minimális és egy maximális megengedett vertikális távolságot, amelyen belül a referenciakút és az adott mérési pont vízszintjei közötti távolság (különbség) változhat (9. ábra). Amennyiben ez a különbség egy bizonyos időkorlátot túl meghaladja a megállapított minimum és maximum értékeket, úgy riasztás történik. A vertikális távolság mérésénél ekvidisztáns idősorokat vizsgálunk. Fontos megjegyezni, hogy az ilyen referencia kúthoz sorolható és azonos vízjárású kutak nem szükségszerűen egymás közelében helyezkednek el, hanem a pesti (és néhány a budai) oldalon, a 4-es metró vonalán található több állomásnál található, így vízjárásuk egy távoli referenciakúttal mutat szoros rokonságot, ezért megfelelően észlelhetjük a természetes vízjárástól eltérő mesterséges hatásokat. Szűkebb területen lévő mérési pontokat azért sem érdemes kizárólag egymáshoz viszonyítani, mivel egy esetleges mesterséges hatás ezek mindegyikét érintheti.

Túl azon, hogy egyszerű különbségszámítást végzünk egy adott mérési pont és egy referencia kút abszolút vízszintje között, amely bizonyos értéksáv tartós átlépése után szakértői riasztást generál, alsó és felső abszolút vízszint határértékeket is meghatározunk ezekre a mérési pontokra, lehetőleg azok egy évnél hosszabb idősora alapján, melyek esetükben is definiálhatunk szűkebb és tágabb sávokat (8. ábra).



9. ábra. A két kút közötti vízszintkülönbségek elfogadási tartománya (sávozott tartomány)

Figure 9. The acceptable range of the differences between two measure points (chased range)

Mivel a távolságsávokkal történő folyamatos észlelés megbízhatóan képes tájékoztatást adni az esetleges mesterséges hatásokról, így a gyakorlatban a periodicitás kiszűrését ennél a csoportnál nem alkalmazzuk.

### Mérési pontok, ahol a Duna hatását kiszűrjük

Ide tartoznak azoknak azoknak az észlelési pontoknak az idősorai, amelyekre a Duna vízállása jelentős befolyással bír, az idősoroknak elsőrendű trendjét ez határozza meg. Talaj- és termásvíz megfigyelő észlelési pontok (kutak, források) találhatóak ebben a csoportban. A mesterséges hatások észleléséhez esetükben is referencia mérési pontokat alkalmazunk, azonban végrehajtunk egy trendmentesítést is. A Duna hatásán kívüli vízjárás megfigyelése, a rendszeres vízkivétel vízszintre való közvetlen hatásának kimutatása miatt, valamint annak érdekében, hogy további számításokat tudjunk végezni, ennél a csoportnál folyamatos trendlevélt alkalmazunk.

Mivel a Duna vízállására az egyes források, kutak eltérő érzékenységgel reagálnak, így referenciacsoportok meghatározása és elkülönítése szükséges. A referencia mérési pontok megválasztásánál figyelembe kell venni, hogy az illető észlelési pont jól tükrözze a Duna vízállásának alakulását, nagy tározási képességű, lehetőleg jó vízáradó vízföldtani környezetben legyen, hogy az esetleges mesterséges hatások kevésbé, vagy csak rövid ideig befolyásolhassák a vízszintjét, valamint relatív távol essen a metróépítés mindenkorai frontjától. Egyes talajvízkutak jól reprezentálják a Duna vízjárását, vízszintjük jóformán egy az egyben attól függ. Olyan referencia csoportokat, kútpárokat szükséges meghatározni, amelyek nagyjából azonos érzékenységgel reagálnak a Duna vízszintmozgásaira, illetve a köztük lévő nyomáskülönbség nagyjából állandó (ha az adott kútpár, kútcsoport referenciatagjának idősorát mégis befolyásolná mesterséges hatás, úgy az a hozzá tartozó kúthoz/kutakhoz kötődő riasztási jelzés(ek) során szintén idejében észlelhető lenne).

Figyelembe érdemes venni továbbá azt, hogy a különböző vízhőmérsékletű kutak nyugalmi vízszintje közvetlenül nem hasonlítható össze, a közel azonos vízhőmérsékletű kutaké azonban már igen (ALFÖLDI 1979), így lehetőség szerint törekedni kell arra, hogy nagyjából azonos hőmérséklettartományba eső észlelési pontok kerüljenek

egy referenciacsoportba. A vízszintidősorok Duna hatásától való mentesítésének elve a következő: regresszióval görbét illesztünk a referencia mérési pont idősorára adott hosszúságú, a legfrissebb értékek érkezéssel folyamatosan előrehaladó időablakokon belül, ezt az illesztett görbét rátoljuk (illesztjük) a hozzá tartozó észlelési pontok idősorára, melyből az illesztett görbét (adatsort) kivonjuk. Így megkapjuk az ún. trendmentes idősort, melynek értéke zérus, amennyiben az adott mérési pont időszora teljes mértékben a referencia mérési pont (illetve a Duna) vízmozgását követi. Általános esetben a trendmentes értékek zérus érték körül ingadoznak, pozitív és negatív előjelet nagyjából azonos mértékben vesznek föl. A referenciakút és egy adott mérési pont közötti statisztikai kapcsolatot az esetleges mesterséges és a természetes hatások eltérő mértékben, egymástól nehezen elkülöníthető módon befolyásolhatják, ezért grafikus illesztési módot választottunk.

A trendlevétel a következő elvet követi. A hidrológiai idősorok elemi idősorkomponensekből tehető össze. Ezen komponensek két nagy csoportja a determinisztikus és sztochasztikus rész. Determinisztikusnak szokás nevezni a trend és a periodikus összetevőt, míg a sztochasztikus összetevőt az autoregresszív és a véletlen tag, melyeket az alábbi általános alakban írhatunk fel (KONTUR et al. 1993, p. 144):

$$Y(t) = T(t) + P(t) + A(t) + V(t) \quad (4)$$

ahol  $Y(t)$  folytonos hidrológiai idősor,

$T(t)$  a trend,

$P(t)$  a periodikus,

$A(t)$  az autoregresszív,

$V(t)$  a véletlen összetevő.

A számítási rendszer a determinisztikus rész felbontásával foglalkozik. A periodikus rész több rendű lehet (éves szezonális hatás, lunaszoláris hatás), melyekkel a számítás szükség esetén kiegészíthető az adott észlelési pontra érvényes periódusidők megfelelő megválasztásával. A trend összetevő valós idejű kezelése a rendszer alapfunkciója.

A gyakorlati esetekben  $\Delta t$  mintavételezési idővel vett mintákkal dolgozunk, így például 5 perces mért, vagy órás medián értékekkel. A folytonos  $Y(t)$  idősorral szemben az  $Y_1, Y_2, \dots, Y_i, \dots, Y_n$  sorozatot diszkrét idősoroknak nevezzük. A diszkrét idősor felbontása a következőképpen történhet (KONTUR et al. 1993, p. 144):

$$Y_i = T_i + P_i + A_i + V_i \quad (5)$$

ahol is  $T_i, P_i, A_i, V_i$  rendre a diszkrét idősorkomponensek: trend, periodikus, autoregresszív és véletlen összetevők.

Magasabbrendű, nemlineáris trendet alkalmazunk, hogy a Duna adott időablakokon belüli vízjárását megfelelően le tudjuk képezni. A polinomiális trendfüggvény rendje szükség szerint választható (akár hetedfokú is lehet), tapasztalat azt mutatja, hogy egy napos időablakot választva ötödfokú polinomiális függvény már a legtöbb esetben megfelelő pontosságú. Az illeszkedések jóságát a reziduális szórással, illetve a relatív hibával ellenőrizhetjük. Általában

10% alatti relatív hiba esetén jónak fogadjuk el a regressziós függvény illeszkedését.

Magasabbrendű nemlineáris trendek általános alakjai:

$$\left. \begin{aligned} T_i &= d_0 + d_1 i + d_2 i^2 \\ T_i &= d_0 + d_1 i + d_2 i^2 + d_3 i^3 \\ &\vdots \\ &\vdots \\ &\vdots \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

ahol  $d_0, d_1, d_2$  stb. a trendegyenletek paraméterei.

A trend komponens leválasztása az  $Y_i$  sorozatról (diszkrét idősről) a következő:

$$y_i = Y_i - T_i \quad (7)$$

Az így nyert  $y_i$  sorozatot trendmentes idősről nevezük, és az általános felírásnak megfelelően az  $y_i$  sorozat tartalmazza a periodikus, az autoregresszív és a véletlen részt is.

A periodikus összetevő a trigonometrikus függvények alapján a Fourier-sorfejtésnek megfelelően különböző  $\tau_j$  periódusidejű cosinus és sinus függvények összegeként állítható elő:

$$P_i = a_0 + \sum_{j=1}^n \left( a_j \cos \frac{2\pi}{\tau_j} i + b_j \sin \frac{2\pi}{\tau_j} i \right) \quad (8)$$

ahol  $\tau_j$  a jellemző periódusidők  $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ , ami lehet éves (365), napon belüli (pl. 12) etc.

Az  $a_j$  és  $b_j$  együtthatók a Fourier-együtthatók ismert számítási képlete alapján adhatók meg:

$$\left. \begin{aligned} a_j &= \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N a_i \cos \frac{2\pi}{\tau_j} i \\ b_j &= \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N y_i \sin \frac{2\pi}{\tau_j} i \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

A periodikus összetevőt is leválasztva kapjuk az idősről trend- és periódusmentes maradék tagját ( $p_i$ -t) (KONTUR et al. 1993, pp. 144–145):

$$p_i = Y_i - T_i - P_i \quad (10)$$

A trendkomponens — és szükség esetén a periodikus összetevő — leválasztásával a Duna vízmozgásától eltérést okozó mesterséges hatások ezáltal egyszerűen kiszűrhetők. A periodikus összetevőt a trendkomponens leválasztásának folyamata után vehetjük ki a maradék  $y_i$  idősről.

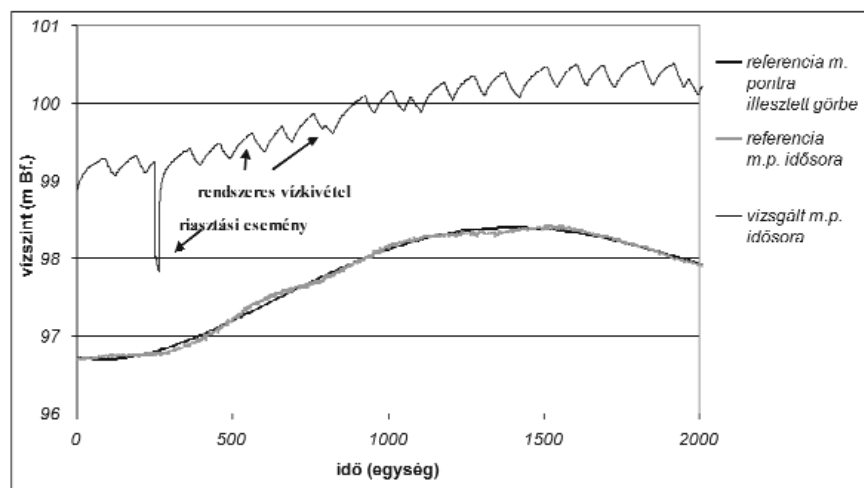
A trendlevétel folyamata több lépésből áll.

Az idősorok trendmentesítésének lépései a következők (időben folyamatosan előrehaladó adott időablakokon belül):

1. Polinomiális regresszióval illesztünk görbét az adott referencia mérési pont (m.p.) idősorára, vagyis állítsunk elő regresszióval új „Duna-idősört” (10. ábra).

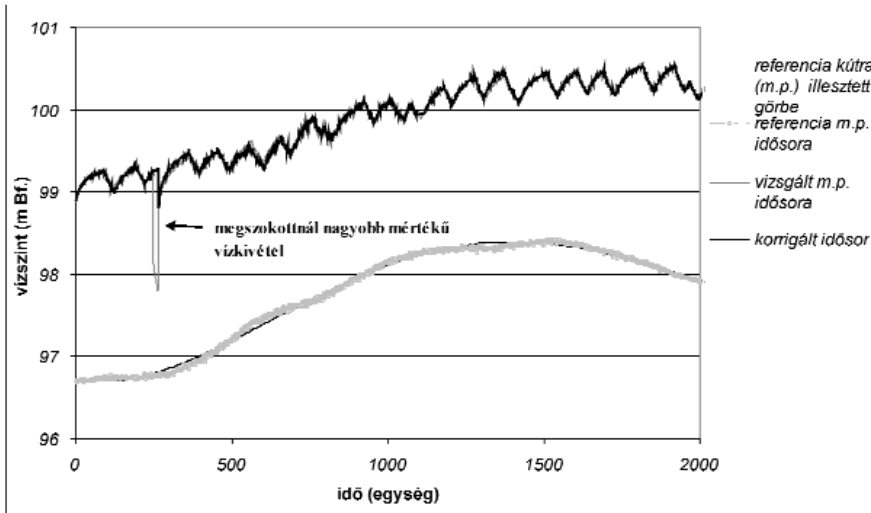
2. Számoljuk ki a referencia m.p. idősorára illesztett kontinuos görbéről megfelelő időpontokban leolvasott és a vizsgált kút (mérési pont) egyes vízszintértékei közötti vertikális különbségeket akkor, ha a különbség egy bizonyos előre meghatározott intervallumon belül marad, azért, hogy az esetleges mesterséges hatások ne maradhassanak benne, de például egyes kutakból történő rendszeres vízkivétel benne maradjon. A rendszeres vízkivételek között megjelenő ritkább és nagyobb mérvű vízkivételek az adott kútban lévő áramlásmérők mért értékeivel kiszűrhetők, ezért a sáv meghatározásánál mértéküket nem kell figyelembe venni (3. ábra). Megadunk tehát egy minimális és egy maximális megengedett vertikális távolságot a kutak vízszintértékei (az illesztett görbe adatai és mért értékek) közti különbségekre (a 9. ábrán bemutatotthoz hasonlóan). Ha egy adott különbség kívül esik a maximális és minimális távolságok által meghatározott intervallumon, akkor vegyük az ezt megelőző különbséget (amennyiben a különbségek tartósan kívül esnek az intervallumon, úgy arra az időszakra konstans idősort kapunk). Az intervallum alkalmazása a referenciacsoporton belüli kisebb késleltetéseket megfelelően tudja kezelni.

3. A referenciakút (mérési pont) polinomiális regresszióval előállított idősorának egyes értékeihez adjuk hozzá (vagy vonjuk le, megfelelő előjellel) az előbbi lépésben számolt megengedett különbségeket. Ezzel előállítottuk az adott mérési pont korrigált idősorát (11. ábra).



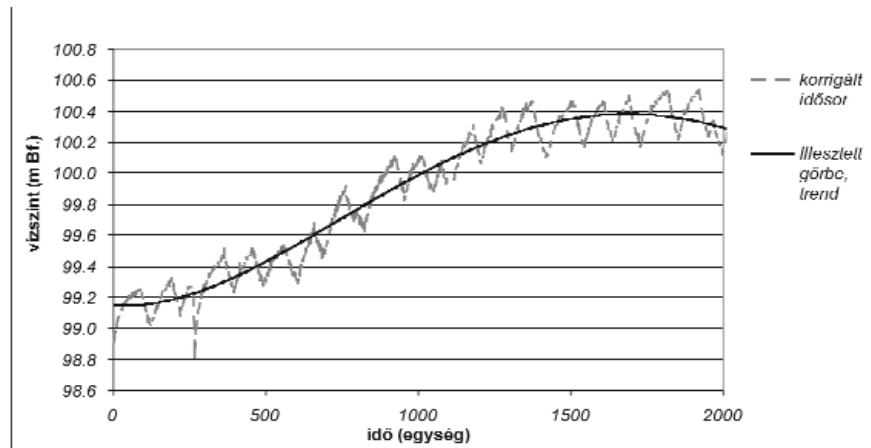
10. ábra. Első lépés: görbeillesztés a referencia m.p. idősorára polinomiális regresszióval (adott időablakban). A vizsgált m.p. idősorán látszik a rendszeres vízkivétel, melynek mértékét a trendlevételnél figyelembe vettünk. Az ábra csak illusztráció, itt egy ritkább és nagyobb mérvű vízkivételen keresztül mutatjuk be a módszer alkalmazhatóságát

Figure 10. First step: curve fitting on the time series of reference measure point with the help of polynomial regression (in a given time window). A usual pumping can be seen at the time series of the examined m.p., whose scale has been taken into account at trend-distraction. The figure is only an illustration, here we present the applicability of the method through a rare and high-scale pumping event



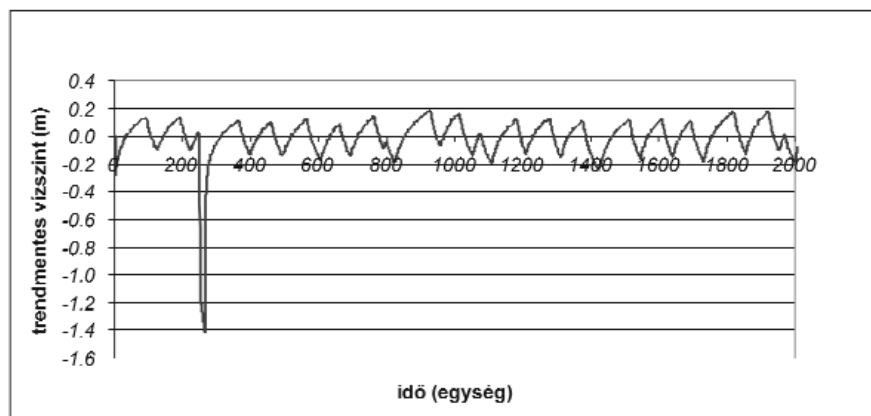
11. ábra. A vizsgált m.p. eredeti és korrigált időszora, melyet a referencia kút időszora ismeretében állíthatunk elő. Jól látható, hogy a mesterséges hatás a korrigált időszorban már nem szerepel

Figure 11. The original and corrected time series of the given m.p., which can be produced in the sight of the time series of a reference well. It can be seen that the artificial effect does not occur in the corrected time series



12. ábra. Negyedik lépés: A korrigált időszorra illesztett görbe, amely a vizsgált kútnak a Duna vízszintmozgását tükröző trendje. Amennyiben a rendszeres vízkivételnél nagyobb mérvű változás figyelhető meg, úgy a korrigált görbe az eredeti vízszintgörbétől eltér

Figure 12. Fourth step: fitted curve on the corrected time series, which is the trend representing the water fluctuations of River Danube. When there is a change of a higher scale than the usual pumping, the corrected curve diverges from the original one



13. ábra. A vizsgált mérési pont trendmentes vízszintértékei

Figure 13. Trend-free data of the given measure point

4. Mivel a korrigált időszor lefutása mesterséges hatások esetén meglehetősen „szaggatott” lehet, illetve a kontinuos görbe informatikailag egyszerűbben kezelhető, polinomiális regresszióval az első lépéshez hasonlóan állítsuk elő a vizsgált kút időszorának trendidőszorát (12. ábra).

5. Vonjuk ki az előző lépésben kapott trendidőszort a vizsgált mérési pont mért értékeiből (7. egyenlet). Ezzel előállítottuk a trendmentes időszort (13. ábra). Így minden egyes időablakra megkapjuk a legfrissebb mért adatokhoz tartozó trendmentes értéket, vagyis ezek sorozatából egy új időszort.

Ezt követően a trendmentes adatsor esetén a periódusidő megfelelő megválasztásával kiszűrhetünk megfigyelt periodicitás(oka)t, illetve tovább vizsgálhatjuk az egymást követő értékek közötti különbségeket.

A trendmentes (és szükség esetén periódusmentes) időszorok esetében kiszámolhatjuk az egyes értékek által alkotott görbe alatti területet százalékos arányát. Mivel a trendmentes értékek az eredeti értékek reziduuma, az  $x$  tengelyt több esetben metszik. A görbe alatti területek számítása (adott időablakon belül) esetén az integrálás módszerét hívhatjuk segítségül. Mivel azonban diszkrét adatsor rendelkezésünkre áll, így a görbe alatti terület számítása egyszerűsödik. Számoljuk ki minden  $n$ -dik és  $n-1$ -dik érték által meghatározott szakasz alatti területet, az alábbi esetekben:

Ha  $n \geq 0$  és  $n-1 \geq 0$ , vagy  $n \leq 0$  és  $n-1 \leq 0$ . Ellentétes előjelű, egymást követő értékek esetén terület nem számolható, ezért azt zérusnak vesszük.

Ha  $n(n-1)$  zérus és a  $n-1$  ( $n$ ) érték nagyobb, vagy kisebb, mint zérus, akkor háromszög területét kell kiszámolni. Ha mindkettő vagy pozitív, vagy negatív, akkor trapéz területet lehet számolni (14. ábra). Mind a háromszög, mind a

trapéz esetén a magasság egységnyi, az ekvidisztáns mérési idősor miatt.

$$\text{Trapéz területe: } \frac{(a + c) * m}{2}, \tag{11}$$

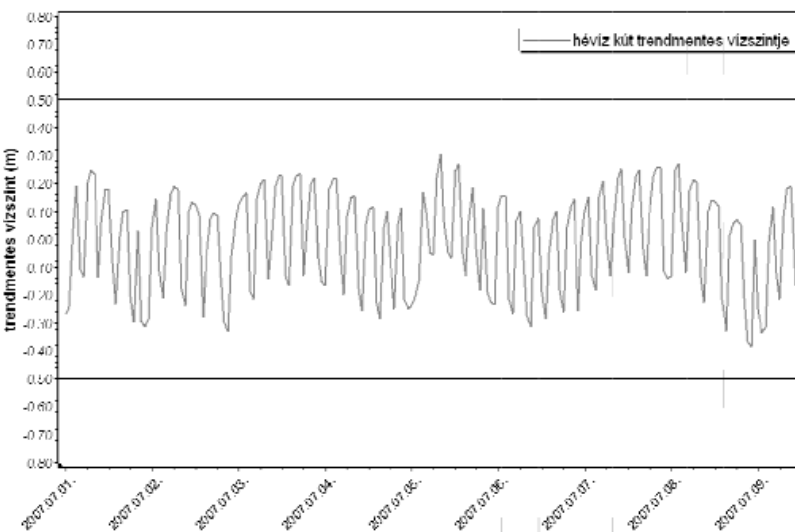
$$\text{háromszög területe: } \frac{a * m}{2},$$

ahol  $m = 1$ ,  $a$  és  $c$  az egymást követő  $n$ -dik és  $n-1$ -dik trendmentes értékek. Amennyiben mindkét érték zérus, úgy a terület is zérus.

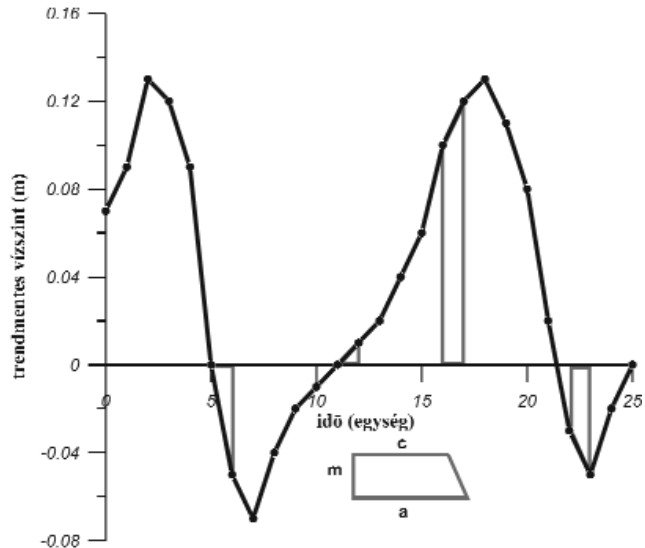
Ezután a pozitív és negatív kumulált területeket külön-külön összegezzük és vesszük az időablakon belüli összes területhez viszonyított arányukat, melyből megkapjuk, hogy egy adott időintervallumon belül — mondjuk 24 óra alatt — mekkora volt a pozitív területek, vagyis a vízszint-növekedés százalékos aránya csökkenéséhez képest.

Az az időablak, amelyben ezt a százalékos arányt számoljuk, újabb mérési adat érkezévével egy időegységnyit tolódik tovább, azaz 24 órás időablak esetén mindig a legfrissebb mérési adathoz képest visszafelé 24 órás időintervallumban kumuláljuk a különböző előjelű területeket és végezzük a százalékszámítást.

Fontos megjegyezni, hogy a százalékos arányok kiszámításával nem az egyenletes ütemben, folyamatosan végbenemő változásokat célnünk kimutatni. A százalékos arány alakulása képes a gyors lefutású, vagy változó ütemű mozgásokat is kiszűrni, azonban akkor ad kiegészítő jelzést, amikor trendmentes vízszint tartósan, illetve az esetek többségében a zérus érték alatt/fölött található, viszont a küszöbértékeket még nem haladta meg. Ez vagy a trendmentesítés (illetve a görbeillesztés) folyamatának beállítási, vagy a határértéksáv meghatározásának hibájára utal, de jelentheti a két mérési pont vízjárása között bekövetkezett tényleges, kismértékű módosulást is. Előre rögzített százalékos arányértéknek való nem megfelelés tehát elsőfokú riasztást generálhat.



15. ábra. Kijelölt elfogadási tartomány a trendmentes értékekre  
 Figure 15. Assigned acceptable range for trend-free values



14. ábra. Trapézok és háromszögek, melyek területét a diszkrét adatpontok határozzák meg

Figure 14. Trapezoids and triangles, whose area are defined by discrete data points

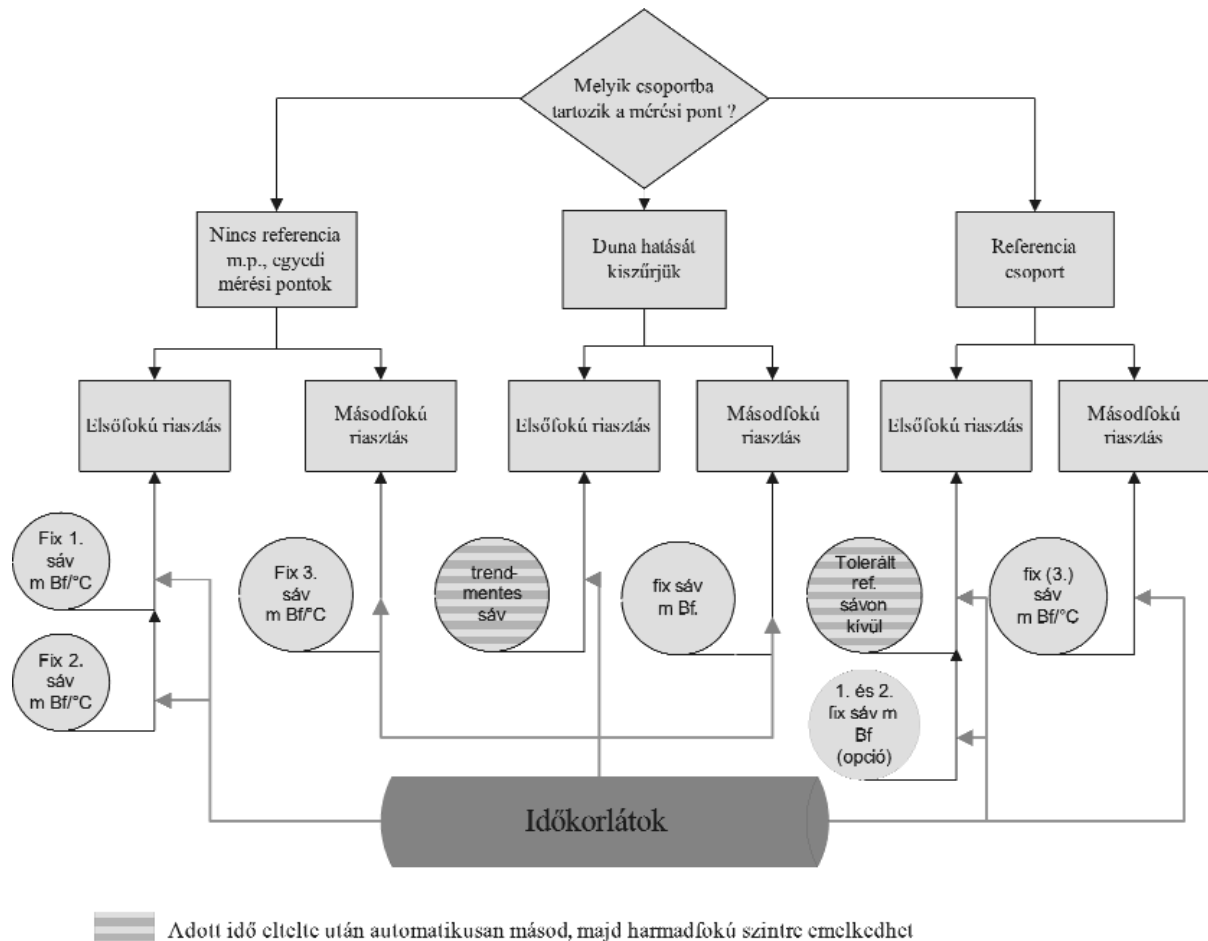
A trendlevétellel érintett kutak idősoraira ugyanakkor meghatároztunk abszolút vízszint (m Bf.) határértékeket, azonban a természetes vízjárás jelentősebb ingadozása folytán szűkebb határértékek csak időlegesen volnának megadhatóak, azokat sűrűn változtatni kellene, követvén az aktuális vízjárást, amely viszont nem tenné lehetővé a rendszer gördülékeny automatikus működését. Ezért az alsó és felső határértékek egy széles elfogadási sávot képeznek, amely meghatározott időn túli átlépése másodfokú riasztást generál.

Az egyes valós időben történő számítások eredményével létrejött trendmentes (és esetenként periódusmentes) idősorokra szintén egy alsó és felső határérték jelöl ki egy jóval szűkebb elfogadási sávot, amelynek bizonyos idejű átlépése először szakértői figyelmeztetéshez vezet (15. ábra), hogy a rendellenes viselkedésre felhívja az adott szakértői kör figyelmét. Az automatikus működés szükség esetén beállítható úgy, hogy elsőfokú jelzés után megfelelő idő elteltével magasabb riasztási szintre emelje az észlelt eseményt (amennyiben az észlelt változások azt kívánják, ez manuálisan is megtehető).

A folyamatosan frissülő időablakban számított pozitív és negatív területek százalékos arányának számítása kiegészítő funkció, amely tetszés szerint állítható be az egyes mérési pontoknál.

### Következtetések

Bemutattuk a riasztási modellt, illetve annak rendszertervét, amelyet a Mélyépterv–Mecsekérc–Soldata Konzorcium által üzemeltetett. A riasztási rendszer célja a vízföldtani környezetben tartós állapotváltozást okozó, esetleges



**16. ábra.** A riasztási szintek és a mért adatok, ill. számítási részeredmények kapcsolata, mely szükség esetén további kiegészítő jelzésekkel bővíthető. A harmadfokú riasztást szakértő adja ki, illetve az első-, majd másodfokú riasztási események további tartós fennállása esetén a rendszer automatikusan jelzi

**Figure 16.** The connection of alarm levels and measured values/calculated results, which can be extended with further accessory signals in case of need. The tertiary alarm signal can be given out manually by an expert, or can also be automatically initiated by the system whenever the timespan of events raised on primary and secondary level is non-tolerably permanent

mesterséges hatások megfelelő időben történő észlelése. Az automata adatgyűjtők által regisztrált újonnan érkező adatok egy adatbázisba kerülnek, melyhez a modellen alapuló programmodulok kapcsolódnak. A számítási egység folyamatosan és automatikusan dolgozza fel a legfrissebb adatokat. A számítási modell a mérési pontokat három csoportban kezeli, aszerint, hogy referencia csoportba sorolható-e az adott mérési pont, vagy szükséges-e kiszűrni a Duna hatását.

Az észlelési rendszer a riasztási modell alapján előre meghatározott és időszakonként felülvizsgált határértékek és időkorlátok túllépése esetén riasztásokat generál. A 16. ábrán látható, hogy különböző riasztási szintek kapcsolódnak az egyes részeredményekhez, illetve közvetlenül a mért adatok vizsgálatához. Az egyes riasztási szintek esetén az értesítendő kör és az intézkedési folyamat eltérő.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk PAP Zsuzsannának és JUHÁSZ Zsanettnek, a projektet koordináló Eurometro Projektvezetési és Tanácsadó Kft., illetve DBR Metró Projektigazgatóság munkatársainak, hogy hozzájárultak a tanulmány megjelentetéséhez. Köszönet illeti meg Stéphane SLUSAREKET, a Soldata SA. programozóját és fejlesztőmérnökét, aki a rendszer programozását végezte, illetve a Soldata Pannónia Kft. munkatársait az együttműködésért.

Köszönettel tartozunk BERTA Zsoltnak és ADAMIS Gézáknak, hogy lehetővé tették a módszer kidolgozását és fejlesztését, valamint ERŐSS Anitának a hasznos észrevételekért.

A 3., 4., 5., 6., 7. és 15. ábrák a Geoscope Web internetes felületen (Soldata ©) készültek



## Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KESSLER H., KORIM K., ORAVECZ J. & SZALONTAY G. 1968: *Budapest hévizei*. — Vituki, Budapest, 365 p.
- ALFÖLDI L., ORAVECZ J., ORSOVAI I., MENSÁROS P. & HIDASI J. 1977: Földtani szakvélemény a budapesti METRO tervezett Dél-Buda-Rákospalota szakaszáról. — Kézirat, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ALFÖLDI L. 1979: Budapesti hévizek. — *VITUKI Közlemények* **20**, 102 p.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. — *Hidrológiai Közöny* **1981/9**, 397–403.
- BEKE M. 1967: *Bevezetés a differenciál- és integrálszámításba*. — Gondolat Kiadó, Budapest, negyedik, átdolgozott kiadás, 214 p.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közöny* **124/2**, 130–305.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. 1979: *Groundwater*. — Prentice Hall, Englewood Cliffs, pp. 230., 507–515., 602.
- HORUSITZKY H. 1938: Budapest Duna-jobbparti részének (Budának) hidrogeológiája. — *Hidrológiai Közöny* **18**, 1–404.
- HORVÁTH T. 2000: Budapest 4. sz. metróvonal I. szakasz, Összefoglaló geotechnikai, mérnökgeológiai és hidrogeológiai jelentés (Össz. hidr. jel.). — Geovil Kft., Budapest.
- HORVÁTH T. 2002: *Dél-Buda-Rákospalota 4 metróvonal I. szakasz, Előzetes környezeti hatástanulmány, 7. szakági melléklet*. — Mélyépterv Kultúrmérnöki Kft., Budapest.
- JAMBRIK, R. J. 1995: Analysis of Water Level and Land Subsidence Data from Thorez Open-Pit Mine, Hungary. — *Mine Water Environ, Wollongong* **14/1–4**, pp.13–22.
- KONTUR I., KORIS K. & WINTER J. 1993: *Hidrológiai számítások*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 144–169., 567 p.
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegység hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1980/II.**, 6 p.
- LORBERER Á. et al. 2001: *Közreműködés a DBR Metró I. szakasz karsztvíz-monitoring rendszerének megtervezésében*. — VITUKI Kht. Hidrológiai Intézet kutatási jelentése, 11 p.
- LORBERER Á. 2002: Budapesti hévizei mérnökgeológiai szemmel. — „Alagút- és Mélyéptési Napok”, Eger, konferencia-kiadvány, 8 p.
- MAUCHA L. 1967: A karsztvízszint árapály jelenségének a kimutatása. — *Bányászati Kutató Intézet Közleményei*, **11/1–2**, 87–92.
- MÁDAI L. 1927: *A Császár fürdő monográfiája*. — Budapest, Pátria Kiadó, 92 p.
- MÁDLNÉ SZŐNYI J. 1997: Vízartó rendszerek sérülékenységi vizsgálata a dunántúli-középhegységi főkarsztvíz tároló rendszer (DNY-i rész) példáján. — *Földtani Közöny* **127/1–2**, 19–83.
- MINDSZENTY A. & MÁDLNÉ SZŐNYI J. 1999: *A rózsadombi termálkarszt monitoring működtetése, Zárójelentés I–II. rész*. — ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest.
- PRÓNAY Zs., TÖRÖS E. & HERMANN L. 2000: Szeizmikus mérések a tervezett 4. sz. metróvonal Duna alatti átvezetéséhez. — *Földtani Kutatás* **37/2**, pp. 19–24.
- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs. 2000: A budapesti 4.sz. metróvonal és környezetének földtani viszonyai. — *Földtani Kutatás* **37/2**, 4–19.
- SÁRVÁRY I. 1972: A budapesti hévizek védőterületéről. — *Vízügyi Közlemények* **1972/3**, 9 p.
- SÁRVÁRY I. 1995: A budapesti termálkarszt kitermelhető vízkészleteinek felülvizsgálata. — *Hidrológiai Közöny* **1995/2**, 5 p.
- SCHAFARZIK F. 1928: Budapest székesfőváros ásványvízforrásainak geológiai jellemzése és grafikus feltüntetése. — *Hidrológiai Közöny* **4–6.** kötet.
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. — Stadium, Budapest, 341 p.
- SZABÓ J. 1857: A Budai meleg források földtani viszonyairól. — *Term. Tud. Társ. Évkönyvei III. kötet.*, Budapest.
- TERZAGHI K. 1925: Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage [Geological engineering based on soil-mechanical principles] — Franz Deuticke, Vienna.
- VENDEL M. & KISHÁZI P. 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — *MTA Műszaki Tudományok Közleményei* **32/1–4**, 393–417. és **33/1–4**, 205–233.
- WEIN Gy. 1977: *A Budai-hegység tektonikája*. — MÁFI Alk. Kiadvány, Budapest, 76 p.
- ZSIGMONDY V. 1878: *A városligeti artézi kút Budapesten*. — A szerző kiadása, Budapest, 86 p.

Kézirat beérkezett: 2007. 10. 24.

# Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidummobilizációs folyamataira

BENKÓ Zsolt<sup>1</sup>, MOLNÁR Ferenc<sup>1</sup>, Marc LESPINASSE<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. benkoo@elte.hu, molnar@abyss.elte.hu  
<sup>2</sup>Henri Poincaré University Nancy 1, Nancy, France. marc.lespinasse@g2r.uhp-nancy.fr

---

*Application of studies on fluid inclusion planes and fracture systems  
in the reconstruction of the fracturing history of granitoid rocks I:  
Introduction to methods and implications for fluid-mobilisation events in the Velence Hills*

## Abstract

This study provided obvious macroscopic evidence of fluid flow and alteration zones which were the result of fluid/rock interaction and mineralized veins. These are typically the main channels of fluid migration in a rock unit. However, fluid percolation is not only controlled by thick mineralized veins but also by micro cracks. These micro cracks can be healed during the fluid/rock interaction and trap fluids in inclusions therefore these healed cracks are called fluid inclusion planes (FIP). FIPs can be present in seemingly fresh rocks without any alteration or a vein system, this is obvious evidence of former fluid migration events. The mapping and geometric analysis of FIPs — coupled with fluid inclusion microthermometric studies — represents a relatively new method. The geometric properties of FIPs in the rock forming quartz of granite provide important information about the stress field in which the fluid percolation and fracturing of a rock occurred. Furthermore microthermometry of fluid inclusions in FIPs provides information about the temperature-pressure-composition properties of fluids. Results concerning FIPs and macro-fracture analyses in the eastern part of the Velence Hills (W Hungary) are presented in this paper as examples of the application of the methods mentioned above. This area is built up of a Variscan monzogranite intrusion which was affected by Variscan, Triassic and multiple Palaeogene hydrothermal processes. Open micro- and macro-fissures in the granite have two main orientations with NE–SW and NW–SE strike-directions; these represent the initial, cooling related fracture system of the granite body. The younger Triassic and Palaeogene fluids also migrated mostly into these re-opened fractures, but a new set of fractures with an E–W orientation was also formed due to the different stress field. In the eastern part of the granite body the border of the Palaeogene fluid migration was mapped out; this was also the border of the most permeable zones during the Palaeogene fluid migration in the granite. The latter was based on the densities of FIPs. By means of fractal analysis studies carried out on quartz vein swarms, the study established the fractal properties of vein growth and differentiated the vein systems (based on their maturity). The orientation of the recent fracture system of the granite is similar to those of the hydrothermal fracture systems; thus it can be concluded that the older fracture systems had a determining influence on the orientation of the younger ones.

*Keywords: fluid inclusion plane, fracture systems, fractal analysis, structural geology, Velence Hills*

---

## Összefoglalás

A kőzeteket átható fluidumáramlási események leglátványosabb makroszkópos bélyegei a fluidum/kőzet kölcsönhatás eredményeképpen kialakuló kőzetátalakulások és az ásványosodott repedésrendszerek létrejötte. A fluidumok áramlását azonban nem csak a makroszkóposan észlelhető törésrendszerek, hanem a mikrorepedések is biztosítják. E mikrorepedéseknek a fluidumáramlási esemény során történő lezáródásakor jönnek létre a fluidzárványsíkok, melyek bizonyítékai lehetnek olyan fluidumáramlási eseményeknek is, amelyek a kőzetben makroméretben telérek vagy kőzetátalakulás formájában nem jelennek meg. A fluidzárványsíkok térképezése és geometriai vizsgálata rövid múltat tekint vissza. A gránitok kőzetalkotó kvarckristályjaiból a térképezés során kinyerhető paraméterek fontos információkat hordoznak a kőzet egykori folyadékáteresztő képességéről, a repedéseket létrehozó feszültségtéréről és a repedésekben migráló fluidumokról. A Velencei-hegység variszkuszi monzogranitjának keleti felén, amelyet karbon, triász, és paleogén korú fluidumáramlás egyaránt érintett, mutatjuk be a fluidzárványsíkok vizsgálatának módszereit. Az eredményeket összehasonlítottuk a nyílt mikro- és makrorepedések és a hidrotermás érrendszerek vizsgálatának eredmé-

nyeivel. Megállapítottuk, hogy a gránitban uralkodóan egy ÉNy–DK és egy ÉK–DNy csapásirány jellemző a makroszkópos és mikroszkópos nyílt repedésrendszerek esetében, amely a gránit korai, esetleg hűléshez kapcsolódó repedésrendszere lehet. A fiatalabb triász és paleogén korú tektonikai események a fluidzárványsík-vizsgálatok alapján részben ezt a két irányt nyitották fel, de új, K–Ny-i csapású repedésrendszereket is létrehozta az éppen fennálló feszültségtér függvényében. A zárványsíkok térképezése segítségével a hegység keleti felében lehatároltuk a paleogén oldatáramlás által érintett zónákat. A fluidzárványsíkokkal leginkább átjárt kőzet a legátalakultabb és itt található a legtöbb hidrotermás kvarcerezés is. Fraktálanálízissel bizonyítottuk a kvarcerek képződésének fraktáltörvények szerinti rendeződését különböző feltárásokban, kimutattuk a kvarcérrendszerek feltárások közötti különbségeit, valamint a repedésrendszerek érettségének különbségeit. A gránit jelenlegi repedésrendszerének orientációját a korábbi hidrotermás események által létrehozott repedések felújulási irányai szabják meg.

*Tárgyszavak:* fluidzárványsík, repedésrendszerek, fraktálanálízis, szerkezetföldtan, Velencei-hegység

## Bevezetés

Magmás kőzeteken ismert korú rétegek és vezérszintek hiányában a fluidáramlási eseményekhez kapcsolódó tektonikai folyamatok rekonstrukciója gyakran igen nehéz feladat. Amennyiben a fluidumáramlási eseményekhez olyan ásványosodás, ásványos érhálózat képződése vagy breccsásodás kapcsolódik, amelynek kora meghatározható (például agyagásványok radiometrikus kormeghatározása segítségével), a tektonikai folyamatok tér és időbeli kapcsolatai viszonylag jól nyomon követhetők. Számos oldatmobilizációs folyamat azonban a kőzetben semmiféle makroszkóposan észlelhető elváltozást (ásványos átalakulást, szerkezeti változást) nem okoz, bár az oldatmobilizáció nyilvánvaló, ha a kőzet megfelelő ásványait (leggyakrabban a kőzetalkotó kvarcot) megvizsgáljuk és behegedt repedéseiben másodlagos fluidzárványokat találunk. Az oldatmobilizáció fizikai-kémiai paramétereit a fluidzárványok mikrotermometriai vizsgálatával határozzuk meg és a kőzettestet ért földtani események alapos ismeretével még az oldatmobilizáció jellege (magma, metamorf) és kora is meghatározható. A fluidzárványsíkok orientált mintákban történő vizsgálata révén a síkokhoz dőlés-csapás és egyéb geometriai jellemzőket (pl. repedéssűrűség, repedésnyíltság stb.) rendelhetünk, melyek az adatok szerkezetföldtani és egyéb statisztikai kiértékelését teszik lehetővé.

A fluidzárványsíkok geometriai jellemzőit mindeddig méltatlanul kis figyelemben részesítették. Az utóbbi években megjelent néhány publikáció (LESPINASSE & PECHER 1986, LESPINASSE & CATHELINÉAU 1990, LESPINASSE 1999, CATHELINÉAU et al. 1994, MOLNÁR et al. 2001) azonban bizonyította, hogy a fluidzárványsíkok geometriai paramétereit és az oldatáramlást létrehozó szerkezetföldtani események között szoros összefüggés van, azaz a fluidzárványsíkok geometriai vizsgálatával a fluidumáramlási események szerkezeti kontrollja vizsgálható. Felmerül azonban a kérdés, hogy vajon milyen összefüggés van a makroszkóposan, terepi vizsgálatok során észlelhető ásványosodott repedésrendszerek (érhálózatok, telérek) geometriai paramétereit (dőlés, csapás, sűrűség, távolság, vastagság stb.) és a mikroszkóposan észlelhető fluidzárványsíkok paramétereit között. Hasonló kérdést vehetünk fel a terepen észlelhető litoklázisok, vetősíkok és a granitoid kőzetek kőzetalkotó kvarckristályainak mikroszkópos vizsgálata során a fluidzárványsíkok mellett észlelhető nyílt (nem behegedt) mikrorepedésrendszerek viszonyát tekintve is.

Ebben a tanulmányban a fluidzárványsíkok geometriai paramétereinek vizsgálatához használható új módszereket kívánjuk bemutatni, és az így kapott eredményeket hasonlítjuk össze a makroszkópos repedésrendszerekkel. A kiválasztott mintaterület a Velencei-hegység variszkuszi korú gránitintrúziójának keleti fele, amelynek fluidáramlási (hidrotermális) rendszereivel az utóbbi időben számos publikáció és értekezés foglalkozott (MOLNÁR & TÖRÖK 1995, MOLNÁR 1996, 1997, 2004, BAJNÓCZI 2003, BENKÓ & MOLNÁR 2004). További dolgozatokban a Mecsek hegységre vonatkozó eredményeinket közöljük.

## A fluidzárványsíkok képződése és vizsgálatuk módszerei

A fluidzárványsíkok „behegedt fosszilis oldatáramlási utak”, és keletkezésük a geológiai időt tekintve pillanatzerű (LESPINASSE 1999). E zárványsíkok az egykori oldatáramlási utakat rögzítik (CATHELINÉAU et al. 1994). Ritkában plasztikus, gyakrabban a töréses tektonika során jönnek létre (TUTTLE 1949, PECHER et al. 1985). Az ásványokban a repedések általában valamilyen elválás vagy szerkezeti irány (hasadás, ikresedés) mentén jönnek létre, így a mikrorepedések — a másodlagos fluidzárványsíkok — létrejöttét nem csak a törést létrehozó feszültségtér törvényszerűségei szabják meg. Egyedül a kőzetalkotó kvarcra jellemző az, hogy a zárványsíkok csapása a fluidmobilizáció alatt fennálló feszültségtér irányát (a feszültség ellipszis leghosszabb tengelyének irányát) követi (LESPINASSE & PECHER 1986, LESPINASSE & CATHELINÉAU 1990), tehát a kvarc kristálytani jellegei nem befolyásolják a fluidzárványsíkok orientációját. A fluidzárványok számszerű információt nyújtanak a lokális paleo-feszültségtérrel és segítségével a fluidumáramlási esemény alatt fennálló  $\sigma_3$  irányok meghatározhatók (LESPINASSE & PECHER 1986, LESPINASSE 2002, LESPINASSE et al. 2005). A fluidzárványsíkok többsége a képződésükkor fennálló feszültségtér  $\sigma_3$  irányra merőlegesen keletkezik, tehát abban az irányban, amerre növekedésükkel elősegítik a kőzet energiaminimumának elérését (GUEGEN & PALCIUSKAS 1992).

A fluidzárványsíkok geometriai vizsgálatát az egyes fluidzárványok mikrotermometriai vizsgálatára is alkalmas, 100–150  $\mu\text{m}$  vastag, mindkét oldalán polírozott, orientált vékonycsiszolatban végezhetjük. E csiszolatok szintén alkalmasak a nyitott mikrorepedés-rendszerek geometriai

jellemzőinek mikroszkópos vizsgálatára (1. ábra). A fluidzárványsíkok képelemzéses vizsgálatát a Henri Poincaré Egyetemen (Nancy, Franciaország) kifejlesztett számítógépes programmal (AnIma) végeztük el. Az alkalmazott eljárás lényege a következő: az orientált vékonycsiszolatok kőzetalkotó kvarckristályainak egy tetszés szerint kiválasztott felületegységét digitalizáljuk. Ezután az AnIma program segítségével a digitalizált képen kijelöljük a képen látható összes fluidzárványsíkot valamint nyílt mikrorepedést (1. ábra). A vékonycsiszolat orientációjának, valamint a nagyítás mértékének ismeretében a program megállapítja a zárványsíkok csapását és hosszát. A módszer előnye a magas mérészám, a gyorsaság, és a repedések hosszának meghatározhatósága. A módszer hátránya, hogy sem a zárványsíkok dőlésszöge, sem a bennük lévő fluidzárványok kellő részletességű petrográfiai jellemzői nem adhatók meg. Ezért a képelemzési eljárás mellett ugyanazon mintákon polarizációs mikroszkópra szerelt univerzális forgatóasztal segítségével is szükséges méréseket végezni a különböző fluidzárványsíkokkal jellemezhető repedések dőlésének meghatározásához és a zárványpetrográfia megismeréséhez. Az univerzális forgatóasztalra meghatározott pozícióban helyezett orientált metszeten a forgatóasztal normáltengelyének forgatásával a zárványsíkok csapásirányát lehet meghatározni, a kontrolltengely segítségével közvetlenül a dőlésszöget. Az univerzális forgatóasztal előnye, hogy a zárványsíkokhoz dőlésszög is rendelhető és a zárványok petrográfiailag jól jellemezhetőek. Hátránya, hogy nem mérhető a műszer felépítése miatt a 40°-nál laposabb dőlésszög.

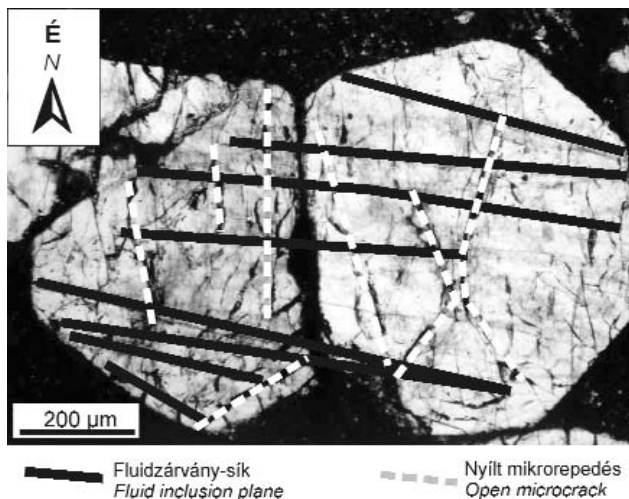
Az egységnyi területre eső zárványsíkszám ( $\text{db}/\text{mm}^2$ ) és az egységnyi területre eső zárványsíkhossz (hosszsűrűség) ( $\text{mm}/\text{mm}^2$ ) paraméterek a program segítségével könnyen meghatározhatók és a kőzet oldatáramláskori effektív-

porozitásával, illetve pontosabb megfogalmazásban a kőzet látszólagos effektív repedésszerű paleoporozitásával állnak összefüggésben. Látszólagos, mivel nem bizonyítható, hogy a mikrorepedések egyszerre voltak nyitva és a fluidáramlás egyszerre mindegyiken történt. Különösen nem tehető meg ez abban az esetben, ha a repedések később újra felnyíltak. Mindenképpen csak paleoporozitás, mivel a zárványsíkok behagadnak, azaz jelenleg ezeken a repedéseken a fluidáramlás nem lehetséges. Effektív mivel a zárványok, vagyis a egykori oldatok csapódott maradványai jelen vannak a repedésben, azaz a repedés a többi repedéssel és a fluidumok forrásrégiójával is összeköttetésben volt. A permeabilitás meghatározása csak számos paraméter elhanyagolásával vagy becslésével lehetséges (fluidum viszkozitása, kapillaritás, repedések nyitottsága) ezért ezt nem határozzuk meg, bár a nemzetközi irodalomban használatos (lásd. LESPINASSE et al. 2005). Másik fontos szempont, hogy a kőzet folyadékáteresztő képességét a fluidumáramlás során nem csak a mikrorepedések szabályozzák. A fluidum/kőzet kölcsönhatás széles átalakulási zónákat hozhat létre a befogadó kőzetben, amelyek gyakran megrekeszthetik az oldatáramlást vagy éppenséggel meggyorsíthatják azt. A hidrotermális erek és telérek képződése esetén e szerkezeti elemek mentén (ásványokkal való teljes kitöltődésükig) a fluidumáramlás nagyságrendekkel gyorsabb a mikrorepedésekéhez képest. A fluidzárványsíkokból meghatározott porozitás vagy permeabilitás így nem azonos a kőzet teljes porozitásával/permeabilitásával, kizárólag a mikrorepedésekhez köthető repedezettség mértékét adja meg.

A kőzet reprezentatív porozitása gránitok esetében csak több  $\text{km}^3$  nagyságrendben adható meg. A fluidumáramlási rendszerek azonban gyakran ennél sokkal kisebb méretben fejlődnek ki, a zárványsíkok geometriai paraméterei pedig sokkal kisebb léptékű változásokra is rendkívül érzékenyek és egyértelmű összefüggést mutatnak az átalakulási zónákkal, valamint a telérektől való távolsággal, így vizsgálatuk mindenképpen indokolt.

A nyílt mikrorepedések esetében bár szintén nem határozható meg a repedés nyitottsága, már bátrabban beszélhetünk recens porozitásról, azonban ezekben az esetekben az effektivitás nem feltétlenül érvényesül. Bár makroszkóposan nem észlelhetőek, a recens fluidumáramlásban betöltött szerepük jelentős lehet.

A fluidzárványok mikrotermometriai vizsgálatát Chaixmeca típusú fűtőszálas, gázaramú, változtatható hőmérsékletű mikroszkópi tárgyasztalon végeztük. A műszer kalibrálása nagy tisztaságú vegyületek és szintetikus fluidzárványok fázisátalakulási jellegei alapján történt (a mérés pontossága 0 °C alatt 0,1 °C és 100 °C felett 1 °C). A vizsgálatok során a fluidzárványok homogenizációs hőmérsékletét, továbbá a zárványok sóoldatának eutektikus-, és jégfázis végső olvadáspont-hőmérsékletét határoztuk meg. Az eutektikus hőmérsékletek a zárványfluidum összetételére, a jégfázis olvadáspontok pedig a sókoncentrációra utalnak. A homogenizációs hőmérsékletek első közelítésben a zárványok befogódásának minimális hőmérsékletét



1. ábra. fluidzárványsíkok térképezése orientált vékonycsiszolatban. A meghatározható paraméterek: zárványsík és nyílt mikrorepedés dőlésirány, dőlésszög, hossz, hosszúsűrűség (összváránysík hosszúság / egységnyi felület), darabsűrűség (darab/egységnyi felület), zárványpetrográfia

Figure 1. Mapping of fluid inclusion planes in oriented thin sections. Measured parameters: Fluid inclusion plane and open microcrack dip direction, dip angle, length, length density, number density, fluid inclusion petrography

tükrözik. A valódi befogódási hőmérséklet a nyomás függvényében a homogenizációs hőmérsékletnél lényegesen nagyobb is lehet.

### Hidrotermális telérek, érhálózatok, nyitott litoklázisok és vetősíkok geometriai tulajdonságainak jelentősége és vizsgálatának módszerei

A hidrotermális erek, telérek, hasonlóan a fluidzárványsíkokhoz homogén közegben mindig a minimális főfeszültség irányára merőlegesen képződnek (TOSDAL & RICHARDS 2001). Deformált, törésekben gazdag kőzetben a fluidum-áramlást nem csak a fennálló feszültségtől, hanem az idősebb repedésrendszer is befolyásolja. A hidrotermális érrendszer létrejötte vagy hiánya alapvetően befolyásolhatja az ásványosodás jellegét, ezért a telérrendszerek szimplán geometriai vizsgálata fontos információkat hordozhat a hasznosítható mértékű ásványianyag-felhalmozódás jellegét illetően.

Jól fejlett, széles és összekötött telérekben nagy mennyiségű fluidum mozoghat nagy gyorsasággal, ami a fluidum fizikai állapotát (hőmérséklet, nyomás) kis távolságokon belül jelentősen befolyásolhatja, ugyanakkor a kőzet/fluidum kölcsönhatás jelentősége alárendeltesebb. A hirtelen fizikai változások például oldatelkülönüléshez, fluidumkeveredéshez és e folyamatok révén ásványkiváláshoz vezethetnek. Ha a rendszert csak kevés, de összekötött kitöltött telér jellemzi, nagy ásványkoncentrációjú, de kis készletekkel rendelkező telepek jöhetnek létre, amíg ha sok, jó átteresztőképességű telérben cirkulál a fluidum, kis koncentrációjú, de nagy nyersanyagtelepek képződhetnek (Cox et al. 2001).

Amennyiben a fluidum csak lassan kis repedésekben vagy szemcsehatárokhoz kötve áramlik fő vezetősatorna hiányában vagy lefelé áramlásakor, a fluidum/kőzet kölcsönhatás kémiai sajátosságai válnak dominánssá. Ennek megfelelően az adott körülmények között, a kémiai változásokra érzékeny elemek csapódnak ki. A felsorolt érvek alapján szükséges tehát a hidrotermális oldatmobilizáció modelljének felállítása szempontjából a teléreknek nem csak ásványtani, de geometriai jellemzőit is vizsgálni.

Az egyes feltárások összehasonlíthatósága érdekében a feltárásokban a méréseket szelvények mentén végeztük a következőképpen (2. ábra): egy alappontból kiindulva vízszintes alapvonalat vettünk fel a feltárásban. Ezen szelvény mentén az alapvonalat metsző repedéseket és ásványosodott erek jellemzőit határoztuk meg a következő paraméterek rögzítésével: a repedések, telérek alapponttól való távolságát az alapvonal mentén, dőlését és csapását, vastagságát, hosszúságát és típusát (litoklázis, vető, oldaleltolódás, telér), az ereket szegélyező átalakulásokat, valamint az alapvonal csapását a metsződési pontnál. Az így keletkező adathalmaz alkalmas különböző statisztikai számítások elvégzésére.

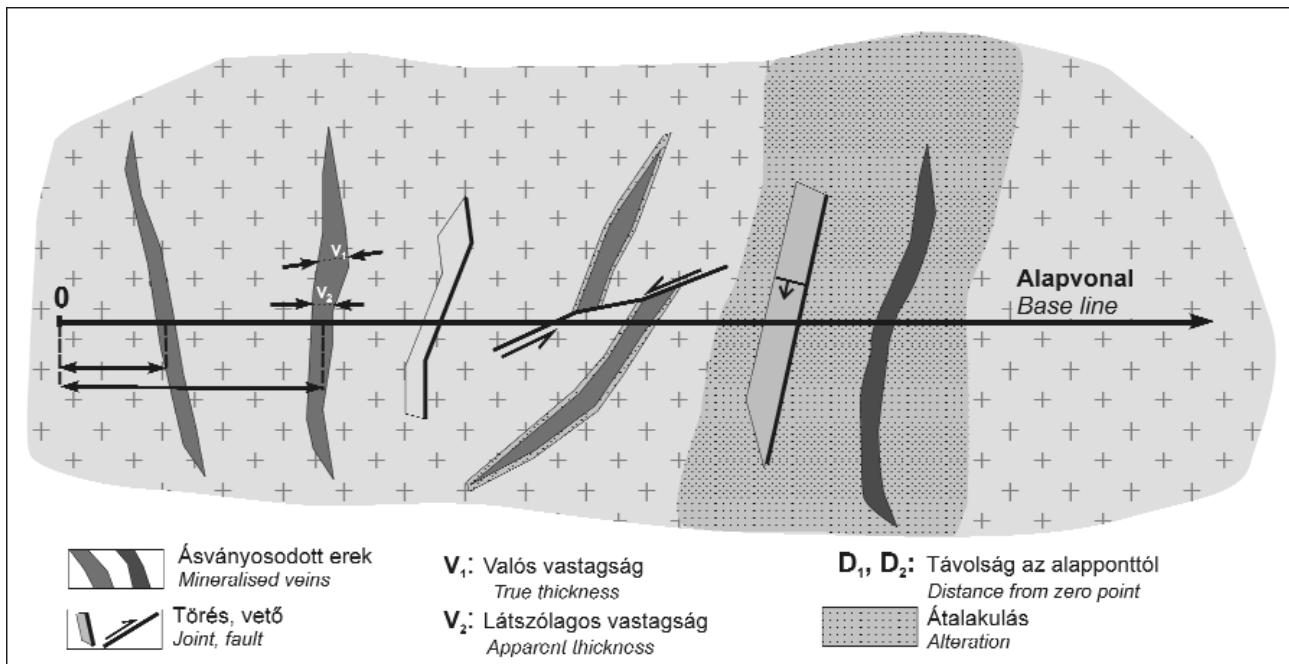
Az így nyert adatbázisból a hidrotermális telérekre lát-szölgos permeabilitás ( $K_m$ ) számítható a következő összefüggés segítségével (SNOW 1969):

$$K_m = (g/12\eta) * (A_m^3/S_m),$$

$$S_m = 1/N_m * \sum s_{m,k}$$

ahol a  $g$  a gravitációs együttható,  $\eta$  a fluidum kinematikus viszkozitása ( $10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ),  $A_m$  a telérek átlagos vastagsága,  $S_m$  a telérek közötti átlagos távolság,  $N_m$  a telérek száma és  $s_{m,k}$  a  $k-1$  és  $k+1$  telér közti távolság.

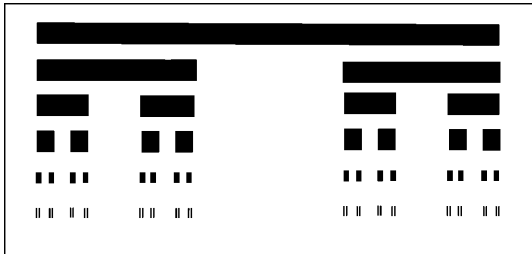
A telérrendszerek fejlettségének (összefüggőség) megszerűsítésére és összehasonlítására fraktál-geometriai mód-



2. ábra. A granitban megfigyelhető szerkezeti elemek és hidrotermális képződmények szelvény mentén történő vizsgálatok meghatározott geometriai paraméterek  
 Figure 2. Analysis of structural elements and hydrothermal formations in the granite along a horizontal base line

szereket alkalmaztunk. A fraktálanalízis lényegét a következőkben foglalhatjuk össze:

Matematikusok a geometriában felfigyeltek végtelen finom szerkezettel bíró alakzatokra, amelyek önhasonló tulajdonsággal rendelkeznek, azaz a legkisebb részei is az egész halmazokhoz hasonlóak. Legismertebb közülük, a könnyen megszerkeszthető Cantor-halmaz (3. ábra), amely a



3. ábra. Cantor-halmaz (magyarázat a szövegben)  
Figure 3. Cantor set (explanation see in the text)

[0;1] zárt intervallumból képezhető. Az első iterációban vegyük a középső harmadát úgy, hogy a visszamaradó két szakasz zárt maradjon, majd minden további iterációban lényegében ezt ismétljük meg. A még megmaradt szakaszok középső harmadát vesszük ki úgy, hogy a visszamaradó két halmaz zárt maradjon, így az  $n$ -dik iteráció végén a szakaszok száma  $2^n$  (TÉL & GRUIZ 2002). Az ilyen és ehhez hasonló alakzatokat (Koch-görbe, Sierpinski-háromszög) Benoit MANDELDROT (1983) fraktál alakzatoknak nevezte el. Ezen elnevezés olyan alakzatokra érvényes az euklideszi térben, amelyek Hausdorff-dimenziója tört érték.

**Hausdorff dimenzió:** minden szokásos geometriai halmaz megegyezik annak ismert dimenziójával. (pl.: szakasz: 1, négyzet: 2, tetraéder: 3). Például ha egy szakaszt  $N$  darab, egymáshoz hasonló részre bontunk, ahol a hasonlóság aránya  $r$ , akkor a fraktáldimenzió értékét a következő módon számolhatjuk:  $D = \log N / \log(1/r)$ . Egy négy vagy akárhány szakaszra darabolt szakasz esetén  $D = \log 4 / \log(1/4) = 1$ . Ugyanez a művelet négyzetre és kockára is elvégezhető, így a Hausdorff-dimenziók rendre 2 és 3 lesznek. Fraktálalakzatok esetén a rekurzív módon elvégzett „darabolás” Hausdorff-dimenziója tört érték lesz (Cantor-halmaz  $D=0,6309$  vagy Koch-görbe  $D=1,26$ ).

Összehasonlító halmazokat (alakzatokat, eseménysorozat) a természetben is találunk mivel a fraktálok bonyolult és gyakran véletlen elemeket is tartalmazó folyamatok eredményeként alakulnak ki. Ilyen például a tengerek partvonalai, a folyóhálózatok geometriája, a felhők széle, a fák lombkoronája, de a földrengéshullámok is így viselkednek. A képzeletben felnagyítva ezek minden apró részlete hasonló az egész alakzathoz, de sosem egyeznek meg vele. Mindent ugyanakkor a természetben csak véges sokszor lehet alkalmazni egyre kisebb alakzathoz jutva, míg a matematikai értelemben vett fraktálok esetében az iterációs lépések száma végtelen. Azaz olyan alakzatok, mely végtelen sok részletet tartalmaznak, statisztikusan önhasonlóak és nem térkitöltők (TÉL & GRUIZ 2002).

A földtanban, sok más jelenség mellett a törések, vetők, ásványosodott telérek és érrendszerek kialakulása is fraktál-

geometriával írható le. A telér és érrendszerek fraktáljellemzőinek vizsgálata segítségével azok kialakulását, fejlettségét lehet vizsgálni, valamint fontos földtani következtetéseket lehet levonni az érrendszerek kialakulást létrehozó földtani folyamatról.

GILLESPIE et al. (1999) szintetikus adatsorokat hozott létre érvastagságokból és távolságokból, majd azokat különböző statisztikai módszerekkel vizsgálta, hogy azokat a természetben mért adatsorokkal összehasonlíthassa. A következő modelleket hozta létre:

a) A periodikus vagy konstans modellben az erek egyenlő távolságra helyezkednek el és egyenlő vastagságúak.

b) A Poisson-modell szerint az erek vastagsága és távolsága véletlenszerű, az erek függetlenek egymástól.

c) A Kolmogorov-hatvány modellben egy szakaszon véletlenszerűen felvesznek egy töréspontot, az lesz az első törés helye. A két következő törés az első törés által létrehozott szakaszokon szintén véletlenszerűen helyezkedik el. Érvastagságok esetében az első a legvastagabb ér, míg a második, harmadik stb. generációk rendre egy  $b$  értékkel vékonyabbak az elsőnél. A  $b$  értéke 0,3716, ami leginkább kielégíti a hatványmodell 0,7-es kitevőjét.

d) A fraktálmódel szerint mind a távolságok mind a vastagságok hatványeloszlást követnek. Az első törés elhelyezkedése, hossza véletlenszerű. A második, harmadik stb. telér a  $w = bx + e$  szabály szerint jön létre, ahol  $w$  a második,  $n$ -dik ér vastagsága és helye az alapvonal mentén,  $e$  konstans,  $b$  pedig 0,3716.

A fenti elméleti háttér alapján, a terepen felvett telérvastagságok és távolságok analízisére a következő statisztikai módszereket alkalmaztuk: lépcsős függvény, kumulatív gyakoriságfüggvény érvastagságra és értávolságra, variációs tényező.

**Lépcsős függvény:** A szelvény mentén mért távolság függvényében ( $x$  tengely) ábrázolja a kumulatív érvastagságot ( $y$  tengely), az erek középpontjára vonatkoztatva. A lépcsős függvény meredeksége az extenziós feszültségek földhalmazának mértékét adja, a vonal heterogenitása, pedig az alakváltozás heterogenitását.

**Kumulatív gyakoriságfüggvény (érvastagságokra):** Az érvastagság függvényében ábrázolja az erek vastagságának gyakoriságát. Kolmogorov- és fraktálmódel esetén hatványeloszlást kapunk, melynek összefüggése:

$$N_i \propto t^{-D_m} \quad (1)$$

ahol,  $N_i$  a kumulatív érték és  $-D_m$  a görbe lejtése.

Ha  $D_m > 1$ , akkor az érrendszert vékony és rövid, míg ha  $D_m < 1$  az érrendszert hosszú és széles telérek jellemzik. Megfigyelhető a  $D_m$  és a közet átalakultsága, valamint az ércesedés közti összefüggés is (ROBERTS et al. 1998).

**Kumulatív gyakoriságfüggvény (értávolságokra):** Az előző ponthoz hasonlóan, ha a függvény egyenes (fraktál/hatványmodell esetén), fraktál-geometriával állunk szemben. Az egyenes meredekségét a (1)-es összefüggés  $D$  kitevője adja (ebben az esetben  $D_m$  helyett  $D_i$ ), ez az egy dimenziós távolság eloszlás dimenziója (MANDELBROT

1983). Amennyiben  $D_i$  értéke alacsony, az erek relatív erősen csoportosulnak, magas  $D_i$  esetén egyenletes az eloszlásuk, alacsony mértékű a csoportosulás.

*Variációs tényező:* a szelvény mentén az erek sűrűsödésének mértéke adja meg. Értéke  $C_v$ , az értávolságok átlagának és szórásának aránya:

$$C_v = SD(s) \times M(s)^{-1} \quad (2)$$

ahol,  $SD(s)$  az értávolságok szórása és  $M(s)$  az értávolságok átlaga.

A periodikus modell  $C_v$  értéke minden vastagság határértékre 0, Poisson-modell esetében 1-hez közeli, de annál kisebb érték. A Kolmogorov- és a fraktálmodellek esetében  $C_v$  jellegzetesen nagyobb, mint 1, azaz az erek csoportosultak.

### Földtani háttér a Velencei-hegységben

A Velencei-hegység a Balaton-vonaltól északra helyezkedik el, az Alcapa-egység déli peremén. Földtanilag két részre bontható: a nyugati nagyobb részét posztorogén, posztkinematikus S típusú biotitos monzogranit építi fel (BUDA 1985), amely a karbon végén 280–290 millió évvel ezelőtt a variszkuszi metamorfózist szenvedett agyagpalába nyomult. A kristályosodás késői fázisában a gránit kupolázónájában néhány  $dm^3$  méretű pegmatitlencsék képződtek egyszerű kvarc-kálföldpát-biotit-fayalit (BUDA 1993) ásványtársulással. A gránitba és a pegmatitlencsékbe megszilárdulásuk után gránitporfir- és aplittelerek nyomultak ÉK–DNy csapásban (VENDL 1914, JANTSKY 1957, FÜLÖP 1990, HORVÁTH et al. 2004). A gránittest hűlése során a gránitban hidrotermás oldatmobilizáció kezdődött, melynek eredményeként kvarcmolibdenit-telerek képződtek (MOLNÁR 1997).

Az alpi orogenezis során, feltehetően a Vardar-óceán riftesedéséhez kapcsolódóan a triász folyamán a gránitot újabb, intenzív oldatmigrációs esemény érintette (BENKÓ 2006), amely a gránitban illit-kaolinit-szmektit agyagásványos átalakulási zónák és galenit-szfalerit-fluorit-telerek képződéséhez vezetett.

A kréta folyamán a hegység déli felébe néhány É–D csapású lamprofirtelér nyomult, ezek azonban semmilyen jelentős oldatmobilizációt nem okoztak a gránitban.

A hegység keleti felében egy sztratovulkán, valamint alatta egy, dioritintrúzió helyezkedik el. Az intermedier vulkanizmus kora a késő-eocén, kora-oligocén (BAJNÓCZI 2003) és a Vardar-óceán záródásához kapcsolódó, a Periadriai- és Balaton-lineamensek mentén lezajlott poszt-szinkollíziós, magas K-tartalmú intermedier magmás tevékenységhez köthető (DARIDA-TICHY 1987, BENEDEK 2002, BENEDEK et al. 2004). A diorit intrúzióban klasszikus porfirós és szkarn ércesedés található (MOLNÁR 1996, 2004), míg a felette elhelyezkedő sztratovulkáni szerkezetben magas szulfidizációs fokú epitermás aranyércesedés (MOLNÁR 1996, 2004, BAJNÓCZI et al. 2002, BAJNÓCZI 2003). A paleogén során andezit telerek a gránittestbe is benyomultak és

abban széles hidrotermás átalakulási zónákat (illitesedés) (MOLNÁR 2004, BENKÓ & MOLNÁR 2004) és kvarc-barit-teléreket hoztak létre, felülbélyegezve az idősebb illit-kaolinit-szmektit átalakulásokat.

A Velencei-hegységben lejártszódomott fluidumáramlási eseményekhez kapcsolható fluidzárvány-együtteseket MOLNÁR (1996, 1997, 2004) és MOLNÁR & TÖRÖK (1995) ismertette részletesen. Felismerte, hogy a hegységben petrográfiailag alapvetően három zárványtípus különíthető el. A széndioxidban gazdag fluidumok változó fázisarányúak és a gránit magas hőmérsékletű és magas nyomású oldatrendszeréhez tartoznak. A zárványsíkokként azonos fázisarányú, a víz-só összetételű zárványokat a gránit hűléséhez vagy azt követő eseményhez kapcsolta. A zárványsíkokként változó fázisarányú, helyenként szilárd fázist is tartalmazó felforrított zárványcsoportok a paleogén magmás tevékenységgel állnak genetikai kapcsolatban.

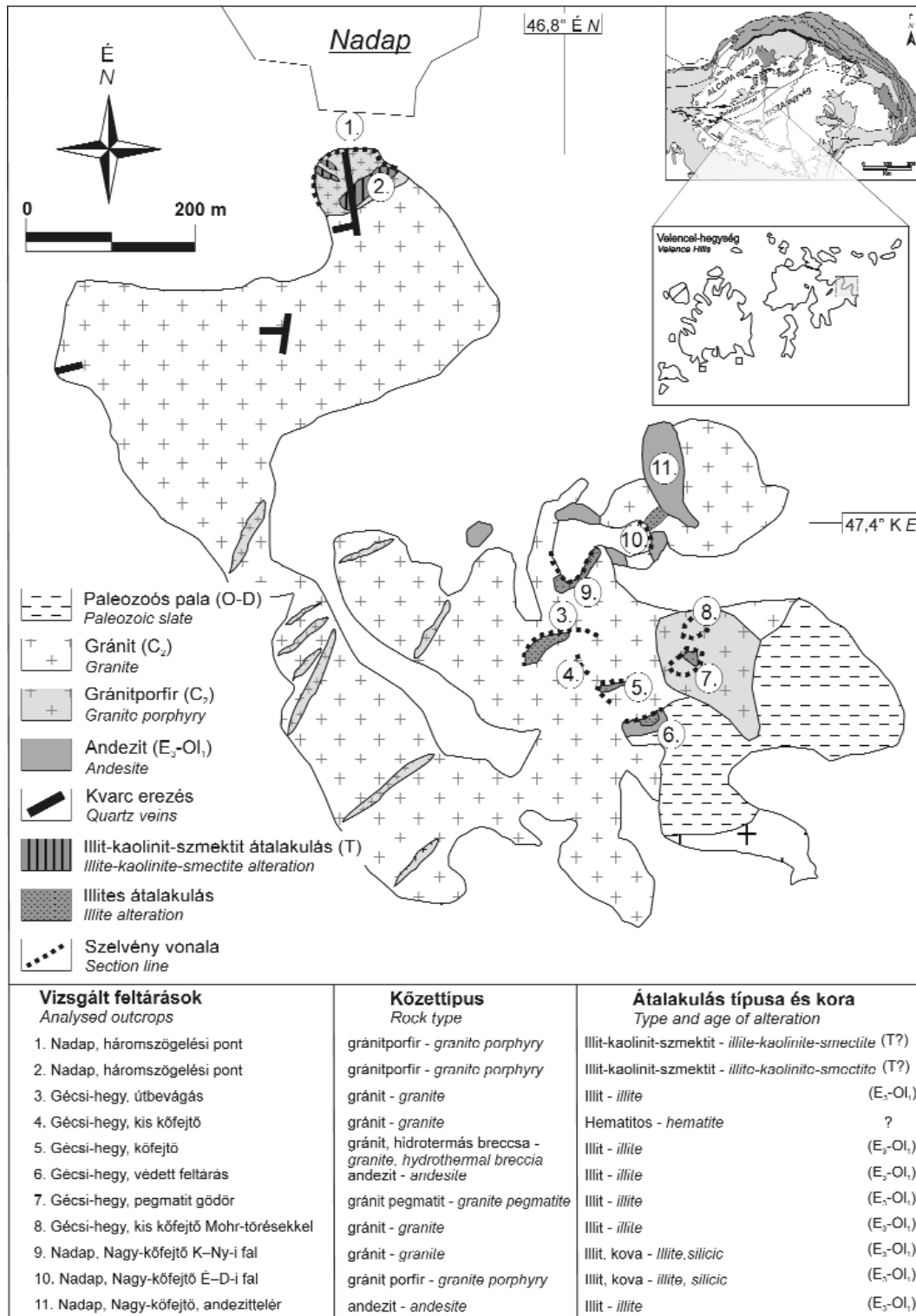
### A terepi szelvényezések eredményei

A Velencei-hegység keleti felében 11 feltárásban végeztünk szisztematikus szelvényezést (4. ábra), de statisztikai vizsgálatok elvégzéséhez megfelelő számú kvarcér csak három feltárásban állt rendelkezésre (a nadapi Nagy-kőfejtő É–D-i és K–Ny-i szelvénye, valamint a Gécsi-hegy csúcsára vezető út bevágása).

A gránitban a nyílt litoklázisok — a hegység nyugati részéhez hasonlóan — kettős eloszlást mutatnak: egy ÉK–DNy és egy ÉNy–DK irányú; egyes feltárások tanúsága szerint konjugált repedésrendszert alkotnak (5. ábra). A két fő irány mellett azonban néhány feltárásban az É–D-i csapású repedések válnak dominánssá. Mivel az É–D-i dominanciájú litoklázisok azokban a feltárásokban dominálnak, ahol azonos csapású oldalelmozdulásokat is észleltünk, ezért feltételezzük, hogy ezek a nyíráshoz kapcsolódnak, de felületükön elmozdulásra utaló nyomokat felismerni nem lehetett. Mindhárom irányhoz kötődő repedések vertikálisak vagy szubvertikálisak, 70°-nál meredekebb dőlésűek.

A gránitporfir repedésrendszerében szintén jelen van a konjugált ÉK–DNy és ÉNy–DK csapású repedésrendszerpár, azonban az É–D-i irány meghatározó, még annak ellenére is, hogy egyes feltárásokban ugyanezeket a gránitporfirokat intenzív ÉK–DNy csapású agyagos átalakulás jellemzi (5. ábra). A litoklázisrendszer felnyílása tehát fiatalabb a hidrotermás átalakulásoknál.

A kvarcerek jellemzően nagyon kis (maximum néhány cm) vastagságúak, szürkék, helyenként piritet tartalmaznak. A kvarcerek környezete intenzíven kovásodott és agyagásványosodott (illites). Csapásuk KÉK–NyDNy, ÉK–DNy (5. ábra) és szintén meredek dőlésűek. Azokban a feltárásokban, ahol megjelennek, szűk zónákhoz kötődnek. A hegység nyugati felében ismert kvarc-polimetallikus és kvarc-fluorit-telerekhez képest jóval vékonyabbak, sejtes oldódási üregek nem jellemzőek rá és mikrokristályosak. Az illit radiometrikus kora egyértelműen paleogén fluidum mobilizációs eseményt bizonyít (BENKÓ 2006).



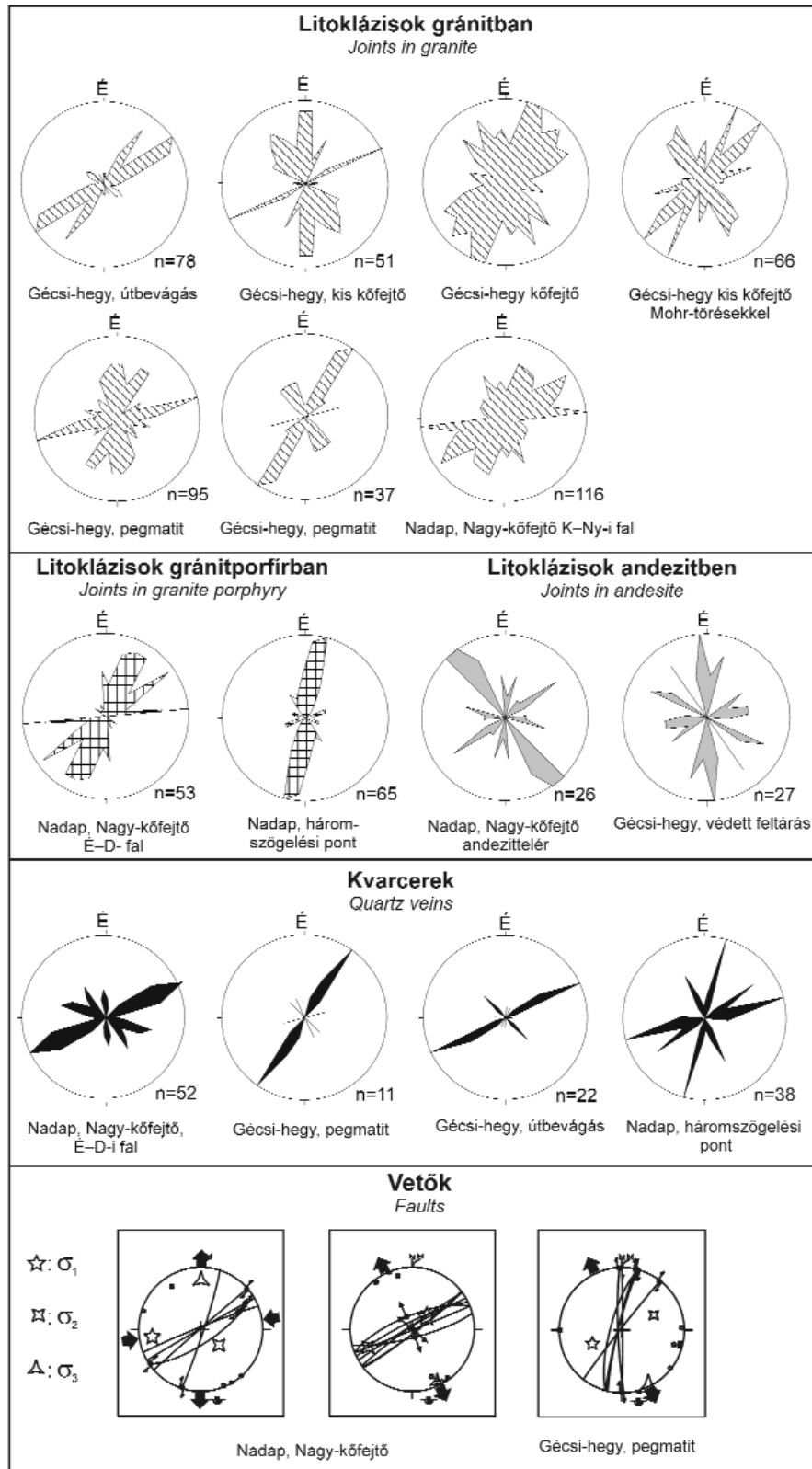
4. ábra. A Velencei hegység keleti fele, a vizsgált szelvények feltüntetésével

Figure 4. Geological map of the eastern block of the Velence Mts. The analysed sections are extra indicated

Odalelmozdulást csak kevés törés esetében sikerült felismerni (5. ábra). A nadapi kőfejtőben az illites zónával párhuzamosan van egy jobbos ÉK–DNy csapású, meredek dőlésű oldalelmozdulás, amely a kvarcereket elnyírja, így azoknál fiatalabb, vagy azokkal közel egyidős. Ugyanabban a zónában, valamint a Bence-hegy tetején számos

normálvetős elmozdulást is észleltünk, a gránitban ÉK–DNy csapásban, valamint konjugált Mohr-repedés párokat, azonos csapással. A Gécsi-hegy tetején kisebb feltárásokban még egy határozott É–D-i csapású jobbos oldalelmozdulást sikerült azonosítani, amelyet poszt-paleogénnek gondolunk.





**5. ábra.** A terepi szelvényezések során kimért litoklázisok, kvarcerek rózsadiagramjai, valamint a vetőrendszerek sztereografikus projekciói a feszültségtér értelmezésével ANGELIER (1984) számítógépes programja alapján

**Figure 5.** Rose diagrams of joints and quartz veins, measured in the outcrops and the stereographic plots of the fault systems. Stress field trajectories were determined by the computer code of ANGELIER (1984).

Az andezittelérek repedésrendszerére is a gránitban jellemző három fő repedésrendszer, az É–D, ÉK–Dny és ÉNy–DK volt jellemző (5. ábra).

Három feltárásban fordult elő megfelelő számú kvarcér a kvarcerek alapján meghatározott permeabilitás-vizsgálatok elvégzéséhez. A gécsi-hegyi útbevágásban kaptuk a legkisebb permeabilitást 0,07 m Darcy, míg a nadapi Nagy-kőfejtő két szelvényében 0,04 és 0,08 m Darcy kaptunk.

### Fluidzárvány-vizsgálatok eredményei

A fluidzárványokat petrográfiai és mikrotermometriai adatok alapján 6 csoportra lehetett bontani, amelyek megegyeznek MOLNÁR (1996, 2004) által leírt csoportokkal. Széndioxidban gazdag zárványokhoz tartozó zárványsíkokat (MOLNÁR 1997) nem tudtuk megfelelő számban azonosítani, így ehhez a típushoz nem sikerült egyértelmű repedésirányokat kötni.

Az I. típusú zárványok (6. ábra) háromfázisúak, két nem elegendő folyadék- és egy gázfázis van jelen, minden esetben repedések mentén jelennek meg. A zárvány falát nem nedvesítő széndioxid folyadék aránya a nedvesítő sóoldathoz képest változó, 60–90% körül van. Fagyasztásuk során a belső folyadékfázis olvadása  $-56,6 - -56,7$  °C-on történt, ami közel tiszta CO<sub>2</sub> fázis jelenlétét bizonyítja. Raman-spektroszkópiai vizsgálatok során a CO<sub>2</sub> mellett más könnyenilló fázisok mennyisége a mérési határ alatt maradt. A melegítés során a széndioxid-hidrát olvadása  $7,5-9,4$  °C között történt. Ezen olvadáspontok alapján  $1,4-4,8$  NaCl ekv. súly% sókoncentráció (COLLINS 1979) számítható a sóoldat összetételére. A széndioxid folyadék és gázfázis homogenizációja  $24,4-30$  °C között változott a homogenizáció folyadékfázisban történt. A kőzetalkotó kvarcban vizsgált zárványok teljes homogenizációját nem sikerült elérni,  $300$  °C alatt homogenizációjuk előtt felnyitak. MOLNÁR (1997) szerint e zárványpopuláció petrográfiai és mikrotermometriai jellegei alapján kis és nagy koncentrációjú oldatok keveredésére vagy fázisszeparációja következhetett be. A zárványok  $300$  °C körüli teljes homogenizációja alapján a zárványok befogódási nyomását  $1,0-2,4$  kbar-ra becsülte, befogódási hőmérsékletét  $300$  °C-ra, ennek alapján pedig a gránit oldatáramlásához kapcsolta őket.

A II. típusú zárványok (6. ábra) 70% folyadék és 30% gázfázist tartalmaznak, másodlagos

zárványsorokat alkotnak éles, ÉK–Dny csapású repedések mentén a nadapi és gécsi-hegyi feltárások kőzetalkotó kvarckristályaiban (7. ábra A). A fagyasztásos vizsgálatok során az eutektikus hőmérséklet  $-21,1$  °C volt, ami alapján a zárványokat H<sub>2</sub>O–NaCl rendszerrel modellezhetjük. A jégfázis olvadáspontja  $-1,8 - -5,9$  °C között változott, ami  $3,1-9,7$  NaCl ekv. súly%-nak felel meg. A gázfázis teljes homogenizációja  $209-243$  °C között következett be BENKÓ (2006) alapján ez a generáció feltehetően a triász oldatmobilizáció eredménye.

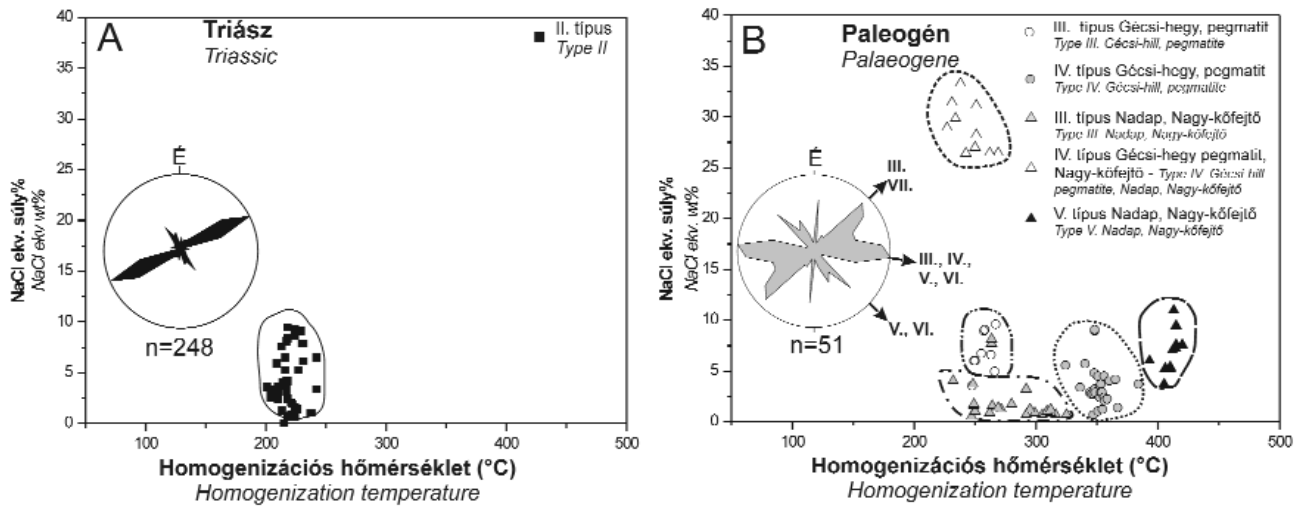
A III. típusú zárványok (6. ábra) másodlagos zárványsorokban a közel tiszta gázfázisú zárványok együtt jelennek meg 60% folyadék és 40% gázfázist tartalmazó zárványokkal. A Gécsi-hegyen és a nadapi Nagy-kőfejtőben vannak jelen K–Ny és ÉK–Dny csapású repedések mentén (7. ábra B). Az eutektikus hőmérsékletek  $-21,2$  °C körül szóródnak, ami tiszta H<sub>2</sub>O–NaCl rendszert bizonyít. A jégfázis olvadása  $-2 - -7$  °C között volt, ami  $4,4-10,5$  NaCl ekv. súly%-nak felel meg. A zárványok teljes homogenizációja mind gáz, mind folyadékfázisban  $240-325$  °C között történt. A zárványpetrográfia alapján a zárványok felforrított fluidumból heterogén módon fogódtak be, a befogódási hőmérséklete megfelel a homogenizációs hőmérsékletek minimumának a befogódási nyomás, pedig kb.  $30-40$  barnak számítható (BODNAR & VITYK 1994). E zárványok a paleogén fluidum mobilizációhoz kapcsolódnak, mivel hőmérséklet-nyomás-oldatösszetétel jellemzőik teljes mértékben megegyeznek a paleogén vulkáni területen meghatározott paraméterekkel (MOLNÁR 2004).

A IV. típusú zárványok (6. ábra) a gécsi-hegyi pegmatitban vannak jelen, zárványaik K–Ny csapású repe-

Zárvány típus Inclusion type	Fázisarány Phase ratio	Előfordulási terület Occurrence	Sókoncentráció Salinity	Homogenizációs hőmérséklet Homogenization temperature	Kor Age	Jellemző csapásirány Characteristic orientation
I.	F(L) <sub>aq</sub> +F(L) <sub>CO2</sub> =60-90%, G(V) <sub>CO2</sub> =10-40%	Gécsi-hegy Nagy- kőfejtő	1,4-4,8 NaCl	Th <sub>CO2</sub> (L-V)=24,4-30 °C Th <sub>ice</sub> >300 °C	C <sub>2</sub>	
II.	F(L)~70%, G(V)~30%	Nadap, háromszögletes pont, Útbevágás	3,1-9,7 NaCl	209-243 °C	T (?)	ÉK-Dny NE-SW
III.	F(L)~60%, G(V)~40%	Nadap, Nagy-kőfejtő Gécsi-hegyi pegmatit	4,4-10,5 NaCl	240-325 °C	E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	ÉNy-DK NW-SE K-Ny ÉK-Dny, E-W, NE-SW
IV.	F(L)~50%, G(V)~50%	Gécsi-hegyi pegmatit	0,7-6,5 NaCl	320-370 °C	E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	K-Ny E-W
V.	F(L)~40%, G(V)~60%	Gécsi-hegy Nagy-kőfejtő, Pegmatit kvarcerei	1,6-7,6 NaCl	393-444 °C	E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	ÉNy-DK, ÉK-Dny, K-Ny NW-SE, NE-SW, E-W
VI.	F(L)~60%, G(V)~30%, Sz(S)~10%	Gécsi-hegy Nagy-kőfejtő, az andezittelér kvarc-fluorit paragenézise	20-31,9 NaCl	230-270 °C	E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	ÉNy-DK, K-Ny NW-SE, E-W
VII.	A III.-IV.-V.-VI. típusú zárványokkal együtt jelenik meg, de megjelent önállóan is				E <sub>3</sub> -O <sub>1</sub>	ÉK-Dny NE-SW

6. ábra. A fluidzárvány petrográfiai és mikrotermometria alapján a fluidzárványsíkokban és hidrotermális érkitöltésekben meghatározott fluidzárvány-együttesek jellemzői

Figure 6. Properties of fluid inclusion assemblages in the fluid inclusion planes and mineralised veins, based on fluid inclusion petrographic and microthermometric studies



7. ábra. A triász és paleogén fluidzárvány-együttesek és a hozzájuk tartozó fluidzárványsík-irányok univerzális forgatóasztallal mérve

Figure 7. The Triassic and the Palaeogene fluid inclusion associations and related fluid inclusion planes measured by universal stage

déseket töltenek ki (7. ábra B). Petrográfiájuk és mikrotermometriai tulajdonságaik hasonlóak a III. típusú zárványokéhoz, a folyadékfázisban gazdag zárványokban azonban a folyadék maximális aránya 50% körüli. Az eutektikus hőmérsékletek alapján ez a fluidumgeneráció is tiszta  $H_2O$ -NaCl rendszerrel jellemezhető, a jégfázis  $-0,4 - -4^\circ C$  közötti olvadása alapján a zárványok 0,7–6,5 NaCl ekv. súly% sót tartalmaznak. A zárványok teljes homogenizációja  $320-370^\circ C$  között történt, és a zárványok befogódásának nyomása  $100-150$  bar nyomásnak felel meg (BODNAR & VITYK 1994), így szintén a paleogén korú, alacsony nyomású oldatcirkuláció részét alkotják.

A V. típusú zárványegyüttes (6. ábra) zárvényaiban a folyadék maximális aránya már csak 30–40%. A nadapi Nagy-kőfejtőben másodlagos zárványsíkok mentén és a gécsi-hegyi pegmatit ÉK–DNy csapású kvarcereiben elsődleges zárványként van jelen (7. ábra B). A  $393-444^\circ C$  közötti totális homogenizációs hőmérséklet kb. 250 bar nyomást jelent (BODNAR & VITYK 1994), ami alapján szintén a paleogén oldatmobilizációhoz kapcsolódik.

A VI. típusú zárványasszociáció (6. ábra) zárvényai szintén heterogén fázisállapotú anyaoldatot bizonyítanak, azonban az előzőekhez képest a folyadékban gazdag fázisban szilárd halitkocka is megjelenik. A nadapi Nagy-kőfejtőben másodlagos zárványsíkok mentén jelennek meg (7. ábra B). A halit oldódása mindig megelőzi a gázfázis homogenizációját. A halit  $84-202^\circ C$  közötti homogenizációja alapján 20–31,9 NaCl ekv. súly% sótartalmat számíthatunk, a zárványok teljes homogenizációja ( $230-270^\circ C$ ) kb. 40 bar befogódási nyomást (BODNAR & VITYK 1994) valószínűsít. Az alacsony nyomás alapján MOLNÁR (1996) ezt a zárványegyüttest is a paleogén oldatáramláshoz kapcsolta.

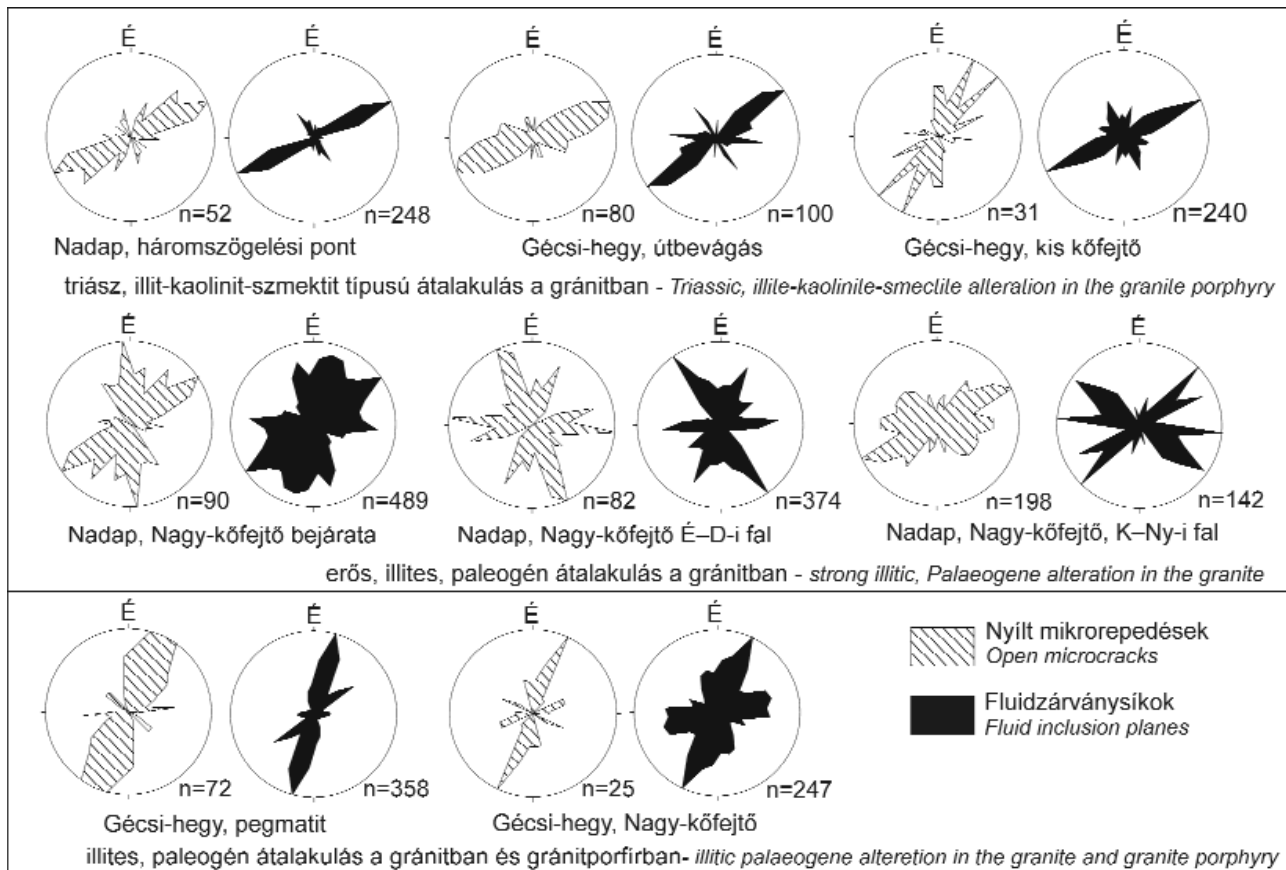
A VII. csoport (6., 7. ábra B) csak petrográfiailag alkot önálló csoportot, mikrotermometriai tulajdonságait nem sikerült meghatározni a nagyon magas gáz/folyadékarány (95–100%) következtében. Tartozhatnak mind a III, IV, V,

VI. generációkhoz is, de elképzelhető hogy mind sötét, mind homogenizációs hőmérsékleteik alapján külön csoportot alkotnak. Elkülönítésük jogosságát a zárványsíkjaik nagyon magas száma és a felsorolt irányoktól való eltérése (ÉK–DNy) támasztja alá. A paleogén oldatrendszerhez tartozónak gondoljuk.

### Mikrorepedés-vizsgálatok

A fluidzárványsíkok és a nyílt mikrorepedések (8. ábra) mindegyik mintában nagyon hasonló orientációeloszlást mutatnak. Mindegyik mintában megjelenő ÉK–DNy-i irányítottág domináns, az illit-kaolinit-szmeiktit átalakulási zónákban és a nem átalakult gránitban kizárólagos irányokként jelennek meg. A nem átalakult minták és az illit-kaolinit-szmeiktit átalakulási zónákban kizárólag a II. típusú zárványegyüttes jelenik meg. A zárványsíksűrűségben határozott különbség tapasztalható a gyengén és az erősen átalakult minták között (9. ábra). Ennek legkiválóbb példája a nadapi háromszögelési pont két mintája, ahol a gyengébben átalakult porfirban a zárványsíksűrűség (9,4) jóval alacsonyabb az intenzíven átalakult zónánál (15,2). A Gécsi-hegyen az útbevágásban mértük a legalacsonyabb zárványsíksűrűséget ( $5 \text{ mm/mm}^2$ ). Ebben a kőfejtőben csak gyengén illitesedett a gránit, ami a paleogén oldatmobilizációra jellemző, de paleogén zárványsíkok nem jelennek meg. Ez az érték tekinthető a gránitra jellemző „alap” zárványsík sűrűségnek, ami feltehetően a triász során jött létre.

Az illites, paleogén átalakulási zónákban az ÉK–DNy-i irány mellett a nadapi Nagy-kőfejtőben hasonlóan domináns irányvá válik az ÉNy–DK-i, de alárendelten a K–Ny-i irány is megjelenik. A gécsi-hegyi kisebb feltárásokban az ÉK–DNy-i irány kettéválik egy ÉK–DNy-i valamint ÉÉK–DDNy-i irányra. Mivel a mintavételezés és a mérés során kb.  $10^\circ$ -os hiba felléphet ezért valószínűbb, hogy ezek igazából szintén K–Ny és ÉK–DNy-i irányokat reprezentálnak.



8. ábra. A nyílt mikrorepedések és a fluidzárványsíkok rózsadiagramjai különböző módon és mértékben átalakult gránitban  
 Figure 8. Rose diagrams of open microcracks and fluid inclusion planes (measured by AnIma) in differentially altered granites

A nadapi Nagy-kőfejtő mintáiban és a gécsi-hegyi kis kőfejtőkben, azaz a paleogén átalakulási zónákban nem sikerült II. típusú zárványokat találni. Valamikor jelenlétük azonban bizonyos, mivel a hegység teljes területén, minden gránitmintában jelen vannak (BENKÓ 2006). A paleogén fluidumok (III., IV., V., VI. típusok) részben a valamikori triász fluidumok repedéseinek felnyitott csatornáiban, részben egy erre merőleges ÉNy–DK irányban (8. ábra), valamint feltételezhetően az aktuális feszültségtérnek megfelelő K–Ny-i irányban migráltak.

A heterogén fázisállapotú, felforrat paleogén fluidumok által érintett zónákban a fluidzárványsík-sűrűség jelentősen meghaladja a triász oldatok által érintett zónákat (9. ábra). Legmagasabb értéket egy andezitben található (9. ábra) gránitzárványban tapasztaltunk, ezt a mintát érthette a legintenzívebb hő és feszültség, így a zárványsíkok magas száma, azaz az erőteljes alakváltozás nem meglepő. A nadapi Nagy-kőfejtő paleogén kovás-kvarceres-illites, jobbos oldalelmozdulások által is érintett zónáiban találhatóak a második legnagyobb értékek (~19 mm/mm<sup>2</sup>), majd a zóna tengelyétől távolodva egyre kisebb értékeket kapunk, de 12 mm/mm<sup>2</sup> alá egyik paleogén mintában sem süllyed a fluidzárványsíkok sűrűsége (9. ábra).

### A kvarcerek fraktálanálízis-vizsgálatának eredményei

A kvarcerek szelvény menti távolsága és vastagsága alapján szerkesztett lépcsős diagramban (10. ábra A) éles ugrások láthatóak, amelyek alapján a kőzetet inhomogén feszültség és alakváltozás érte. Megfigyelhető az is, hogy a paleogén átalakulási zónákban a kvarcerek kis szakaszon belül csoportosulnak és kumulatív vastagságuk jelentősen meghaladja az enyhén átalakult gránit össz-kvarcér vastagságáét. Az útbevágás mintájában a kvarcerek eloszlása jelentősen egyenletesebb, mint a nagy kőfejtőben.

A kvarcér érvastagság – kumulatív gyakoriság diagram alapján (10. ábra B) látszik, hogy az útbevágás kvarcerei jóval vékonyabbak a nadapi Nagy-kőfejtő kvarcereinél, míg a Nagy-kőfejtő két szelvényének mintái közel azonos vastagságúak, ami nem meglepő, mivel ugyanannak az átalakulási zónának két különböző szelvényéről van szó. A pontsoroknak mindhárom esetben volt egy-egy olyan szakasza, amelyekre egyenes volt illeszthető, így mindegyik kvarcérhálózat egy meghatározott kvarcérvastagság-tartományban fraktál-jellemzőkkel bír. A vékonyabb és vastagabb erekre feltehetően a nem megfelelő sűrűségű mintavételezés miatt nem sikerült a fraktáltulajdonságot bizonyítani (a túl

	Nadap, Nagy-kőfejtő (gránitzárvány andezitben)	Nadap, Nagy-kőfejtő DNy-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő Déli fal	Nadap, Nagy-kőfejtő Ny-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő bejárat	Nadap, Nagy-kőfejtő Ny-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő ÉK-i fal	Nadap, Nagy-kőfejtő K-i udvar
Darabszám (Number)	510	275	485	375	644	716	579	231
Összhossz (mm) (Summa length)	47,38	31,67	93,01	59,79	213954,49	224,60	183,62	60,82
Átlaghossz (mm) (Average length)	0,093	0,115	0,192	0,159	0,322	0,314	0,318	0,26
Minimum (mm) (Minimum)	0,002	0,002	0,013	0,001	31878,000	0,029	0,004	0,045
Maximum (mm) (Maximum)	0,42	0,40	0,78	0,73	2242,39	1,45	2,02	1,90
Hosszsűrűség (mm/mm <sup>2</sup> ) (Length density)	<b>29,61</b>	<b>19,79</b>	<b>19,38</b>	<b>16,61</b>	<b>16,98</b>	<b>16,89</b>	<b>15,43</b>	<b>12,67</b>
Db/Terület No/Surface	318,75	171,88	101,04	104,17	51,11	53,83	48,66	48,13
Surface (mm <sup>2</sup> )	1,6	1,6	4,8	3,6	12,6	13,3	11,9	4,8

	Nadap, Nagy-kőfejtő D-i fal teteje	Gécsi-hegy, kőfejtő, breccsa mellett	Gécsi-hegy, kőfejtő, gránit	Gécsi-hegy kis kőfejtő	Gécsi-hegyi pegmatit gödör	Nadap, háromszöge lési pont	Nadap, háromszög elési pont	Gécsi-hegy Útbevágás
Darabszám (Number)	362	440	447	463	358	641	193	223
Összhossz (mm) (Summa length)	118,55	167,20	164,99	143,14	29,52	109,65	33,95	49,96
Átlaghossz (mm) (Average length)	0,33	0,38	0,37	0,31	0,08	0,17	0,18	0,22
Minimum (mm) (Minimum)	0,046	0,026	0,082	0,006	0,002	0,005	0,015	0,039
Maximum (mm) (Maximum)	1,78	1,99	2,31	1,49	0,35	0,81	0,71	0,83
Hosszsűrűség (mm/mm <sup>2</sup> ) (Length density)	<b>11,86</b>	<b>13,48</b>	<b>11,46</b>	<b>11,93</b>	<b>14,76</b>	<b>15,23</b>	<b>9,43</b>	<b>5,00</b>
Db/Terület No/Surface	36,20	35,48	31,04	38,58	179,0	89,03	53,61	22,30
Surface (mm <sup>2</sup> )	10	12,4	14,4	12	2,0	7,2	3,6	10

9. ábra. Az AnIma programmal végzett fluidzárványsík-vizsgálatok eredményeinek táblázatos összefoglalása  
 Figure 9. Results of fluid inclusion plane analysis (measured by AnIma)

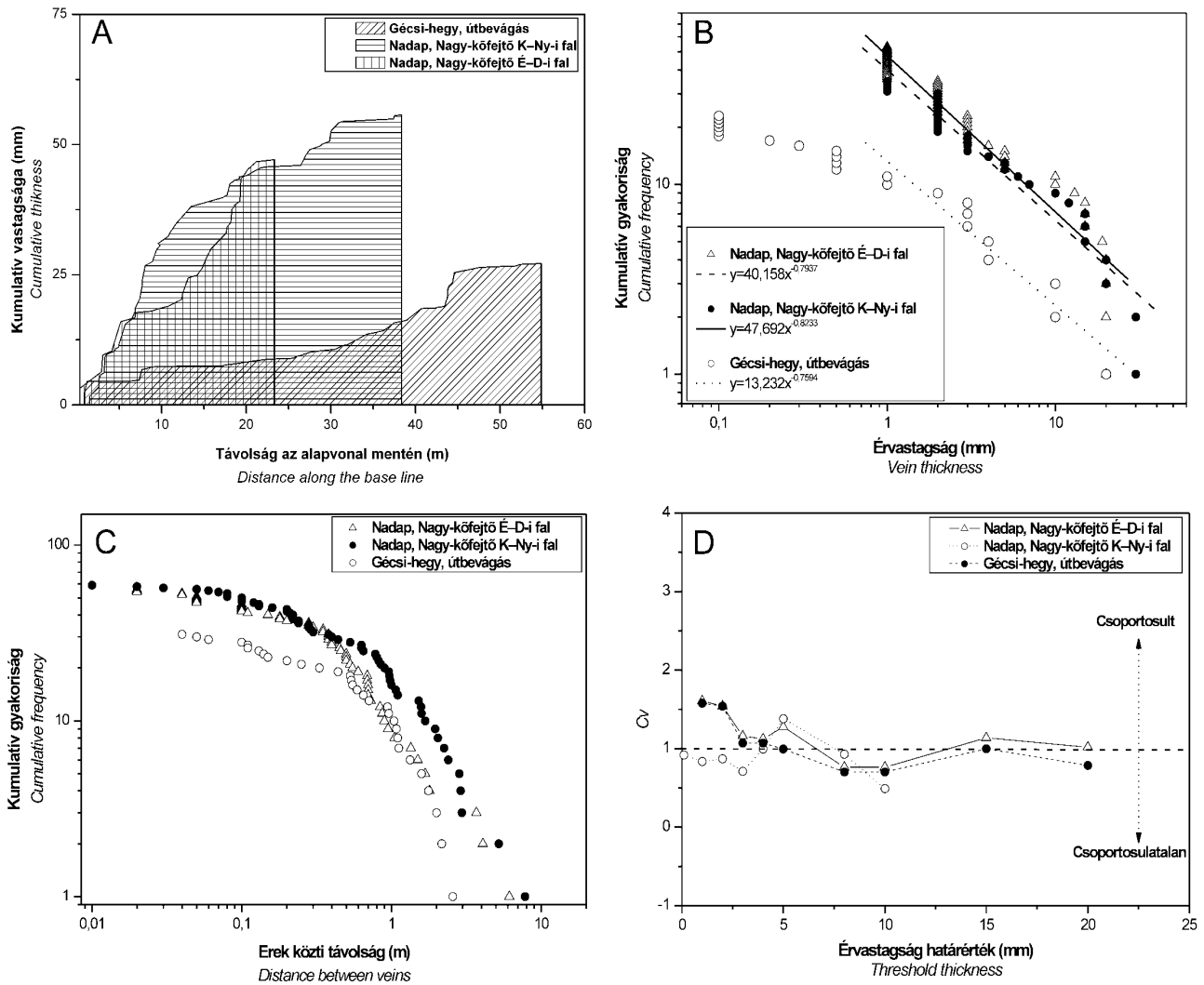
vékony erek nem mérhetőek, jellemzően ebben a méret-tartományban van jelentős eltérés a fraktálmódellettől (GILLESPIE et al. 2001)). A fraktáldimenzió értékek ( $D_m$ ) egymáshoz nagyon közeliak mindhárom feltárásban és fejlett, csoportosult érrendszereket bizonyítanak (ROBERTS et al. 1998) és mindhárom esetben a nem rétegzett kőzetekre jellemző 0,7–1,1 tartományban vannak (GILLESPIE et al. 1999). Az egymáshoz való viszonyuk már ellentmondásosabb az eddigi eredményekkel, hiszen a gécsi-hegyi útbevágás esetében kellene a legmagasabb értékeket kapnunk, viszont ott kapjuk a legkisebb értéket.

Az értávolság – kumulatív gyakoriság pontsorokra (10. ábra C) nem sikerült megfelelő korrelációval egyenest illeszteni, ami azt jelenti, hogy az értávolságok véletlenszerű eloszlást mutatnak. A pontsorok leginkább exponenciális eloszlást követnek. Ez elvileg ellentmondásban van a fraktálviseelkedéssel, azonban más területek érrendszereire is hasonló görbék adódtak (GILLESPIE et al. 1999, SZABÓ et al. 2008), amit szintén az alul-mintavételezésre lehet visszavezetni.

A variációs tényező ( $C_v$ ) (10. ábra D), a telérek csoportosultságának mérőszáma az útbevágásban a legtöbb érvasztagságra és átlagában is 1 alatti értéket adott, ami egyértelmű bizonyítéka, hogy nem egy határozott szerkezeti zónát töltöttek ki a kvarcerek, hanem egy közel egyenletesen repedezett gránit hasadékaiban áramlottak a kvarcképződést létrehozó oldatok. A nadapi Nagy-kőfejtőben a  $C_v$  értékek meghaladják az 1-es határértéket, ami a telérek csoportosultságát jelenti, tehát szűk zónára koncentrált alakváltozást bizonyítanak.

## Diszkusszió

A Velencei-hegység keleti felében a variszkuszi szerkezetfejlődés egyetlen képviselői az aplit és gránitporfir telérek, amelyek ÉK–DNy csapásukkal ÉNy–DK irányú extenziós feszültségteret valószínűsítene a gránit kristályosodásnak késői fázisában. A széndioxid-dús fluidzárványok orientációját nem sikerült statisztikusan értelmez-



10. ábra. A fraktálanalízis-vizsgálatok eredményei  
Figure 10. Results of fractal analysis measurements

hető számban meghatározni, így a variszkuszi oldatmobilizációt meghatározó feszültségtér bizonytalan, valószínű azonban, hogy nem tért el jelentősen az aplittelérek eredményező feszültségtértől. A gránit iniciális repedésrendszere már ekkor létrejöhették ÉK–DNy és ÉNy–DK csapással, ami aztán hosszú időre meghatározta a fiatalabb oldatmobilizációs események fejlődésének irányát. Erről tanúskodnak a II. típusú zárványok, amelyek a triászban ÉK–DNy irányban migráltak a kőzetben fluidzárványsíkokat és agyagásványos átalakulási zónákat hozva létre. A triász feszültségtérnek nagyon hasonlóknak kellett lennie a variszkuszihoz, de az is elképzelhető, hogy teljesen eltérő feszültségtér ellenére a fluidumok az idősebb repedéseket nyitották fel és töltötték ki.

Hogy nem csak a régi repedésrendszerek újulnak fel feltétlenül, arra a kréta lamprofirtelér É–D-i iránya és a paleogén oldatáramlási események jelentik a bizonyítékot. A paleogén oldatmobilizáció irányát számos szerkezetföldtani körülmény határozta meg. Az ÉK–DNy csapású, jobbos Balaton-vonal (mai helyzetében) feltehetően már ebben az

időben aktív volt, mivel az Alcapa-egység K-i irányú kiszűrésének kezdete a késő-paleogénre tehető (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, FODOR et al. 1992, CSONTOS 2004). Ezzel a törésrendszerrel párhuzamosan számos jobbos elmozdulást sikerült térképezni, amelyek közül legjelentősebb a nadapi Nagy-kőfejtő jobbos töréses zónája, amelyet széles kovásillites kvarcerekkel jellemzett átalakulás kísér. Ez a jobbos törésrendszer vezethette azokat a fluidumokat, amelyek az intenzív hidrotermás átalakuláshoz és nagy repedéssűrűséghez vezettek ebben a zónában. A jobbos elmozdulás ugyanakkor azonos irányban és normálvetősen is felújíthatott, amire az elnyírt kvarcerek és vetőkarcok szolgáltatnak bizonyítékot. Ez a törésrendszer egybeesik a gránit idősebb repedésrendszerével azonban a régi törések reaktivációja mellett számos új repedés is felnyílhatott. Erre bizonyíték, hogy a triászban legintenzívebben átalakult gránitban is sokkal alacsonyabb a fluidzárványsík-sűrűség, mint az illitesedett paleogén átalakulási zónákban.

Az É–D-i extenzióra a paleogén során a fluidzárványsíkok orientációja mellett bizonyíték a meleg-hegyi breccsa

K–Ny-i csapása (GYALOG & HORVÁTH 1999) és a keletvelencei sztratovulkáni sorozat hidrotermás centrumainak K–Ny-i elhelyezkedése (GYALOG & HORVÁTH 1999, BAJNÓCZI 2003).

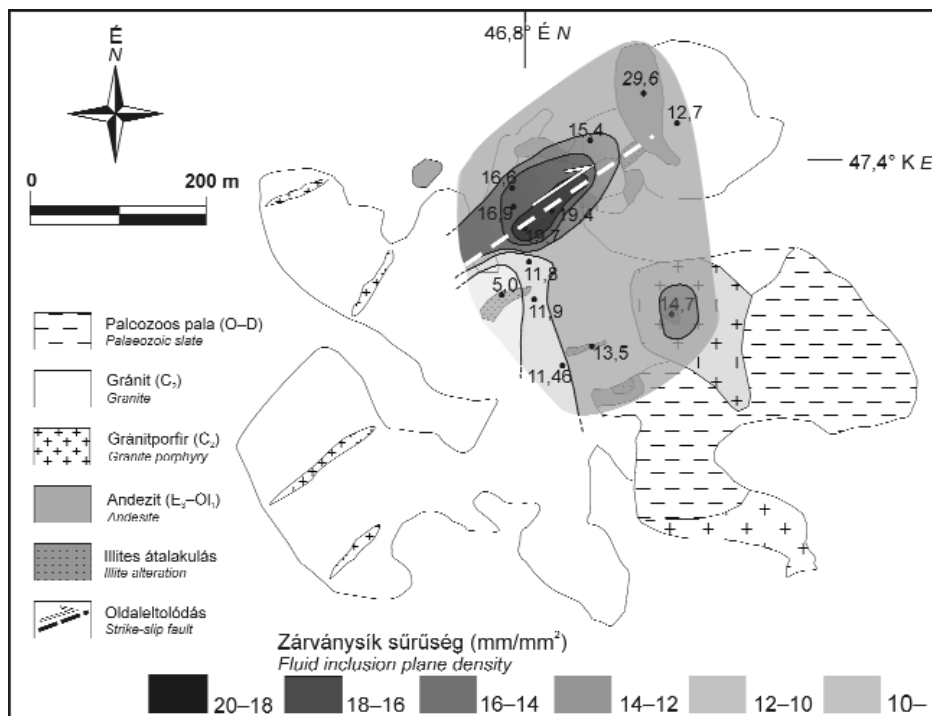
A harmadik jelentős irány az ÉNy–DK csapású, hidrotermás tevékenységekkel szintektonikus (BENKÓ et al. 2004) Nadap–Lovasberény-törésvonal. Mivel a nadapi Nagy-kőfejtőben mind a sekély mélységű, magas szulfidizációs fokú epitermális típusú, mind a szubvulkáni szinthez kötött (rézporfir típusú) fluidumok is jelen vannak, a gránitban a sztratovulkáni szerkezet és a gránittest között egy normálvetőnek kellett működnie a hidrotermás eseményekkel egyidejűleg. A normálvető el(le)vetett szárnya a sztratovulkáni sorozat, ami ma a felszínen tanulmányozható, míg a gránittest a relatíve kiemelt oldal. A normálvető ÉK–DNy-i extenziót feltételez, amihez szükségszerűen ÉNy–DK-i csapású vertikális zárványsíkok kapcsolódnak, és valóban, ezen zárványsíkok mentén megjelennek mindkét hidrotermás rendszerre jellemző oldatok. A fluidumok ÉNy–DK-i áramlását a fennálló aktív feszültségtér mellett a gránit idősebb iniciális de felnyílt repedésrendszere, valamint az idősebb zárványsíkok által meggyengült zónák is elősegíthették.

Természetesen a három törésvonal és a hozzájuk csatlakozott oldatáramlás sem lehetett egyszerre aktív. A paleogén magmás és hidrotermás tevékenység időben elhúzódott (BENKÓ et al. 2003, 2006) 45–28 M év között. Hidrotermás és magmás események sorozata következett be, amelyekhez más és más oldatmobilizáció kapcsolódott az alpi kollíziós zóna tektonikailag rendkívül aktív és komplex területén.

A nyílt makro- és mikroszkópikus repedések a legtöbb esetben nagyon hasonló lefutásúak és a fluidzárványsíkokkal is szinte teljesen azonos irányokat mutatnak feltárásról feltárársra. Az azonos irányok bizonyítják, hogy ugyanazoknak a szerkezeti eseményeknek az eredményei és nem eltérő genetikájúak. Mivel jelenleg nyitva vannak, ezért kinyílnak fiatalabb a paleogénnél, hiszen ha akkor nyitva lettek volna, a fluidumok biztosan áramlottak volna bennük, valamilyen ásványosodást eredményezve. Az idősebb paleogén, triász és variszkuszi behedegt repedésrendszerek, mint gyengeségi zónák előre definiálták a fiatalabb repedések lefutásának irányát. A recens és szubrecens meteorikus folyadékáramlás pedig jelenleg abban a fiatalabb tektonikai események vagy a kiemelkedés által felnyitott repedésrendszerben történik, amelyeket az idős hidrotermás események előre a kőzetbe „kódoltak”.

A fluidzárványsíkok térképezése segítségével sikerült a Gécsi-hegy izo-repedéssűrűség térképét megszerkeszteni (11. ábra). A legnagyobb alakváltozás és ennek köszönhető oldatáramlás a térkép alapján a nadapi Nagy-kőfejtő D-i falában történt. A fluidumáramlás szerkezeti kontrollját vagy a normálvető vagy a jobbos oldaleltolódásos rendszer biztosíthatta. A paleogén oldatáramlás másik jellegzetessége, hogy a fluidumok a Nagy kőfejtő andezittelérétől nem hatoltak messzebb a gránitba, mint 100–150 m, azaz az andezites magmás tevékenység csak nagyon szűk, az intrúzióhoz közeli, határozott szerkezeti zónákban eredményezte a gránit idősebb repedésrendszerének felújulását.

A szelvényezett kvarcérhálózatokat két csoportra lehet bontani. A nadapi Nagy-kőfejtő két szelvénye minden paraméterében ( $D_m$ ,  $k$ , zárványsíksűrűség,  $C_v$ ) nagyon hasonló jellegzetességekkel bír, míg a Gécsi-hegy tetején található érhaló jelentősen eltér az előbbi kettőtől (12. ábra). A gécsi-hegyi érhaló gyengén fejlett, kevés és kis vastagságú kvarcérből áll, amelyek nem csoportosultak, és a gránit permeabilitása is ebben a zónában volt a legkisebb. A fluidumok a már meglévő repedésekben áramlottak, jól fejlett, fő (gerinc) áramlási csatorna nem jött létre. Mindezek alapján azt feltételezhetjük, hogy az érrendszereknek abba a második csoportjába tartozik, amelyekben az oldatáramlás nagy térfogatot érint és kisebb koncentrációjú, de nagyobb tömegű ásványosodást eredményezhet. Ebben az esetben azonban ez nem igaz, mivel a kvarcerek



11. ábra. A Gécsi-hegy izo-fluidzárványsík sűrűségének térképe

Figure 11. Iso-fluid inclusion plane density map of the Gécsi-hill, Velence Mts

összvastagsága is nagyon kicsi marad, így a paleogén oldatmobilizáció egy perifériális megjelenési formájának tartjuk. Az oldatáramlás gyenge penetratív képességére utal, hogy ebben a feltárásban csak paleogén kvarcerek jelennek meg, a hozzájuk kapcsolódó paleogén fluidzárványsíkok csak elvétve, nem mérhető mennyiségben vannak jelen.

A nadapi Nagy-kőfejtő kvarcerei erősen csoportosultak, határozott feszültségtérhez és törérendszerhez kapcsolódnak. Létrejötték azok a vezető gerincsatornák, amelyek a fluidumok nagy részét vezették és egy-egy szűk zónára összpontosították. A fluidumáramlás koncentrációjának további bizonyítéka a zárványsíksűrűség nagyon magas értéke és a kőzet erős, illites átalakulása, így a kvarcerek alapján számolt permabilitás valójában csak egy látszólagos érték. A nagy kőfejtő ércsoportjai a telérrendszereknek abba az első csoportjába tartozhatnak, amelyekben az ásványosodás (ércesedés) egy szűk zónában, de jelentős koncentrációban jön létre.

### Következtetések

A Velencei-hegység keleti felében végzett szerkezetföldtani, mikrotektonikai és fluidzárvány mikrotermometriai-, valamint fluidzárványsík-statisztikai vizsgálatok alapján a következő fontos gyakorlati megállapításokat tehetjük:

— Hidrotermás telérrendszerek szerkezeti valamint statisztikai vizsgálatok valamint az egyéb tektonikai jelenségek elkülönítésekor elengedhetetlen a vizsgált kőfejtőkben a vonal mentén történő adatgyűjtés, ugyanis csak ez a módszer biztosítja statisztikailag is értékelhető adatbázis létrejöttét a hidrotermás rendszer szerkezeti viszonyainak megállapításához.

— Megállapítást nyert, hogy a velencei-hegységi gránit behelyezkedésekor fennálló feszültségtér nem változott jelentősen a gránitához kötődő hidrotermás oldatáramlás fennállása során sem. A paleogén oldatáramlás három részben felújult (ÉNy–DK, K–Ny és ÉK–DNy csapású) törérendszer mentén zajlott. A paleogén repedésrendszer létrejöttében szerepet játszottak a Balaton-vonallal párhuzamos jobbos oldalelmozdulások, a Nadap-vonal aktivitása a hidrotermás oldatáramlás során és egy É–D-i extenziós feszültségtér is.

— A telérrendszerek és a nyílt mikrorepedések, valamint a hidrotermás erezések és a fluidzárványsíkok geometriai analízise és összehasonlítása bebizonyította, hogy azok kialakulása egymással szoros összefüggésben van. A nyílt mikrorepedések egyértelműen leképezik a nyílt

	Gécsi-hegy, Útbevágás	Nadap Nagy kőfejtő K-Ny-i fal	Nadap, Nagy- kőfejtő, É-D-i fal
<b>Permeabilitás a kvarcerek alapján (k)</b> <i>Permeability calculated from quartz veins</i>	0,007	0,04	0,08
<b>Zárványsík hosszúsűrűség</b> <i>Fluid inclusion plane length density</i>	5,00	19,38	19,79
<b>Fraktál dimenzió (érestagságokra)</b> <i>Fractal dimension for vein thicknesses</i>	0,7594	0,8233	0,7937
<b>Variációs koefficiens (Cv)</b> <i>Coefficient of variation</i>	0,89	1,04	1,15

12. ábra. A szelvényekben, valamint a vékonycsiszolatokban a mikroszkópikus, makroszkópikus repedésrendszerekre és a kvarcerekre meghatározott paraméterek összesítése

Figure 12. Summary of the parameters calculated in the outcrops and thin sections from micro and macro fissures, fluid inclusion planes and quartz veins

makrorepedés rendszert, míg a fluidzárványsíkok csapása megegyezik az azonos eredetű telérekkel, így a hidrotermás oldatáramlás szerkezeti feltételei akár vékonycsiszolatból is könnyen rekonstruálhatóak. A vizsgált mintaterületen tehát bizonyítani sikerült a repedések kialakulásának méretinvarianciáját.

— A zárványsíksűrűség-adatok szisztematikus térképezése segítségével kijelölhetőek a gránitban az oldatáramlás által leginkább érintett zónák. A mintaterületen így meghatározott zóna egybeesett a terepen is felismert jobbos oldalelmozdulással és a gránit legintenzívebben átalakult részével. Ennek gyakorlati jelentősége nyersanyag-, víz-, vagy nukleáris hulladéklerakó telep kutatása során mutatkozik meg, amikor a kőzet valamikori legpermeábilisabb vagy legkevésbé permeábilisabb zónáinak meghatározása a cél és csak kisebb kőzetminták vagy csak fúrómagok állnak rendelkezésre.

— A Velencei-hegységben bebizonyosodott hogy a paleogén oldatáramlás csak a gránitba nyomult andezittelérek közvetlen környezetére és szerkezeti zónákhoz kapcsolható, csak lokális jelentősége van, regionális ércgenetikai szerepe kizárható.

— A hegység keleti felében vizsgált paleogén kvarcerezések geometriai jellemzőiket tekintve (vastagság, távolság) fraktáljellemzőkkel bírnak, azaz önhasonló rendszerek. A fraktálanálízis során nyert paraméterek jól korrelálnak az egyéb módszerekkel mért értékekkel (permeabilitás telérvastagság alapján, zárványsíksűrűség adatok). A mért értékek összehasonlítása és a korreláció felismerése által megállapíthatóvá vált, hogy mely érrendszerek a legfejlettebbek a gránitban. Az így felállított sorrend kiválóan egyezett a makroszkópos mérések és az átalakulás jellegéből (ásványtani) következő sorrenddel.

### Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetünket kifejezni mindazoknak, akik a nehéz és aprólékos terepi munka során szakértelmükkel vagy kitartásukkal nagyon sokat segítettek; GÁSPÁR Emesének és BENKÓ Katalinnak, BORSODY



Jánosnak, PROHÁSZKA Andrásnak és SZENTPÉTERI Krisztiánnak. A laboratóriumi munkáért az Ásványtani Tanszék összes dolgozójának nagyon sok köszönettel tartozunk. Köszönet mondunk továbbá dr. BUDA György professzor úrnak és dr. SCHUBERT Félixnek mindenre kiterjedő alapos

bírálataikért. A kutatómunkát az OTKA T035095 (téma-vezető: dr. MOLNÁR Ferenc) és a Magyar–Francia Tudományos és Technológiai együttműködés Balaton projektje (Témavezetők: dr. MOLNÁR Ferenc, és dr. Marc LESPINASSE) támogatta.

## Irodalom — References

- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *Journal of Geophysical Research* **8** (B7), 5835–5848.
- BAJNÓCZI B. 2003: A Velencei-hegység paleogén hidrotermális folyamatai. — *PhD értekezés*, ELTE TTK, Ásványtani Tanszék, Budapest, 1–116.
- BAJNÓCZI B., MOLNÁR, F., MAEDA, K., NAGY, G. & VENNEMANN T. 2002: Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of Hungary — *Acta Geologica Hungarica* **45/1**, 101–118.
- BENEDEK, K. 2002: Palaeogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic–Balaton Lineament. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4**, 359–371.
- BENEDEK, K., PÉCSKAY, Z., SZABÓ, Cs., JÓSVAI, J. & NÉMETH, T. 2004: Palaeogene Igneous Rocks in the Zala Basin (Western Hungary): Link to the Palaeogene Magmatic Activity Along the Periadriatic Lineament. — *Geologica Carpathica* **55/1**, 1–8.
- BENKÓ Zs. 2006: Többfázisú magmás-hidrotermális tevékenység rekonstrukciója a Velencei-hegységben. — *Abstract, Ifjú Szakemberek Ankétja, Balatonfüzű*.
- BENKÓ, Zs. & MOLNÁR, F. 2004: Application of studies on fluid inclusion planes for evaluation of structural controls on Variscan and Alpine fluid mobilization processes in the monzogranite intrusion of the Velence Mts. (W Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/1**, 123–131.
- BODNAR, R. J. & VITYK, M. O. 1994: Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions. — In: DE VIVO, B. & FREZOTTI M. L. (eds): Fluid inclusions in minerals: Method and applications. *Short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals"*, 117–130.
- BUDA Gy. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh (Bohémiai)-masszívum granitoidjainak példáján. — *Kandidátusi értekezés*, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, 1–148.
- BUDA, Gy. 1993: Enclaves and fayalite-bearing pegmatitic “nests” in the upper part of the granite intrusion of the Velence Mts., Hungary. — *Geologica Carpathica* **44/3**, 143–153.
- CATHELINÉAU, M., LESPINASSE, M. & BOIRON, M. C. 1994: Fluid Inclusion Planes: A geochemical and structural tool for the reconstruction of paleofluid migration. — In: DE VIVO, B. & FREZOTTI, M. L. (eds): Fluid inclusion in minerals: Methods and applications. *Short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals"*, 271–283.
- COLLINS, P. L. F. 1979: Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. — *Economic Geology* **74**, 1435–1444.
- COX, S. F., KNACKSTEDT, M. A. & BRAUN, J. 2001: Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. — *Reviews in Economic Geology* **14**, 1–22.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic evolution of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56.
- DARIDA-TICHY, M. 1987: Paleogene andesite volcanism and associated rock alteration (Velence Mountains, Hungary) — *Geologický Zborník — Geologica Carpathica* **38/1**, 19–34.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695–716.
- FÜLÖP J. 1990: *Magyarország geológiája Paleozoikum I.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 325 p.
- GILLESPIE, P., JOHNSTON, J. D., LORIGA, M. A., MCCAFFREY, K. J. W. & WATTHELSON, J. 1999: Influences of layering on vein systematics inline samples. — In: MCCAFFREY, K. J. W., LONERGAN, L. & WILKINSON, J.: Fractures, fluid flow and mineralization. *Geological Society Special Publication, London* **155**, 35–56.
- GILLESPIE P. A., WALSH J. J., WATTHELSON J., BONSON C. G. & MANZOCCHI T. 2001: Scaling relationships of joint and vein arrays from the Burren, Co. Clare, Ireland. — *Journal of Structural Geology* **23**, 183–201.
- GUEGEN, Y. & PALCIUSKAS, V. 1992: Intrusion á la Physique des Roches. — *Hermann Paris Mountains-Geophys. Trans.* **32/2**, 83–145.
- GYALOG L. & HORVÁTH I. 1999: *A Velencei-hegység földtani térképe M: 1:25 000.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HORVÁTH I., DARIDÁNE T. M., DUDKO A., GYALOG L. & ÓDOR L. 2004: *A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana.* — Magyar Állami Földtani Intézet, 316 p.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — *Geologica Hungarica series Geologica* **10**, 1–170.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian-Palaeogene paleogeography along the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28/1–2**, 71–84.
- LESPINASSE, M. & PECHER, A. 1986: Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in granite from the Massif Central, France. — *Structural Geology* **8/2**, 169–180.
- LESPINASSE, M. & CATHELINÉAU, M. 1990: Fluid percolation in a fault zone: a study of fluid inclusion planes in the St. Sylvertre granite, northwest Massif Central, France. — *Tectonophysics* **184**, 173–187.
- LESPINASSE, M. 1999: Are fluid inclusion planes useful in structural geology? — *Journal of Structural Geology* **21**, 1237–1243.

- LESPINASSE, M. 2002: Fluid Inclusion Planes and their application in economic geology, structural geology and environmental studies. — *Kézirat, ELTE TTK Ásványtani Tanszék rövidkurzus*.
- LESPINASSE, M., DÉSINDES, L., FRATCZAK, P. & PETROV, V. 2005: Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. — *Chemical Geology* **223**, 170–178.
- MANDELBROT, B. B. 1983: *The fractal geometry of nature*. — Freeman, New York, 468 p.
- MOLNÁR, F. & TÖRÖK, K. 1995: Crystallization conditions of pegmatites from the Velence Mts., Western-Hungary, on the basis of thermobarometric studies. — *Acta Geologica Hungarica* **38/1**, 57–80.
- MOLNÁR, F. 1996: Fluid inclusion characteristics of Variscan and Alpine metallogeny of the Velence Mts., W Hungary. — *Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balkan Region Proceedings of the Annual Meeting-Sofia, 1996 UNESCO-IGCP Project* **356/2**, 29–44.
- MOLNÁR F. 1997: Újabb adatok a Velencei-hegység molibdenitjének genetikájához: ásványtani és folyadékzárvány vizsgálatok a Retezi-lejtakna ércesedésében. — *Földtani Közlöny* **127/1–2**, 1–17.
- MOLNÁR, F. 2004: Characteristic of Variscan and Palaeogene Fluid Mobilization and Ore Forming Processes in the Velence Mts., Hungary: A Comparative Fluid Inclusion Study. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/1**, 55–63.
- MOLNÁR, F., WATKINSON, D. H. & JONES, P. C. 2001: Multiple hydrothermal processes in footwall units of the North Range, Sudbury Igneous Complex, Canada, and implications for the genesis of vein-type Cu-Ni-PGE deposits. — *Economic Geology* **96**, 1645–1670.
- PECHER, A., LESPINASSE, M. & LEROY, J. 1985: Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology — An example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). — *Lithos* **18**, 229–237.
- POROS ZS., MOLNÁR F., KOROKNAI B., LESPINASSE, M., MAROS Gy. & BENKÓ Zs. in press: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában III.: A Bátaapáti (Üveghuta) radioaktív hulladéktároló telephely kutatófúrásaiban végzett vizsgálatok eredményei. — *Földtani Közlöny*
- ROBERTS, S., SANDERSON, D. J. & GUMIEL, P. 1998: Fractal analysis of Sn-W mineralization from Central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. — *Economic Geology* **93**, 360–365.
- SNOW, D. T. 1969: Anisotropic permeability of fractured media. — *Water Resource Research* **5/6**, 1273–1289.
- SZABÓ B., BENKÓ ZS., MOLNÁR F. & LESPINASSE, M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában II.: A Mórággyi Gránit repedésrendszerei. — *Földtani Közlöny* **138/3**, 247–256.
- TÉL T. & GRUIZ M. 2002: *Kaotikus dinamika. Bevezetés a kaotikus dinamika világába a klasszikus mechanika jelenségein keresztül*. — Nemzeti Tankönyvkiadó Rt., Budapest, 43–67, 348.
- TOSDAL, R. M. & RICHARDS, J. P. 2001: Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu±Mo±Au Deposits. — *Reviews in Economic Geology* **14**, 157–181.
- TUTTLE, O. F. 1949: Structural petrology of planes of liquid inclusions. — *The Journal of Geology* **57/4**, 331–356.
- VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **22/1**, 3–170.
- Kézirat beérkezett: 2007. 10. 02.

## Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában II.: A Mórágyi Gránit repedésrendszerei

SZABÓ Bernadett<sup>1</sup>, BENKÓ Zsolt<sup>1</sup>, MOLNÁR Ferenc<sup>1</sup>, Marc LESPINASSE<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.  
b.szabo@saubermacher.hu, benkoo@elte.hu, molnar@abyss.elte.hu

<sup>2</sup>Henri Poincaré University Nancy 1, Nancy, France marc.lespinasse@g2r.uhp-nancy.fr

---

*The application of studies on fluid inclusion planes and fracture systems  
in the reconstruction of fracturing history of granitoid rocks II:  
Fracture systems of the Mórágyi Granite*

### Abstract

In this paper the results of studies on fluid inclusion planes, fractal analyses studies on mineralized fractures, and the calculated paleo-permeability of the Mórágyi Granite Formation (Mecsek Mountains, Hungary) are presented. Studies on the fluid inclusion planes of quartz from granite and pegmatite revealed differences between regional and local fluid mobilization events. Based on the combination of field observations on faults and joints, with orientation of fluid inclusion planes and fluid inclusion microthermometry results, one regional and three local hydrothermal systems were identified. The common stress orientations which have driven fracture developments were NW–SE and NE–SW. The calculated palaeo-permeability for carbonate veins always fell short in comparison to values calculated for fluid inclusion planes in the quartz of the host rock. This affirms that the fluid percolation properties of rocks are mainly determined by the micro-fracture networks. Fractal analysis has confirmed the fractal properties of the carbonate vein systems and proved that those veins are clustered. Calculation of fractal dimensions revealed the connectivity differences of the vein systems and helped to explain the contradictory paleo-permeability tendencies calculated from fluid inclusion planes and carbonate veins among various outcrops. The investigations that were carried out suggest that a combination of studies on fluid inclusion planes with field observations on mineralized veins, joints and faults constitutes a suitable tool for solving structural geological problems in non-stratified rocks such as granite.

*Keywords: Mórágyi Granite Formation, fluid inclusion planes, fluid flow system, fractal analyses, palaeo-permeability*

---

### Összefoglalás

Munkánkban a Mórágyi Gránit Formáció kőzetalkotó kvarckristályaiban előforduló fluidzárványsíkok vizsgálatát, a feltárásokban észlelt ásványosodott repedésrendszerek fraktálanálízisét és a paraméterek alapján paleopermeabilitás- számítását végeztük el. A gránit és pegmatit kőzetalkotó kvarckristályainak fluidzárványsík-vizsgálata feltárta, hogy milyen hidrotermális események érték a Mórágyi Gránitot. A terepen megfigyelt vetők és repedések irányait összehasonlítva a fluidzárványsíkok irányjaival elkülönítettünk egy regionális és három lokális hidrotermális rendszert.

A legjellemzőbb feszültségtér irányok ÉNy–DK és ÉK–DNy. A karbonáterekben számolt paleo-permeabilitás értékek minden esetben elmaradnak a gránit kőzetalkotó kvarckristályaiban mért fluidzárványsíkok paleopermeabilitás értékeitől. Ezzel bizonyítható, hogy a kőzet fluidum-áteresztőképességét nem a nagy (ásványosodott erek), hanem a mikro-repedésrendszer biztosítja. A fraktálanálízis bebizonyította, hogy a karbonátos érrendszerek fraktáltulajdonságokkal jellemezhetők és az érrendszerek csoportos elrendeződésűek. A fraktáldimenziók vizsgálata feltárta az érrendszerek fejlettségének különbségeit, és megmagyarázta a feltárásokban a karbonáterek és a zárványsíkok paleopermeabilitás értékei között tapasztalt ellentétes tendenciákat. Vizsgálataink bizonyították, hogy a fluidzárványsík-vizsgálatok és más (általános földtani, geofizikai) módszerek együttes használata alkalmas szerkezetföldtani problémák megoldására, olyan nem rétegzett közzettestekben, mint például a gránitintrúziók és batolitok.

*Tárgyszavak: Mórágyi Gránit Formáció, fluidzárványsík, fluidáramlási rendszerek, fraktál analízis, paleopermeabilitás*

## Bevezetés

A mecseki kristályos alaphegység Mórággyi Gránit Formációja a Mecsek hegység DDK-i előterében húzódik, és a Tiszai nagyszerkezeti egység része (1. ábra). A Tiszai egység a középső-juráig az Európai lemez déli szegélyén, helyezkedett el, ahonnan a Pennini-óceán kinyílásával szakadt le, majd mai helyzetébe a kréta kollíziót követő oligocén–miocén szerkezeti mozgások során került (HAAS et al. 1999; BUDA & DOBOSI 2004; KOVÁCS et al. 2000).

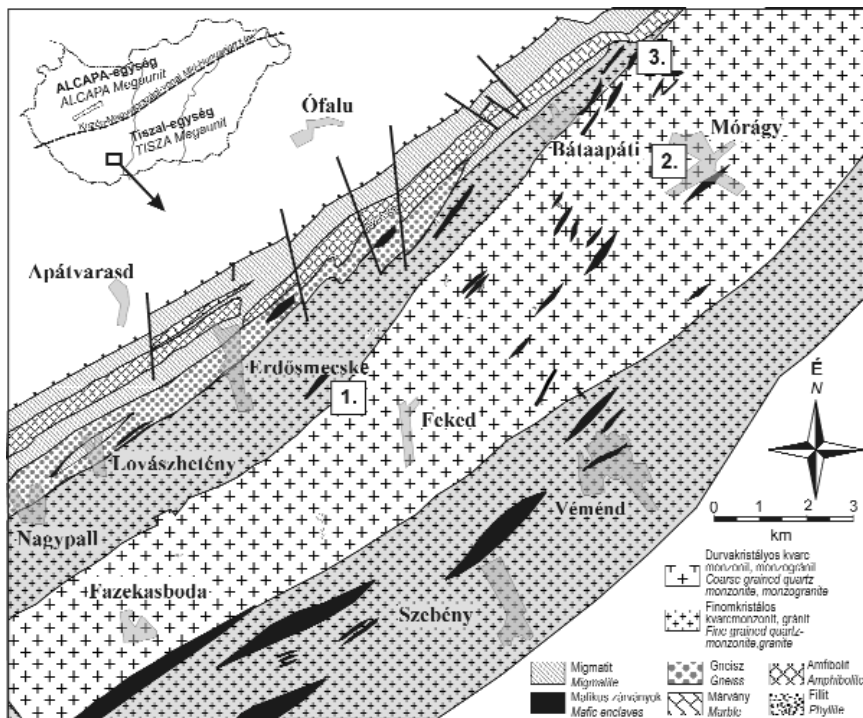
A Mórággyi Gránit Formáció kőzetei heterogén összetételű, K-gazdag, kissé alkáli és monzonitos jellegű, uralkodóan S-típusú granitoidok (BUDA 1985). Négy fő típusra különíthetők el: (1) mikroklin-megakristályokat tartalmazó granitoidok (kvarcmonzonit, monzogránit), (2) amfibol-gazdag kőzetzárványok (szienit, monzonit, diorit), (3) mikrogránitok és (4) pegmatitok (BUDA et al. 2000; BUDA & DOBOSI 2004). A mélységi magmás kőzetek U/Pb izotópos

al. 1998; BUDA et al. 2000; KIRÁLY & KOROKNAI 2004; MAROS et al. 2004).

A Mórággyi Gránit Formáció paleozoos magmás képződéseit a képződésük óta eltelt idő során számos fluidumobilizációs hatás érte a tektonikai mozgások által létrehozott repedésrendszerek mentén. A folyamatok sokszínűsége a repedésrendszerek ásványkötéseinek tükröződik szembevetően. KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI (2004) szerint a repedéskötések anyaga gyakorisági sorrendben: karbonátok, kvarc, agyagásványok, klorit, epidot, földpát Fe-oxidhidroxidok, és a tisztán kalcit anyagú repedéskötések. Folyadékzárvány vizsgálati eredményeik arra utalnak, hogy változatos hőmérsékletű (340–20 °C) és összetételű oldatokból váltak ki. GATTER & TÖRÖK (2004) vizsgálati leányegében hasonló következtetésekre vezettek. A repedések többszöri felnyílása és újabb, esetleg eltérő összetételű és hőmérsékletű oldatok megnehezítik a kőzetek időbeliségének rekonstrukcióját és a fluidumobilizációs folyamatok tektonikai eseményekhez való kapcsolását.

Vizsgálataink során arra kerestünk választ, hogy a különböző korú magmás, hidrotermás és tektonikai eseményekhez milyen uralkodó repedésrendszerek kialakulása kapcsolódott, és azok térben és időben milyen fejlődéstörténeten mentek keresztül. A területen mód nyílt arra, hogy a hidrotermás áramlási rendszerek szerkezeti kontrollját a leginkább jellemző repedésrendszerek, ásványosodott erek és kőzetátalakulási zónák terepi tanulmányozása mellett a mikroszkóposan tanulmányozható fluidzárványsíkok orientációjának vizsgálatával együtt jellemezzük. A terepi mérési — dőlés/csapás — adatokat megkíséreltük egy-egy fluidumáramlási folyamathoz kapcsolni, és a feltárások nagyságrendjében tapasztalt jellemzőket összehasonlítottuk a fluidzárványsíkok mikroméreteiben tapasztalható sajátosságokkal.

Az ásványosodott telérek vonalmenti szelvényezése segítségével megbecsülhető a szabad kőzet fluidumáteresztő képessége a hidrotermás oldatáramlás során a feltárás mérettartományában. A fluidumok azonban gyakran nem hoznak létre látványos átalakulási zónákat vagy telékeket, hanem az áramlás a mikrorepedésekben zajlik. Erről tanúskodnak a látszólag üde kőzetben a csak mikroszkóp alatt tanulmányozható fluidzárványsíkok és a nyílt mikrorepedések. A kőzet telérrendszerekből számítható fluidumáteresztő képességét ezért összehasonlítottuk a mikroszkópos mérettartomány alapján számítható paleopermeabilitással. Ugyan a telérrendszerek jelenleg már nem



1. ábra. A Mórággyi-rög földtani felépítése (JANTSKY 1979 után módosítva)

A feltárások: 1 – Erdősmecke, kőfejtő, 2 – Mórággyi községi kőfejtő, 3 – Kismórággyi kőfejtő

Figure 1. Geological map of the Mórággyi region (modified after JANTSKY 1979)

The analysed outcrops: 1 – Erdősmecke quarry, 2 – Mórággyi "Village rock mine", 3 – Kismórággyi quarry

kora 340–350 millió év (KLÖTZLI et al. 2004). KLÖTZLI et al. (2004) meghatározott idősebb átörökített kadomi korokat (608 millió év) is az akcesszórius cirkonban.

A formáció kutatástörténetét, ásványtani és kőzettani jellegzetességeit számos korábbi szakcikk ismertette (JANTSKY 1979; FÜLÖP 1994; BUDA 1985; BUDA & DOBOSI 2004; KLÖTZLI et al. 2004). A terület magmás, metamorf jellemzőivel és szerkezeti elemeivel jelenleg is számos munka foglalkozik a kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladéktárolók telephelyének kutatása kapcsán (BALLA et

képesek a fluidumok vezetésére, a nyílt mikrorepedések jelenleg is aktív csatornaként működhetnek, a behegedt fluidzárványosok pedig gyengeségi zónák lehetnek egy újabb tektonikai vagy termális hatás során és újra vezetőkké válhatnak (BENKÓ et al. 2008).

Az ásványosodott erek térbeli és geometriai jellemzőinek analizálásával megvizsgáltuk azt, hogy a telérrendszerek rendelkeznek-e fraktáltulajdonságokkal, és ha igen, akkor mely tulajdonságaikban. A fraktálanalízis segítségével kerestük a választ a hidrotermális aktivitás intenzitására is. A különböző módszerekkel kapott eredmények alapján a repedésrendszerek tér-idő és méretbeli fejlődését rekonstruáltuk, természetesen figyelembe véve az adott módszerek alkalmazásának korlátait. A vizsgálati módszerek részleteit BENKÓ et al. (e kötetben) munkájában közöltük.

### A terepi szelvényezés eredményei: a makro-repedésrendszerek jellemzői

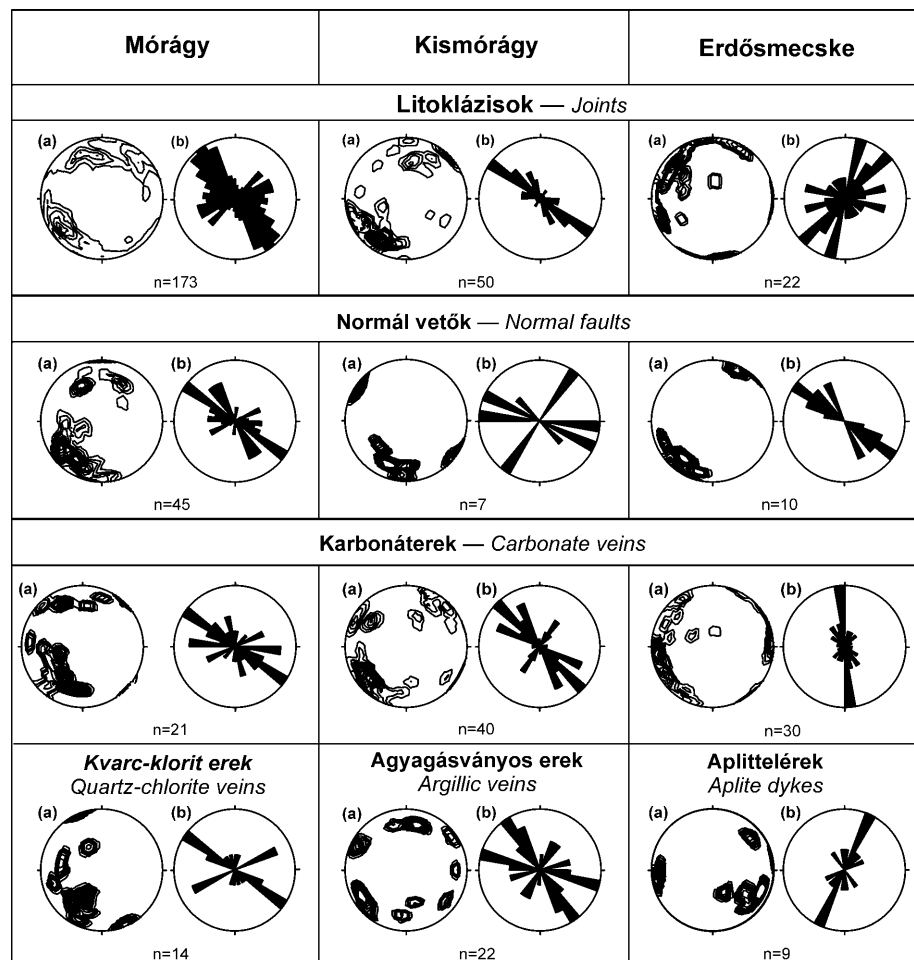
Terepi méréseket három kőfejtőben végeztünk, a vizsgálatok eredményeit az alábbiakban közöljük.

**Mórágy (2. ábra):** A mórágyi kőfejtő mikroklin-megakristályokat tartalmazó üde gránitot tár fel, amelyben mafikus kőzetzárványok is találhatóak. A mafikus kőzetzárványok változatos méretűek (pár centimétertől egy-két méterig). A feltárásban megfigyelt litoklázisok többnyire egymásra közel merőleges ÉNy-DK-i és ÉK-DNy-i csapásúak és 80°-os dőlésűek. Az ÉNy-DK irány erősebben fejlett. A kimért karbonát és kvarc-kloriterek uralkodó csapásiránya ÉNy-DK és dőlése 80°, valamint megjelenik az ÉK-DNy-i és K-Ny-i csapásirány is. Ezek párhuzamosak a litoklázisok irányával. Feltételezésünk szerint, egy korábban képződött, közel merőleges helyzetű repedésrendszer megfelelően orientált szárnyának felnyílása történt meg az aktuális feszültségtérben. A felnyílt repedésekben a hidrotermális oldatáramlás karbonátos, ill. kvarc-kloritos erezést hozott létre. Ezt támasztja alá a normálvetők karbonátos kitöltése is. A feltárásban egy ÉNy-DK-i csapásirányú jobbos oldaltolódási rendszer uralkodik. Az eltolódás meglétét számos

vetőkarc bizonyítja. A normálvetők uralkodó csapásiránya és dőlése szintén ÉNy-DK/80°. ANGELIER (1984) programjával a vetőkarcokon mért pich értékek és terepi dőlés/csapás adatok segítségével kiszámoltuk a feszültségtér tengelyének irányát, amelynek képe ÉK-DNy-i extenziót mutatott.

A felvett szelvény mentén előforduló két pegmatittelér csapásiránya ÉK-DNy, bár megjegyzendő, hogy a pegmatitra inkább a fészkes, lencses megjelenés a jellemző.

**Kismórágyi vasútállomás (2. ábra):** A kismórágyi kőfejtőben a gránit mellett az 1. szelvény 10. méterénél mikrogránit is található. A feltárásban az 1. szelvény 24. méterénél egy 80 mm vastag „bosztonit”-telér (kréta alkálivulkanit) található, amelynek mindkét oldalát 1–2 centiméteres agyagásványos ér kíséri. A telér környezetében sok agyagásványos kitöltésű ér van. Az agyagásványos kitöltések karbonátok közepén jelennek meg, ami arra utal, hogy a karbonátos erek újra felnyíltak. Csapásirányuk ÉNy-DK és NyÉNy-KDK, 80°-os dőléssel. Ezek az irányok természetesen a karbonátok rózsadiagramján is megjelennek. Röntgen pordiffrakciós vizsgálatok alapján ezen erek jellemző agyagásványa kaolinit-dikrit, infravörös spektroszkópiás vizsgálatok alap-



2. ábra. A terepi szelvényezések során kimért szerkezeti elemek és ásványosodott érrendszerek sztereogramjai (a) és rózsadiagramjai (b)

Figure 2. Structural elements and mineralized veins measured in the outcrops

ján kaolinit. A kimért litoklázisok határozott ÉNy–DK-i csapást és uralkodóan 80° körüli dőlést adnak. A kimért normálvetők csapásiránya NyÉNy–KDK, valamint erre merőleges ÉK–DNY. A számított feszültségtér tenzorai hasonló irányokat mutatnak, mint Mórágyon.

*Erdősmecekei kőfejtő (2. ábra):* A feltárás mikroklin-megakristályokat tartalmazó üde gránitot tárt fel. A kőfejtőben litoklázisok, karbonátos erek, aplittelérek és pegmatitlencsék találhatóak. A kőfejtőben felvett egyik szelvény mentén megfigyelt repedésrendszerek uralkodó dőlése 80°, csapásiránya ÉÉK–DDNy-i és ÉK–DNY-i, valamint NyÉNy–KDK és KÉK–NyDNY-i. Az első két repedésrendszer erősebben fejlett. A kimért karbonát-kalciterek uralkodóan ÉNy–DK-i csapásúak és 80–85° dőlésűek. A második szelvényben mért aplittelérek csapásiránya és dőlése ÉK–DNY/75–80°. A feltárásban mért normálvetők csapása ÉNy–DK-i irányú, dőlése 85° körüli.

Az oldaleltolódások a vetőkarcok alapján balos, illetve jobbos eltolódások. A vetőkarcok segítségével sikerült megmérni a normálvetők és oldaleltolódások pich értékét, aminek alapján a feszültségtér számítható. A normálvetők és balos oldalelmozdulások ugyanazon feszültségtérbe tartoznak ANGELIER (1984) számítási módszere alapján. Ugyanilyen jellegű feszültségtérrel állapítottunk meg Mórágyon és Kismórágyon is. Megfigyeltük, hogy ezeket az elmozdulásokat karbonátos kitöltés jellemzi és ezeken jól láthatók a vetőkarcok, tehát megállapítható, hogy az elmozdulás időben a karbonát kiválás után vagy azzal egy időben történt. Azokat a jobbos oldal-elmozdulásokat és normálvetőket, amelyekhez nem tartozik karbonátos kitöltés más feszültségtér jellemzi. MAROS et al. (2004) vizsgálatai alapján ezek a feszültségtérirányok megegyeznek késő-miocén–pliocén során bekövetkezett töréses deformáció irányaiival (ÉK–DNY).

### A mikro-repédésrendszerek jellemzői a fluidzárványpetrográfia alapján

A konvencionális fluidzárvánvizsgálatokat erdősmecekei pegmatitlencsék pegmatitos kvarckristályából és az erdősmecekei, mórági és kismórági gránit kőzetalkotó kvarckristályjaiból, valamint Erdősmecekeről és Mórágyról származó kalciterekéből végeztünk.

### A fluidzárványpetrográfia típusai




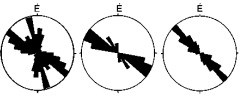
Szobahőmérsékleten a mintákban a következő fázisösszetételű fluidzárvány asszociációkat sikerült elkülönítenünk a kőzetalkotó kvarc behegedt repedéseiben, azaz a fluidzárványpetrográfia alapján (3. ábra):

1–2. Kétfázisú folyadék-gázzárványok. A gáz/folyadék aránya 20:80. Többnyire kisméretűek (max. 5 µm), másodlagos zárványpetrográfia formájában jelennek meg mindhárom területen a gránit kőzetalkotó kvarcban és a pegmatitban.

3–4. Kétfázisú folyadék-gázzárványok. A gáz/folyadék aránya 15:85. Többnyire kisméretűek (2–5 µm), másodlagos zárványpetrográfia formájában jelennek meg mindhárom területen a gránit kőzetalkotó kvarcban és a pegmatitban.

5. Kétfázisú folyadék-gázzárványok. A gáz/folyadék aránya 15:85. Többnyire kisméretűek (max. 5 µm), elsődleges zárványpetrográfia formájában jelennek meg a kalcitlencsékben.

6. Kétfázisú folyadék-gázzárványok. A gáz/folyadék aránya 5:95. Többnyire kisméretűek (max. 5 µm), másodlagos zárványpetrográfia formájában jelennek meg a kalcitlencsékben.

Zárvány típus Fluid inclusion type	Fázisarány Phase ratio	Előfordulási terület Occurrence	Sókonzentráció Salinity	Homogenizációs hőmérséklet Homogenization temperature	Jellemző csapásirány Characteristic orientation
1	F(L)~80%, G(V)~20%	Erdősmeceke	5,0-7,3 NaCl	227-275°C	
2	F(L)~80%, G(V)~20%	Kismórágó	9,98-10,85 NaCl	250-293°C	
3	F(L)~85%, G(V)~15%	Mórágó	0,9-2,2 NaCl	137-209°C	
4	F(L)~85%, G(V)~15%	Erdősmeceke, Mórágó, Kismórágó	1,9-4,5 NaCl	130-238°C	
5	F(L)~85%, G(V)~15%	Mórágó	2,6-4,4 NaCl	129-167°C	-
6	F(L)~95%, G(V)~5%	Erdősmeceke, Mórágó	0,3-1,4 NaCl	61-107°C	-

3. ábra. A fluidzárványpetrográfia, mikrotermometriai vizsgálatának eredményei és a hozzájuk tartozó zárványpetrográfia csapásiránya

Figure 3. Results of fluid inclusion petrography, microthermometry and the orientation of the different fluid inclusion plane generations

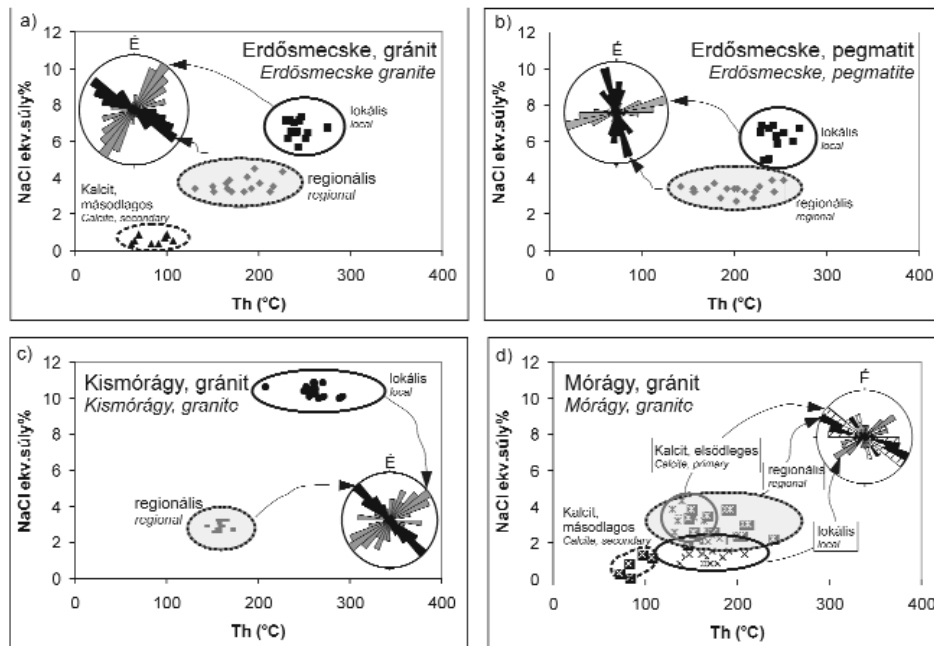
*Az erdősmecskei gránit és pegmatit kvarckristályaiban végzett fluidzárványsík orientációs vizsgálatainak eredményei (3., 4. ábra a–b)*

A gránit kőzetalkotó kvarckristályaiban az univerzális forgatóasztallal végzett mérések alapján ÉNy–DK és ÉK–DNY-i csapásirányok jellemzők a fluidzárványsíkokra. Képelemző módszerrel (Anima) egy határozott harmadik irányt is sikerült elkülöníteni, ÉÉNy–DDK-i csapással. A terepi mérések alapján a karbonátterek jellemző csapásiránya ÉNy–DK és ÉÉNy–DDK (2. ábra). A pegmatit

irány mellett egy harmadik, NyÉNy–KDK-i csapásirányt is kimutattak. Ez utóbbi a terepen mért agyagásványos erek egyik csapásirányával párhuzamos (2. ábra).

*Az mórági gránit kvarckristályain végzett fluidzárványsík orientációs vizsgálatok eredményei (3., 4. ábra d)*

A mórági kőfejtőben az univerzális forgatóasztallal és képelemző programmal végzett vizsgálatok szintén ÉNy–DK és egy ÉK–DNY-i csapású fluidáramlási repedésrendszert azonosítottak a kőzetalkotó kvarcban. E repedésrendszerek orientációi a karbonátos erek csapásirányaival párhuzamosak, és hasonló csapásirányokat mutat a kvarc-klorit ezresek egyik csoportja is (2. ábra).



4. ábra. A fluidzárványsík mikrotérmetriai vizsgálatának eredményei és a hozzájuk tartozó zárványsíkok csapásiránya

Figure 4. Results of fluid inclusion microthermometry and the orientation of the fluid inclusion generations

kvarckristályain végzett vizsgálataink alapján szintén az ÉNy–DK és ÉK–DNY-i csapásirány jellemző a fluidzárványsíkokra.

*Az kismórági gránit és mikrogránit kvarckristályain végzett fluidzárványsík orientációs vizsgálatok eredményei (3., 4. ábra c)*

A feltárásból származó gránitot szintén ugyanaz a két csapásirány (ÉNy–DK; ÉK–DNY) jellemzi, mint amelyeket az erdősmecskei kőfejtőben meghatároztunk. A terepi megfigyelések alapján ezek az irányok a karbonátos ezresek szintén jellemzők (2. ábra), azonban a begyűjtött ÉNy–DK-i csapású karbonáttelérekben nem lehetett fluidzárvány vizsgálatokat végezni a telérek nagyon finomszemcsés jellege miatt. A gránitban található másik irány szintén a terepen megfigyelt karbonáttelék csapásirányával egyezik meg.

A mikrogránit kvarckristályainak fluidzárványsíkjain végzett vizsgálatok az ÉNy–DK és KÉK–NyDNY-i csapás-

**A fluidzárványsík mikrotérmetriai vizsgálatának eredményei**

*Az erdősmecskei kőfejtő (4. ábra a–b)*

A pegmatitban található 1. típusú zárványok homogenizációs hőmérsékletei 227 és 270 °C, míg a gránitos kvarc fluidzárványsíkjában 230–275 °C közötti. E zárványokban a fluidum eutektikus hőmérséklete –22 és –21 °C között van, aminek alapján NaCl–H<sub>2</sub>O rendszerrel modellezhetjük fluidzárványainak összetételét.

(NaCl–H<sub>2</sub>O rendszer eutektikus hőmérséklete –21,1 °C, az ennél alacsonyabb hőmérsékletek más kationok jelenlétét is feltételezik; BODNAR & VITYK 1994). A jégfázis olvadáspontja a pegmatitban –3,0 és –4,3 °C között változik, ami 6,2–7,3 NaCl ekvivalens súly%-nak felel meg. A gránit kvarckristályainak fluidzárványsíkjában a jégfázis olvadáspontok –3,5 és –4,6 °C közöttiek, melyek 5,0–6,9 NaCl ekv. súly% sókoncentrációnak felelnek meg.

A 4. típusú zárványok hevítése során a homogenizációs hőmérséklet a pegmatitban 141 és 253 °C, a gránitban 130 és 226 °C közé esik. Itt szintén NaCl–H<sub>2</sub>O típusú oldatösszetételeket tapasztaltunk. A pegmatitban e zárványokban a jégfázis olvadása –1,7 és –2,3 °C között következett be, aminek alapján a sókoncentráció 2,7–3,7 NaCl ekvivalens súly% közötti. A gránitban a jégfázis olvadáspontja –1,9 és –2,7 °C közötti, mely 3,2–4,5 NaCl ekvivalens súly% sókoncentrációnak felel meg.

Az 6. típusú már a kalcittelérekben mért másodlagos zárványokhoz tartozik, mely 61 és 107 °C homogenizációs

hőmérséklettel és a jégfázis  $-0,2$  –  $-0,5$  °C közötti olvadásponttal rendelkeznek. Ez utóbbi adatok 0,35–0,87 NaCl ekvivalens súly%-nak felelnek meg.

#### *A mórágyi kőfejtő (4. ábra d)*

A gránit kőzetalkotó kvarckristályáiban a 3. típusú zárványok homogenizációs hőmérséklete 137 és 209 °C között van. Az eutektikus hőmérséklete közel áll a NaCl-H<sub>2</sub>O rendszer eutektikus pontjához, azaz  $-22$  és  $-21$  °C közötti. A sótartalom 0,9–2,2 NaCl ekvivalens súly% között van a fagyáspontra megfelelően ( $-0,5$  és  $-0,9$  °C).

A gránitban megjelenő másik zárványgeneráció a 4. típus, mely Erdősmecskén is előfordult. Homogenizációs hőmérséklete 145 és 238 °C között változik. A jégfázis olvadáspontja ( $-0,8$  és  $-2,3$ ) alapján a sókoncentráció 1,9–3,86 NaCl ekvivalens súly%.

A kalcitellérben lévő 5. típusú zárványok elsődleges típusúak (azaz a kalcitér képződésének körülményeit rögzítik). Viszonylag alacsony homogenizációs hőmérsékletűek ( $129$ – $167$  °C). E zárványokban az eutektikus hőmérséklet  $-21$  °C körüli, ami a NaCl-H<sub>2</sub>O rendszernek megfelelően. A jég olvadáspontja  $-1,5$  és  $-2,6$  °C közötti. Ezen hőmérsékletek alapján a sókoncentráció 2,6–4,4 NaCl ekvivalens súly%.

A szintén kalcitellérben mért másodlagos zárványok (6. típus) homogenizációs hőmérséklete 72 és 107 °C közötti. A jégfázis olvadáspontja  $-0,2$  és  $-0,8$  °C között változott, így a sókoncentráció értéke 0,3–1,4 NaCl ekv. súly%.

#### *A kismórágyi kőfejtő (4. ábra c)*

Ezen a területen a gránit kvarckristályainak fluidzárványsíkjaiban szintén megtalálhatóak a 4. típusú zárványok, 141 és 170 °C közötti homogenizációs hőmérséklettel. Az olvadáspontjuknak megfelelően ( $-1,5$  –  $-1,9$  °C) 2,5 és 3,2 NaCl ekvivalens súly% közötti a sókoncentrációjuk.

Az itt előforduló 2. típusú fluidzárványok homogenizációs hőmérséklete 250–293 °C. Az eutektikus hőmérséklet  $-22$  –  $-21$  °C, azaz a zárványösszetétel itt is NaCl-H<sub>2</sub>O típusú. A jégfázis olvadáspontok alapján ( $-6,6$  és  $-7,3$  °C között) a sókoncentráció 9,98–10,85 NaCl ekvivalens súly%.

### **A kőzetalkotó kvarc fluidzárványsík orientációi és zárványaik mikrotermometria adatai közötti összefüggések**

A különböző előfordulásokból származó gránit kőzetalkotó kvarckristályáiban előforduló fluidzárványsíkok orientációi és a bennük csapódott zárványok homogenizációs hőmérséklet és a sókoncentráció adatai közötti összefüggéseket a 4. ábra szemlélteti. Az eredmények alapján megállapítható, hogy egy regionális, mindhárom vizsgált területre jellemző és három lokális oldatáramlási rendszer különíthető el a gránithoz kapcsolódóan. A regionális

hidrotermás eseményre a fluidzárványok 130 és 238 °C közötti homogenizációs hőmérsékletei jellemzők. E zárványokban a sókoncentráció értéke 1,9–4,5 NaCl ekvivalens súly% és síkjaiknak csapásiránya ÉNy–DK és NyÉNy–KDK. A Mórágyon talált karbonátér primer zárványai hasonló mikrotermometria adatokkal jellemezhetőek és uralkodó csapásirányuk ÉNy–DK-i (2. ábra). Tehát a karbonátterezés valószínűleg e regionális esemény során képződött.

Mindhárom lokális eseményt jelző zárványsíkok csapásiránya megegyezik, mégpedig ÉK–Dny-i, de eltérőek az egyéb mikrotermometria paraméterei és így nem ugyanazon hidrotermás eseményhez kapcsolhatóak. Erdősmecskén és Kismórágyon a lokális hidrotermás eseményekhez kapcsolódó fluidzárványok homogenizációs hőmérsékletei hasonlóak (227–293 °C), de sókoncentrációjuk eltér, utóbbi magasabb (3. ábra). Mórágyon a homogenizációs hőmérséklet és a sókoncentráció is alacsonyabb (137–209 °C; 0,9–2,2 NaCl súly%) az előző két területhez képest.

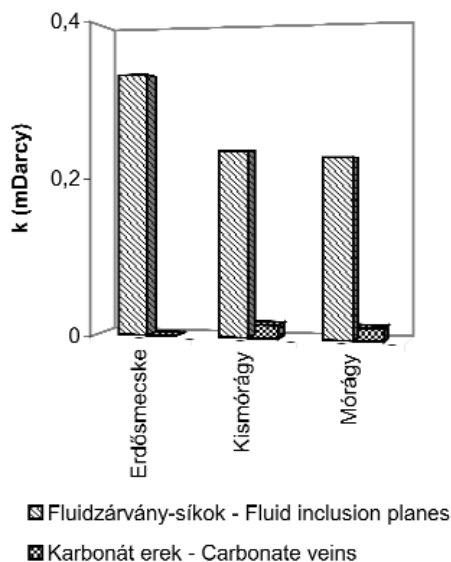
### **A permeabilitásvizsgálatok eredménye**

Permeabilitásszámításokat a karbonátterek (SNOW 1969) és a fluidzárványsíkok alapján (LESPINASSE 2002, LESPI-NASSE et al. 2005) végeztük. A számítási módszerek részleteit BENKÓ et al. (2008) cikkében közöltük. A különböző képződményekből eltérő módszerekkel számított paleopermeabilitás értékek számértékben való összehasonlítása nem, azonban a tendenciák összehasonlítása lehetséges. A kapott értékek a hidrotermás rendszer által érintett kőzettest látszólagos, a kőzetalkotó kvarc repedezettségére, illetve a makroszkóposan észlelhető repedésrendszerekre vonatkozó paleopermeabilitását tükrözik és nem a kőzet valódi permeabilitás értékeit, bár ez utóbbiakkal korrelálnak (POROS 2007). Az erek és fluidzárványsíkok az idő folyamán fokozatosan hozták létre a jelenlegi repedésrendszert. Ez azt jelenti, hogy a hidrotermás telérek és a fluidzárványsíkok nem pillanatszerűen egy már meglévő nyílt repedésrendszert töltöttek ki illetve forrasztottak be, hanem annak képződése epizodikus, többfázisú folyamat volt és a jelenleg észlelt állapot egy hosszabb felnyílási–behegedési folyamat végeredménye. Ezen értékek tehát egy végállapotot tükröznek, és nem adnak információt a repedésrendszer hidrotermás oldatáramlások előtti állapotáról. Egyes repedésrendszerek közel párhuzamos irányokban fejlődtek ki (lásd Mórágyon karbonát és kvarctelérek), így irány szerint sem lehet különbséget tenni. Feltételezhető a párhuzamos irányok miatt a repedésrendszerek felújulása, esetleg áttöltődése, így annak megállapítása, hogy melyik hidrotermális rendszer milyen porozitást hozott létre, már teljesen lehetetlenné vált.

A legnagyobb paleopermeabilitást a zárványsíkok alapján (5. ábra) Erdősmecskén tapasztaltuk (0,33 mDarcy), bár ez az eltérés nagyon kicsi a másik két kőfejtő permeabilitásértékeihez (0,23 mDarcy, 0,22 mDarcy) képest. A karbonát-



	Permeabilitás zárványsíkok alapján Permeability calculated from fluid inclusion planes	Permeabilitás a karbonátterek alapján Permeability calculated from carbonate veins
Erdősmecke	0,334	0,0005
Kismórágy	0,236	0,017
Mórágy	0,227	0,016



5. ábra. A paleopermeabilitás értékei a fluidzárványsíkok és a karbonátterek alapján

Figure 5. Paleo-permeability, calculated from fluid inclusion planes and carbonate veins

erek permeabilitásértékei alapján fordított képet látunk, Erdősmeckén kaptuk a legkisebb (0,0005 mDarcy) értéket, Mórágyon és Kismórágyon viszont ismételtelen hasonló permeabilitásértékeket kaptunk (0,17 és 0,16 mDarcy) (5. ábra). A különbség abból adódik, hogy amíg Mórágyon és Kismórágyon mindkét hidrotermás irányhoz (ÉNy–DK, ÉK–DNy) kapcsolódott karbonátterek, addig Erdősmeckén csak az ÉNy–DK-i csapású hidrotermás rendszerhez csatlakozott karbonátkitöltés. A karbonátterek alapján számított paleopermeabilitás minden esetben elmaradt a fluidzárványsíkokétól, így bizonyítható, hogy a kőzet fluidum-áteresztőképességét nem elsősorban a makro-, hanem a mikrorepedések biztosítják.

### Fraktálanálízis

A fraktálanálízist GILLESPIE et al. (1999) alapján végeztük. A fraktálanálízisből levonható következtetések és a repedésrendszer fejlődés kapcsolatát BENKÓ et al. (2008) összegezte.

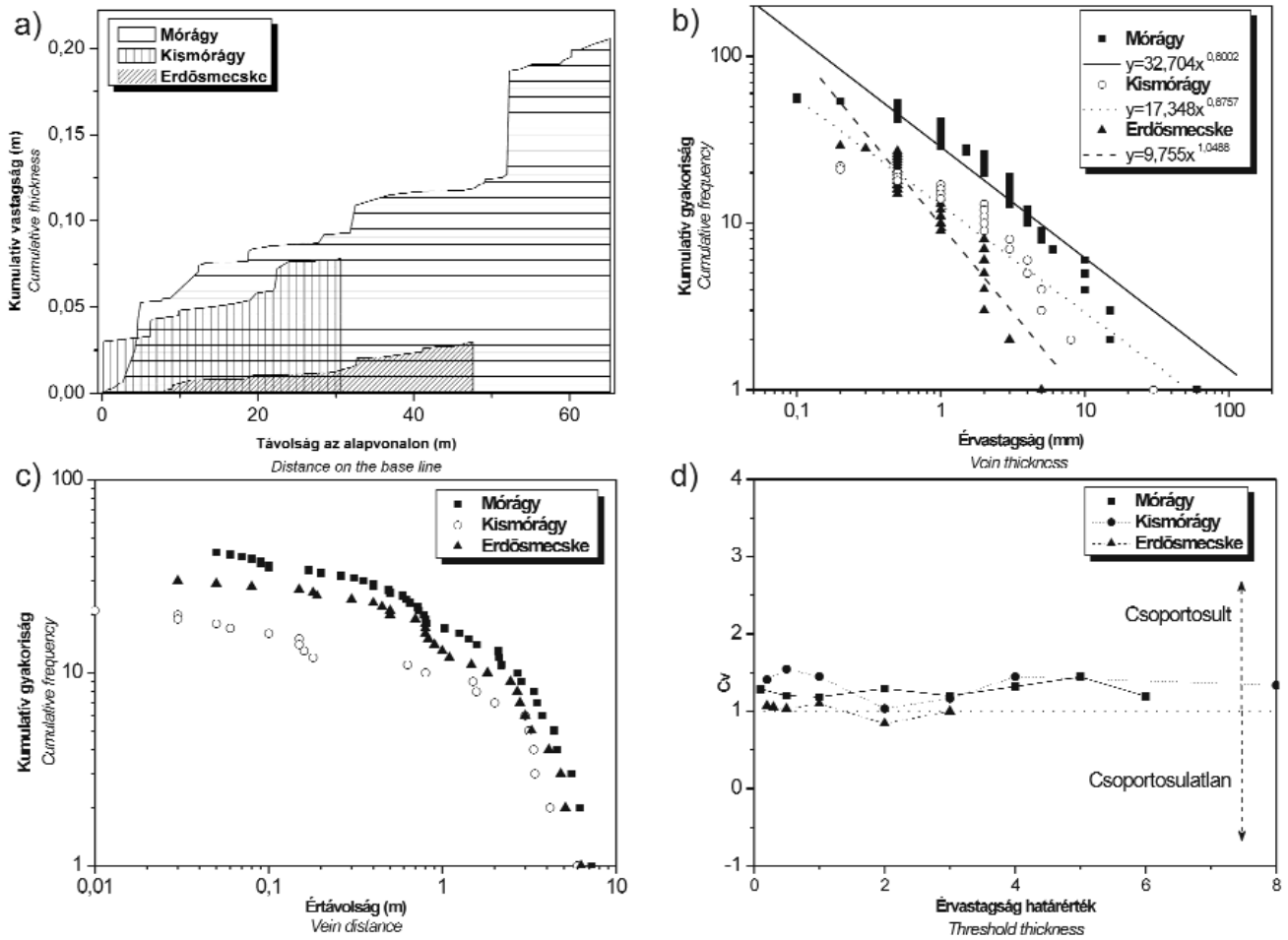
A Mórágyi Gránit vizsgált feltárásaiban szelvényezett érrendszerek (ásványkiválásokkal kitöltött repedések —

paleofluidum-áramlási csatornák) lépcsős diagramjai (6. ábra a) minden esetben szabálytalan elrendeződést mutatnak, ami a rétegzetlen kőzettestet érő feszültség inhomogén felhalmozódásának következménye. Az inhomogén érelaszás előrevetíti, hogy a repedések nem Poisson (véletlenszerű) vagy periodikus elrendeződésűek, ahogy az a rétegzett kőzetekben jellemző, hanem Kolmogorov-hatvány vagy fraktáloslaszt vesznek fel, ahogy az rétegzetlen kőzetben elvárható.

Az érvastagság–kumulatívgyakorisági diagram (6. ábra b) alapján mindhárom feltárás érvastagságainak pontsorára egyenes illeszthető, ezért mindhárom érrendszer fraktáltulajdonságokkal rendelkezik. A kismórágyi és a mórágyi feltárások érvastagságeloszlása majdnem azonos, 0,8 körüli  $D_m$  értéket mutat, míg az erdősmeckei kalciterek  $D_m$  értéke 1,1. Ezek az értékek megfelelnek más területeken leírt fraktáldimenzióknak (GILLESPIE et al. 1999), érdemes azonban egymáshoz való viszonyukat is vizsgálni. A 0,8 körüli  $D_m$  értékek Mórágyon és Kismórágyon egy fejlettebb, összekötöttebb erekből álló repedésrendszert valószínűsítene, míg Erdősmeckén az 1,04-es  $D_m$  érték a kalciterek izoláltságát, azaz egy gyengébben fejlett érhálózatot tükröz.

A vizsgált három kőfejtőben az értávolságok eloszlása (6. ábra c) legjobban lognormális és exponenciális eloszlással közelíthető (bár egyes szakaszokra egyenes lenne fektethető), ami ellentmondásban van a telérvastagságok alapján a telérvastagság megállapított fraktáviselkedéssel. Az értávolság-diagramok azonban számos körülményre „érzékenyek”: (1) a nem mérhető méretű erek kimaradnak a vizsgálatból, (2) az érrendszert elválasztó alapvonal (a feltárás) csapásiránya befolyásolja hány eret és milyen távolságban metsz az alapvonal (BENKÓ 2003). Az egy dimenzióban vizsgált értávolságok a nem rétegzett kőzetekben más területeken (GILLESPIE et al. 1999) többnyire szintén lognormális vagy exponenciális eloszlást mutattak, ami az ásványos erek véletlenszerű elrendezését feltételezi. Ez a jelenség azonban egyértelműen a nem reprezentatív mintavételre vezethető vissza, ugyanis egyes, kiválóan vizsgálható és több mérettartományban vizsgált területeken egyértelműen bebizonyosodott, hogy a telérvastagságok is fraktál jellemzőkkel rendelkeznek (GILLESPIE et al. 1999). A telérvastagságok fraktálanálízise így nem cáfolja és nem erősíti meg a kalcitérhálózat kialakulásának fraktáljellegét.

A variációs együtthatók (6. ábra d), minden határértékre mindhárom feltárásban 1-nél nagyobb értékeket adnak leszámítva egy esetet, ami a kalciterek szabályos, Kolmogorov- vagy fraktálmódellek szerinti csoportosultságát bizonyítja. Más, rétegzetlen kőzetekben (GILLESPIE et al. 1999), a mecsekihez hasonló, rendezetlen lefutású pontsorokat kaptak, növekvő érvastagság függvényében csökkenő  $C_v$  értékekkel. A csökkenő (valamint Kismórágy esetében inkább stagnáló)  $C_v$  értékek az érrendszer képződésének fraktálhatalvány-modell szerinti törvényszerűségét tükrözi, amennyiben a vastagabb erek erősebben csoportosultak, mint a vékonyabbak. A mecseki három feltárás



6. ábra. A karbonátos érrendszerek fraktálanálízisének eredményei  
 Figure 6. Results of fractal analysis of the carbonate veins

esetében ez utóbbi tulajdonság nem áll fenn, a vastag és vékony erek közti csoportosultságban nincsen jelentős eltérés.

### Következtetések

A Mórógyi Gránit három feltárásában a magmás telérek, nyílt makrorepedések, fluidzárványsíkok és hidrotermás erek vizsgálata alapján az alábbi következtetésekre jutottunk:

— A gránit benyomuláskor fennálló feszültségtérről az aplittelérek csapása (ÉK–DNy) alapján szerezhethetünk információt, eszerint a gránit megszilárdulása során ÉNy–DK-i extenziót feltételezhetünk.

— A gránit hűlési repedésrendszeréről nincsen információnk, elképzelhető hogy a Velencei-hegységhez hasonlóan egy egymásra merőleges repedésrendszerpár már ekkor létrejött, azonban erre nincsen közvetlen bizonyíték.

— A regionális oldatáramlás ÉNy–DK csapású repedésrendszer mentén történt, ami ÉK–DNy extenziót bizonyít az oldatáramlás során. A karbonátterek egy csoportja hasonló csapással rendelkezik és elsődleges fluidzárványaik mikrotermometriai jellemzői megegyeznek a gránit

kőzetalkotó kvarcában talált másodlagos zárványokéval, így a karbonátterezések egy részéért is a regionális oldatáramlás felelős.

— Lokális, csak egy-egy feltárára jellemző oldatgenerációból hármat sikerült elkülöníteni. A lokális események közös jellemzője az erdősmecke és a kismórógyi kőfejtőben, hogy magasabb homogenizációs hőmérsékletűek és magasabb szalinitásúak a regionális eseménynél és azonos, ÉK–DNy-i a csapásuk. Elkülönítésük alapja, hogy az erdősmecke kőfejtőben a zárványok szalinitása valamivel kisebb a kismórógyinál. A Mórógyi feltárást lokális fluidumai még a regionális fluidgenerációnál is kisebb szalinitásúak és kicsivel alacsonyabb hőmérsékletűek, bár zárványsíkjainak orientációja, megint csak ÉNy–DK. Mivel az ásványosodott érrendszerek (karbonát, kvarc-klorit, agyagásványos) minden esetben párhuzamosak a regionális érrendszer orientációjával, ezért kapcsolatuk a lokális eseményekkel nem tűnik valószínűnek. A kimért regionális eseménnyel való kapcsolatuk teljes bizonyossággal csak arra a karbonátér-generációra bizonyítható, amelyikben primer zárványokat sikerült kimérni. A regionális fluidgeneráció és a kvarc-klorit ásványparagenezis közti kapcsolatot csak feltételezhetjük, de primer zárványok hiányában ez nem bizonyítható.

— A nyílt litoklázisrendszer Kismórágyon és Mórágyon ÉNy–DK csapású, azaz párhuzamos a regionális oldat-áramláshoz tartozó fluidzárványsíkok orientációjával. Erdősmeckén egy erre merőleges repedésrendszer dominál, bár a normálvetők itt szintén ÉNy–DK csapásúak.

— A legfiatalabb repedések orientációját, más területekhez hasonlóan (Velencei-hegység, BENKÓ et al. 2008) tehát a Mórági Gránit esetében is a hidrotermás oldat-áramlást biztosító zárt repedésrendszer felújulása determinálja.

— A kisszámú észlelt vető menti elmozdulás komplex szerkezetföldtani rekonstrukcióra nem alkalmazható.

— Granitoidok hidrotermális rendszereiben megfigyelték, hogy nagy  $D_m$  értékek esetén a repedések izoláltsága folytán a fluidáramlás nem fejlett törések mentén, hanem a kisebb (rövidebb és vékonyabb) repedések mentén történik, így a fluid-kőzet kölcsönhatás intenzívebb (ROBERTS et al. 1998). Az intenzív kőzet-fluid kölcsönhatás viszont ásványos átalakulásban jelentkezik (pl. agyag-ásványosodásban, mint például a Velencei-hegységben (BENKÓ et al. 2008). A mecseki feltárásokban az átalakultság mértékét ugyan részletesen nem vizsgáltuk, azonban

egyik kőfejtőben sem figyelhető meg jelentős, a teljes kőzetre kiható hidrotermás kőzetátalakulás. A fluidzárványsíkok magasabb száma és a  $D_m$  értéke az erdősmeckei kőfejtőben a mórági és kismórági kőfejtőkhöz viszonyítva világosan tükrözi, hogy a fluidáramlás nem egy jól fejlett gerinccsatornával rendelkező telérrendszeren, hanem sok kisebb, egyenrangú repedésen, és a mikrorepedéseken keresztül történt. A kőzetátalakulás hiánya feltehetően a fluidumoknak a kőzetre vonatkoztatott alacsony aktivitásával magyarázható. A kismórági és mórági feltárásokban a zárványsíkok száma alacsonyabb, a karbonátterek alapján számolt paleopermeabilitás viszont magasabb, ami egy fejlettebb, fő vezetősatornával rendelkező repedés-hálózatot valószínűsít.

### Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk megköszönni bírálóink dr. KIRÁLY Edit és dr. KOROKNAI Balázs minden részletre kiterjedő alapos bírálatát és értékes észrevételeit. Az infravörös vizsgálatok elvégzéséért dr. VASS Elemért illeti köszönet.

### Irodalom — References

- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slips data soft. — *Journal of Geophysical Research* **8** (B7), 5835–5848.
- BALLA Z., CHIKÁN G., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., KÓKAI A., KOLOSZÁR L., MAROS GY., MARS I., PÁLFI É., PALOTÁS K., RÁLISCH-FELGENHAUER E., ROTÁR-SZALKAI A., TÓTH GY., VETŐ I., MOLNÁR P., TUNGLI GY., BUDA GY., DIDRÓI-PUSKÁS Z., MEZŐ GY. & SZILÁGYI G. 1998: Kis és Középes radioaktivitású erdőmüvi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató és alkalmazási vizsgálat zárójelentése, Üveghuta 1997–1998. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BENKÓ ZS. 2003: Hidrotermális áramlási rendszerek szerkezeti kontrolja a Velencei-hegység keleti részében repedésrendszerek, érhálózatok és fluidzárványsíkok vizsgálata alapján. — *Diplomamunka*, ELTE Budapest, 106 p.
- BENKÓ ZS., MOLNÁR F. & LESPINASSE M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Mőszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidmobilizációs folyamataira. — *Földtani Közlemény* **138/3**, 229–246.
- BODNAR, R. J. & VITYK, M. O. 1994: Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. — In: DE VIVO, B., FREZZOTTI, M. L. (eds): Fluid inclusions in minerals: Methods and applications: Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in Minerals", September 1–4, 1994, Pontignano-Siena, 117–130.
- BUDA Gy. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh (bohémiai)-masszívum granitoidjainak példán — *Kandidátusi értekezés tézisei*, ELTE, Budapest, 147 p.
- BUDA, Gy. & DOBOSI, G. 2004: Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in Variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary) — *N. Jb. Miner. Abh.* **180**, 115–147.
- BUDA GY., PUSKÁS Z., GÁL-SÓLYMOS K., KLÖTZLI U. & COUSENS L. B. 2000: Üveghutai mélyfúrások kristályos kőzeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése (Mórági-rög) — *MÁFI Évi. Jel.* **1999**, 245–252.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája Paleozoikum II.* — Akadémia Kiadó, Budapest, 306–321, 391–394.
- GATTER, I. & TÖRÖK, K. 2004: Mineralogical notes and fluid inclusion studies on quartz-feldspar granite pegmatites and quartz veins from Mórág and Erdősmecke granitoid, S-Hungary — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **45/1**, 39–48.
- GILLESPIE, P., JOHNSTON, J. D., LORIGA, M. A., MCCAFFREY, K. J. W. & WATTHERTON, J. 1999: Influences of layering on vein systematics inline samples. — In: MCCAFFREY, K. J. W., LONERGAN, L. & WILKINSON, J.: Fractures, fluid flow and mineralization. — *Geological Society Special Publication, London* **155**, 35–56.
- JANTSKY B. 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphagység földtana — *MÁFI Évkönyv* **60**, 385 p.
- HAAS, J., HÁMOR, G. & KÖRPÁS, L. 1999: Geological setting and tectonic evolution of Hungary. — *Geologica Hungarica series Geologica* **24**, 179–196.
- KIRÁLY E. & KOROKNAI B. 2004: A Mórági-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete — *MÁFI Évi. Jel.* **2003**, 311–318.
- KLÖTZLI, U. S., BUBA, GY. & SKIÖLD, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr-Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). — *Mineralogy and Petrology* **81**, 113–134.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. & FÖLDVÁRI M. 2004: Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórági Gránit Formációban — *MÁFI Évi. Jel.*, **2003**, 327–331.

- KOVÁCS, S., HAAS, J., CSÁSZÁR, G., SZEDERKÉNYI, T., BUDA, GY. & NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area — *Acta Geologica Hungarica* **43/3**, 225–328.
- LESPINASSE, M., DÉSINDES, L., FRATCZAK, P. & PETROV, V. 2005: Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. — *Chemical Geology* **223**, 170–178.
- MAROS GY., KOROKNAI B., PALOTÁS K., FODOR L., DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., ZILAHÍ-SEBESS L. & BÁN-GYŐRY E. 2004: A Mórággyi-rög ÉK-i részének tektonikai elemzése és szerkezetalakulása — *MÁFI Évi Jelentés*, **2003**, 387–394.
- POROS Zs. 2007: A Mórággyi Gránit paleo-fluidumáramlás rekonstrukciója és repedésrendszereinek vizsgálata Bátaapáti fúrásokban. — *Szakdolgozat ELTE TTK Ásványtani Tanszék*, 126 p.
- ROBERTS, S., SANDERSON, D. J. & GUMIEL, P. 1998: Fractal analysis of Sn-W mineralization from Central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. — *Economic Geology* **93**, 360–365.
- SNOW, D. T. 1969: Anisotropic permeability of fractured media. — *Water Resource Research* **5/6**, 1273–1289.
- Kézirat beérkezett: 2007. 10. 04.

## Hiperszalin paleofluidum-áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében

FINTOR Krisztián<sup>1</sup>, SCHUBERT Félix<sup>1</sup>, M. TÓTH Tivadar<sup>1</sup>

<sup>1</sup> SZTE Ásványtani, Geokémiai, és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6., fintor@geo.u-szeged.hu

### *Indication of hypersaline palaeofluid migration in the fracture system of the Baksa Complex*

#### Abstract

The Baksa Complex is a polymetamorphic basement complex in the SW part of the Tisza Unit. The main borehole of the area (Baksa–2) enabled the exploration of various polymetamorphic rocks of the complex in its 1200 m thickness. However, although some details are known about the metamorphic evolution of the basement rocks, there is only scarce information about their post-metamorphic evolution, brittle deformation and cementation processes. In this study details are presented about petrographic and fluid inclusion analysis of the quartz-carbonate fracture infillings, carried out on the upper 800 m of the Baksa–2 borehole. In the quartz-carbonate veins a qtz+do+cc1+cc2 mineral sequence was observed. The quartz crystals contained several fluid inclusion assemblages aligned along their growth zones. The  $T_h$  values of the FIAs are between 70–130 °C, while in the outermost zone they vary in the 50–90 °C interval. The dissolved salt content is very high in each fluid inclusion, exhibiting an NaCl dominant composition (20.1–25.6 NaCl wt %) with a minor amount of CaCl<sub>2</sub> (1.5–6.0 wt %). It was not possible to measure significant differences between growth zones with respect to the concentration and composition of the dissolved salts. The respective CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub> contents were detected in the vapour phases of each FIA by Raman microspectroscopy. In the do and cc1 phases a high frequency of fluid inclusions were found with homogenization temperatures having intervals of 130–180 °C. The  $T_m$ (Ice) data (–25 – –22 °C) indicated a high salt concentration, similar to those of the quartz phase. The Raman spectra also suggest that NaCl is the dominant dissolved salt in these fluid inclusions. These salt-rich palaeofluids probably originated from the Permian and/or Triassic evaporites of the region and the implies significant fluid migration between the crystalline basement and the overlying sediments.

*Keywords: Baksa Complex, quartz-carbonate veins, fluid inclusion, microthermometry, Raman spectroscopy, hypersaline fluid*

#### Összefoglalás

A Baksai Komplexum polimetamorf aljzatkomplexum, mely a Tiszai-egység DNy-i részének aljzatához tartozik. A Baksa–2 kutatófúrás 1200 m vastagságban tárta fel a kristályos aljzat változatos polimetamorf képződményeit. Szemben a komplexum viszonylag jól ismert metamorf fejlődésével, posztmetamorf fejlődéstörténetéről, töréses deformációjáról, és a törések cementációjáról kevés információ van. Jelen tanulmányban, a Baksa–2 fúrás felső 800 m-es kőzetoszlopában található kvarc-karbonát anyagú repedéskitöltések részletes petrográfiai és fluidumzárvány vizsgálatát végeztük el.

A vizsgált kvarc-karbonát-erekben a qtz+do+cc1+cc2 ásványszekvencia figyelhető meg. A kvarckristályok növekedési zónák mentén csapdázódott elsődleges fluidumzárvány-együtteseket tartalmaznak. A  $T_h$  értékek 70–130 °C között alakulnak, de a legfiatalabb növekedési zónában értékeik 50–90 °C közé csökkennek. Az oldott sótartalom igen magas valamennyi mért zárványban, a számított értékek NaCl domináns sótartalmat (20,1–25,6 wt%) mutatnak kis mennyiségű CaCl<sub>2</sub> tartalommal (1,5–6,0 wt%). Lényeges különbség az egyes zárványegyüttesek között sem oldott sótartalomban, sem összetételben nem jelentkezik. Valamennyi zárványegyüttesben CH<sub>4</sub>, és N<sub>2</sub> jelenlétét mutatta ki a Raman-spektroszkópia a zárványok gőzfázisában. A do és cc1 fázisokban, nagy mennyiségben található elsődleges bezáródású fluidumzárványokban a  $T_h$  értékek 130–180 °C között alakulnak. Az kis  $T_m$ (Ice) értékek (–25 – –22 °C) nagy oldott sótartalomra utalnak, hasonlóan a kvarcban tapasztaltakhoz. A Raman-spektroszkópiás vizsgálatok alapján itt is a NaCl dominanciája jellemző a fluidumban. Ezek a magas sókoncentrációt mutató fluidumok nagy valószínűséggel a perm és/vagy triász evaporit tartalmú üledékes összletekből származtathatók, és számottevő fluidumáramlásra utal a kristályos aljzat és a fedő üledékek között.

*Tárgyszavak: Baksai Komplexum, kvarc-karbonát-erek, fluidumzárvány, mikrotermometria, Raman-spektroszkópia, hiperszalin fluidum*

## Bevezetés

A repedezett rezervoárok vizsgálata az utóbbi évtizedben mind alapvető, mind alkalmazott kutatási szempontból kiemelt feladattá vált. Ennek oka a repedezett kőzetek meghatározó szerepe a fluidumbányászat (O'REILLY et al. 1998, MUNZ et al. 1998, MUNZ 2001, KONNERUP-MADSEN 2006), a geotermikus energiahasznosítás (EVANS et al. 1996, TENZER 2001), vagy a radioaktív hulladékok elhelyezése (BLYTH et al. 2000, WALLIN & PETERMAN 1999) során. A tároló képződmények jelenkori fluidumtároló és -vezető képességét alapvetően a törésrendszer szerkezeti viszonyai, geometriája, valamint a repedésekben végbement cementációs folyamatok határozzák meg. A törésekben kivált ásványok — azon túl, hogy felelősek a porozitás, permeabilitás csökkenéséért — fontos információt tárolnak a cementáció fizikai, kémiai viszonyairól is. Ebből a szempontból kiemelt szerepe van a repedéskitöltő ásványszemcsékbe zárt fluidumzárványoknak, melyek megőrzik a kristály növekedésével egy időben, a repedésben tartózkodó fluidum cseppjeit, lehetővé téve az eredeti fluidum összetételének és a bezáródás fizikai feltételének meghatározását. Az ásványokban fluidumzárványok formájában konzerválódott paleofluidumok mikrometriai és analitikai vizsgálatával fontos információhoz juthatunk a vizsgált terület és közvetlen földtani környezet paleohidrologiai viszonyairól (pl. WALLIN & PETERMAN 1999, CRESPO et al. 2002, FOURCADE et al. 2002, SZABÓ et al. 2003, GONZÁLEZ-PARTIDA et al. 2005). Ezek az ismeretek — amellett, hogy jól kiegészítik recens hidrogeológiai ismereteinket — feltárhatnak olyan korábbi eseményeket, melyek lényegesek lehetnek egy, a jövőre vonatkozó alkalmazott földtani tervezésnél.

Napjainkban különösen környezetföldtani szempontból kiemelkedően fontos a Dél-Dunántúl paleozoos aljzatának komplex kutatása (SZABÓ et al. 2003, KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDEVÁRI 2003). A régióban tervezett kis és közepes (Mórágyi Gránit), valamint nagy aktivitású (Bodai Aleurit) nukleáris hulladéklerakók hosszú távú viselkedésének megértése szempontjából lényeges feladat a képződmények hidrogeológiai és paleohidrologiai viselkedésének részletes megismerése. Ebből a célból az elmúlt években részletes fluidumzárvány vizsgálatok folytak a Mórágyi Gránit képződményein (SZABÓ et al. 2003), valamint az Ófalu-öv nyírt kőzetein (DABI et al. 2008). Munkánkban a Baksai Komplexum posztmetamorf repedésrendszerének cementációjával, paleohidrologiai fejlődésével foglalkozunk. A metamorf tömeg típusfeltárása a Baksa–2 kutatófúrás, amely 1200 m-es talpmélységével a legnagyobb vastagságban harántolja a medencealjzat DNy-i részének kristályos képződményeit. Bár a fúrás kőzetanyagának részletes vizsgálata alapján a komplexum metamorf fejlődéstörténete fő vonalaiban ismert (SZEDERKÉNYI 1976, 1983; ÁRKAI 1984, 1985; ÁRKAI et al. 1999), posztmetamorf fejlődéséről, töréses deformációjáról, a repedések cementációjának viszonyairól kevés információnk van (TARNAI 1997, 1998).

Jelen tanulmányban a Baksa–2 fúrás által harántolt kőzetekben megjelenő kvarc-karbonát anyagú repedéskitöltéseket vizsgáljuk. Célunk, hogy az erek részletes petrográfiai és fluidumzárvány vizsgálatával képet kapjunk a repedésrendszerben egykor áramlott fluidumok fizikai és kémiai tulajdonságairól, valamint a különböző fluidumtípusok eredetéről, esetleges térbeli kapcsolatrendszerükről. A régióban végzett hasonló tárgyú kutatások alapján kísérletet teszünk a Baksai Komplexum és a környező repedezett tárolók paleohidrologiai fejlődésének összevetésére.

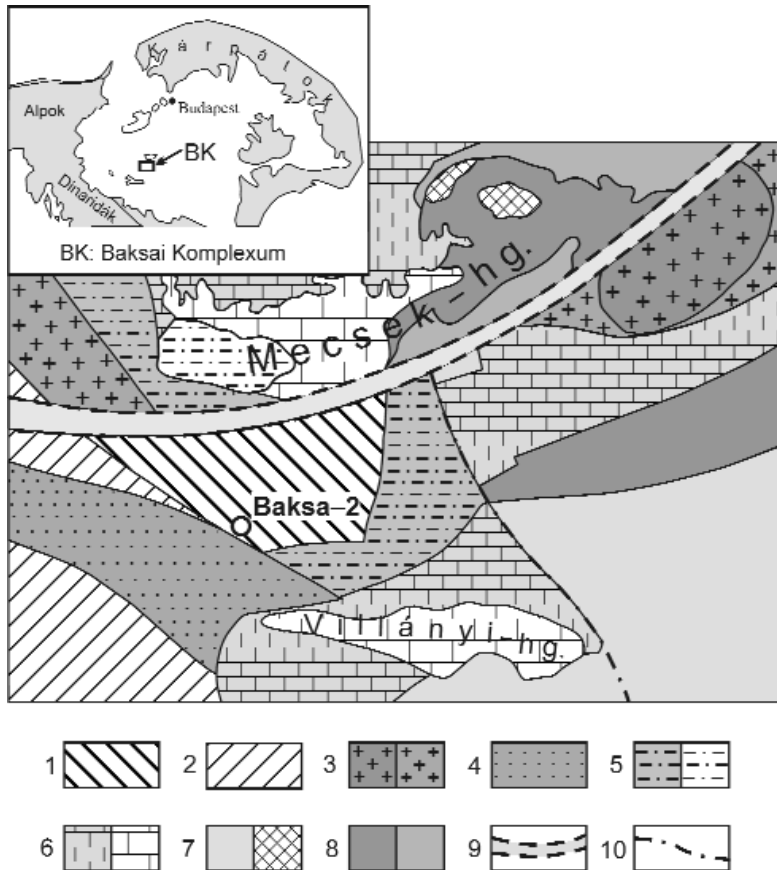
## Földtani háttér

A Baksai Komplexum a Pannon-medence aljzatának déli részét képező Tiszai-egység területén található. A Tiszai-egység a variszkuszi orogenezis végétől a Tethys északi peremén helyezkedett el (GÉCZY 1973). Az európai kontinensről a késő-triászban kezdődő riftesedés következtében vált le (HAAS & PÉRO 2004), és jelenlegi helyzetét a kréta–oligocén hegységképző fázisok hatására, a koramiocén során érte el. A Baksai Komplexum a nagyszerkezeti egységen belül a Dél-Dunántúl kristályos aljzathoz tartozik (1. ábra). Képződményei felszíni kibúvásiban sehol sem ismertek, a felszín legjobban a Görcsönyi-hátság területén közelítik meg, ahol csak vékony (50–100 m) kainozoos üledékek borítják.

Nyugat felől a Görgetegi Formáció, a Babócsai Komplexum metamorf képződményei határolják, míg keleten egy ÉÉNy–DDK-i csapású mélytörési öv (KASSAI 1972), az ún. Villányi-öv választja el a perm–triász üledékes képződményektől, és a kelet-mecseki granitoid övtől, a Mórágyi Komplexumtól. Az Ófalu Fillit zónája a tőle északra elhelyezkedő vastag perm és triász képződményektől választja el, melyek zöme homokkőből, konglomerátumból, és mészkőből épül fel; a perm–triász határon evaporit (anhidrit, gipsz) betelepülésekkel (Hetvehelyi Dolomit Formáció, Magyarürögi Anhidrit Tagozat KONRÁD 1997). A komplexum kőzeteire délen a karbon korú Tésényi Homokkő Formáció és a Villányi-hegység mezozoos üledékes képződményei (1. ábra) települnek. A rátelepülő üledékes kőzetek igen nagy vastagsága miatt, a Baksai Komplexum déli irányú kiterjedését nem ismerjük. SZEDERKÉNYI (1974) rámutat ugyan, hogy a komplexum képződményeinek csapása és kifejlődése egyezik a Szlavóniai-sziget-hegységével, de rokonságukra vonatkozó bővebb információk nincsenek.

A komplexum képződményeit több fúrás is elérte, de jelentős vastagságban csak a Baksa–2 fúrás hatolt az alaphegység képződményeibe. A fúrás 1978–1979-ben, a magyarországi paleozoos alapszelvény kutatási program keretében szerkezetkutató fúrásként mélyült, és a képződmény típusfeltárását jelenti. A fúrás 57,1 és 1200 m között harántolja a kristályos képződményeket, majdnem 100%-os magkihozattal.

A Baksai Komplexum képződményeinek kőzettani felépítését és metamorfózisát sokan kutatták (RAVASZ-



1. ábra. A Baksai Komplexum közvetlen földtani környezetének a kainozoos képződmények elhagyásával

1 – Baksai Komplexum 2 – Babócsai Komplexum 3 – Mórágai Komplexum (karbon), 4 – karbon üledékek, 5 – perm képződmények, 6 – triász képződmények, 7 – jura képződmények, 8 – kréta képződmények, 9 – Mecsek-alja-öv, 10 – Villányi mélytörési öv. Részterkép: A Baksai Komplexum elhelyezkedése a Pannoni-medencében.

Figure 1. Geologic map of the Baksa Complex and its geological environments is presented without Cenozoic sediments

1 – Baksa Complex (study area), 2 – Babócsai Complex, 3 – Mórágai Complex (Carboniferous), 4 – Carboniferous sediments, 5 – Permian formations, 6 – Triassic formations, 7 – Jurassic formations, 8 – Cretaceous formations, 9 – Mecsek shear zone, 10 – Villány deep fracture zone.

BARANYAI 1969; SZEDERKÉNYI 1976, 1983; ÁRKAI 1985, ÁRKAI et al. 1999; KIRÁLY 1996; HORVÁTH et al. 2003). A vizsgálatok szerint az aljzat polimetamorf kőzetekből áll, főleg csillámpalák és gneiszek alkotják, de ezek mellett megtalálható közbetelepülésként márvány, metamorf mészsilikát kőzet, és jelentős mennyiségben tartalmaz amfibolit padokat is, melyek kiindulási kőzeteiként SZEDERKÉNYI (1983) vulkano-szedimenteket határozott meg. A kőzetekben kimutatott átalakulásokat (ÁRKAI et al. 1999, ÁRKAI 1985) egyetlen  $p$ - $T$  út egyes deformációs szakaszaiként értelmezik. A legkorábbi, a területen kimutatható metamorf hatásra a Görcsöny–1 fúrás által feltárt bontott eklogit utal, melynek ásványegyütteséből RAVASZ-BARANYAI (1969) egy korai progresszív és egy azt követő retrográd átalakulási fázisra következtetett. HORVÁTH et al. (2003) a kristályos aljzatot borító miocén konglomerátum eklogit és gránátos amfibolit kavicsait vizsgálták, és az eklogitból a progresszív szakaszra 1300–1500 MPa, és 600–650 °C, értékeket, míg az amfibolitból a retrográd fázisra 800 MPa, és 500 °C

értékeket kaptak. Az ezt követő progresszív közepes nyomású és hőmérsékletű átalakulás Barrow-típusú ásványzonációt eredményezett a kristályos aljzat képződményeiben (SZEDERKÉNYI 1976). Ez a metamorf fázis a legidősebb olyan esemény, amely már mindenhol kimutatható a délkelet-dunántúli aljzat kőzeteiben (ÁRKAI 1984, ÁRKAI et al. 1985, 1999, KIRÁLY 1996). Erre a fázisra ÁRKAI et al. (1999)  $p_{\max}$ : 750±50 MPa,  $T_{\max}$ : 660±20 °C-ot, míg KIRÁLY (1996)  $p_{\max}$ : 500–700 MPa nyomást és  $T_{\max}$ : 540–650 °C értékeket kaptak.

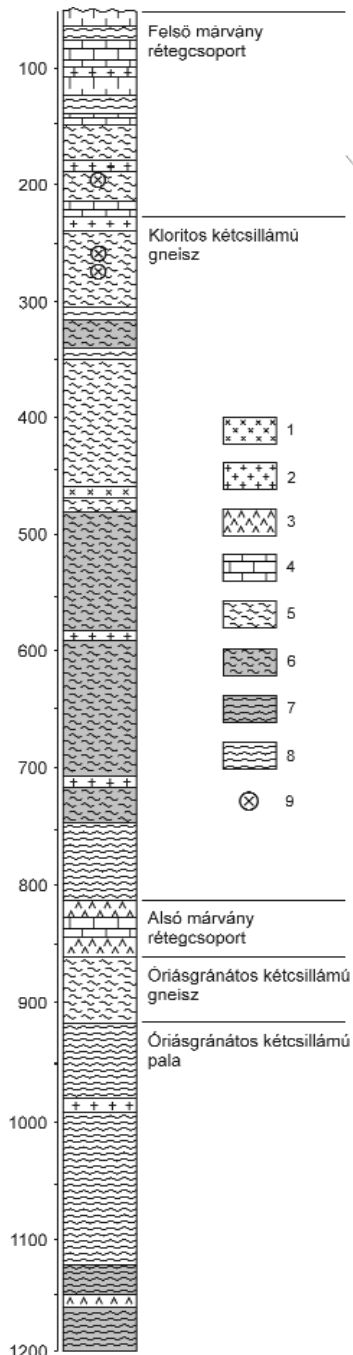
Az ezt követő retrográd folyamat másodlagos albitosodással járt, melyet közel izotermális dekompreszió követett, melynek paramétereire ÁRKAI et al. (1999) 440±20 MPa, és 650±40 °C értékeket, míg KIRÁLY (1996) 200 MPa alatti nyomást, és 400–560 °C-t becsült. ÁRKAI et al. (1999) szerint ez az esemény kapcsolatba hozható a képződmény földtani környezetében lezajlott variszkuszi granitoid magmatizmussal. KOVÁCH et al. (1985) valamint BALOGH et al. (1983) ez utóbbi eseménynek, illetve a Barrow-típusú átalakulásnak a korát 350 és 270 M év közé helyezik, de adataik számos bizonytalanságot hordoznak. A legfrissebb kutatások az említett események korát jóval szűkebb tartományba 307 és 312 millió év közé teszik (LELKES-FELVÁRI & FRANK 2006).

Az izotermális dekompresziót késő-orogén aplittelések benyomulásához kapcsolódó kontakt metasomatózis követte. Ezek az aplitbenyomulások, bár a teljes fűrés szelvényben fellelhetők, csak a karbonátos képződményekben okoztak jelentősebb átalakulásokat. A kontakt hatásra képződött kőzetek közül jellegzetesek az epidotot, gránátokat, diopszidot, és kisebb mennyiségben szulfidásványokat tartalmazó szarnképződmények, valamint az epidotos szaruszirtek. Az aplit mellett hidrotermális ércindikációk is előfordulnak a kőzetöszletben, melyeket SZEDERKÉNYI (1979) genetikai alapon egy aplithoz kötődő korábbi, és egy aplit benyomulástól független későbbi fázisra osztott. TARNAI (1997, 1998) az aplit utáni ércelések keletkezésének hőmérsékletére az ércelések kogenetikus kvarcfázis fluidumzárványából 240–300 °C-ot kapott. A komplexum kőzeteit ért legfiatalabb metamorf átalakulás egy retrográd, zöldpala fáciesű esemény, ami elsősorban kloritosodást, és második generációs albitképződést okozott (SZEDERKÉNYI 1979). Ennek a kisméretű átalakulásnak a hőmérsékletét ÁRKAI et al. (1985) 200–400 °C-ra becsülik, kezdetét SZEDERKÉNYI (1984) az alpi orogenezis idejére helyezi.

A fűrés felső 57,1 m-ig terjedő szakaszát neogén üledékek alkotják. Az 57,1 m-től 1200 m-ig terjedő metamorf kőzetoszlopot SZEDERKÉNYI (1979) uralkodó és jellegzetes

kőzettípusok alapján öt szakaszra osztotta, a továbbiakban az általa közölt elnevezéseket használjuk (2. ábra):

1. Felső márványos rétegcsoport (57,1–223,7 m)
2. Kloritos kétsillámú gneisz (223,7–821,8 m)
3. Alsó márványos rétegcsoport (821,8–866,6 m)
4. Óriásgránátos kétsillámú gneisz (866,6–922,2 m)
5. Óriásgránátos kétsillámú pala (922,2–1200 m)



2. ábra. A Baksa-2 fúrás kőzettani szelvénye (SZEDERKÉNYI 1979 nyomán)  
1 – biotit-andezit telér, 2 – aplit telérek, 3 – amfibolit, 4 – márvány és dolomitmárvány, 5 – kétsillámú gneisz, 6 – kloritos gneisz, 7 – kloritos pala, 8 – kétsillámú pala, 9 – mintavétel helye

Figure 2. Lithological profile of the Baksa-2 borehole (after SZEDERKÉNYI 1979)  
1 – biotite-andesite dyke 2 – aplite dykes 3 – Amphibolite 4 – marble and dolomite marble 5 – two-mica gneiss 6 – chloritic gneiss 7 – chloritic schist 8 – two-mica schist 9 – sampling points

Jelen tanulmányban a felső márványos rétegcsoport és a kloritos kétsillámú gneisz mintegy 800 m-t kitevő kőzetoszlopát vizsgáltuk, ezért e két tagozat kőzettani felépítését mutatjuk be részletesebben.

### Felső márványos rétegcsoport

Az összletre eróziós diszkordanciával települnek a neogén üledékek, ezért az eredeti vastagságában nem tanulmányozható. Igen nagyfokú kőzettani változatosság jellemzi, felső részében (70 m) a márvány és a dolomitmárvány az uralkodó kőzettípusok, melyek több-kevesebb gneisz és csillámpala betelepülést tartalmaznak. Alsó részében a gneisz és csillámpala betelepülések válnak uralkodóvá, plagioklász+kvarc+biotit+muskovit±gránát ásványegytessel jelentős biotit utáni kloritosodással, valamint kianit, szillimanit, és staurolit indexásványokkal. A márványpadok ugyanakkor itt is jelentős vastagságot alkotnak. Az összlet teljes vastagságában gyakoriak az aplitbenyomulások, melyek elsősorban a karbonátos kőzetekben okoztak átalakulásokat.

Ez az átalakulás elsősorban epidotosodással, és diopszidképződéssel járt, és több helyen mészsilikát szaruszirtek is képződtek. A kontaktzóna csak igen vékony (max. 10 cm) sávban jelentkezik, ugyanakkor az aplit erektől akár több méter távolságra is megfigyelhetők epidotos fészkek. Jellemző a tagozatra az utólagos, hidrotermális hatásra képződött ércindikációk jelenléte. Ezek legjellegzetesebb kifejlődése a kőzetet 186,4 m-es mélységben áttörő 6–7 cm vastag polimetallikus érctelér. Ércparagenezisének (pirit, pirrotin, szfalerit, kalkopirit, galenit, pentlandit, hematit, covellin, markazit) és képződési körülményeinek vizsgálatával TARNAI (1998) foglalkozott, és keletkezését kapcsolatba hozta a Villányi-hegység északi előterében lezajlott riolitvulkanizmussal (FAZEKAS & VINCZE 1991).

### Kloritos kétsillámú gneisz

Az átfúrt kőzetoszlopnak ez a legvastagabb tagozata, felépítése meglehetősen egyveretű, fő tömegét kétsillámú pala, gneisz, illetve ezek különböző változatai alkotják néhány amfibolitpad közbetelepülésével. Ásványos összetétele megegyezik a felső márványos rétegcsoportban leírt gneisz és csillámpala összetételével. A kőzettömeg egyes részei kloritosodtak, illetve kovásodtak, ami a retrográd metamorfózis hatására vezethető vissza (SZEDERKÉNYI 1979). A tagozat kőzeteit csak ritkán járják át aplit benyomulások, illetve vetők. Az apliteléreket leggyakrabban 600–700 m mélységben jelentkezők, kontaktmetamorf hatásuk igen csekély. A legjelentősebb vetőzónák a tagozatban 500 m-es mélység körül találhatóak. Egy vetőzónában fiatal biotit-andezittel is található.



### *Alsó márványos rétegcsoport*

A legvékonyabb kőzetszakasz döntően amfibolitból épül fel, de a benne megjelenő márványpadok teszik jellegzetessé. Ezek a márványpadok kizárólag dolomitból állnak, szemben a felső márványos rétegcsoportban találhatóval. Ez a szakasz sokkal gazdagabb aplitbenyomulásokban, mint a felette és alatta települők.

### *Óriásgránátos kétsillámú gneisz*

Ez a kőzetszakasz túlnyomórészt gneiszből épül fel, némi csillámpala betelepüléssel, jelentős mennyiségben tartalmaz gránátokat. A gránátok (döntően almandin összetételűek) mennyisége és mérete jelentősen megnövekszik a tagozatban, egyes helyeken a 2 cm-es nagyságot is eléri.

### *Óriásgránátos kétsillámú pala*

A második legvastagabb tagozat kétharmad részben csillámpalából egyharmad részben gneiszből áll, és szintén nagy mennyiségben tartalmaz gránátokat. Egyes helyeken kis vastagságú amfibolitbetelepülések mutatkoznak.

### **Minták és vizsgálati módszerek**

A vizsgálathoz szükséges minták a felső márványos rétegcsoport és a kloritos kétsillámú gneisz kőzetszakaszokból származnak, a kitöltések mellékkőzete kloritos gneisz. A repedéskitöltő ásványok optikai azonosítása, és vizsgálatuk Nikon Microphot FXA típusú polarizációs mikroszkóppal történt a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén.

### *Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok*

A kvarc-karbonát-kitöltés karbonátfázisáról készült visszafordított elektronképek, elemterképek, és a fázisok EDS analízisei a Szegedi Tudományegyetem Környezettudományi Intézetének elektronmikroszkóp laboratóriumában készültek Hitachi S4700 scanning elektronmikroszkóp segítségével. A műszer mérési paraméterei a vizsgálatok során a következők voltak: gyorsító feszültség: 25 keV, áramerősség: 10  $\mu$ A.

### *Fluidumzárvány vizsgálatok*

A mikrotermometriai vizsgálatok 75–150  $\mu$ m vastag, mindkét oldalon polírozott vastagsizszolatokon készültek. A vastagsizszolatok készítésénél a minták darabolásához

kis fordulatszámú vágógépet alkalmaztunk a zárványok térfogatában esetlegesen bekövetkező változások elkerülése érdekében. A méréseket Linkam THMSG 600, hűthető-fűthető tárgyasztallal felszerelt Olympus BX41 polarizációs mikroszkóppal végeztük. A tárgyasztal hűtése folyékony nitrogén, míg fűtése elektromos fűtőszál segítségével történt. A műszer mérési tartománya –196 és 600 °C közötti. A vizsgálatokhoz 100 $\times$ -os nagyítású objektívet használtunk, a műszer kalibrálását szintetikus fluidumzárványok segítségével végeztük –56,6, 0,0, és 374 °C-on. A mérési pontosság hűtésnél  $\pm 0,2$  °C, fűtésnél  $\pm 0,5$  °C. A kvarcban található zárványok vizsgálatát hűtéssel, míg a karbonátban levőket felfűtéssel kezdtük. Az utóbbi esetben, vizes zárványokban, fagyasztásnál a zárványok ürege — a bezáró ásvány kis keménysége és kiváló hasadása folytán — maradó alakváltozást (térfogatnövekedést) szenvedhet, ami a valóstól eltérő homogenizációs hőmérsékletadatokat eredményezhet (OXTOBY 2000). A zárványok kis mérete miatt mind a kvarcban, mind a karbonátfázisokban található fluidumzárványok végső jégolvadási hőmérsékletét cycling módszerrel határoztuk meg (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). A folyadék-gőz fázisok arányának ( $\phi_v$ ) meghatározását, a zárványfotókon történő területi kimérés alapján végeztük. A vizsgálatok során a SCHUBERT et al. (2007) által publikált szimbólumrendszert alkalmaztuk.

Komplex összetételű, magas sótartalmú H<sub>2</sub>O-só rendszerek esetén a rendszer viselkedését leíró termodinamikai modell nem áll rendelkezésre (BAKKER 2003). Ennek hiányában a sótartalom kiszámítása wt % ekvivalens elven történt a H<sub>2</sub>O–NaCl biner, és H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> terner rendszerekben. A számításokhoz a jég, és a hidrohálit végső olvadási hőmérsékleteit használtuk fel. A sótartalom kiszámításához BAKKER (2003) FLUIDS programcsomagjának *AqSo2e* programmodulját használtuk, ami a H<sub>2</sub>O–NaCl–CaCl<sub>2</sub> terner rendszerre a NADEN (1996) által kidolgozott összefüggéseket alkalmazza. Az egyes fluidumzárványokban a fluidumok fő fizikai paramétereinek (homogenizációs nyomás ( $p_h$ ); moláris térfogat ( $V_m$ ); folyadék-gőz fázisarány ( $\phi_{vap}$ )) meghatározásához a BULK programmodult használtuk a FLUIDS (BAKKER 2003) programcsomagból. A program a teljes zárványfluidumoknál a ZHANG & FRANTZ (1987), a vizes fázisok esetében, pedig a KRUMGALZ et al. (1996) által kidolgozott állapot-egyenletekkel dolgozik. A  $p$ – $T$  diagramok szerkesztésénél az egyes zárványok izochorjait az ISOC (BAKKER 2003) programmal számítottuk ZHANG & FRANTZ (1987) állapot-egyenletének alkalmazásával.

### *Raman-mikrospektroszkópia*

A zárványok Raman-spektroszkópiás vizsgálatát a leobeni Montanuniversität Ásvány- és Kőzettani Tanszékén végeztük, Jobin Yvon LABRAM márkájú konfokális Raman-mikrospektroszkóppal, 100 mW teljesítményű frekvenciakétszerezett Nd-YAG lézer alkalmazásával. A besugárzásokat 532,2 nm (zöld) lézerrel végeztük mind a kvarc-, mind a karbonátmintákon. A műszer spektrális felbontása 4  $\text{cm}^{-1}$ ,

míg térbeli felbontása néhány  $\mu\text{m}^3$ . A spektrométer kalibrálása mesterséges szilíciummal, polietilénnel, kalcittal, és természetes gyémántkristállyal történt. A felvételi idő 150 s volt, spektrumként 30 s-os akkumulációs periódusokkal. A vizes zárványok fluidum fázisaiban a sóhidrátok Raman-spektrumai 3000 és 3700  $\text{cm}^{-1}$  közötti sáv tartományban található, a legfontosabb halogenidek csúcsai 3400  $\text{cm}^{-1}$  körül jelentkeznek (MERNAGH & WILDE 1989, BAKKER 2004).

### Raman-spektroszkópiával segített mikrotermometria

A Raman-spektroszkópiával segített mikrotermometria során a Linkam THMSG 600-as tárgyasztalt a spektrométerre szereltük, hogy az analíziseket különböző hőmérsékleteken tudjuk végezni. A fluidumzárványok fagyasztása során nyert jég és sóhidrát fázisok pontos azonosítása céljából a spektrumokat  $-170$  °C alatti hőmérsékleteken vettük fel. A módszer különösen hatékonyan alkalmazható sóhidrátok végső olvadási hőmérsékletének lehető legpontosabb meghatározására, illetve a sóhidrátfázisok egymástól és a jégkristályoktól való elkülönítésére.

## Eredmények

### A kvarc-karbonát-erek petrográfiai leírása

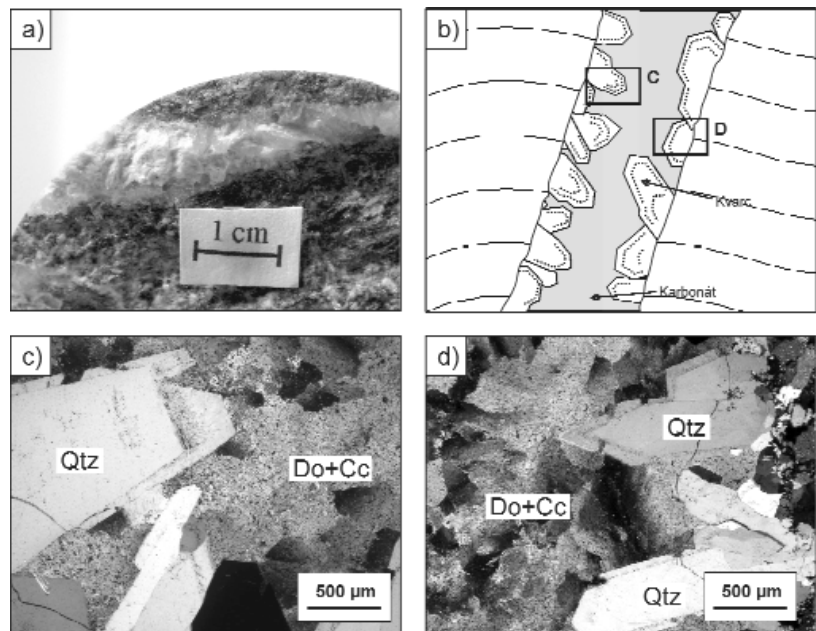
A komplexum metamorf kőzeteiben megjelenő döntően kvarc-karbonát anyagú repedéskitöltések vastagsága 2–10 mm-ig terjed (3. ábra a, b). A kitöltött repedések a fűrőmagtengellyel 30–35°-os szöveget zárnak be. A kitöltésekben a kvarc közvetlenül a mellékkőzetre kristályosodik fennőtt, idiomorf kristályok formájában (3. ábra b, c, d). A kristályok nem unduláló kioltásúak, és növekedési zónásságot mutatnak; az elkülöníthető zónákban a zónásság síkjába rendeződött fluidumzárványok találhatóak (3. ábra b, c, d). A vizsgált kristályokban szilárd zárványokat nem találtunk. A kvarcot az ér belseje felé a repedést hézagmentesen kitöltő szürkésfehér színű, tömeges megjelenésű karbonátfázis váltja fel. Vékonycsiszolatban kristályai hipidiomorf megjelenést mutatnak, rombusz alakú átmetszetek több helyen is megfigyelhetők, a szemcsehatárok ívelt lefutásúak, gyakran rezorbeáltak (3. ábra c, d; 1. tábla a, b, c kép). A karbonát kristályok többsége unduláló, hullámos kioltást mutat, ezekben deformációs ikerlemezek nem fordulnak elő (3. ábra c, d; 1. tábla a, b kép). Az unduláló kioltású kristályok között ritkán megjelennek kisméretű, homogén kioltású szemcsék is, melyek az előző

kristályok között maradt hézagteret töltik ki (1. tábla c, e kép) és bennük deformációs ikerlemezek is megjelennek. Az EDS analízisek alapján tiszta kalcit összetételt mutatnak (cc2). A polarizációs mikroszkópban egységes képet mutató, hullámos kioltású karbonát az elektronmikroszkópos felvételeken két fázisra különül. Az uralkodó fázis kis mennyiségben vasat tartalmazó dolomit ( $\text{Ca}_{1,07}\text{Mg}_{0,73}\text{Fe}_{0,15}\text{Mn}_{0,05}(\text{CO}_3)_2$ ) (do) (1. tábla d-f kép), míg a kisebb mennyiségű tiszta kalcit ( $\text{Ca}_{1,92}\text{Mg}_{0,001}\text{Fe}_{0,03}\text{Mn}_{0,04}(\text{CO}_3)_2$ ) (cc1) alkotja (1. tábla d-f kép). A cc1 a dolomiton belül többnyire elkülönült foltok formájában, illetve szabálytalan alakú szételegyedési mintázatot mutatva jelenik meg (1. tábla d, e kép). A petrográfiai bélyegek alapján a kvarc-karbonát-erek  $qtz + (do + cc1) + cc2$  ásványszekvenciát mutatnak, amiben a do és a cc1 viszonya nem tisztázott, a cc2 fázis azonban biztosan mindkettőnél fiatalabb.

### Fluidumzárvány-petrográfia és -mikrotermometria

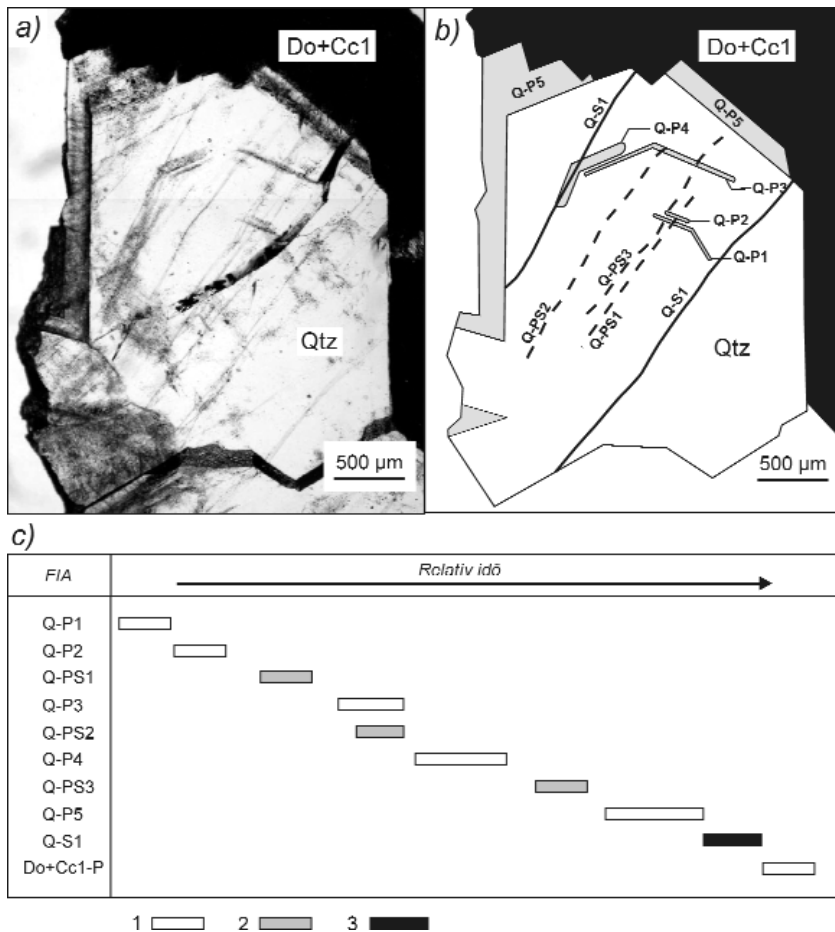
#### Kvarc

A vizsgált minták fennött kvarckristályjaiban igen sok fluidumzárványt figyeltünk meg. A növekedési zónákban található fluidumzárvány-együttesek a kristályok növekedése során csapdázódtak, és mivel újratöltődésükre utaló bélyegeket nem találtunk, képződésüket tekintve elsődlegesnek tekinthetők (4. ábra a, b). Az elsődleges együtteseken kívül elkülöníthetők álmásodlagos, és másodlagos keletkezésű zárványegyüttesek is, melyek behegedt mikrorepedések síkjait jelölik ki (4. ábra, a, b). Valamennyi



3. ábra. a) Kvarc-karbonát-ér fűrőmagban (mellékkőzet: kloritós kétszillámú gneisz). b) A repedés-kitöltés típus vázlatos rajza. c) saját alakú kvarckristályok, növekedési zónákkal. d) kvarc és azt követő hullámos kioltású karbonát

Figure 3. a) Quartz-carbonate vein in core sample (adjacent rock: chloritic two-mica gneiss). b) Sketch of the vein infilling. c) Euhedral quartz crystals with growth zones. d) Euhedral quartz followed by carbonate with undulose extinction



**4. ábra.** a) Az elsődleges, álmásodlagos, és másodlagos fluidumzárvány-együttesek (FIA) elhelyezkedése a vizsgált ásványfázisokban (a kvarckristály közepén végighúzódnó sötét sáv mintakészítés során keletkezett repedés). b, c) A zárványegyüttesek időbeli szekvenciája

1 – elsődleges fluidumzárvány-együttesek, 2 – álmásodlagos fluidumzárvány-együttesek, 3 – másodlagos fluidumzárvány-együttesek

**Figure 4.** a) Location of the primary, secondary and pseudo-secondary fluid inclusion assemblages in the investigated mineral phases. b, c) relative time-sequence of the FIAs

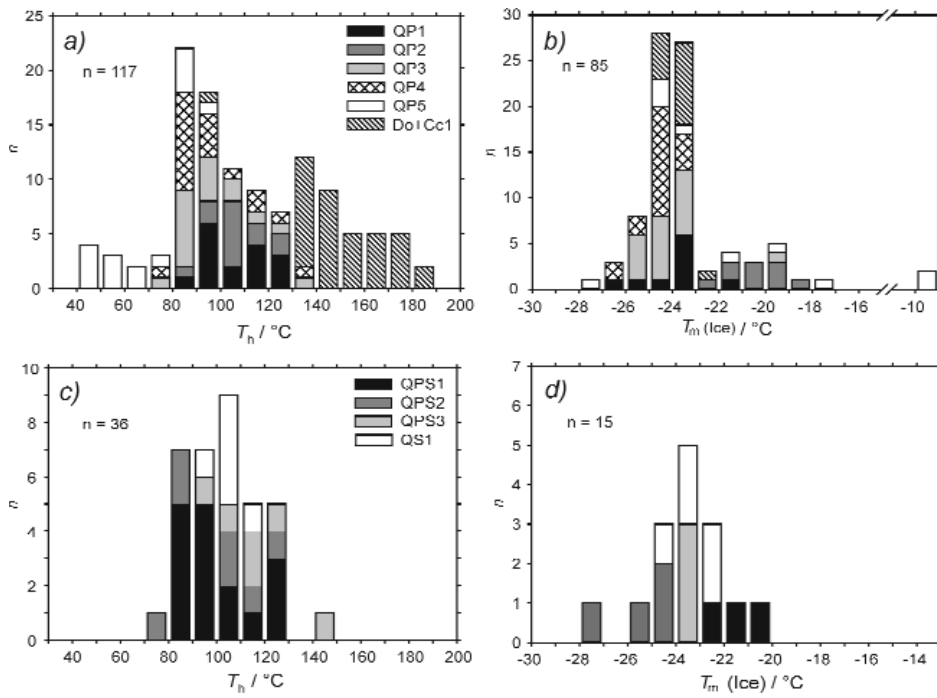
1 – primary FIA, 2 – pseudo-secondary FIA, 3 – secondary FIA

együttesben kétfázisú — folyadék-gőz (L+V) —, valamint egyfázisú folyadék (L) kitöltésű zárványok található; a megfigyelteken kívül más folyadék, illetve szilárd alkotó nem fordul elő bennük. Többségükben szabálytalan alakúak, negatív kristály formájú csak elvétve akad köztük. A vizsgálatra kiválasztott kristályban öt növekedési zónába rendeződött elsődleges (Q-P1–Q-P5), valamint három álmásodlagos (Q-PS1–Q-PS3) és egy másodlagos (Q-S1) zárványegyüttes különíthető el (4. ábra c). A Q-P1-től a Q-P4-ig terjedő zónákban az L+V típusú zárványok uralkodnak, ami jellemző a Q-PS1-3 és Q-S1 zárványegyüttesekre is, ugyanakkor a Q-P5-ös zónában az L típusúak dominálnak. A kétfázisú zárványok mérete 2–24 µm között változik, a leggyakoribb a 7–15 µm mérettartomány. Az álmásodlagos és másodlagos zárványegyüttesekben a <3 µm zárványok dominálnak, a mikrotermometriával vizsgálható nagyságúak jóval kisebb arányban vannak jelen, mint az elsődleges együttesekben. A tiszta folyadékkitöltésű zárványok döntő többsége igen kis méretű (<4 µm), kivételt képez ez alól a Q-P5 zóna, ahol 5–15 µm-es egyfázisú (L)

zárványok is megfigyelhetők. A kétfázisú zárványok kivétel nélkül folyadék dominánsak, a  $f_{vap}$  értékek 0,023 és 0,12 közé esnek az összes zárványra nézve. Az egyes zárvány-együttesek között nem jelentkezik szignifikáns különbség ( $f_{vap}$ , Q-P1: 0,1–0,06; Q-P2: 0,12–0,055; Q-P3: 0,1–0,03), bár a Q-P4-esben kissé alacsonyabbak ( $f_{vap}$ : 0,08–0,02).

A mikrotermometriai mérések során a zárványok krioszkopos vizsgálatok valamennyi zárványegyüttesben megfigyelhetők voltak olyan nagyobb méretű, egyfázisú (L) zárványok, amelyekben buboréknukleáció következett be lehűtés során. A kétfázisú zárványokban a jég végső megolvadása mindig sóhidrát jelenlétében ment végbe. A végső jégolvadási hőmérsékletek ( $T_m(Ice)$ ) az elsődleges zárvány-együttesekben  $-27,2$  és  $-18,7$  °C között alakulnak, azonban az egyes növekedési zónák között kisebb eltérések mutathatók ki (5–6. ábra, I. táblázat). A Q-P1 zónában mértek ( $T_m(Ice)$ :  $-25$  –  $-22$  °C) után a Q-P2-ben kis mértékű növekedés figyelhető meg ( $T_m(Ice)$ :  $-21,7$  –  $-18,7$  °C) (5. ábra b; 6. ábra a, b; I. táblázat). A Q-P3-ban a  $T_m(Ice)$  értékek csökkennek ( $T_m(Ice)$ :  $-25,7$  –  $-23,3$  °C), majd a Q-P4-ben ismét hasonló értékek következnek ( $T_m(Ice)$ :  $-26,7$  –  $-23,0$  °C) (5. ábra b; 6. ábra c, d; I. táblázat). A Q-P5 zónában a gőzfázis hiánya miatt csak kevés jégolvadási adatot kaptunk, azonban ezekből is kitűnik, hogy a  $T_m(Ice)$  értékek nagymértékben szóródnak ebben a zónában ( $T_m(Ice)$ :  $-27,2$  –  $-8,7$  °C) (5. ábra b; 6. ábra e; I. táblázat). Az álmásodlagos együttesekben a gőz-fázis hiánya szintén megnehezítette a mérést a jégolvadási hőmérsékletek ( $T_m(Ice)$ :  $-27$  –  $-20$  °C) szempontjából az egyes generációk között kimutathatók kisebb eltérések (5. ábra d, I. táblázat).

A legmagasabb értékek a Q-PS1 együttesben jellemzők ( $T_m(Ice)$ :  $-23$  –  $-20$  °C), míg a legalacsonyabb értékeket ( $T_m(Ice)$ :  $-27$  –  $-24$  °C) az időrendileg a Q-P3 és Q-P4 generációk között található Q-PS2 együttesben kaptuk (5. ábra d, I. táblázat). A másodlagos bezáródású zárványok esetében (Q-S1) a végső jégolvadási hőmérsékletértékek szintén igen alacsonyak, ugyanakkor a jóval szűkebb  $-24$  –  $-23$  °C-os tartományba esnek (5. ábra d, I. táblázat). A zárványok kis mérete, valamint egyes esetekben a gőzfázis hiánya valamennyi zárványegyüttesben megnehezítette a kezdeti jégolvadási hőmérséklet ( $T_e$ ) megállapítását. Azokban a zárványokban, ahol mérni lehetett, értékei  $-60$  és  $-50$  °C közé estek (I. táblázat), ugyanakkor valamennyi zárvány esetében



5. ábra. A homogenizációs ( $T_h$ ), és végső jégolvadási ( $T_m(Ice)$ ) hőmérsékletek eloszlása a repedéskitöltő ásványok fluidumzárvaiban

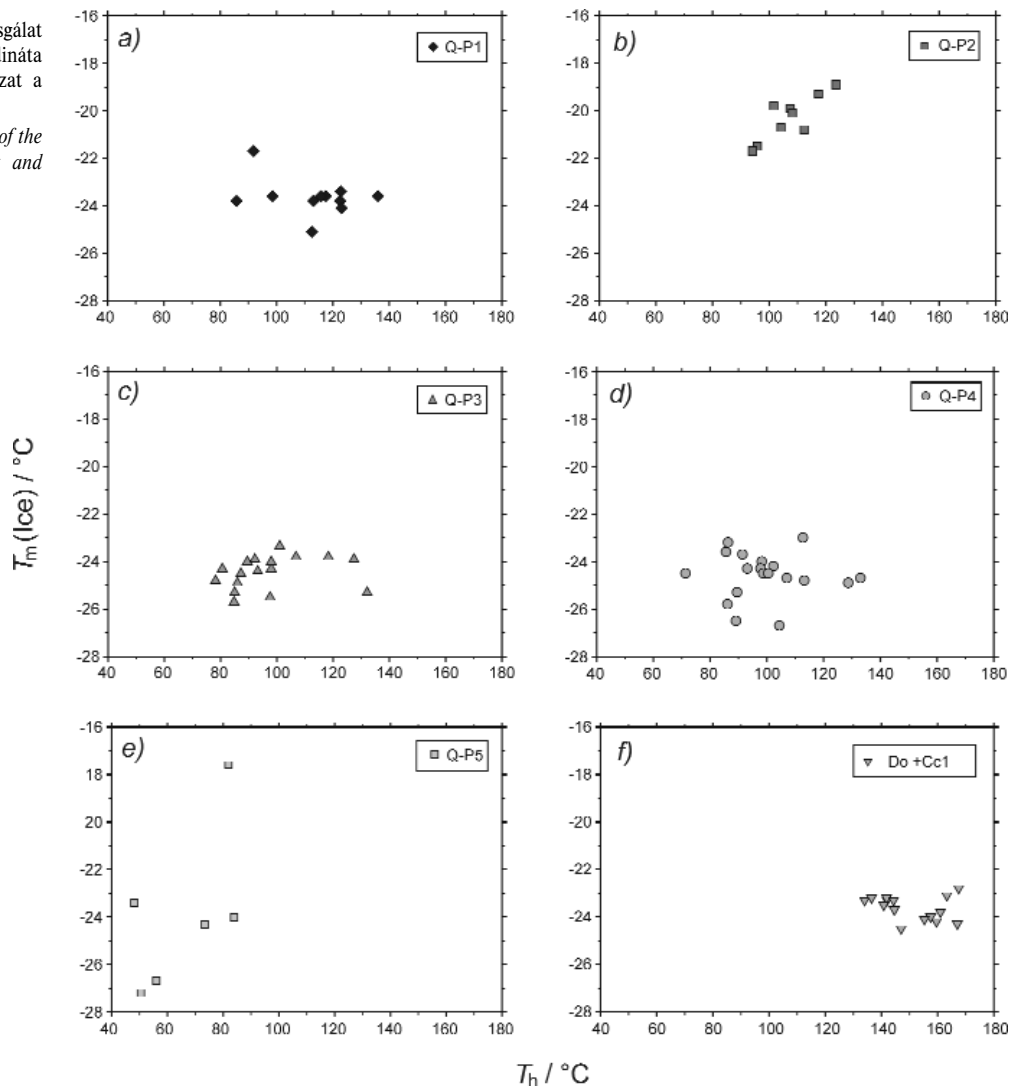
a, b) elsődleges fluidumzárványok  $T_h$  és  $T_m(Ice)$  histogramjai a kvarc, do+cc1 fázisokban; c, d) a kvarcfázis álmásodlagos és másodlagos fluidumzárványainak  $T_h$  és  $T_m(Ice)$  histogramjai

Figure 5. Distribution of homogenisation ( $T_h$ ) and final ice-melting ( $T_m(Ice)$ ) temperatures of the inclusions in fracture-filling minerals

a, b) ( $T_h$ ) and  $T_m(Ice)$  histograms of the primary fluid inclusions of quartz, dolomite and calcite phases; c, d) ( $T_h$ ) and  $T_m(Ice)$  histograms of the pseudo-secondary and secondary inclusions of the quartz phase

6. ábra. A fluidumzárvány-vizsgálat eredményei a  $T_m(Ice)$  vs  $T_h$  koordináta rendszerben. Részletes magyarázat a szövegben

Figure 6.  $T_m(Ice)$  vs.  $T_h$  data plots of the fluid inclusions from the quartz and calcite phases. For details see text



I. táblázat. A repedéskitöltő ásványok fluidumzárvány-együtteseiben mért és a mért adatokból számított értékek összefoglaló táblázata  
 Table I. Measured and calculated data from the fluid inclusion assemblages of the fracture infillings

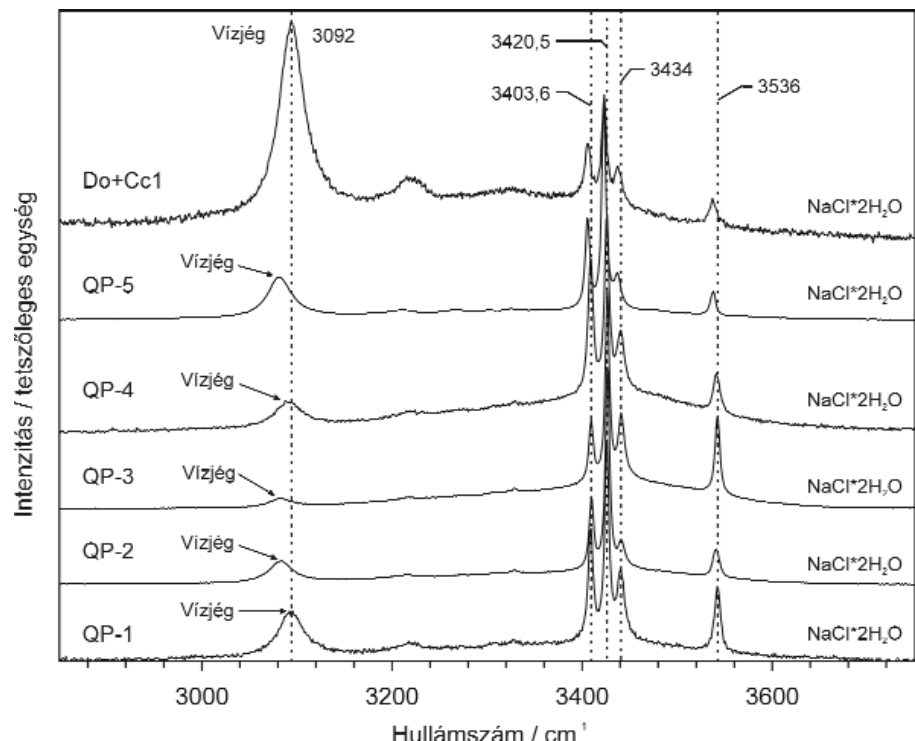
Ásványfázisok	$T_h$ (°C)	$T_c$ (°C)	$T_m$ (Ice) (°C)	$T_m$ (Hh) (°C)	Sótartalom			Gázfázis összetétele		
					NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O		NaCl-H <sub>2</sub> O	CH <sub>4</sub> mol%	N <sub>2</sub> mol%	
					NaCl wt%	CaCl <sub>2</sub> wt%	NaCl eqv.wt%			
Kvarc										
FIA	QP-1	85,8-136	—	-25,0 - -21,6	-19,5 - -11,5	23,1-24,7	1,6-3,2	23,6-24,7	14,0	86,0
	QP-2	89,2-139,3	-53,0	-22,4 - -18,8	—	—	—	21,5-24,2	12,1	87,9
	QPS-1	81,0-127,5	—	-22,6 - -20,5	—	—	—	23,0-23,9	—	—
	QP-3	78,2-132,1	-57,1	-25,5 - -23,3	-21,1 - -6,5	20,1-25,6	1,5-4,0	23,4-25,8	11,9	88,1
	QPS-2	74,8-127	—	-27,4 - -24,2	—	—	—	24,5-25,5	—	—
	QP-4	71,3-133	-52,6	-26,7 - -23,0	-19,3 - -5,5	21,1-24,9	2,1-6,1	23,7-25,6	27,3	72,7
	QPS-3	98,0-145,5	—	-24,3 - -23,4	—	—	—	24,2-24,4	—	—
	QP-5	43,9-91,2	—	-27,2 - -8,7	—	—	—	12,6-25,4	7,7	92,3
QS-1	91,1-116,7	—	-23,9 - -22,8	—	—	—	24,0-25,0	—	—	
Cc <sub>Mg</sub> +Cc1	95,0-182	—	-24,2 - -22,8	—	—	—	24,6-23,9	—	—	

megfigyeltük, hogy olvadákfázis már -40 °C alatt jelen volt (II. tábla a, b, c kép).

A zárványok Raman spektroszkópiás vizsgálata során a sóhidrát fázisok (II. tábla e, f kép) spektrumain valamennyi zárványegyüttesben a hidrohalit (NaCl\*2H<sub>2</sub>O) jellemző csúcsait lehetett azonosítani (3403,6; 3420,5; 3434; és 3536 cm<sup>-1</sup> értékeknél, 7. ábra), azaz a zárvány fluidum oldott NaCl-ot tartalmaz. Az eutektikus hőmérsékletek, az olvadákfázis jelenléte -40 °C alatt, valamint a kapott  $T_m$  (Ice) adatok arra utalnak, hogy a rendszerben — a NaCl mellett — legalább egy további komponens jelenléte szükséges, hogy a megfigyelt fázisátalakulások lejátszódhassanak. Az alacsony eutektikus hőmérséklet alapján feltételezhető a fluidumban az oldott CaCl<sub>2</sub> jelenléte (YANATIEVA 1946). A CaCl<sub>2</sub> tartalom pontos meghatározása céljából az elsődleges zárványegyüttesekben hidrohalit olvadási hőmérsékleteket ( $T_m$ (Hh)) is mértünk (I. táblázat) (BODNAR et al. 1989). A mért hőmérsékletek alapján a zónák között jelentős különbségek nem mutathatók ki, ugyanakkor értékeik a Q-P3, és Q-P4-ben jelentősen szóródnak, szemben a QP-1 zónában megfigyelt, kis szórású mutató értékekkel (I. táblázat). A Q-P2, és Q-P5 zónák zárványainak metastabil viselkedése (a buborék nukleáció gyakori elmaradása) miatt ezekben az együttesekben nem születtek értékelhető  $T_m$ (Hh) adatok. A mikrotermometria vizsgálatok során egyetlen zárványban sem sikerült gáz-hidrát (klatrát) képződést megfigyelni. Annak tisztázása céljából, hogy a zárványok tartalmaznak-e valamilyen gáz komponenszt az el-

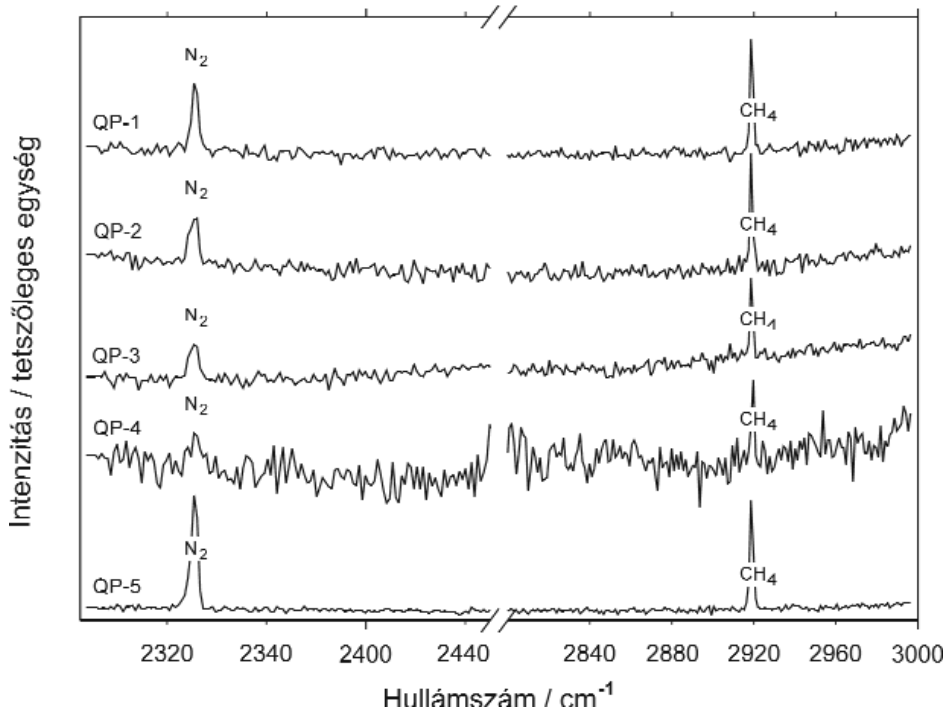
sődleges zárványegyüttesekben, a zárványok gőz fázisairól is készültek Raman-spektroszkópiás felvételek. A Raman-spektrumok valamennyi vizsgált együttesben N<sub>2</sub> (~2331 cm<sup>-1</sup>) és CH<sub>4</sub> (~2919 cm<sup>-1</sup>) jelenlétét mutatták ki (8. ábra). Annak ellenére, hogy jelenlétüket kimutattuk, a zárványok -196 °C-ra hűtése során nem lehetett a CH<sub>4</sub>, és N<sub>2</sub> fázisokra utaló átalakulásokat megfigyelni, így sem a két fázis szételegyedését, sem a visszafűtés során bekövetkező homogenizációjukat (parciális homogenizáció) nem tudtuk mérni. A megfigyelt jelenségek ellenére a kis mennyiségű metán okozhat  $T_m$  (Ice) csökkenést, ami kis mértékben növeli a számított sótartalmat.

A zárványok felfűtése során a homogenizációs hőmér-



7. ábra. Fagyasztott vizes fluidumzárványok Raman-spektrumai a kvarc, do, és ccl fázisok elsődleges fluidumzárvány-együtteseiből

Figure 7. Raman spectra of the O-H stretching region (3000 to 3600 cm<sup>-1</sup>) of frozen aqueous fluid inclusions in the primary FIA of quartz do and ccl phases



8. ábra. Fluidumzárványok gőzfázisainak Raman-spektrumai a kvarc elsődleges fluidumzárvány-együtteseiből.

Figure 8. Raman spectra of the vapor phase in primary FIA-s of the quartz

sékletek ( $T_h$ ) Q-P1, és Q-P2 zónákban 90 és 125 °C között változnak (5. ábra a; 6. ábra a, b; I. táblázat). A Q-P3, és Q-P4 zónákra, egy szélesebb 80–135 °C-os tartomány a jellemző, a mért értékek többsége 80 és 100 °C közé esik (5. ábra, a; 6. ábra, c, d; I. táblázat). Az előző zónáktól jelentősen eltérnek a Q-P5 zóna adatai, ahol 50–90 °C közötti értékek tapasztalhatók (5. ábra, a; 6. ábra, e; I. táblázat). A másodlagos zárványegyüttesekben a  $T_h$  értékek 90 és 120 °C között alakulnak (5. ábra, c; I. táblázat).

### Karbonát

A kvarcot követő karbonát *do* és *cc1* fázisaiban nagyon sok fluidumzárvány található, ugyanakkor a *cc2* fázis szinte teljesen zárványmentes, a benne ritkán megjelenő zárványok, pedig kis méretük miatt alkalmatlanok mikrotermometriai vizsgálatokra. A *do* és a *cc1* fázisokban található zárványok között petrográfiai jellemzők alapján nem lehet különbséget tenni. Elrendeződésükben morfológiai alapon egyik fázisban sem lehet kimutatni semmilyen kristálytani irányok szerinti elrendeződést, és beforrt mikrorepedések menti zárványsorok is csak elvétve találhatók. A zárványok a kristályok magjától a peremekig egybefüggő zárványfelhőt alkotnak. A megfigyelt jellegzetességekből a két karbonátfázis zárványainak elsődleges keletkezésére következtethetünk. Túlnyomó többségükben kétfázisúak; szobahőmérsékleten egy folyadék- és egy gőzfázis különíthető el bennük (L+V) (II. tábla g, h kép). Az egyfázisú zárványok tiszta folyadék kitöltésűek (L), és csak alárendelt mennyiségben fordulnak elő. Az L+V típusúak folyadék-dominánsak, a  $f_{vap}$  értékeik 0,15–0,2 között változnak. Alakrajzi szempontból a zárványok között nagyjából azonos mennyi-

ségben található negatív kristályformát mutatók, és szabálytalan alakúak, méretük az 5–20  $\mu\text{m}$  tartományba esik.

A zárványok végső jégolvadási hőmérsékletei rendkívül egységes képet mutatnak. A mért  $T_m(\text{Ice})$  értékek igen szűk –22,5 – –24,5 °C-os intervallumba esnek mind a *do*, mind pedig a *cc1* fázis esetében (5. ábra b; 6. ábra f; I. táblázat). A zárványok kis mérete és gyakori metastabil viselkedése következtében nem születtek értékelhető  $T_c$  adatok, ugyanakkor megfigyeltük, hogy olvadásfázis már –40 °C alatt megjelent. A befoglaló ásvány erőteljes fluoreszcenciája ellenére lehetővé vált Raman-spektroszkópia alkalmazásával a zárványokban oldott domináns só(k) típusának megállapítása. Amint az a 7. ábrán látható, a kapott spektrum a NaCl jelenlétét bizonyítja. Az említett zavaró hatás azonban gátját képezte a hidrohálit olvadási hőmérsékletek meghatározásának, így a *do* és *cc1* fázisok esetében az oldott sókoncentráció kiszámítására nem nyílt lehetőség. A vizsgálat során kapott értékek ( $T_m(\text{Ice})$ ) és megfigyelt jelenségek (olvadásfázis –40 °C alatt) alapján feltételezhető, hogy a NaCl mellett itt is a  $\text{CaCl}_2$  a másik lényeges alkotó a zárványokban (YANATIEVA 1946). A fluidumfázisban oldott gázkomponensek mikrotermometriai úton nem mutathatók ki, Raman-spektroszkópiás analízisük, pedig az ásvány erőteljes fluoreszcenciája miatt hiúsult meg.

A zárványok V→L típusú homogenizációt mutatnak; a homogenizációs hőmérsékletek — mindkét ásványfázisban — 130 és 180 °C között változnak, a legtöbb érték 130–150 °C közé esik (5. ábra a; 6. ábra f; I. táblázat). A *do* és a *cc1* fázis zárványai között a  $T_h$  értékek alapján nem lehet különbséget tenni. A mért értékek és a zárványok kristályon belüli helyzete között semmilyen egyértelmű összefüggés/változás nem mutatható ki.

### Diskusszió

#### Az eredmények értelmezése

A vizsgált fluidumzárvány-együtteseket — mind a kvarc-, mind a karbonátfázisokban — viszonylag szűk intervallumba eső  $T_m(\text{Ice})$  értékek mellett viszonylag széles, 70 °C-ot elérő tartományban szóródó homogenizációs hőmérsékletek jellemzik. Mivel a vizsgált zárványegyüttesek szöveti bélyegeik alapján egyértelműen különíthetőek, az

eltérő zárványegyüttesek keveredésének lehetőségét ki-zárhatjuk. Egyazon együttesen belül jelentkező, szélsőségesen eltérő  $T_h$  értékek kialakulását azonban több önálló, esetenként egymásra rakódó folyamat is előidézheti. A lehetséges mechanizmusok és az azokra utaló szöveti/ mikrotermometriai bélyegeket a II. táblázatban foglaltuk össze (ROEDDER, 1984, GRATIER & JENATTON 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994; LOUCKS 2000; BODNAR 2003, DIAMOND 2003). A táblázatban egyazon mechanizmushoz esetenként több bélyeg is tartozik, de figyelembe kell venni, hogy az adott mechanizmus működése folytán nem szükségszerűen jelenik meg minden feltüntetett bélyeg.

Amennyiben a zárványok kialakulásakor a repedés-rendszerben két fluidumfázis volt stabil (pl. L+V), úgy a bezáródás során a folyadék és gázfázisok térfogataránya változó lesz (heterogén bezáródás, DIAMOND 2003, 3–9. ábra). Ez esetben az együttesen belül a szélsőségesen változó  $\phi_{vap}$  értékekhez eltérő  $T_h$  értékek és eltérő típusú homogenizáció kapcsolódnak. A vizsgált minták egyikében sem figyelhetők meg szélsőségesen eltérő  $\phi_{vap}$  értékek, a homogenizáció módja, pedig kivétel nélkül a V→L típusú, azaz a heterogén bezáródást semmiféle petrográfiai bizonyíték nem támasztja alá.

Változatos  $T_h$  értékek alakulhatnak ki, azonban eredendően homogén fluidumzárvány-együttesekben a bezáródást követően lezajlott természetes és/vagy mesterséges átalakulások révén is (GRATIER & JENATTON 1984, SHEPPERD et al. 1985).

Ezt kiküszöbölendő a mintakészítést kis sebességű, folyadékűtésű vágógép alkalmazásával végeztük, ami kizárja a megfigyelt, szóródó  $T_h$  értékek ilyen módon történt kialakulását.

Egy eredendően homogén zárványegyüttes tagjainak sűrűség (és ez által  $T_h$ ) változását, ezen értékek szóródását a bezáró ásvány átkristályosodása (lokális oldódása, majd

kiválása) is kiválthatja (AUDÉTAT & GÜNTHER 1999, AYLLÓN et al. 2003). Mivel az új zárványokban az egyes fázisok mennyisége véletlenszerűen alakul ki, így a kialakuló  $T_h$  értékek széles tartományban szórhatnak, és — ellentétben a heterogén bezáródással — nem hordoznak információt a tényleges bezáródás fizikai körülményeiről (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994).

LOUCKS (2000) heterogén bezáródású zárványegyüttesek folyadékdomináns tagjait vizsgálva kimutatta, hogy  $T_h$  értékeik, gyakoriságukkal összevetve jellegzetesen aszimmetrikus eloszlást mutatnak, a magasabb hőmérsékletek felé hosszabban elnyúló csóvát formálva. A vizsgált együttesek hisztogramjai közül a karbonátban és a QP-3, és QP-4 zónák esetében megfigyelhető ugyan a fent említett aszimmetrikus eloszlás, azonban a zárványok más szöveti bélyegei nem támasztják alá a heterogén bezáródás lehetőségét.

Mindezek alapján feltételezzük, hogy a vizsgált fluidumzárvány-együttesek homogén fluidumot csapdáztak, majd ezt követően a bezáró ásvány még a fázishatár elérését megelőzően, viszonylag magas hőmérsékleten átkristályosodott, ami egyes zárványok üregének lefűződését, feldarabolódását eredményezte. Az egyes fluidumzárvány-együtteseken belül viszonylag széles tartományban jelentkező homogenizációs hőmérsékletek a fentiek alapján sem heterogén bezáródással, sem az azt követő lefűződéssel nem magyarázhatók.

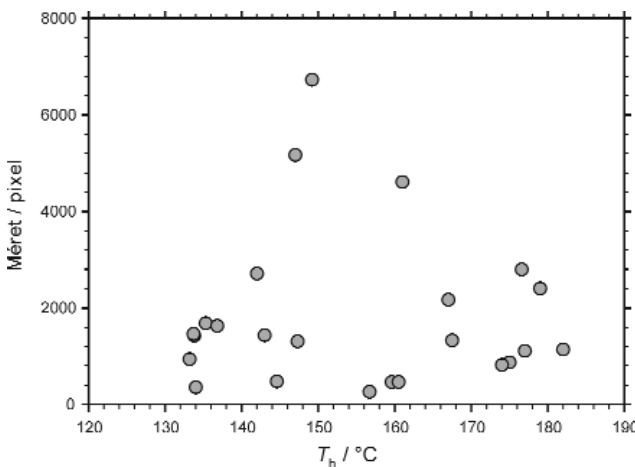
Bezáródást követő térfogat/sűrűség változás legnagyobb valószínűséggel a do és cc1 által csapdázott, legmagasabb homogenizációs hőmérsékleteket (130–170 °C) mutató elsődleges zárványegyüttesekben fordulhat elő. A kiváló hasadással bíró, puha ásványokban kialakult zárványok üregei elméletileg könnyen szenvedhetnek plasztikus, ill. elasztikus alakváltozást. A felfűtés során bekövetkező nyomásemelkedés hatására ugyanis az üreg térfogata

**II. táblázat.** Összefoglaló táblázat a fluidumzárvány-együttesekben előforduló szélsőségesen eltérő  $T_h$  értékek lehetséges okairól és az észlelt szöveti és mikrotermometriai jellemzőkről (sötétszürkével jelölve: az általunk vizsgált zárványokban tapasztalt jelenségek)

**Table II.** Table of the possible reasons for the occurrence of extremely wide  $T_h$  interval and the observed textural and microthermometric features in the investigated FLAs (boxes with a grey background show the observed features)

Lészelt szöveti /mikrotermometriai jellemzők Observed textural/microthermometric features	Lehetséges okok Possible causes	Heterogén bezáródás / Heterogeneous entrapment	Plasztikus alakváltozás / Plastic deformation	Rekristallizáció (lefűződés) Recrystallization (necking down)	Felnyílás/újratöltődés/ fluidum-keveredés Leakage/refilling/ fluid-mixing	Felülíródás Reequilibration
unduláló kioltás, ikerlemezesség Undulose extinction, Twin lamellae			+		+	
lefűződés/negatív kristályformájú zárványok Necking down/Negative crystal shaped FI				+		
L→V homogenizáció/gáz domináns zárványok L→V type homogenization/vapor dominant FI		+		+		
széles tartományban szóródó $T_m(ice)$ értékek $T_m(ice)$ values are scattering in a broad range					+	
$T_m-T_h$ digramon jelentkező trend Trend occur on $T_m-T_h$ plot	azonos $T_m(ice)$ similar $T_m(ice)$  $T_h$ értékekkel változó $T_m(ice)$ $T_m(ice)$ are changing with $T_h$	+	+		+	
$T_h$ -FI méret digramon jelentkező trend Trend occur on $T_h$ -FI plot						+
aszimmetrikus $T_h$ hisztogram Assymmetric shape of $T_h$ histogram		+				

megnőhet, ami a teljes sűrűség csökkenésével az eredetinel magasabb homogenizációs hőmérséklet kialakulásához vezethet. E felülíródást befolyásoló két legfontosabb paraméter — a zárvány alakján túl — annak mérete, ill. a zárvány felszíntől való távolsága (LACAZETTE 1990). Emiatt a felfűtés során az a zárvány fogja legnagyobb valószínűséggel elszennedni az alakváltozást, amelyik a legnagyobb, ill. a csiszolat felszínéhez a legközelebb helyezkedik el. Ebből a feltételezésből kiindulva összevetettük a do és cc1 zárványainak  $T_h$  és maximális kiterjedés értékpárait (9. ábra). Amennyiben a belső nyomásemelkedés hatására következett volna be a zárványok felülíródása, úgy a nagyobb méretű zárványokhoz nagyobb  $T_h$  társulna, ami monoton növekvő trendvonalat eredményezne a fenti diagramon. A do + cc1 mintákban ilyen összefüggés nem mutatható ki. A külső hatásra bekövetkező plasztikus alakváltozás lehetősége mindazonáltal fennáll, ezt a do és



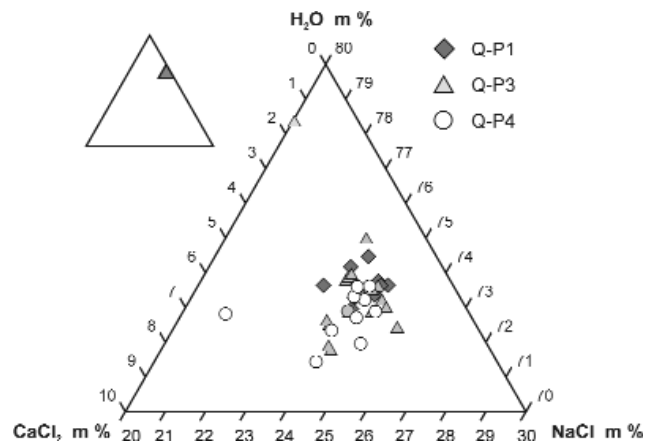
9. ábra. A do és cc1 fázisok fluidumzárványainak mikrofotókon mért méret vs  $T_h$  diagramja

Figure 9. Fl size (measured on microphotos) vs.  $T_h$  plot of the fluid inclusions of the do and cc1 phases

cc1 fázisokban jelentkező unduláló kioltás, valamint a cc2 fázisban elszórtan jelentkező ikerlemezek is alátámasztják.

A  $T_m(\text{Ice})$  és a  $T_m(\text{Hh})$  értékekből a NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O rendszerben (BAKKER 2003) számított szalinitási adatok igen magas, 20–26 wt% NaCl koncentrációt, és jóval kisebb, 1,5–6,1 wt% CaCl<sub>2</sub>-ot mutatnak. A CaCl<sub>2</sub> jelenlétét közvetlenül nem sikerült kimutatni a CaCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O (antarktikit) ugyanis a NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O rendszer eutektikus hőmérsékletén (–52°C) destabilizálódik és szétesik (OAKES et al. 1990). Eutektikus hőmérséklet alatt készült Raman-felvételen, pedig, ha a NaCl:CaCl<sub>2</sub> > 2:1 (ami esetünkben fennáll) akkor nagyon nehéz kimutatni az antarktikit a hidrohál mellett (SAMSON & WALKER 2000).

A NaCl mennyisége nem mutat jelentős változást, illetve változási trendet az egyes zárványgenerációk között. Az egyes generációkon belül tapasztalt több %-os eltérések (20–26 m/m%), pedig ilyen nagy oldott sótartalom esetén nem jelentenek szignifikáns ingadozást a sótartalomban (10. ábra). A CaCl<sub>2</sub> esetében a változás kissé jelentősebb, itt a QP-3, és QP-4 zárványegyüttesekben megnövekszik a



10. ábra. Az elsődleges fluidumzárványok fluidumainak összetétele a kvarcfázis három növekedési zónájában a NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O terner rendszerben

Figure 10. Composition of the primary aqueous fluid inclusions of the quartz FIA-s in the NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system

mennyisége, ami koncentráció-növekedésre utal a szülő fluidumban a kvarckristályok képződése során.

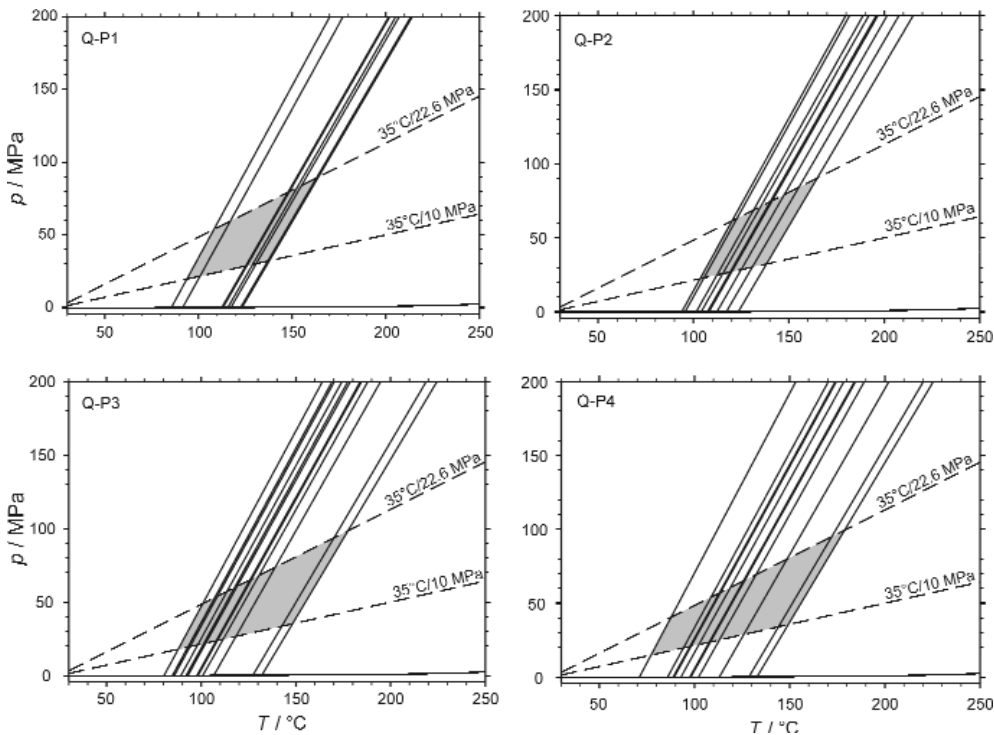
A  $p$ - $T$  diagramok (11. ábra) szerkesztésénél az izokorok számítása NaCl-H<sub>2</sub>O modell rendszerben történt a kimutatott CaCl<sub>2</sub> tartalom figyelmen kívül hagyásával. Az egyszerűsítést POTTER & CLYNNE (1978) munkájára alapoztuk, akik kimutatták, hogy komplex összetételű elektrolitrendszerekre a NaCl-H<sub>2</sub>O modell kiválóan alkalmazható, ha a Ca/Na < 0,5. A CH<sub>4</sub> és N<sub>2</sub> homogenizációs hőmérsékleteinek hiányában, arányukat a vizes fázisban nem lehetett kiszámítani így a gázkomponenseket nem tudtunk figyelembe venni a fázisdiagramok és izokorok szerkesztése során.

A bezáródás lehetséges  $p$ - $T$  körülményeinek lehatárolásánál átlagos geotermikus gradienssel számoltunk. A csapdázódás minimális paramétereit hidrosztatikus (35 °C/10 MPa), míg a maximálisakat litosztatikus (35 °C/22,6 MPa) nyomásgradiens alapján becsültük meg (11. ábra). A kapott eredmények azt mutatják, hogy a kvarcban vizsgált valamennyi elsődleges fluidumzárvány-együttesben hasonló  $p$ - $T$  határok a jellemzőek. Ezek alapján a fluidumok bezáródása  $T_i$ : 80–180 °C hőmérséklet intervallumban, és  $p_i$ : 20–100 MPa nyomás tartományban valószínűsíthető (11. ábra).

### Hiperszalin fluidumok kristályos komplexumokban

A több-kevesebb CH<sub>4</sub>-t, és N<sub>2</sub>-t tartalmazó Na-Ca-Cl domináns, a mélységgel Ca-Na-Cl összetételűvé váló hiperszalin fluidumok („brine”) világszerte jellegzetes alkotói a kristályos aljzati képződmények fluidumrendszereinek (FRITZ & FRAPE 1982, BEHR & GERLER 1987, NORDSTROM et al. 1989a, WILKINSON 1990, LODEMANN et al. 1997). „Brine”-nak a tengervíz átlagos oldott sótartalmánál (3,5·10<sup>4</sup> mgL<sup>-1</sup>) töményebb vizes oldatokat nevezik (KHARAKA & HANOR 2005). A kristályos kőzetek fluidumainak, elsősorban azok nagy oldott sótartalmának, eredetével





**11. ábra.** A kvarcfázis négy elsődleges bezáródású fluidumzárvány-együttesének p–T diagramja, a zárványok izochorjaival a NaCl–H<sub>2</sub>O rendszerben. A szürke tónusú területek a zárványok csapdázódásának lehetséges p–T tartományait jelölik

**Figure 11.** p–T plots of the four primary FIAs of the quartz phase in the NaCl–H<sub>2</sub>O system. The probable p–T conditions of trapping of the fluid inclusions are signed by grey shading areas

kapcsolatos álláspontok alapvetően két elmélet köré csoportosulnak. Az egyik megközelítés az oldott sótartalom eredetét „belső forrásból”, a kristályos képződményekben lejátszódó víz–kőzet reakciókkal magyarázza; míg a másik „külső forrásból” (allochton) származó fluidumok hatásának tulajdonítja a sajátos összetételt.

a) A fluidumok oldott anyag tartalmának eredetét víz–kőzet kölcsönhatásokkal magyarázó elmélet, a magas halogenid, elsősorban Cl<sup>-</sup> és Br<sup>-</sup> koncentrációt az ásványok (pl. apatit, amfibolok, biotit, szodalit) kristályrácsába beépülő halogén ionok (KAMINENI 1987), valamint alkálifém halogenidek felszabadulásának tulajdonítja (KULLERUD 2000; BUCHER & STOBER 2000). A kristályos kőzetekben, különböző mennyiségben általánosan jelenlevő kőzetalkotó ásványok, mint az amfibolok (különösen a hornblende és az aktinolit), illetve a biotit akár 6–7 m% klórt is tartalmazhatnak a kristályrács OH pozíciójában. A vizsgált víz–kőzet kölcsönhatások az oldott kationok mennyiségére is jelentős hatással vannak (BUCHER & STOBER 2000). FRAPE & BLYTH (2005) a legfontosabbak között említik a földpát–fluidum kölcsönhatásokat, melyek igen változatos kőzettípusokban jelentkeznek. A Ca-dús plagioklászok albitosodása során a fluidum Na<sup>+</sup>-ban szegényedik, míg Ca<sup>2+</sup>-ban dúsul. Az alkáli földpát – fluidum kölcsönhatás a földpát–fluidum egyensúly kialakítására törekszik, ami befolyásolja az oldatok Na<sup>+</sup>–K<sup>+</sup> háztartását (GIGGENBACH 1988). Az albit kloritosodása során az oldat Na<sup>+</sup> tartalma nő, míg Mg<sup>2+</sup> tartalma csökken (FRAPE & BLYTH 2005), ugyanakkor a kloritok szericitesedése

jelentős K<sup>+</sup> fogyasztó folyamat. A biotit kloritosodása, a földpátok szericitesedése valamint a bázitok ultrabázitok szerpentesedése (ABRAJANO et al. 1990) vízfogyasztással a fluidum töménységét növelik. A főleg repedéskitöltésekben megjelenő zeolitok és agyagásványok, mint a földpátok átalakulási termékei szintén a fluidumok víztartalmát csökkentik. Fontos oldott anyagforrást jelentenek továbbá az ásványokban fluidumzárványok formájában jelenlevő akár 70 m/m% NaCl eqv. sótartalmat (döntően alkáli halogenidek) is elérő fluidumok (NORDSTROM et al. 1989b), amiket töréses deformációs folyamatok szabadíthatnak fel (NORDSTROM et al. 1989b; IRWIN & REYNOLDS 1995).

Korábbi vizsgálatok mind biogén–bakteriális (SHERWOOD LOLLAR et al. 1993a), mind abiogén (SHERWOOD LOLLAR et al. 1993b) CH<sub>4</sub>-t kimutattak kristályos rezervoárokban. Metamorf komplexumokban a bakteriális metánképződés egy sajátos H<sub>2</sub> vezérelt formája a jellemző (PEDERSEN 1997; KOTELNIKOVA & PEDERSEN 1997). Az abiogén metanogenezis során a Fischer-Tropsch szintézis a legjellemzőbb folyamat (SALVI & WILLIAMS-JONES 1997), de a karbonátok metamorfózisa (HOLLOWAY 1984) valamint a bázitok, ultrabázitok szerpentesedése is termelhet metánt, ha a szénforrás biztosított (SHERWOOD LOLLAR et al. 1993b). A nitrogén elsősorban NH<sub>4</sub><sup>+</sup> formájában található a szilikátokban, ahol az alkálifémek pozíciójába épül be (HALL 1999; PAPINEAU et al. 2005). Legnagyobb mennyiségben a csillámok (főleg biotit), és az alkáli földpátok (elsősorban káliföldpát) tartalmazzák (HONMA & ITHARA

1981, HALL 1999, MINGRAM & BRÄUER 2001). Progresszív metamorf folyamatok során a nitrogén főleg  $\text{NH}_3$  formájában távozik (HAENDAL et al. 1986), és másodlagos oxidációs folyamatok során  $\text{N}_2$ -vé alakul.

b) Nagy sótartalmat mutató fluidumok külső forrásaiként azonosítható földtani közegek minden kristályos kőzet közvetlen környezetében megtalálhatók. Elsősorban tengervíz, illetve annak származékai, mint evaporit betelepülések, vagy üledékes medencebeli sós vizek („sedimentary brines”) számíthatnak potenciális forrásoknak, de nem tengeri eredetű sós tavak, és kontinentális evaporit telepek is szóba jöhetnek (FRAPE & BLYTH 2005). Az evaporitokat áthalmozhatja a szél, majd meteorikus vizek a mélybe szállíthatják oldataikat (FRAPE & BLYTH 2005). A medence eredetű sós vizek hatását sokan kutatták a kristályos komplexumokban (BEHR & GERLER 1987, BEHR et al. 1987, MULLIS & STALDER 1987, GASCOYNE et al. 1989, McNUTT et al. 1990, MUNZ et al. 1995, LODEMANN et al. 1997). Az ilyen fluidumok összetételére általánosságban a Na-Cl-dominancia a jellemző, szignifikáns  $\text{Ca}^{2+}$ -tartalommal. Kisebbségi mennyiségben  $\text{Mg}^{2+}$  és  $\text{K}^+$  is előfordul bennük, valamint egyes esetekben jelentős a  $\text{HCO}_3^-$ , és a  $\text{SO}_4^{2-}$  tartalmuk. Az összetétel jelentősen módosulhat, amíg a fluidum eléri a kristályos aljzatot. Vándorlása során olyan víz-kőzet reakciók zajlanak az üledékes kőzetösszetételben, ami még jobban növeli Na-Ca-Cl domináns jellegét (KHARAKA & HANOR 2005). Az egyik legfontosabb folyamat a halit oldása, ami az evaporit betelepüléseket tartalmazó üledékekben jelentős. A  $\text{Mg}^{2+}$  mennyiségét klorit képződése, illetve mészkövek dolomitizációja csökkentheti számottevően. Az utóbbi folyamat ugyanakkor növeli a fluidum  $\text{Ca}^{2+}$  koncentrációját. A  $\text{Ca}^{2+}$  szint növekedéséhez járul hozzá az elsősorban arkózias homokköveknél jelentkező albitizáció is. A  $\text{K}^+$ -ot nagy kálium tartalmú agyagásványok (illit) képződése vonja ki a fluidumból. A  $\text{HCO}_3^-$  mennyiségét a kalcit kikristályosodása, míg az  $\text{SO}_4^{2-}$  koncentrációját anhidrit és gipsz képződése csökkentheti jelentősen.

Külső forrásból származó  $\text{CH}_4$  esetében a biogén képződési módok dominálnak (SCHOELL 1988). Közülük a termogenetikus keletkezésnek van elsőrendű szerepe (RICE & CLAYPOOL 1981). Ez esetben a felhalmozódott szerves anyag (elsősorban II–III. típusú kerogén, ritkábban szenes betelepülések) termokémiai átalakulása szolgáltat metánt. Ilyen eredetű metánelőfordulások számos földtani képződmény esetében kimutathatók (JENDEN & KAPLAN 1989, JENDEN et al. 1988, RICE et al. 1988). A másik jelentős metánképződési mód a bakteriális metanogenezis (SCHOELL 1988; MARTINI et al. 1998, 2003). Itt két folyamat a jelentős: az acetát fermentáció és a  $\text{CO}_2$  redukció (WHITICAR et al. 1986, SCHOELL 1988). A fermentáció a fiatal szárazföldi-, míg a  $\text{CO}_2$  redukció az idősebb medencebeli üledékekben domináns (WHITICAR et al. 1986, SCHOELL 1988). A mi szempontunkból az utóbbinak van nagyobb jelentősége, mert a fermentációval képződött metán nagy része könnyen eltávozik a légkörbe (JENDEN & KAPLAN 1989, COLEMAN et al. 1988).

A nitrogén több külső forrásból is származtatható (HOLLOWAY & DAHLGREN 2002). A meteorikus vizek is nagy mennyiségű légköri nitrogént szállítanak oldott formában a felszín alá. A felszín alatti  $\text{N}_2$  többsége azonban, szerves anyagok átalakulása során (RAMSEYER et al. 1993), illetve mikrobiális tevékenység következtében keletkezik. A szerves anyagok termokémiai bomlása során, a nitrogén — gyakran  $\text{CH}_4$  kíséretében —  $\text{NH}_3$  formájában szabadul fel, majd  $\text{N}_2$  gázzá oxidálódik (ROHRBACK et al. 1983). A mikrobiális eredetű  $\text{N}_2$  a denitrifikáló baktériumokhoz köthető (KOIKE & SORENSSEN 1988). A keletkező nitrogén egy részét a felszín alatti fluidumok a mélybe szállítják.

A mélybe szivárgó fluidumok hatása több tényezőtől is függ. Legnagyobb jelentősége a mélybe szivárgó fluidum áramlási fluxusának van (GLEESON & YARDLEY 2003). Minél több ideig tartózkodik egy fluidum egyazon kőzet-típusban, annál jobban megváltoztatják összetételét a fluidum-kőzet reakciók (BUCHER & STÖBER 2000). A hiperszalin fluidumok mélybe áramlása sűrűségvezérelt folyamat, amelyhez megfelelő hidraulikus gradiens kell. A nagy sűrűségű fluidum mélybe áramlását általában geotermális felhajtóerő egyensúlyozza ki, és a felszín irányába téríti el (KHARAKA & HANOR 2005). A fluidumok útját a törésrendszerek és vetőzónák, mint áramlási csatornák nagymértékben megkönnyítik (BEHR & GERLER 1987; BEHR et al. 1987).

#### *Hiperszalin fluidumok a Baksai Komplexumban*

Hogy pontosabb képet kapjunk a Baksai Komplexum kvarc-karbonát-ereiben áramlott fluidumok összetételéről, eredetéről és a migráció fizikai körülményeiről, számos tényező hatását kell tisztázni. Mindezek közül — a fluidum forrásától függetlenül — kitüntetett szerepe van a víz-kőzet kölcsönhatások okozta átalakulások megismerésének, hiszen feltételezhetően e folyamatok felelősek a vizsgált vizes oldatokban kimutatott magas sókoncentrációért. Víz-kőzet kölcsönhatás okozta oldatkonzentráció-növekedésre, a komplexum tőszomszédságában található Mórággyi Gránit Formáció karbonátos repedéskitöltéseiben is láthatunk példát (SZABÓ et al. 2003; KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2003). Itt a paleofluidumban megjelenő nagy koncentrációjú Na-Ca-Cl domináns sótartalmat a hidrotermális eredetű oldatoknak az utómágnás szakasz végére jellemző metasomatikus töményedésével magyarázzák (SZABÓ et al. 2003). Ezt a modellt alátámasztja, hogy a Baksai Komplexum általunk vizsgált kvarc-karbonát-ereiben általánosan előforduló nagy sótartalommal szemben, SZABÓ et al. (2003) nagy mennyiségben találtak közepes és kis sótartalmú fluidumokat is a Mórággyi Gránit karbonátos ereinek elsődleges bezáródású zárványjaiban. A Baksai Komplexum kőzetösszetételében is valószínűsíthetőek olyan folyamatok, melyek okozhattak retrográd töményedést az egykori fluidumban. A komplexum kőzeteire általánosan jellemző a kloritizáció. Ez a teljes fúrászelvényben fellelhető jelenség elsősorban a biotit átalakulásaként jelentkezik. A

másik fontos — a kloritosodásnál kisebb mértékben jelentkező — vízfogyasztó átalakulás a földpátok szericitésedése, ami legintenzívebben a gneisz és csillámpala kőzettípusokban figyelhető meg. Annak ellenére, hogy a két retrográd ásvány (klorit és szericit) általánosan fellelhető a mellékkőzetben, a kvarc-karbonát-erekben egyáltalán nem jelennek meg, és az sem tapasztalható, hogy nagyobb lenne a mennyiségük a repedéskitöltések közelében. A mellékkőzet kloritosodásának ÁRKAI (1985) által becsült hőmérséklet intervalluma (200–400 °C) jóval magasabb annál, mint amit a kvarc-karbonát érkitöltő fázisok képződésére a  $p$ - $T$  diagramok adataiból (II. ábra) becsülhetünk (80–180 °C). Az alacsonyabb hőmérsékleten stabil intenzív víz-kőzet kölcsönhatásokra utaló ásványfázisok, mint zeolitok, illetve agyagásványok ugyanakkor sem a repedéskitöltésekben, sem a mellékkőzetben nem jelentkeznek. Mindezekből arra következtethetünk, hogy a magas sókoncentráció nem a kristályos képződményekben bekövetkezett fluidum-kőzet kölcsönhatások eredménye, hanem sokkal inkább magas sótartalmú egzotikus (kristályos komplexumon kívüli) fluidumok hatására vezethető vissza.

A fluidumban megjelenő  $\text{CH}_4$  és  $\text{N}_2$  forrásaiként első sorban szénült szerves anyagot tartalmazó üledékes képződmények azonosíthatók. Ilyen összeletek jelentős vastagságban fordulnak elő a komplexum környezetében. Az egyik legvalószínűbb forrás a karbon korú Tésenyi Homokkő Formáció, amely jelentős területen fedő képződménye a Baksai Komplexum kristályos kőzeteinek.

A nagy oldott iontartalom főleg üledékes medencebeli sós vizekből (sedimentary brines), illetve evaporitos kőzeteken átszivárgó fluidumokból származtatható. Ilyen képződmények a Baksai Komplexum közvetlen szomszédságában is találhatóak; első sorban a perm és triász korú, arkózás összetételű (Kővágószőlősi Homokkő Formáció, FAZEKAS 1987) és evaporit betelepüléseket is tartalmazó (Hetvehelyi Dolomit Formáció, Magyarürögi Anhidrit Tagozata, KONRÁD 1997) képződmények jöhetnek számításba. A repedezett aljzat irányába vándorló fluidumok a fedő üledékes képződményekben lejátszódó fluidum-kőzet reakcióknak köszönhetik Na-Ca-Cl domináns jellegüket, és a Baksai Komplexum repedésrendszereiben áramolva is számottevően megőrizhették ezt a karakterüket. A külső

eredetű fluidumok hatását elősegítik a tektonikai hatásokra létrejött vetőzónák és mélytörési rendszerek, melyek hatását számos esetben kimutatták már kristályos komplexumok esetében. BEHR & GERLER 1987, valamint BEHR et al. 1987 az aljzati képződmények repedéskitöltő kvarcainak növekedési zónái között jelentkező ritmikus fluidumkémiái ingadozást a tektonikus mozgások során aktivizálódó vetőzónáknak tulajdonították. Szerintük a tektonikailag aktív időszakok nagy mennyiségű üledékes medencebeli fluidum áramlását tették lehetővé a kristályos aljzat irányába. Annak ellenére, hogy az általunk vizsgált kvarc-kristályok növekedési zónái között, nem figyelhető meg a fent említett hasonló jellegű fluidumkémiái változás, és a  $T_h$  értékek sem jelölnek szignifikáns petrográfiai trendet, így is nagy a valószínűsége, hogy a Baksai Komplexum utolsó töréses szerkezetalakulást követően külső fluidumok hatása alá került. A fluidumzárvány vizsgálatokból az érkitöltő fázisok képződésére kapott paraméterek alapján a repedések cementációja átlagos geotermikus gradiens mellett mindössze néhány km (2–5 km) mélységben valószínűsíthető. Ilyen mélységtartományban, a felszíni, illetve üledékes medencebeli fluidumok cirkulációja általános jelenség. Világszerte több tanulmány igazolja, e fluidumok megjelenését a kristályos aljzat mélyebb régióiban, metamorf komplexumok esetében akár 8 km mélységben is kimutatható a hatásuk és a jelenlétük (MORRISON 1994, NESBITT & MUEHLENBACHS 1989, READ & CARTWRIGHT 2000).

## Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az Osztrák–Magyar Akció Alapítványt (62öu4), melynek támogatásával lehetővé vált, hogy Ausztriában elvégezhessük munkánk kulcsfontosságú méréseit. Szeretnénk külön köszönetet mondani dr. Ronald J. BAKKER-nak, és a Leobeni Montanuniversitát többi munkatársának a fluidumzárvány vizsgálatok, és a Raman-spektroszkópia során nyújtott segítségükért. A kutatást támogatta az OTKA (No. K 60768). Külön köszönet illeti LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyit, és TÖRÖK Kálmánt a kézirat bírálatáért és hasznos észrevételeikért, tanácsaikért.

## Irodalom — References

- ABRAJANO, T. A., STURCHIO, N. C., KENNEDY, B. M. & LYON, G. L. 1990: Geochemistry of reduced gas related to serpentinization of the Zambales ophiolite, Philippines. — *Applied Geochemistry* **5**, 625–630.
- ÁRKAI, P. 1984: Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy–Dráva basin southwestern transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **26/2**, 129–153.
- ÁRKAI, P. 1985: Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian basin, geothermometric and geobarometric data. — *Acta Geologica Hungarica* **23/3–4**, 165–190.
- ÁRKAI, P., HORVÁTH, P. & NAGY, G. 1999: A clockwise P-T path from the Variscan basement of the Tisza Unit, Pannonian basin Hungary. — *Geologica Croatica* **52/2**, 109–117.
- AUDETAT, A. & GÜNTHER, D. 1999: Mobility and  $\text{H}_2\text{O}$  loss from fluid inclusions in natural quartz crystals. — *Contribution Mineralogy and Petrology* **137**, 1–14.
- AYLLÓN, F., BAKKER, R. J. & WARR, L. N. 2003: Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks of the Cineramallana coal basin NW Spain. — *Geofluids* **3**, 49–68.

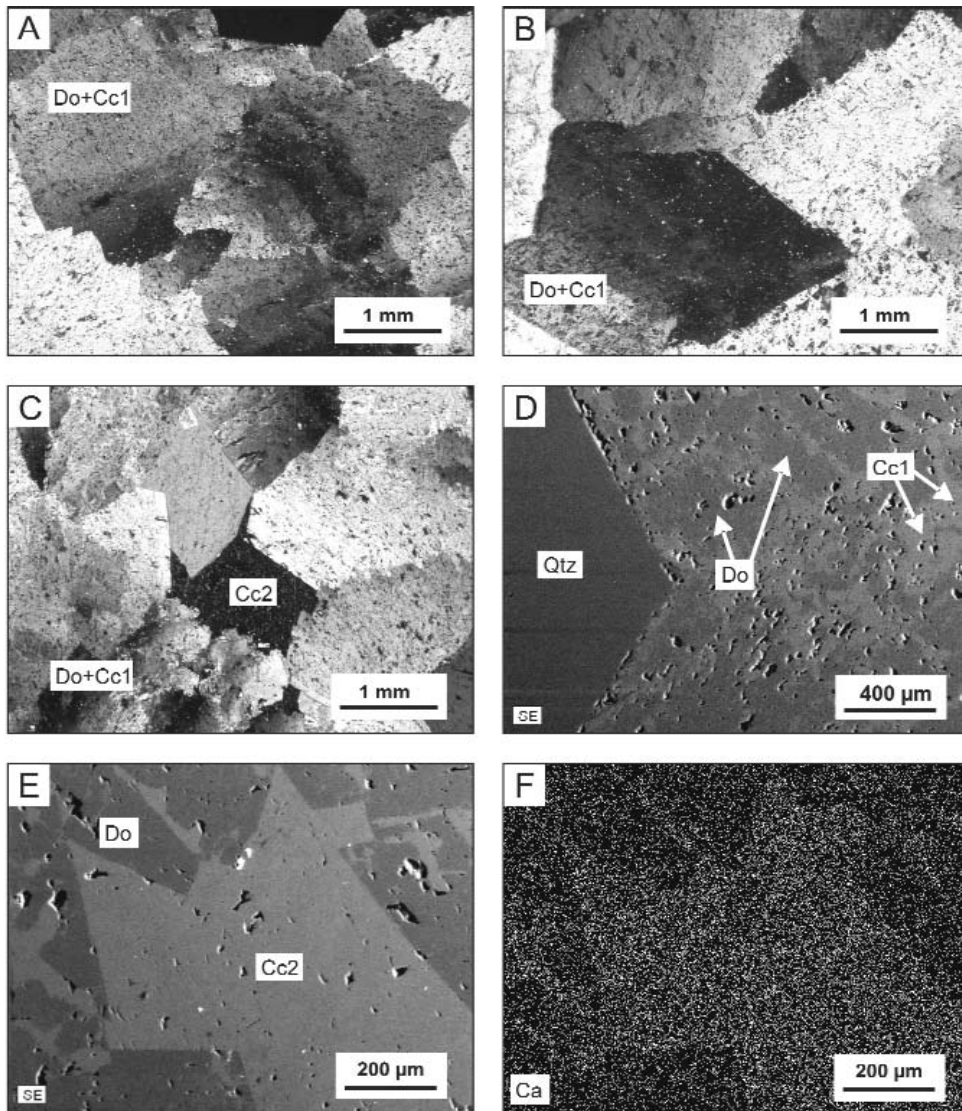
- BAKKER, R. J. 2003: Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. — *Chemical Geology* **194**, 3–23.
- BAKKER, R. J. 2004: Raman spectra of fluid and crystal mixtures in the systems H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O–NaCl and H<sub>2</sub>O–MgCl<sub>2</sub> at low temperatures: applications to fluid-inclusion research. — *The Canadian Mineralogist* **42**, 1283–1314.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & BUDA, GY. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia Hungary. — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* **61**, 359–364.
- BEHR, H. J. & GERLER, J. 1987: Inclusions of Sedimentary Brines in Post-Variscan Mineralizations in the Federal republic of Germany - A Study by Neutron Activation Analysis. — *Chemical Geology* **61**, 65–77.
- BEHR, H. J., HORN, E. E., FRENTZEL-BEYME, K. & REUTEL, C. 1987: Fluid unclusion characteristics of the Variscan and Post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. — *Chemical Geology* **61**, 273–285.
- BLYTH, A., FRAPE, S., BLOMQUIST, R. & NISSINEN, P. 2000: Assessing the past thermal and chemical history of fluids in crystalline rock by combining fluid inclusion and isotopic investigations of fracture calcite. — *Applied Geochemistry* **15** 1417–1437.
- BODNAR, R. J. 2003: Re-equilibration of fluid inclusions. In: SAMSON, I. & MARSHALL, D. (eds): Fluid Inclusions: Analisis and interpretation. — *Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser.* **32**, 213–230.
- BODNAR, R. J., STERNER, S. M. & HALL, D. L. 1989: SALTY: a FORTRAN program to calculate compositions of fluid inclusions in the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O. — *Computers & Geosciences* **15**, 19–41.
- BUCHER, K. & STOBER, I. 2000: The composition of groundwater in the continental crystalline crust. — In: BUCHER, K. & STOBER, I. (eds.) *Hydrogeology of Crystalline Rocks*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers **34**, 141–176.
- COLEMAN, D. D., LIU, C. L. & RILEY, K. M. 1988: Microbial methane in the shallow Paleozoic sediments and glacial drift deposits of Illinois, U. S. A. — *Chemical Geology* **71**, 23–40.
- CRESPO, M. T., DELGADO, A., CATENA, E. V., GARCÍA, L. A. J. & FABRE, C. 2002: The latest Post-Variscan fluids in the Spanish Central System: evidence from fluid inclusion and stable isotope data. — *Marine and Petroleum Geology* **19**, 323–337.
- DABI G., M. TÓTH T. & SCHUBERT F. 2008: Eltérő genetikájú többgenerációs érkítőlt karbonát cementáció a Mecsekalja zónában (Ófalu Aranyosvölgy). — *Földtani Közlemény (bírálat alatt)*.
- DIAMOND, L. W. 2003: Systematics of H<sub>2</sub>O inclusions. — In: SAMSON, I. & MARSHALL, D. (eds): Fluid Inclusions: Analisis and interpretation. Vancouver — *Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser.* **32**, 55–77.
- EVANS, K. F., KOHL, T., HOPKIRK, R. J. & RYBACH, L. 1996: Studies the nature of non linear impedance to flow within the fractured granitic reservoir at the European Hot Dry Rock Project site at Soutz-sous-Forets, France. — Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich, 152.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közlemény* **117**, 11–30.
- FAZEKAS V. & VINCZE J. 1991: Hidrotermás ércindikációk a Villány-hegység északi előtere mélyfúrásaiban. — *Földtani Közlemény* **121/1–4**, 23–56.
- FOURCADE, S., MICHELOT, J. L., BUSCHAERT, S., CATHELINEAU, M., FREIBERGER, R., COULIBALY, Y. & J. ARANYOSSY, F. 2002: Fluid transfers at the basement/cover interface: Part I. Subsurface recycling of the carbonate from granitoid basement rocks France. — *Chemical Geology* **192/1–2**, 99–119.
- FRAPE, S. K. & BLYTH, A. 2005: Deep Fluids in the Continents: II. Crystalline Rocks. — In: HOLLAND, D. H. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier Science **5**, 541–580.
- FRITZ, P. & FRAPE, S. K. 1982: Saline groundwaters in the Canadian Shield — a first overview. — *Chemical Geology* **36**, 179–190.
- GASCOYNE, M., PURDY, A., FRITZ, P., ROSS, J. D., FRAPE, S. K., DRIMMIE, R. J. & BETCHER, R. N. 1989: Evidence for penetration of sedimentary basin brines into an Archean granite of the Canadian shield. — *Proc. 6th Int. Symp. Water-Rock Interaction, Malvern, UK, Balkema, Rotterdam The Netherlands*, 243–245.
- GÉCZY, B. 1973: Plate tectonics and palaeogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 379–389.
- GIGGENBACH, W. F. 1988: Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 2749–2765.
- GLEESON, S. A. & YARDLEY, B. W. D. 2003: Surface-derived fluids in basement rocks: inferences from palaeo-hydrothermal systems. — *Journal of Geochemical Exploration* **78–79**, 61–65.
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. — *SEPM Short Course, Society for Sedimentary Geology* **31**, 199 p.
- GONZALEZ-PARTIDA, E., CARRILLO-CHAVEZ, A., LEVRESSE, G., TELLO-HINOJOSA, E., VENEGAS-SALGADO, S., RAMIREZ-SILVA, G., PAL-VERMA, M., TRITLLA, J. & CAMPRUBI, A. 2005: Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. — *Applied Geochemistry* **20**, 23–39.
- GRATIER, J. P. & JENATTON, L. 1984: Deformation by solution-deposition, and re-equilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure and stress. — *Journal of Structural Geology* **61/2**, 189–200.
- HAAS, J. & PÉRO, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93**, 297–313.
- HAENDAL, D., MUHLE, K., NITZSCHE, H. M., STEIHL, G. & WAND, U. 1986: Isotopic variation of the fixed nitrogen in metamorphic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 749–758.
- HALL, A. 1999: Ammonium in granites and its petrogenetic significance. — *Earth-Science Reviews* **45**, 145–165.
- HOLLOWAY, J. M. & DAHLGREN, R. A. 2002: Nitrogen in Rock: Occurrences and biogeochemical implications. — *Global Biogeochemical Cycles* **16/4**, 1118.
- HOLLOWAY, J. R. 1984: Graphite-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> equilibria at low-grade metamorphic conditions. — *Geology* **12**, 455–458.
- HONMA, H. & ITHARA, Y. 1981: Distribution of ammonium in minerals of metamorphic and granitic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 983–988.

- HORVÁTH, P., KOVÁCS, G. & SZAKMÁNY, Gy. 2003: Eclogite and garnet amphibolite pebbles from niocene conglomerates Pannonian basin Hungary: implications for the variscan metamorphic evolution of the Tisza Megaunit. — *Geologica Carpathica* **54/6**, 355–366.
- IRWIN, J. J. & REYNOLDS, J. H. 1995: Multiple stages of fluid trapping in the Stripa granite indicated by laser microprobe analysis of Cl, Be, I, U, and nucleogenic Ar, Kr, and Xe in fluid inclusions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 355–369.
- JENDEN, P. D. & KAPLAN, I. R. 1989: Origin of natural gas in the Sacramento Basin. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **73/4**, 431–453.
- JENDEN, P. D., NEWELL, K. D., KAPLAN, I. R. & WATNEY, W. L. 1988: Composition and stable-isotope geochemistry of natural gases from Kansas, midcontinent, U.S.A. — *Chemical Geology* **71**, 117–147.
- KAMINENI, C. D. 1987: Halogen bearing minerals in plutonic rocks: a possible source of chlorine in saline groundwater in the Canadian shield. — In: FRAPE, S. K. & FRITZ, P. (eds): *Saline Water and Gases in Crystalline Rocks. Special Paper* **33**, 69–79.
- KASSAI M. 1972: A Villány–Szalatnaki paleozoós mélytörés. The Paleozoic Deep Fracture of Villány–Szalatnak — *MTA X. Osztály Közleményei* **61**, 351–354.
- KHARAKA, Y. K. & HANOR, J. S. 2005: Deep Fluids in the Continents: I. Sedimentary Basins. — In: HOLLAND, D. H. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier Science **5**, 499–540.
- KIRÁLY E. 1996: Adalékok a délkelet-dunántúli polimetamorf aljzat megismeréséhez. — *Földtani Közlemények* **126/1**, 1–23.
- KOIKE, I. & SORESENSEN, J. 1988: Nitrate reduction and Denitrification in Marine Sediments. — In: BLACKBURN, H. T. & SORESENSEN, J. (eds): *Nitrogen Cycling in Coastal Marine Environments*. John Wiley & Sons Ltd., 251–273.
- KONNERUP-MADSEN, J. 2006: A reconnaissance study of fluid inclusions in fracture-filing quartz and calcite from the Lopra-1/1A well, Faroe Islands. — In: CHALMERS, A. J. & WAAGSTEIN, R. (eds): *Scientific results from the deepened Lopra-1 borehole, Faroe Islands*. Copenhagen, **9**, 118–122.
- KONRÁD Gy. 1997: A DK-dunántúli alsó- és középső-triász képződmények szedimentológiai vizsgálatának eredményei. — *Kandidátusi értekezés*. Budapest.
- KOTELNIKOVA, S. & PEDERSEN, K. 1997: Evidence for methanogenic *Archaea* and homoacetogenic *Bacteria* in deep granitic rock aquifers. — *FEMS Microbiology Reviews* **20**, 339–349.
- KOVÁCH, A., SVINGOR, E. & SZEDERKÉNYI, T. 1985: Rb-Sr Dating of basement rocks from the southern foreland of the Mecsek mountains, southeastern Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **27**, 51–57.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. & FÖLDVÁRI M. 2004: Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórággyi Gránit Formációban. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2003**, 327–331.
- KRUMGALZ, B. S., POGORELSKY, R. & PITZER, K. S. 1996: Volumetric properties of single aqueous electrolytes from zero to saturation concentration at 298,15 K Represented by Pitzer's ion-interaction equations. — *Journal of Physical Chemistry Referential Data* **25**, 639–663.
- KULLERUD, K. 2000: Occurrence and origin of Cl-rich amphibole and biotite in the Earth's crust-implications for fluid composition and evolution. — In: BUCHER, K. & STÖBER, I. (eds): *Hydrogeology of Crystalline Rocks*. Dordrecht. Kluwer Academic Publishers, **34**, 205–225.
- LACAZETTE, A. 1990: Application of linear elastic fracture mechanics to the quantitative evaluation of fluid-inclusion decrepitation. — *Geology* **18**, 782–785.
- LELKES-FELVÁRI, Gy. & FRANK, W. 1997: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **49/3**, 189–206.
- LODEMANN, L., FRITZ, P., WOLF, M., IVANOVICH, M., HANSEN, B. T. & NOLTE, E. 1997: On the origin of saline fluids in the KTB continental deep drilling project of Germany. — *Applied Geochemistry* **12**, 831–849.
- LOUCKS, R. R. 2000: Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. — *American Journal of Science* **300**, 23–59.
- MARTINI, A. M., WALTER, L. M., KU, T. C. W., BUDAI, J. M., KAISER C. J., MCINTOSH, J. C. & SCHOELL, M. 2003: Microbial production and modification of gases in sedimentary basins: A geochemical case study from a Devonian shale gas play, Michigan basin. — *AAPG Bulletin* **87/8**, 1355–1375.
- MARTINI, M. A., WALTER, M. L., KU, W. C. T., BUDAI, M. J., KAISER J. C. & SCHOELL, M. 1998: Genetic and temporal relations between formation waters and biogenic methane: Upper Devonian Antrim Shale, Michigan Basin, USA. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62/10**, 1699–1720.
- MCNUTT, R. H., FRAPE, S. K., FRITZ, P., JONES, M. G. & MACDONALD, I. M. 1990: The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 205–215.
- MERNAGH, T. P. & WILDE, A. R. 1989: The use of laser Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 765–771.
- MINGRAM, B. & BRÄUER, K. 2001: Ammonium concentration and nitrogen isotope composition in metasedimentary rocks from different tectonometamorphic units of the European Variscan Belts. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 273–287.
- MORRISON, J. 1994: Meteoric water-rock interaction in the lower plate of the Whipple Mountain metamorphic core complex, California. — *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 827–840.
- MULLIS, J. & STALDER, H. A. 1987: Salt-poor and salt-rich fluid inclusions in quartz from two boreholes in northern Switzerland. — *Chemical Geology* **61**, 263–272.
- MUNZ, I. A., YARDLEY, B. W. D., BANKS, D. A. & WAYNE, D. 1995: Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway: Evidence from hydrocarbon and brine inclusion in quartz veins. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/2**, 239–254.
- MUNZ, I. A., IDEN, K., JOHANSEN, H. & VAGLE, K. 1998: The fluid regime during fracturing of the Embla field, Central Trough, North Sea. — *Marine and Petroleum Geology* **15**, 751–768.

- MUNZ, I. A. 2001: Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics analytical methods and application. — *Lithos* **55**, 195–212
- NADEN, J. 1996: Calcic Brine 1.5: a Microsoft Excel 5.0 add-in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. — In: BROWN, P. E., HAGEMANN, S. G. (eds): *PanAmerican Conference on Research on Fluid Inclusions VI. Program and Abstracts*, University of Wisconsin, 97–98.
- NESBITT, E. B. & MUEHLENBACHS, K. 1989: Origins and Movement of Fluids During Deformation and Metamorphism in the Canadian Cordillera. — *Science* **245(4919)**, 733–736.
- NORDSTROM, D. K., BALL, J. B., DONAHOE, R. J. & WHITTEMORE, D. 1989a: Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1727–1740.
- NORDSTROM, D. K., LINDBLOM, S., DONAHOE, R. J. & BARTON, C. C. 1989b: Fluid Inclusion in the Stripa granite and their possible influence on the groundwater chemistry. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1741–1755.
- OAKES, C., BODNAR, R. J. & SIMONSON, J. M. 1990: The System NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 603–610.
- O'REILLY, C., SHANNON, P. M. & FEELY, M. 1998: A fluid inclusion study of cement and vein minerals from the Celtic Sea Basins, offshore Ireland. — *Marine and Petroleum Geology* **15**, 519–533.
- OXTOBY, N. 2000. Re-equilibration of aqueous inclusions in carbonate cements by freezing: implications for geologic studies. <http://www.gl.rhul.ac.uk/poros/fia/Unpublished.htm>
- PAPINEAU, D., MOJZSIS, S. J., KARHU, J. A. & MARTY, B. 2005: Nitrogen isotopic composition of ammoniated phyllosilicates, case studies from Precambrian metamorphosed sedimentary rocks. — *Chemical Geology* **216**, 37–58.
- PEDERSEN, K. 1997: Microbial life in deep granitic rock. — *FEMS Microbiology Reviews* **20**, 399–414.
- POTTER, R. W. I. & CLYNNE, M. A. 1978: Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures — *Abstract. International Association on the genesis of ore deposits, 5th Symposium, Program and Abstracts*, Alta, ÚT, 146 p.
- RAMSEYER, K., DIAMOND, L. W. & BOLES, J. R. 1993: Authigenic K-NH<sub>4</sub> — feldspar in sandstones? a fingerprint of the diagenesis of organic matter. — *Journal of Sedimentary Research* **63/6**, 1092–1099.
- RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **13**, 315–322.
- READ, C. M. & CARTWRIGHT, I. 2000: Meteoric fluid infiltration in the middle crust during shearing: examples from the Arunta Inlier, central Australia. — *Journal of Geochemical Exploration* **69–70**, 333–337.
- RICE, D. D. & CLAYPOOL, G. E. 1981: Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **65**, 5–25.
- RICE, D. D., THRELKELD, C. N. & VULETICH, A. K. 1988: Character, Origin and Occurrence of Natural Gases in the Andarko Basin, Southwestern Kansas, Western Oklahoma and Texas Panhandle U.S.A. — *Chemical Geology* **71**, 149–157.
- ROEDDER, E. 1984: Fluid Inclusions. — *Reviews in Mineralogy* **12**, 644 p..
- ROHRBACK, G. B., PETERS, E. K., SWEENEY, E. R. & KAPLAN, R. I. 1983: Ammonia formation in laboratory simulated thermal maturation: Implications related to the origin of nitrogen in natural gas. — In: BJORJOY, M. (eds): *Advances in Organic Geochemistry*. New York, John Wiley & Sons, 819–823.
- SALVI, S. & WILLIAMS-JONES, A. E. 1997: Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons during sub-solidus alteration of the Strange Lakeperalkaline granite, Quebec/Labrador, Canada. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61/1**, 83–99.
- SAMSON, I. M., & WALKER, R. T. 2000: Cryogenic Raman Spectroscopic Studies in the System NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and Implications for Low-Temperature Phase Behavior in Aqueous Fluid Inclusions. — *The Canadian Mineralogist* **38**, 35–43.
- SCHOELL, M. 1988: Multiple origins of methane in the Earth. — *Chemical Geology* **71**, 1–10.
- SCHUBERT F., KÓTHAY K., DÉGI J., M. TÓTH T., BALI E., SZABÓ CS., BENKÓ ZS. & ZAJACZ Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum- és olvadékszárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlemény* **137/1**, 83–102.
- SHEPPERD, T. J., RANKIN, A. H. C. & ALDERTON, D. H. M. 1985: *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. — Glasgow, Blackie and Son, 239 p.
- SHERWOOD LOLLAR, B., FRAPE, S. K., FRITZ, P., MACKO, S. A., WELHAN, J. A., BLOMQUIST, R. & LAHERMO, P. W. 1993a: Evidence for bacterially generated hydrocarbon gas in Canadian Shield and Fennoscandian Shield rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 5073–5085.
- SHERWOOD LOLLAR, B., FRAPE, S. K., WEISE, M. S., FRITZ, P., MACKO, S. A. & WELHAN, J. A. 1993b: Abiogenic methanogenesis in crystalline rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 5087–5097.
- SZABÓ CS., GÁLNÉ SÓLYMOS K. & FALL, A. 2003: Karbonátos repedéskitöltés-vizsgálatok Üveghuta környékén mélyített fúrások granitoid kőzetein. — *Kézirat, Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében*. Budapest, 110 p.
- SZEDERKÉNYI T. 1974: A DK-Dunántúli ópaleozoós képződmények ritkaelem kutatása. — *Kézirat. Kandidátusi értekezés MTAK*, 184 p.
- SZEDERKÉNYI, T. 1976: Barrow-type metamorphism in the crystalline basement of South-East Transdanubia. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **20**, 47–61.
- SZEDERKÉNYI T. 1979: A mecseki ópaleozoós-prekambriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása. — *Kézirat*, JATE, Szeged.
- SZEDERKÉNYI, T. 1983: Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of south transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26/1–2**, 103–136.
- TARNAI, T. 1997: Ore minerals from the key section of the Baksa Complex W Baranya hills, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **38**, Supplementum, 119–133.
- TARNAI, T. 1998: Mineralogical-petrological study on ore vein penetrated by the key-borehole Baksa No. 2 SE Transdanubia, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **39**, 21–34.

- TENZER, H. 2001: Development of Hot Dry Rock Technology. — *Geo-Heat Center Quarterly Bulletin* **22/4**, 16–22.
- WALLIN, B. & PETERMAN, Z. 1999: Calcite fracture fillings as indicators of paleohydrology at Laxemar at the Aspö Hard Rock Laboratory, southern Sweden. — *Applied Geochemistry* **14**, 953–962.
- WHITICAR, M. J., FABER, E. & SCHOELL, M. 1986: Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO<sub>2</sub> reduction vs. acetate fermentation — Isotope evidence. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50**, 693–709.
- WILKINSON, J. J. 1990: The role of metamorphic fluids in the evolution of the Cornubian orefield: Fluid inclusion evidence from south Cornwall. — *Mineralogical Magazine* **54**, 219–230.
- YANATIEVA, O. K. 1946: Polythermal solubilities in the systems CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O. — *Zhur. Priklad. Khim.* **19**, 709–722.
- ZHANG, Y. G. & FRANTZ, J. D. 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. — *Chemical Geology* **64**, 335–350.
- Kézirat beérkezett: 2007. 10. 28.

## I. tábla — Plate I



A) kép: Unduláló kioltású do+cc1 szemcsék szabálytalan lefutású szemcsehatárokkal

B) kép: Saját alakú repedéskitöltő a do+cc1 kristályegyüttes

C) kép: A do+cc1 fázisok közötti cc2 fázis nem mutat unduláló kioltást

D) kép: A cc1 (világos szürke) szabálytalan szételegyedési mintázatot mutat a do fázison (sötét szürke) belül

E) kép: Másodlagos elektronkép (SE) a do+cc1 fázisok közt megjelenő cc2 fázisról

F) kép: Ca – elem térkép az E) felvételen bemutatott területről

Photo A): Do+cc1 crystals with undulose extinction and irregular grain boundaries

Photo B): Aggregate of euhedral fracture filling do+cc1 crystals

Photo C): The late cc2 phase does not show undulose extinction among do+cc1 phases

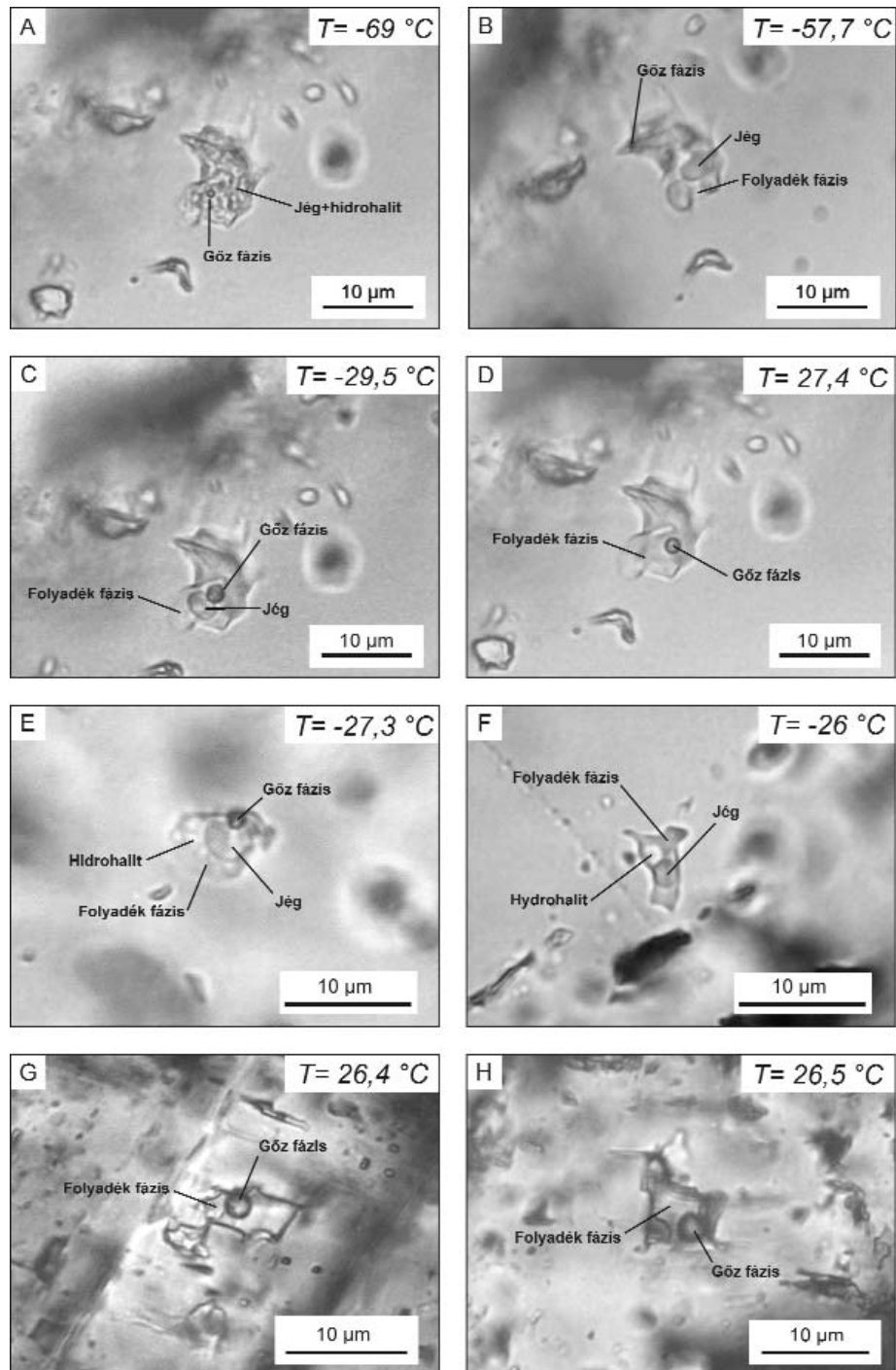
Photo D): Cc1 phase (light grey) are included into do phase (dark grey) show irregularly demixing pattern

Photo E): Secondary electron image (SE) from the cc2 phase are appeared among the do+cc1 phases

Photo F): Ca – elementary map from the area are shown on the photo E)



## II. tábla — Plate II



A–D) képek: Fázisátalakulások a fagyasztást követő felmelegítés során, egy kvarcmintából kiválasztott elsődleges fluidumzárványban (Q–P3):

A) kép: Elsődleges genetikájú, kétfázisú fluidumzárvány a repedéskitöltések kvarcfázisából  $-69\text{ }^{\circ}\text{C}$  hőmérsékleten. B) kép: Olvadékfázis megjelenése a fluidum eutektikus hőmérsékletének környékén ( $-57,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). C) kép: Olvadó jégkristály  $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on a zárvány végső jégolvadási hőmérséklete ( $-24,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) alatt. D) kép: Szobahőmérsékleten megfigyelhető fázisok az előző felvételeken látható fluidumzárványban

E) kép: Egymással egyensúlyban levő jég, hidrohalit, folyadék, és gőz fázisok a kvarc egy elsődleges bezáródású fluidumzárványában (Q–P4)

F) kép: Metastabil fázisegyensúly (gőzfázis hiánya) a kvarc egy elsődleges fluidumzárványában (Q–P2)

G–H) képek: Jellemző fluidumzárvány típusok a repedéskitöltések do+cc1 fázisából

G) kép: Elsődleges bezáródású szobahőmérsékleten két fázist mutató folyadékdomináns fluidumzárvány a do+cc1 fázisból. H) kép: Folyadékdomináns negatív kristályhoz közeli alakot mutató elsődleges fluidumzárvány a do+cc1 fázisból

Photos A–D: Phase transitions through heating process in a frozen primary fluid inclusion of quartz (Q–P3)

Photo A): Primary two-phase fluid inclusion from the fracture-filling quartz phase (at  $-69\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Photo B): Appearance of liquid phase close to the eutectic temperature of the fluid. Photo C): Melting ice crystal just at  $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$ , before the inclusion reached the final ice melting temperature ( $-24,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) of the fluid. Photo D): Phases of the previous fluid inclusion at room temperature

Photo E): Ice, hydrohalite, liquid, and vapor phases are in equilibrium in a primary fluid inclusion of the quartz (Q–P4)

Photo F): Metastable phase equilibria (absent of vapor phase) in a primary fluid inclusion from the quartz phase (Q–P2)

Photos G–H: Characteristic fluid inclusion types from the do+cc1 fracture filling phase

Photo G): Liquid dominant two phase primary fluid inclusion at room temperature conditions from the do+cc1 phase. Photo H): Liquid dominant approximate negative crystal shaped primary fluid inclusion from the do+cc1 phase

## Szervesvázú mikroplankton-vizsgálatok az erdélyi-medencei marosorbói (Oarba de Mures) szarmata és pannóniai emelet határsztratotípus rétegeiből

SÜTŐ Zoltánné<sup>1</sup>, SZEGŐ Éva<sup>2</sup>

<sup>1</sup>7300 Komló, Május 1. u. 7.

<sup>2</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

---

### *Organic-walled microplankton studies from beds of the Sarmatian–Pannonian stratotype section at Marosorbó (Oarba de Mures), Transsylvanian Basin*

#### Abstract

This study provides the results of investigations of organic-walled microplankton derived from the beds of the Sarmatian–Pannonian boundary-stratotype section at Oarba de Mures (Marosorbó). Based on biostratigraphic investigations, *Mecsekia ultima*, *Spiniferites bentorii pannonicus* and *Spiniferites bentorii oblongus* Assemblage-Zones were identified, resulting in the determination of the boundary between the Sarmatian and Early Pannonian formations. In Section 'A' the Sarmatian–Pannonian boundary was defined at 3.4m, coinciding with the mass appearance of the species *Mecsekia ultima*. At a depth of 1.4m the subspecies *Spiniferites bentorii pannonicus* appears, this is a zone marker for the Pannonian stage.

**Keywords:** *Oarba de Mures (Marosorbó), Sarmatian, Pannonian, Dinoflagellata, Acritarcha, Chlorophyta, Prasinophyte*

---

#### Összefoglalás

Az alábbi dolgozatban a marosorbói (Oarba de Mures) szarmata és pannóniai határsztratotípus rétegeken végzett szervesvázú mikroplankton vizsgálatok eredményeit ismertetjük. A biosztratigráfiai kutatási eredmények alapján sikerült a *Mecsekia ultima*, *Spiniferites bentorii pannonicus* és *Spiniferites bentorii oblongus* zónákat elkülöníteni, úgy hogy ez által meghatározhatóvá vált a szarmata, valamint kora-pannóniai korú képződmények határa. Az „A” szelvény 3,4 m-ben a *Mecsekia ultima* faj tömeges jelenlétének voltunk meg a szarmata–pannon rétegek határát, míg 1,4 m-ben jelenik meg a pannóniai emeletben szintjelző *Spiniferites bentorii pannonicus* alfaj.

**Tárgyszavak:** *Marosorbó (Oarba de Mures), szarmata, pannóniai, Dinoflagellata, Acritarcha, Chlorophyta, Prasinophyte*

---

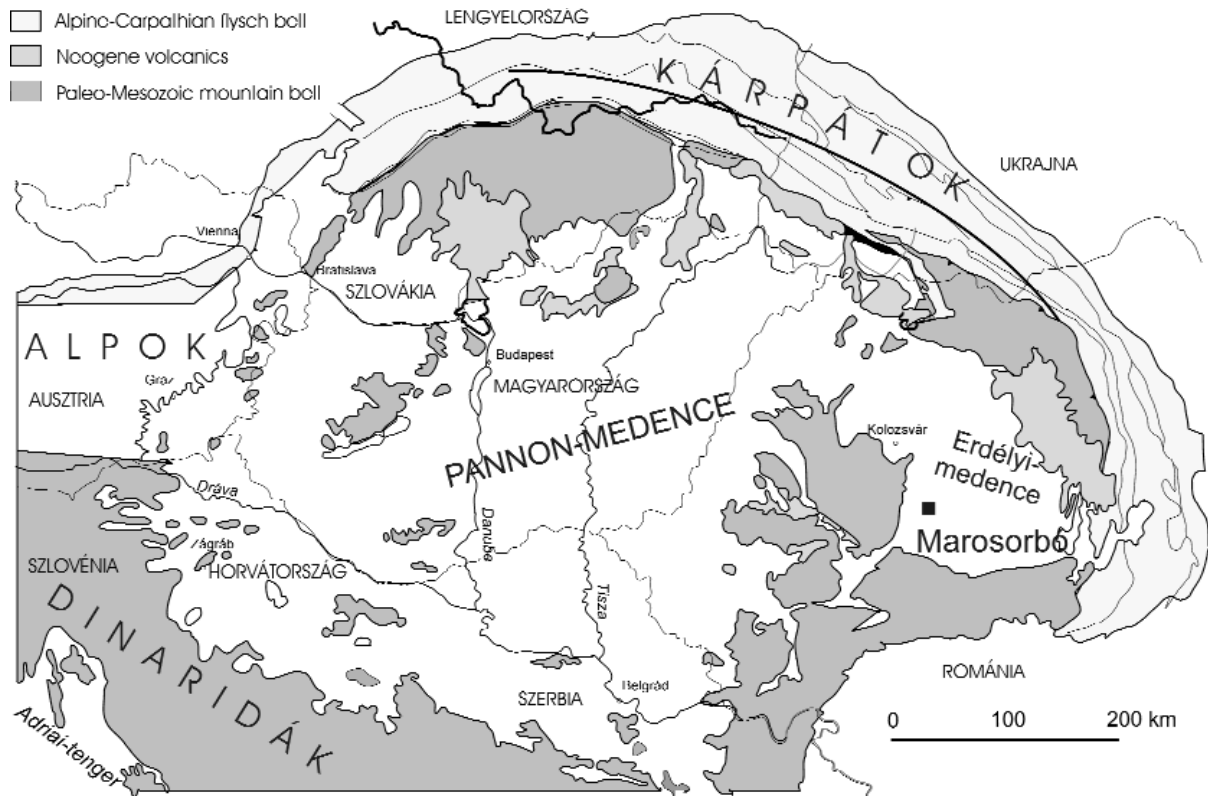
#### Bevezetés

A 2003-as év folyamán a Kolozsvári Tudományegyetem, a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Tudományegyetem közötti együttműködés keretében kezdődött meg az Erdélyi-medencében, Marosorbó község (Oarba de Mures) közelében feltárt, folyamatos szarmata–pannon határszelvény vizsgálata (SACCHI et al. 1997, 1. ábra).

E munka keretében lehetőséget kaptunk a szelvények szervesvázú mikroplankton-együtteseinek meghatározására és az ebből levonható biosztratigráfiai eredmények közlésére

A litológiai és szedimentológiai eredmények részletes taglalására e cikkben nem térünk ki, hiszen azt SZTANÓ et al. (2005) már megtették A Pannóniai-medencében a fiatal

neogén képződmények tektonikailag kevésbé érintett volta miatt érdemi felszíni feltárás hiányában csak mélyfúrás szelvényekben nyílt mód az egymáshoz folyamatos átmenettel kapcsolódó szarmata–pannóniai rétegek vizsgálatára. Az Erdélyi-medencében Marosorbó környékén a Maros völgyének É-i oldalában, elsősorban a mélyebben fekvő badeni rétegsorba települő evaporitok okozta tektonikai mozgások, majd a későbbi erőző következtében a szarmata és az alsó-pannóniai rétegek 5–20°-os dőlésű, 10–40 m vastagságú, egymáshoz kapcsolódó feltárásainak sorozata tanulmányozható (SZTANÓ et al. 2005). A mélyvízi, turbidites és nem turbidites nyíltvízi és víz alatti delta kifejlődésű pelites-homokos, andezittufa betelepüléssel, vékonyréteges rétegsor kiválóan alkalmas a pannóniai emelet határsztratotípus szelvényének. Részletes feldolgo-



1. ábra. A marosorbói szelvények földrajzi helyzete (SACCHI et al. 1997 nyomán)

Figure 1. Geographic location of the Marosorbó profiles (after SACCHI et al. 1997)

zására ezért kerített sort 2003-ban a már idézett hazai és erdélyi szakemberek összefogásával létrejött munkabizottság. Alábbi dolgozatunkban a határsztratotípusból az általuk gyűjtött minták mikroplankton vizsgálatának eredményeiről számolunk be

### A vizsgálat módszere

A maradványegyüttesek meghatározásánál és értékelésénél, PLANDEROVA (1973), NAGY (1969, 1985, 1992, 2005), palyológiai vizsgálataira, a szarmata mikroplankton vonatkozásában HAJÓS (1966); a pannóniai mikroplankton vonatkozásában pedig, saját megfigyeléseinkre támaszkodtunk (SÜTŐNÉ SZENTAI 1988, 1991, 1993). A dinoflagellaták rendszertani besorolása WILLIAMS, LENTIN & FENSOME (1998) indexe alapján történt.

Az „A” szelvényből, melynek alsó része az „AA” szelvény, és 48,5 m-es vastagságú, 58 db mintát; a „B” szelvényből, amely 35 m-es vastagságú, 22 db mintát; a „C” szelvényből, amely 3 m-es vastagságú, 2 db mintát; a „D” szelvényből, amely 15 m-es vastagságú, 11 db mintát vizsgáltunk. Ha összegezzük a négy szelvény vastagságát, úgy a 101,5 m-ből összesen 93 db mintából történt elemzés.

A vizsgálatok elsősorban a szervesvázú mikroplankton együttesekre irányultak, de a kor és a fácies megállapításához sokszor segítségünkre voltak a spóra-, pollenmaradványok is.

A mikroszkópi vizsgálathoz a kőzetminták előkészítését, feltárását a Magyar Állami Földtani Intézetben

végezték, sósavas-hidrogénfluoridos eljárással. Végül, glicerines zselatinba ágyazott preparátumokból vizsgáltuk az együttest, biológiai mikroszkóppal, 300, 500, 600 és 1200x-os nagyítással. Az „A”, „C” és „D” szelvények vizsgálatát és dokumentálását a MÁFI részéről Szegő Éva, míg az „AA” és a „B” szelvény vizsgálatát és dokumentálását, valamint a szelvények kiértékelését Sütő Zoltánné végezte.

### A maradványok rendszertani helye

A szervesvázú mikroplankton mesterséges gyűjtőnév, amelyhez a természetes növény- és állatrendszeren fosszilis plankton maradványain kívül, az ismeretlen hovatartozású maradványokat is sorolják. Mindezek a szerves anyagú mikromaradványok a spóra- és pollenszemcsékkel együtt találhatóak a preparátumokban, mert a kémiai reagensekkel szemben hasonlóan viselkednek a kőzetek a savas feltárásakor.

Szelvényeinkben e fosszília csoportból a következőket mutattuk ki.

#### *Dinoflagellata*

Páncélos ostoros moszat, az alacsonyabb rendű növények között, a táplálkozási lánc alján, az elsődleges producensek. A szarmata–pannóniai rétegeinkben előforduló fajok tengeri szervezetek, amelyek a sótartalom csökkené-

séhez alkalmazkodtak. Méretük általában a 50–150 µm közötti, de ennél kisebbek és nagyobbak is lehetnek. Szelvényeinkben a *Chytriosphaeridia*, *Cordosphaeridium*, *Hystrichosphaera*, *Hystrichosphaeridium*, *Gonyaulax*, *Impagidinium*, *Lingulodinium*, *Millioudodinium*, *Operculodinium*, *Polysphaeridium*, *Pontadinium*, *Pyxidiella*, *Spiniferites* és *Tectatodinium* nemzetségeket tudtuk azonosítani.

### *Acritarcha*

Mesterséges elnevezése azon szerves vázú mikroplankton maradványoknak, amelyeket a növények vagy állatok természetes rendszerébe nem tudunk besorolni. A szarmata-pannóniai rétegekben előforduló fajok nem édesvíziek (!); tömeges elszaporodásuk helyenként monospecifikus, ami arra utal, hogy a környezeti faktor/faktorok csak számukra voltak optimálisak. Méretük megközelítően 50 µm alatti, de általában 10–30 µm közöttiek. Anyagunkban a *Mecsekia*, *Hidasia*, *Leiosphaeridia*, *Micrhystridium* nemzetségek fordultak elő.

### *Chlorophyta*

Az édesvízi zöld moszatok közül, a *Járommoszatok* zygospóráit (*Spirogyra*); a *Pediastrum* sp. folyóvízre utaló zöldmoszatot, valamint a kozmopolita, telepeket alkotó, helyenként tömegesen elszaporodó, szénhidrogén termelő *Botryococcus brauni*-t találtuk meg.

### *Prasinophyte*

A tengeri zöldmoszatok közül a *Pterospermopsis*, *Pleurozonaria*, cf. *Tasmanites*, *Cymatiosphaera* nemzetségek cisztái fordultak elő.

Az ismeretlen mikroplankton 279. típusát, az incertae sedis kategóriába soroltuk.

Az egysejtű állatok közül a foraminiferák szerves vázainak maradványai is rendre előkerültek preparátumainkból.

A maradványegyüttes vertikális elterjedését táblázat szemlélteti (I. táblázat).

## **Vizsgálati eredmények és rétegtani értékelésük**

A biosztratigráfiai határok megállapításánál Sütő Zoltánné 1988-ban megállapított dinoflagellata együtteszóna beosztását vettük alapul.

1. A szarmata rétegszleten belül szintjelző mikroplankton fajt azonosítani nem tudtunk; a *Cymatiosphaera* fajok gyakoriak, meghatározásuk további stúdiumot igényel.

2. A pannóniai emelet alsó határát az „A” szelvény 3,4 m-től kezdődően a *Mecsekia ultima* faj tömeges megjelenésénél vontuk meg. Meghatározó volt a *Spiniferites*

*bentorii pannonicus* első előfordulása az 1,4 m-es mintában.

3. A pannóniai emeleten belül, a „B” szelvényben, a 0,4–2,5 m közötti mintákban az *Acritarcha–Prasinophyte* együttes zónát különítettük el, ideiglenes elnevezéssel. E rétegek pannóniai korát a *Limnocardium praeponcticum* zóna együttese igazolja (SZTANÓ et al. 2005). E felett, a 3,6 méterből vett mintában a *Mecsekia ultima* zóna is a pannóniai rétegeket jelzi. Ugyanebben a szelvényben a *Spiniferites bentorii pannonicus* zóna jellegtelen, a magyarországi dinoflagellata együttesektől eltérő társulásai találhatóak. Felette, a *Spiniferites bentorii oblongus* zóna faj- és egyedszámában szegényes, de azonosítható.

4. A *Spiniferites bentorii* típusú dinoflagellaták jellegzetes fajokkal és nagy gyakorisággal, a „C” és „D” szelvényekben jelennek meg.

## **A vizsgált szelvények biosztratigráfiai tagolása**

### *A szarmata korú rétegek*

Szarmata korúnak az „AA” szelvényt, valamint a felette lévő „A” szelvény 32,5–4,0 m közötti szakaszát tekinthetjük. A szarmata korú rétegek alsó részén egy-egy mintában tömeges a *Hidasia*-, és a *Cymatiosphaera*-félék jelenléte. Az „A” szelvény 32,5 m-ben a *Hidasia*, az „AA” szelvény 9,0 m-ben pedig a *Cymatiosphaera* a domináns. A *Cymatiosphaerák* gyakorisága e szelvényekben egyedülálló, míg a *Hidasia*-félék a szarmatában végig előfordulnak, változó gyakorisággal.

Az „A” szelvény 29,0–25,5 m közötti szakaszában a *Hidasia* és a *Mecsekia* nemzetségek együttese jelen, általában közepes gyakorisággal. Nagyobb gyakoriságot csak három mintában érnek el: a 28,0 m, a 11,4 m és a 10,5 m-ben. A *Hystrichosphaeridaek*, *Prasinophytek* helyenként megjelennek, de a közepes gyakoriságot nem érik el.

A szarmata rétegek felső részén, 24,5 m-ben jelenik meg a *Mecsekia ultima*, de 8,5–6,0 m között már közepes gyakorisággal fordul elő.

A 7,0 és a 6,0 m-ben, majd az 5,7 m-ben a *Hystrichosphaera suppara* és a *Polysphaeridium zoharyi* dinoflagellaták, valamint a *Cymatiosphaera* fajok a víz O<sub>2</sub>-ben gazdagabbá válását jelzik.

A *Mecsekia*-fajok (*Mecsekia incrassata*) tömeges megjelenése az 5,0, 4,3, 4,0 m-ből vett mintákban oxigénben szegény életteret jelez. A *Botryococcusok* tömeges jelenlétét az 1,4 m-es mintáig bezáróan figyelhetjük meg, melyek a vizek fotikus övében jellemzőek.

A *Mecsekia* (*Acritarcha*)-fajok elszaporodásával ellentétesen látjuk a *Hystrichosphaeridae* (Dinoflagellata) fajok jelenlétét. A Dinoflagellaták optimális élettere (általában) a sós vízi – csökkent sós vízi, oxigénben dús, friss vizekben van, míg a *Mecsekia*-félék valószínűen ezzel ellentétes élettereket foglaltak el. (Semmiképpen sem





I. táblázat folytatása  
Continuation Table I

Mintaszám/méterköz	DINOFLAGELLATA																										
	<i>Condosphaeridium / Achomosphaera sp.</i>	<i>Hystrichosphaeridae</i>	<i>Hystrichosphaeridium cf. tubiferum</i>	<i>Hystrichosphaera cf. furcata</i>	<i>Hystrichosphaera cf. suppara</i>	<i>Hystrichosphaeridium cf. xanthiopyoides</i>	<i>Lingulodinium sp.</i>	<i>Operculodinium sp.</i>	<i>Polysphaeridium zobaryi</i>	<i>Spiniferites sp.</i>	<i>Spiniferites bentorii</i>	<i>Spiniferites bentorii granulatus</i>	<i>Spiniferites bentorii cf. granulatus</i>	<i>Spiniferites bentorii oblongus</i>	<i>Spiniferites bentorii pannonicus</i>	<i>Spiniferites bentorii cf. pannonicus</i>	<i>Spiniferites nodosus</i>	<i>Spiniferites ramosus</i>	<i>Gonyaulax digitalis</i>	<i>Gonyaulax digitalis secundus</i>	<i>Dinoflagellata 70. típus / Marosella sp.</i>	<i>Dinoflagellata 72. típus</i>	<i>Impagidinium sp.</i>	<i>Milneolodinium ballesi</i>	<i>Pontadinium sp. / Komecuvia sp.</i>	<i>Pyxidella sp.</i>	
„AA” és „A” szelvény folytatása																											
8,5		1																									
8,8				1																							
9,2		▨		▨																							
10,2																											
10,5																											
10,8																											
11,1																											
11,4																											
11,7																											
12																											
12,6																											
15,6																											
15,9		1																									
16,2		1																									
17,4		1																									
17,7																											
18,2																											
19																											
19,5																											
21																											
22,5						1																					
23,6		1					1																				
24		1				1																					
24,5																											
25,5	1		1			1																					
26																											
27																											
27,5																											
28																											
28,5									1																		
29		▨																									
29,5																											
30		1																									
30,5		1																									
31																											
31,5																											
32																											
32,5																											
AA-9												▨															
AA-4,3																											
AA-0,2									1																		
AA-4,2																											

Jelmagyarázat: 1= 1 db; ▨ = 1-2 db; | = 3-5 db; || = 6-20 db; = 21-50 db; ■ = 50 db <; \* = *Spiniferites bentorii* vékony falú példányai;

édesvíziek, hiszen pannóniai rétegeink felső részéből hiányoznak, ahonnan pedig sok vizsgálati adatunk van.)

Marosorbói mintáinkban a *Hystrichosphaeridae*-fajok ritka előfordulásúak, és inkább a *Mecsekia*, *Hidasia*/*Leiosphaeridia*, valamint a *Cymatiosphaera*, *Pterospermopsis*, cf. *Tasmanites* fajokkal jellemezhetők a szarmata együttesek.

*Hidasia*-, *Mecsekia*- és *Cymatiosphaera*-fajokat HAJÓS (1966) a Pécsváradi-medence fúrásainak „tortonai” rétegeiből írt le. Megjegyezzük, hogy ugyanezen fúrások korát KORECZNÉ LAKY (1968) foraminiferavizsgálatai szarmatának határozta meg. Ezt a rétegtani besorolást követjük mi is.





A „B” szelvényben, a *Mecsekia ultima* zónát a 3,6 m-es mintában tudtuk azonosítani. A zónajelző faj kíséretében a cf. *Tasmanites* és *Cymatiosphaera* nemzetségek képviselői is jelen vannak, amelyek a magyarországi együttesektől eltérő, magasabb sótartalmat jeleznek.

A „B” szelvény alsó szakaszában előforduló *Limnocardium preponiticum* (GORJANOVIC-KRAMBERGER) — mint malakológiai taxon-zónajelző — a pannóniai rétegek bázisát igazolja (SZTANÓ et al. 2005). A Mollusca-együttes rétegtani értékét figyelembe véve, együttes zónaként írjuk le, a 0,4–2,5 m-es szakaszon belül, az *Acritarcha*–*Prasinophyte* asszociációt.

### Acritarcha–Prasinophyte együttes zóna

A „B” szelvény 0,4–2,5 m közötti szakaszában

A zóna elnevezése provizórikus. A *Pterospermopsis* sp. 1. típus, cf. *Tasmanites* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Mecsekia incrassata* fajok jellemzik. Együttese eltér a magyarországi pannóniai együtteseinktől (Lajoskomárom–1, Tengelic–2, Budajenő–2, Szombathely–II, Nagylózs–1, Nagykozár–2 fúrások).

A 2,5 m-ben előfordult *Pterospermopsis* sp. 1. típus (VII. tábla 1. kép) Magyarországon a foraminiferákkal azonosított alsó-szarmatában jelentkezett (Nagylózs–1 1052,5–1069,5 m; Szilágy–1 171–191,0 m, Magyarszék–1 39,8 m, és Nagyvisnyó–20 15,4–15,6 m). Itteni előfordulása lehet áthalmazott is, ha a fekében települő sótömbből, a vető mentén szivárgó sós víz az egykori üledékgyűjtőben megjelenhetett (SZTANÓ et al. 2005), de lehet autochton, túlélő faj is, ha ezt az adatot a későbbi vizsgálatok megerősítik.

A *Cymatiosphaera* fajok sósvízi elemek, amelyek a magyarországi pannóniaiban ebben a zónában, csak 1–2 példányban vannak jelen. A cf. *Tasmanites* sp. jellegzetes és jól felismerhető mikroplankton, a Lajoskomárom–1 fúrásban a 671,0–680,5 m között, a *Mecsekia incrassata*-val együtt és azzal váltakozva is, a szarmatában fordult elő.

A *Mecsekia incrassata*-t Magyarországon a szarmata–pannóniai határrétegekben találtuk meg, nagy gyakorisággal, a határon túlterjedve.

### *Spiniferites bentorii* pannonicus zóna

A „B” szelvény 6,5–9,8 közötti méterében, vékonyfalú *Spiniferites bentorii* fajokkal (1. típusú Dinoflagellata-együttes)

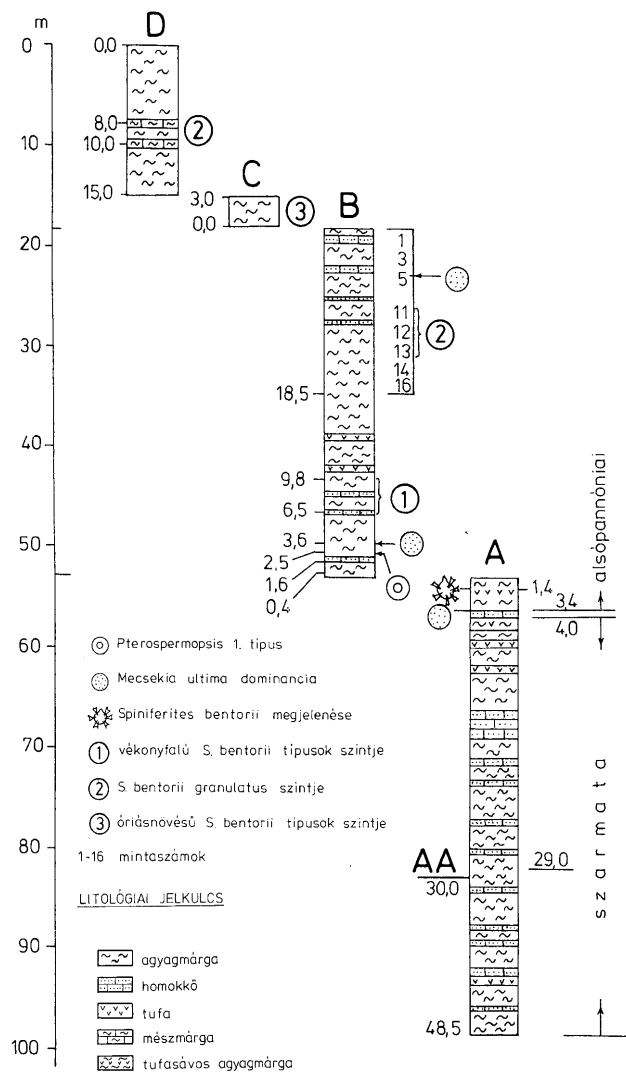
Tipikus faj: *Spiniferites bentorii pannonicus*.

Egyéb fajok: *Spiniferites bentorii oblongus* fajok vékonyfalú egyedei, *Mecsekia ultima*.

A magyarországi pannóniai rétegekben jellegzetes *Spiniferites bentorii* Dinoflagellatáknak Marosorbónál az alábbi három, morfológiailag különböző együttesét találtuk meg:

1. vékony falú *Spiniferites bentorii pannonicus*,

2. a *Spiniferites bentorii granulatus* és kísérelő együttese jellegzetes, szemcsés falszerkezettel,



2. ábra. Az AA, A, B, C, D szelvény rétegtani felosztása

Figure 2. Stratigraphic division of profiles AA, A, B, C, D

3. az „óriás” növesű *Spiniferites bentorii* típusokkal jellemezhető együttes.

Marosorbói szelvényeinkben a 2. és a 3. típusú együttesek a karakterisztikusak. Előfordulásukat a 2. ábrán jelöltük.

Ahol a *Spiniferites bentorii* megjelent, a *Mecsekia*-félék egyedszáma csökkent. A *Mecsekia*-k optimális életterét időlegesen megszüntette a friss O<sub>2</sub>-ben dús víz beáramlása, amely a *Spiniferites bentorii* típusok szaporodásának kedvezett.

A fent említett mélységközben a vékony falú Dinoflagellaták a *Spiniferites bentorii pannonicus* zóna jelenlétére utalnak, miután egy-egy példánnyal képviseltetik magukat.

A *Spiniferites bentorii* vékony falú egyedeit, a Pusztázamor–2 fúrásban a *S. bentorii pannonicus* zónában, Nagylózs-nál a *Mecsekia ultima* zónában, a Nagykozár–2 fúrásban pedig a *Mecsekia ultima* zóna alatt találtuk meg. Eddigi vizsgálataink alapján úgy látszik, hogy a vékony falú *Spiniferites bentorii* típusok kerekded és ovális változatokkal, a pannóniai rétegek alsó határa közelében mutatkoznak. Az

együttes Marosorbónál közel sem olyan jellegzetes, mint a magyarországi fúrásokban.

#### *Spiniferites bentorii oblongus* zóna

A „B” szelvény 10,4 m-től a szelvény legfelsőbb 1. sorszámú mintájáig; „C” szelvény 0,4–2,7 m; „D” szelvény 12-1/a mintái; (2. és 3. bentorii típusok szintje)

Tipikus faj: *Spiniferites bentorii oblongus*.

Egyéb fajok: *Spiniferites bentorii granulatus*, *Chytroeisphaeridia cariacensis*, *Hidasia* sp., *Mecsekia ultima*, *Gonyaulax digitalis*.

Ezt a zónát a magyarországi szelvényeinkben, a *Chytroeisphaeridia* – *Spiniferites bentorii* együttes előfordulása jellemzi, ahol is ezek a tömeges előfordulásúak.

A „B” szelvény egészében nagyon kevés dinoflagellátát találtunk. A szelvény 10,4 és a 11,7 m-es mintáiban „bentorii” típusú dinoflagellátát nem találtunk. Néhány tengeri *Cymatiosphaera*, cf. *Tasmanites*, *Pterospermopsis* és *Acritarcha* faj fordul elő. A *Tectatodinium* sp. nem azonos a felső-pannóniai fajjal. Hasonlóak a magyarországi badeni emeletben is vannak (kérdés, hogy itt nem áthalmozottak-e?).

A 13,1 m-től kezdődően a *Chytroeisphaeridia cariacensis*, *Spiniferites bentorii pannonicus*, *Gonyaulax digitalis*, néhány példányban fordul elő majd a jellegzetes *Spiniferites bentorii granulatus* lép fel.

A 2. típusú együttesben, a *Spiniferites bentorii granulatus* a legjellegzetesebb, amely ebben a zónában egymás felett, ismételtelen jelenik meg. Először a „B” szelvény 11., 12., 13. sorszámú mintáiban; majd a „C” szelvény 0,4 m-ben és végül a „D” szelvény D–12, D–11, D–10/b, D–9/a mintáiban. Legszebb példányait a „D” szelvényben találtuk. Ugyanott a *Gonyaulax digitalis secundus* egyedei is gyakoriak.

A *Spiniferites bentorii oblongus* zónában Marosorbónál a magyarországi szelvényekkel ellentétben, az *Acritarcha* és a tengeri *Prasinophyte* fajok is jelen vannak. A „B” szelvényben a 16. sorszámú mintában közepes gyakoriságúak a *Leiosphaeridiák*, majd az 5. sorszámú mintában tömegesek a *Mecsekia ultima*, *M. incrassata* és más *Mecsekia*-fajok. A tengeri fajok közül a *Cymatiosphaera* a 11,7 m-től az 5. mintáig fordulnak elő, míg a cf. *Tasmanites* a 12. és az 5. mintában.

A 3. együttest a „C” szelvény 2,7 m-es mintájában a *Spiniferites bentorii* faj óriásnövésszerű egyedei jellemzik. Az általánosan előforduló 60–65 µm-es nagyság mellett a 80–90 µm-es méretű formák jelennek meg.

Korábbi vizsgálataink során az „óriásnövést” a *Spiniferites bentorii pannonicus* zóna felső részén is megfigyeltük (SÜTŐ SZENTAI M. 1988). A *Spiniferites bentorii oblongus* zónában ismételt megjelenésük megelőzi a *Pontiadinium pecsvaradensis* zóna fajainak tömeges előfordulását. A *Pontiadinium pecsvaradensis* zóna e szelvényekből hiányzik.

Az Erdélyi-medencében, Marosorbónál a pannóniai rétegekben a *Cymatiosphaera*, *Pterospermopsis*, cf. *Tasmanites*,

*Mecsekia* és *Hidasia*-félék sósabb vizet jeleznek, mint amilyen a magyarországi medencékben volt. A Keleti-Paratethysből Grúzia meoti rétegeiben találtunk *Cymatiosphaera*- és *Mecsekia*-fajokat, egyes mintákban tömegesen is (SÜTŐ SZENTAI 1991).

Marosorbón a *Mecsekia ultima*, *Spiniferites bentorii pannonicus* és *Spiniferites bentorii oblongus* zónák együttese, egyrészt a Pannon-medence magyarországi, másrészt a Keleti-Paratethys *Cymatiosphaera*–*Mecsekia* együttesével mutatnak kapcsolatot.

#### Szervesvázú mikroplankton fajok a marosorbói „AA”, „A”, „B”, „C” és „D” szelvényekben

##### *Dinoflagellata*

*Calliosphaeridium* cf. *asymmetricum* (DEFLANDRE & COURTEVILLE, 1939) DAVEY & WILLIAMS 1966

*Cordosphaeridium cracenospinosum* DAVEY & WILLIAMS 1966

*Chytroeisphaeridia cariacensis* WALL 1967

*Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911

*Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911 ssp. *secundus* SÜTŐ-SZENTAI 1991

*Hysrichosphaera suppara* DRUGG 1967

*Hystrichosphaeridium tubiferum* (EHRENBERG 1838) DEFLANDRE 1937

*Hystrichosphaeridium xanthiopyxides* (O. WETZEL 1933) DEFLANDRE 1937

*Hytrichosphaera furcata* (EHRENBERG 1838) DEFLANDRE 1937

*Komewuia glabra* COOKSON & EISENACK 1960

*Millioudodinium baltesi* SÜTŐ-SZENTAI 1990

*Polysphaeridium zoharyi* (ROSSIGNOL 1962) BUJAK, DOWNIE, EATON & WILLIAMS 1980

*Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 ssp. *granulatus* SÜTŐ-SZENTAI 1991

*Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 ssp. *oblongus* SÜTŐ-SZENTAI 1986

*Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 ssp. *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986

*Spiniferites nodosus* (WALL 1967) SARJEANT 1970

*Spiniferites ramosus* (EHRENBERG 1838) MANTELL 1854

*Tectatodinium pellitum* WALL 1967

##### *Acritarcha*

*Hidasia racemosa* HAJÓS 1966

*Hidasia flexibilis* NAGY 1969

*Mecsekia spinosa* HAJÓS 1966

*Mecsekia ultima* (SÜTŐ-SZENTAI 1982)

*Mecsekia incrassata* SÜTŐ-SZENTAI 1986

*Chlorophyceae:*

*Botryococcus braunii* KÜTZING 1848

##### *Prasinophyte*

*Cymatiosphaera undulata* HAJÓS 1966

### Az áthalmazott mikroplankton és sporomorpha együttesekről

A marosorbói szelvényekben az autochton mikroplankton és sporomorpha együtteseket az idősebb, főként a mezozoos (kréta) rétegekből áthalmazott mikroplankton és sporomorpha kíséri. Ilyenek a *Deflandrea*, *Pleurozonaria*, „*Gonyaulax*” nemzetségek fajai. Helyenként a közepes gyakoriságot is elérik. A kréta rétegekből áthalmazott a *Gleichenia*-fajok egyes mintákban az 50–100 db-ot is elérik. A preparátumokban lévő nagy mennyiségű növényi törmeléken kívül a fenyőfélék, a lombosfa, a mocsári-láperdei vegetáció pollenjeinek gyakorisága, a közeli szárazulat fajokban gazdag vegetációjára utal, mind a szarmata mind, a pannóniai rétegekben.

### Következtetések

A szarmata és pannóniai korú rétegek határát az „A” szelvényben a *Mecsekia ultima* faj domináns jelenléte és a *Spiniferites bentorii pannonicus* alfaj megjelenése alapján húztuk meg. A „B” szelvényben a *Mecsekia ultima*, *Spiniferites bentorii pannonicus* és a *Spiniferites bentorii oblongus* zónákra, a „C” és „D” szelvényekben pedig, a *Spiniferites bentorii oblongus* zónára jellemző fajokat találtuk meg, amelyek egyértelműen az alsó-pannóniai alemeletet jelzik.

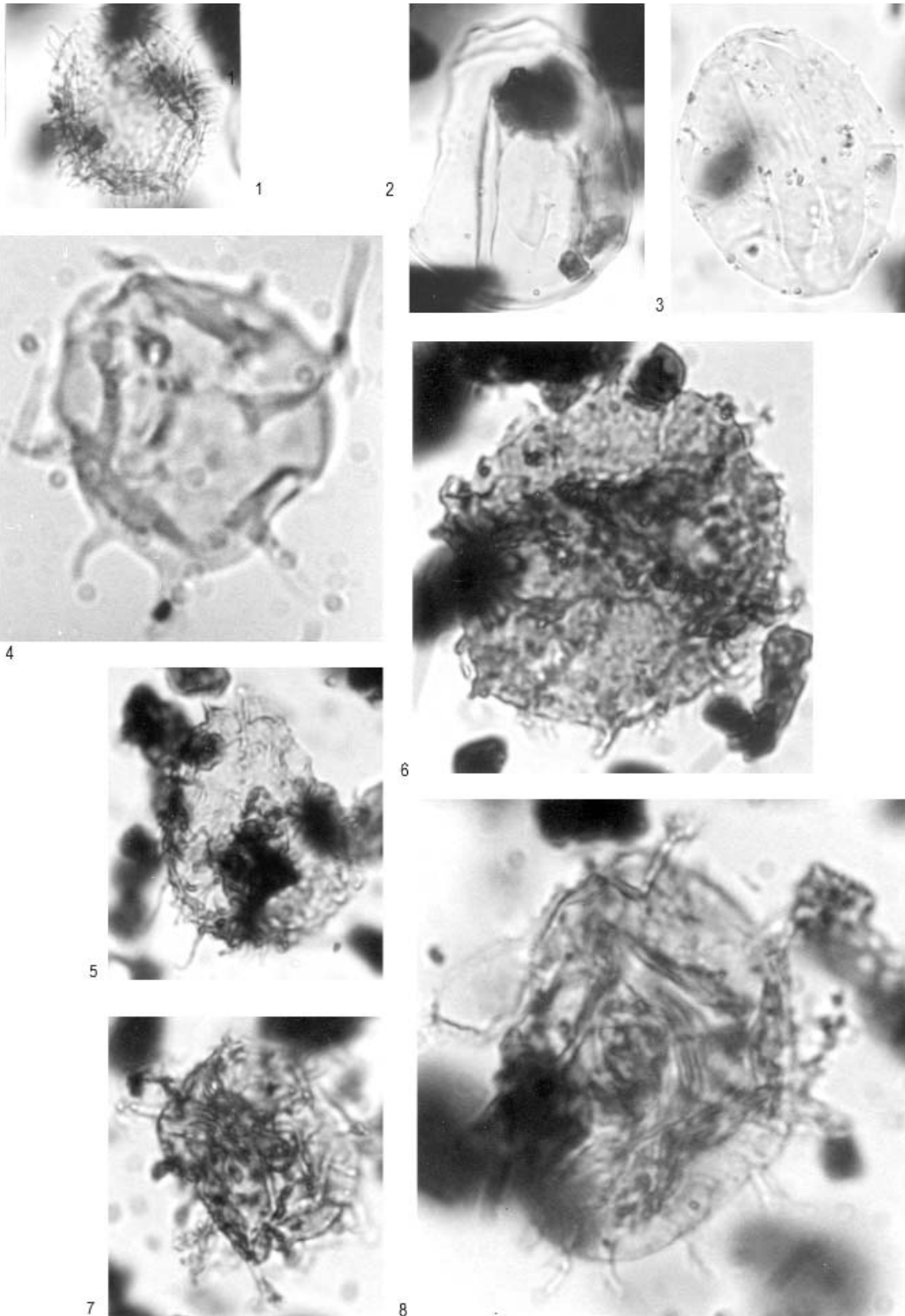
### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak SELMECZI Ildikónak a pontos és precíz angol fordítás elkészítéséért, SOÓS József-nének az ábrák szép és áttekinthető megrajzolásáért, valamint a T 060861 sz. OTKA kutatási téma keretéből biztosított szakmai és anyagi támogatásért.

### Irodalom — References

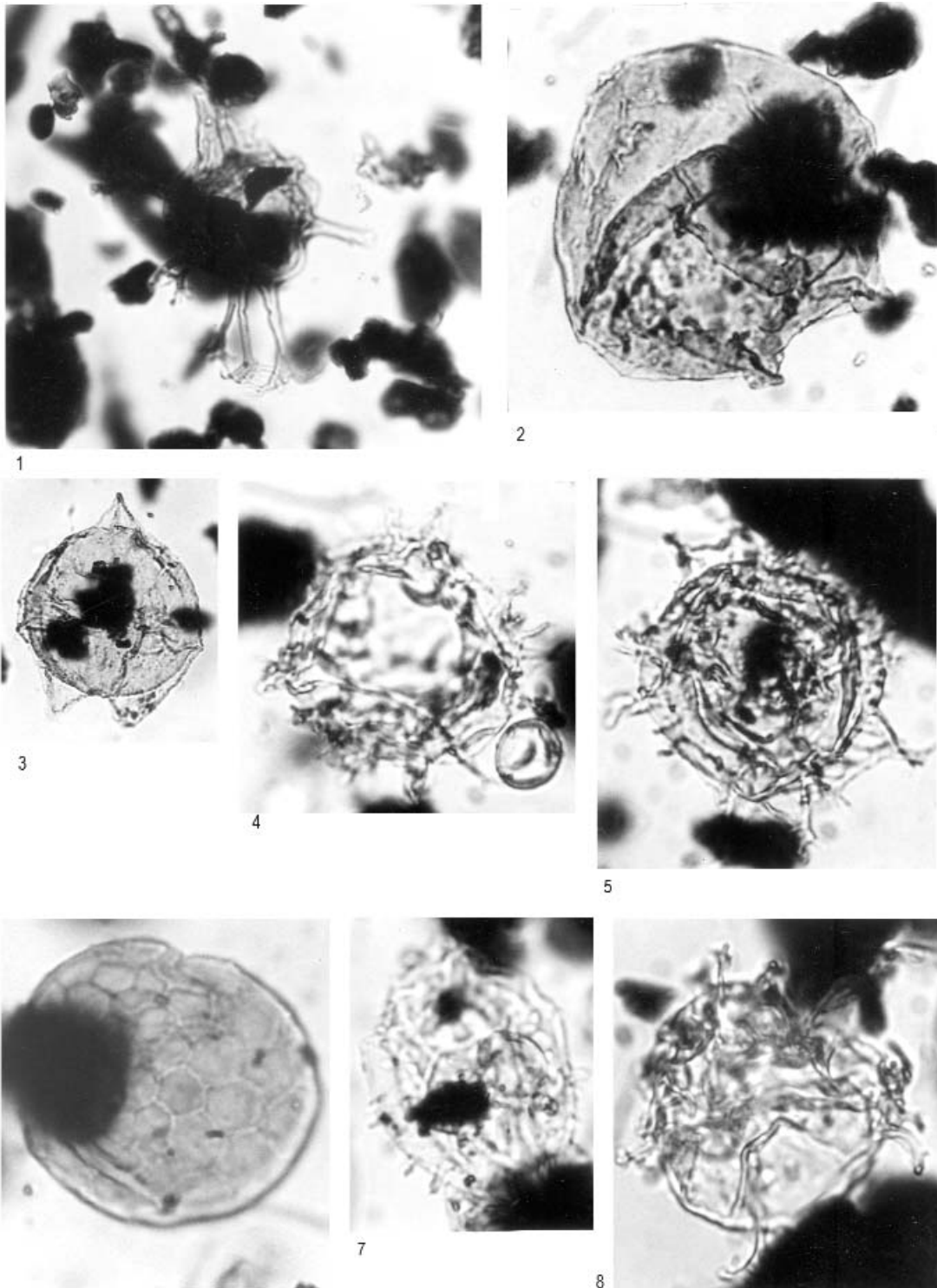
- HAJÓS M. 1966: A mecseki miocén diatomaföld rétegek mikroplanktonja. — *MÁFI Évi Jelentése 1964. évről*, 139–171.
- KORECZNÉ LAKY I. 1968: A Keleti-Mecsek miocén foraminiferái. — *MÁFI Évkönyv 52/1*, 200 p.
- NAGY E. 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. — *MÁFI Évkönyv 52/2*, 535 p.
- NAGY E. 1985: A magyarországi neogén sporomorphái. Sporomorphs of the Neogene in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica 47*, 471 p.
- NAGY E. 1992: Magyarországi neogén sporomorpháinak értékelése. A comprehensive study of Neogene sporomorphs in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica 53*, 379 p.
- NAGY E. 2005: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary. A magyarországi neogén éghajlati adatai palynológiai kutatások alapján. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 205*, 120 p.
- PLANDEROVÁ, E. & NAGY, E. 1973: Palynologische Charakteristik des Sarmatien s. str. — In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (eds): *Miozän M<sub>5</sub> Sarmatien. Series Chronostratigraphie und Neostatotypen 4*, Bratislava, 674–707.
- SÜTŐNÉ-SZENTAI, M. 1988: Mikroplankton zones of organic skeleton in the Pannonian s. l. stratum complex and in the upper part of the Sarmatian strata. — *Acta Botanica Hungarica 34/3–4*, 339–356.
- SÜTŐNÉ-SZENTAI M. 1991: Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagellaták evolúciójáról. — *Őslénytani Viták 36–37*, 157–200.
- SÜTŐ ZOLTÁNNÉ 1993: A Nagylózs Nlt–I. sz. fúrás szervesvázú mikroplankton vizsgálata. — *Kézirat*.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 1997: Problems and Progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys. — *Neogene Newsletter 4*, 37–46.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., JUHÁSZ, GY., KRÉZSEK, CS. & WANEC, F. 2005: Sedimentary cycles and rhythms in Sarmatian to Pannonian (Late Miocene) transitional section at Oarba de Mures/Marosorbó, Transylvanian Basin. — *Acta Geologica Hungarica 48/3*, 235–257.
- WILLIAMS, G. L., LENTIN, J. & FENSOME, R. A. 1998: The Lentin and Williams index of fossil Dinoflagellates 1998 edition. — *AASP Contributions Series 34*, 817.
- Kézirat beérkezett: 2007. 04. 06.

I. tábla — Plate I  
Szarmata, Hystrichosphaeridae és Acritarcha taxonok



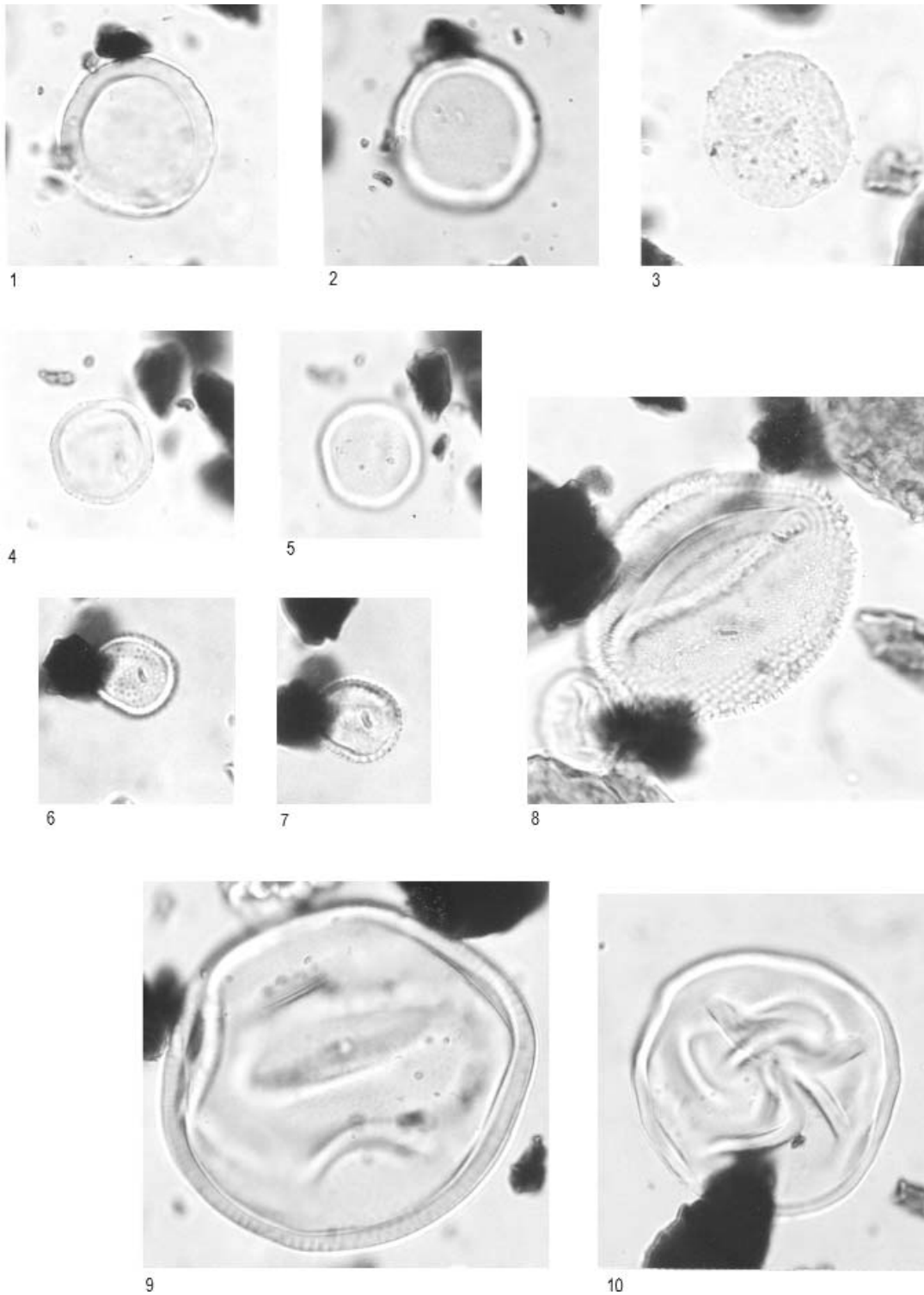
1. *Operculodinium* sp., „AA” szelvény: 0,2 m, méret: 30×23 μm, nagyítás: 1000×
2. *Chytroeisphaeridia* sp., „AA” szelvény: 9,0 m, méret: 43×35 μm, nagyítás: 1000×
3. *Cymatiosphaera* sp., „AA” szelvény: 9,0 m, méret: 43×33 μm, nagyítás: 1000×
4. *Michystridium* sp. (Acritarcha), „A” szelvény: 32,5 m, méret: 14,4×14,4 μm, nagyítás: 3000×
5. Hystrichosphaeridae sp., „A” szelvény: 30,0 m, méret: 45×33 μm, nagyítás: 850×
6. Hystrichosphaeridae sp., „A” szelvény: 30,0 m, méret: 44×44 μm, nagyítás: 1250×
7. Hystrichosphaeridae sp., „A” szelvény: 28,5 m, méret: 34×42 μm, nagyítás: 910×
8. Hystrichosphaeridae sp., „A” szelvény: 27,0 m, méret: 50×36 μm, nagyítás: 1240×

**II. tábla — Plate II**  
Szarmata, áthalmazott deflandreás Hystichosphaeridae mikroplankton taxonok



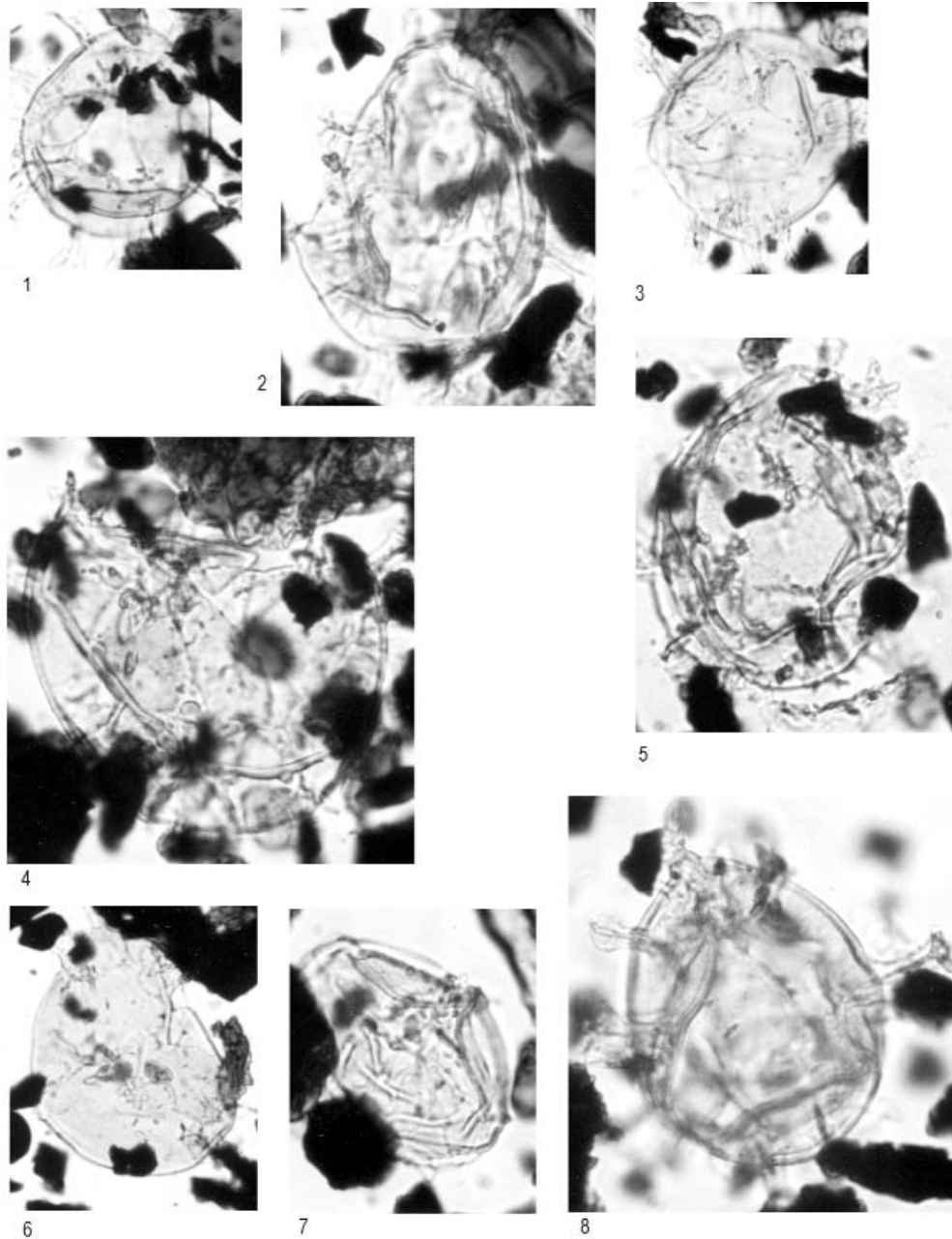
1. Hystichosphaeridae sp., „A” szelvény: 24,0 m, méret: 38×54 μm ( egy nyúlvány hossza: 26 μm ), nagyítás: 600×
2. *Deflandrea* sp., „A” szelvény: 15,6 m, méret: 63×66 μm, nagyítás: 800×
3. *Deflandrea* sp., „A” szelvény: 11,4 m, méret: 69×87 μm, nagyítás: 400×
4. Hystichosphaeridae sp., „A” szelvény: 7,7 m, méret: 48×48 μm, nagyítás: 700×
5. Hystichosphaeridae sp., „A” szelvény: 8,4 m, méret: 50×48 μm, nagyítás: 700×
6. *Cymatiosphaera* sp., „A” szelvény: 7,0 m, méret: 64 μm, nagyítás: 700×
7. *Polysphaeridium zoharyi* (ROSSIGNOL 1962), „A” szelvény: 5,7 m, méret: 56×40 μm, nagyítás: 600×
8. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „A” szelvény: 1,4 m, méret: 52×48 μm, nagyítás: 700×

**III. tábla — Plate III**  
Szarmata–kora-pannóniai, *Mecsekia* és *Prasinophyte* taxonok



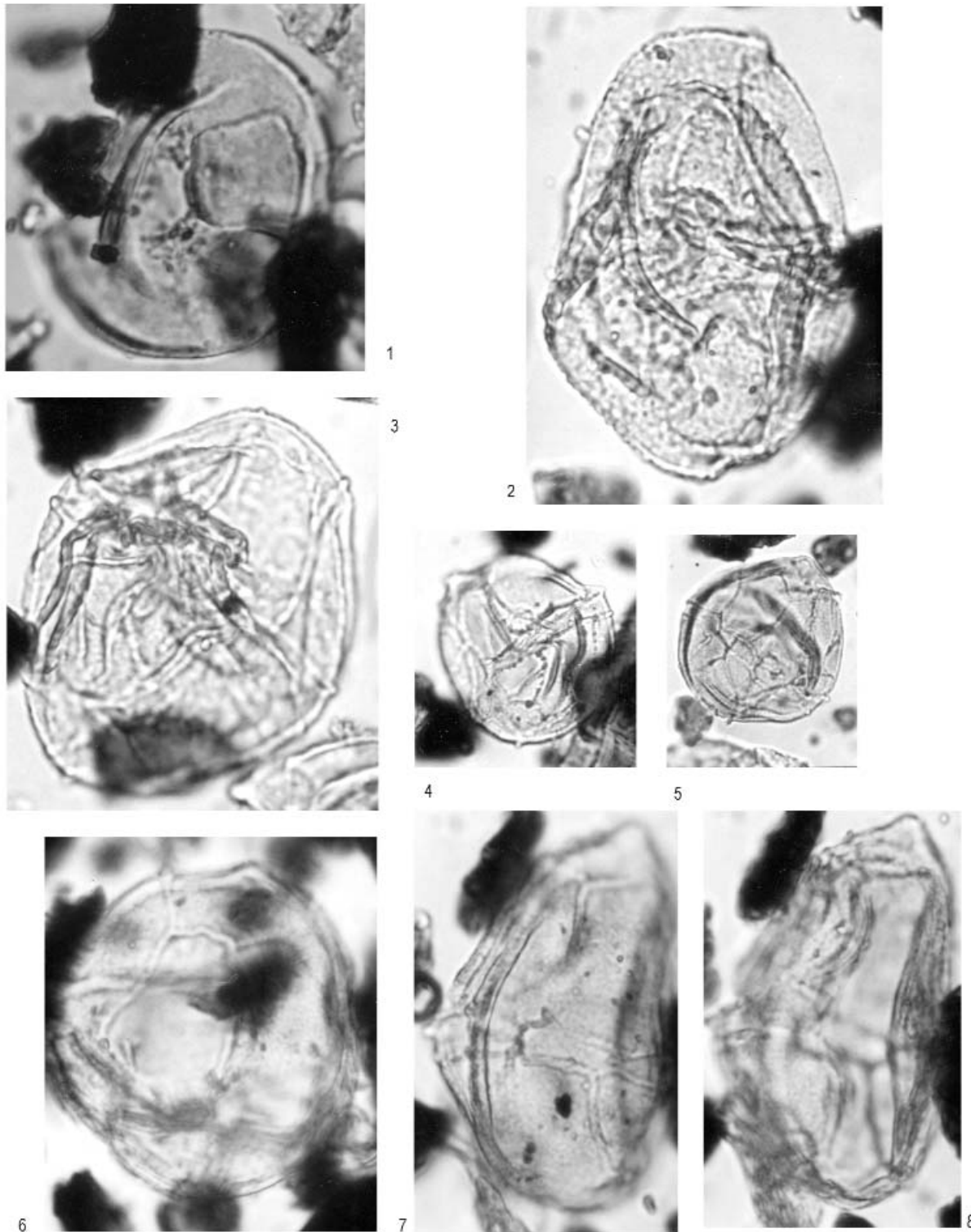
- 1–2. *Mecsekia ultima* (SÜTŐ-SZENTAI 1982), „B” szelvény: 1,6 m, méret: 27  $\mu$ m, nagyítás: 850 $\times$   
 3. *Mecsekia spinosa* HAJÓS 1966, „B” szelvény: 1,6 m, méret: 27  $\mu$ m, nagyítás: 850 $\times$   
 4–5. *Mecsekia incrassata* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „B” szelvény: 1,6 m, méret: 17,6  $\mu$ m, nagyítás: 850 $\times$   
 6–7. *Mecsekia incrassata* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „B” szelvény: 3,6 m, méret: 14  $\mu$ m, nagyítás: 850 $\times$   
 8. *Pleurozonaria* sp., „B” szelvény: 3,6 m, méret: 46  $\mu$ m, nagyítás: 900 $\times$   
 9. cf. *Tasmanites* sp., „B” szelvény: 3,6 m, méret: 61  $\mu$ m, nagyítás: 900 $\times$   
 10. *Hidasia* sp., „B” szelvény: 3,6 m, méret: 45  $\mu$ m, nagyítás: 900 $\times$

**IV. tábla — Plate IV**  
Kora-pannóniai, óriás' növesű? *Spiniferites bentorii* típusok



1. *Spiniferites* cf. *ramosus* (EHRENBERG 1838) MANTELL 1854, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 60×69 μm, nagyítás: 300×
2. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 54×68 μm, nagyítás: 600×
3. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 66×69 μm, nagyítás: 400×
4. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 82×70 μm, nagyítás: 600×
5. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 72×54 μm, nagyítás: 500×
6. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *granulatus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „C” szelvény: 56 μm, nagyítás: 600×
7. 70. típus, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 44×56 μm, nagyítás: 600×
8. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *granulatus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „C” szelvény: 2,7 m, méret: 74×56 μm, nagyítás: 600×

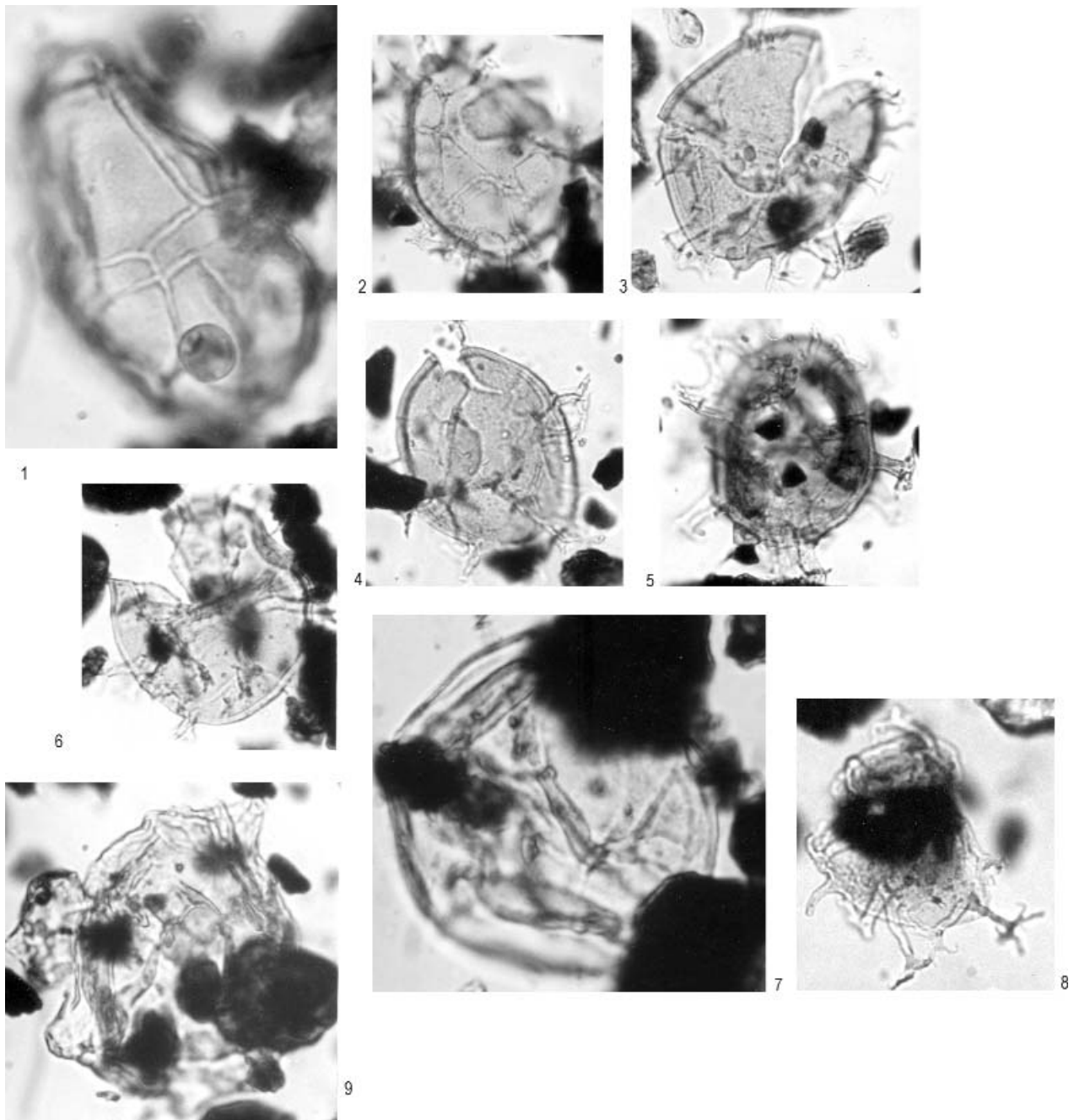
V. tábla — Plate V  
Kora-pannóniai, *Spiniferites bentorii oblongus* zóna egyéb mikroplanktonjai



1. *Chytroesphaeridia cariacensis* WALL 1967, „D” szelvény: 10/b sorszám, méret: 42×42 µm, nagyítás: 1260×
2. *Pyxidiella* sp., „D” szelvény: 10/b sorszám, méret: 40×58 µm, nagyítás: 1240×
3. 70. típus, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 46×56 µm, nagyítás: 1200×
4. *Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 50×46 µm, nagyítás: 600×
5. *Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911, „D” szelvény: 7/a. sorszám, méret: 48×44 µm, nagyítás: 600×
6. *Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911 *secundus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „D” szelvény: 7/a. sorszám, méret: 50×32 µm, nagyítás: 1200×
- 7–8. *Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911 *secundus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „D” szelvény: 9/a. sorszám, méret: 40×44 µm, nagyítás: 1200×

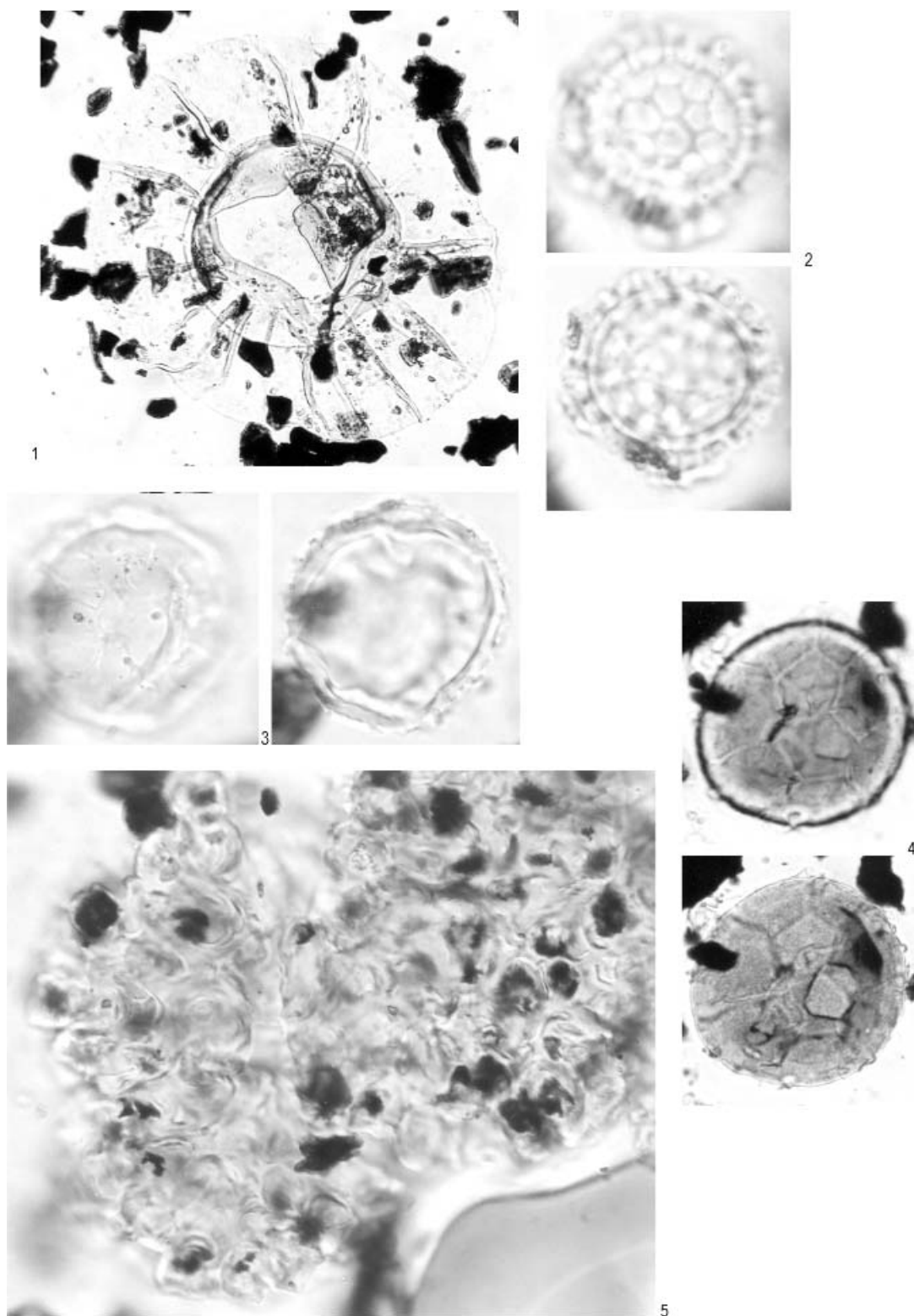


VI. tábla — Plate VI  
Kora-pannóniai, *Spiniferites bentorii oblongus* egyéb mikroplankton elemei



1. *Gonyaulax digitalis* (POUCHET 1883) KOFOID 1911 *secundus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 32×54 μm, nagyítás: 1200×
2. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *granulatus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 42×54 μm, nagyítás: 600×
3. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *granulatus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 60×52 μm, nagyítás: 600×
4. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *granulatus* SÜTŐ-SZENTAI 1991, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 44×58 μm, nagyítás: 600×
5. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „D” szelvény: 10/b sorszám, méret: 40×52 μm, nagyítás: 600×
6. *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1970 *pannonicus* SÜTŐ-SZENTAI 1986, „D” szelvény: 11-es sorszám, méret: 58×50 μm, nagyítás: 600×
7. 72. típus, „D” szelvény: 9/a. sorszám, méret: 42×46 μm, nagyítás: 1100×
8. Hystrichosphaeridae sp., „D” szelvény: 7/a. sorszám, méret: 17×25 μm, nagyítás: 1100×
9. *Deflandrea* sp., „D” szelvény: 6/b sorszám, méret: 40×30 μm, nagyítás: 1200×

VII. tábla — Plate VII  
Prasinophyte–Chlorophyta mikroplankton elemek



1. *Pterospermopsis* sp. 1. típus, „B” szelvény: 2,5 m, méret: 207  $\mu$ m, nagyítás: 300 $\times$
2. *Cymatiosphaera* sp., „A” szelvény: 4,0 m, méret: 20  $\mu$ m, nagyítás: 1500 $\times$
3. *Cymatiosphaera* cf. *undulata* HAJÓS 1966, „B” szelvény: 3,6 m, méret: 35  $\mu$ m, nagyítás: 1000 $\times$
4. *Cymatiosphaera* sp., „D” szelvény: 3 sorszám, méret: 44 $\times$ 44  $\mu$ m, nagyítás: 800 $\times$
5. *Botryococcus braunii* KÜTZING 1848, „B” szelvény: 3,6 m, nagyítás: 1200 $\times$

## Középső-pleisztocén löszben előforduló vulkáni képződmények Magyarországon: terepi és petrográfiai jellemzők

SÁGI Tamás<sup>1</sup>, KISS Balázs<sup>1</sup>, BRADÁK Balázs<sup>2</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, Pázmány P. 1/C

<sup>2</sup> ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, Pázmány P. 1/C

---

### *Middle Pleistocene volcanic deposits in loess in Hungary: field and petrographical characteristics*

#### Abstract

Complex field-descriptions and a scanning electron microscope (SEM) study of the Bag Tephra were elaborated in 11 loess/palaeosol sequences belonging to the Paks Loess Formation. Components of the tephra, the mineral/volcanic glass ratio, and the relationship between loess and tephra were defined.

The juvenile components (phenocrysts) identified include: clinopyroxene (ferro-diopside), sanidine, plagioclase, apatite, biotite and leucite; whereas quartz, calcite, albite, dolomite, olivine and garnet were interpreted as xenocrysts. Fresh volcanic glass shards can be found only in one outcrop, at Pásztó. Remarkably, two types of glass shards were identified in this deposit. In all the other localities the glass shards had been thoroughly altered and in many cases had also lost their original shape and structure. Alteration of the glass shards could be post-depositional. Originally most of the glass shards had cusped margins and contained vesicles; however, platy-shaped glass shards were also recognised.

Based on the petrographic and field investigations the tephra deposits, originally classified as a single volcanic horizon, could be divided into two groups. The first one contains three localities and is characterized by its patchy appearance and diffuse boundary with the loess and finer-grained components. The second group includes eight localities around Pásztó and they indicated clearly the presence of the fresh glass shard population. These volcanic deposits form a continuous layer in the loess and the contacts were observed to be sharp.

It can be concluded that two types of tephra deposits exist in the Hungarian loess localities. They have fairly similar mineralogical assemblages, but differ in their respective structures. Both volcanic deposits could have their origins in a violent plinian-phreatoplinian eruption of one of the volcanoes of Central Italy; however, the exact source is still not clear.

*Keywords: Bag Tephra, Middle Pleistocene, petrography*

---

#### Összefoglalás

A Paksi Löss Formáció tizenegy, tefraszintet tartalmazó löszfeltárásról részletes terepi leírásokat készítettünk. A vulkáni anyagot újszerű módon vizsgáltuk. A teljes kőzetből készült vékonycsiszolatok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata alapján határoztuk meg a fő ásványos összetevőket és a szöveti kapcsolatokat, az ásványos összetevők és a kőzetüvegszilánkok arányát, lösszel való kapcsolatát. A tefra ásványos alkotói közül juvenilis elegyrésznek (fenokristálynak) határoztuk meg a klinopiroxént (ferro-diopszidot), sanidint, apatitot, biotitot, leucitot és a plagioklászot. Xenokristályként osztályoztuk a kvarcot, kalcitot, dolomitot, albitot, gránátot és az olivint. Űde leucitot csak Pásztóról sikerült kimutatni, azonban egykori jelenlétét más lelőhelyen is valószínűsítjük, de ott magát az ásványt nem, csak annak helyét észleltük a kőzetüvegben. Űde kőzetüvegszilánkot ugyancsak Pásztóról sikerült kimutatnunk, ahol két típust is elkülönítettünk. Az üvegszilánkok formája lemezes, vagy ívelt hólyagüreges. A petrográfiai, valamint a terepi és makroszkópos megfigyelések alapján két, egymástól több tulajdonságban is eltérő vulkáni egységet különítettünk el a korábban egységes horizontként leírt bagi tefrából. Az egyik lencsés-pecsétes megjelenésű, a lösszel jobban keveredett, kisebb méretű üvegszilánkokkal jellemezhető, a másik élesebben különül el a lösztől, az előzőhöz képest folytonos réteget képez benne, és az üvegszilánkok mérete is nagyobb. Értelmezésünk szerint a csoportok két külön rétegtani szintet képeznek, azaz különböző korúak. Ennek tükrében a tefrarétegek egységes regionális horizontként való kezelése újragondolandó.

*Tárgyszavak: bagi tefra, középső-pleisztocén, petrográfia*

## Bevezetés

Hazánkban jelentős területet fed le a negyedidőszaki környezet- és klímarekonstrukcióban nagy szerepet betöltő lösz. A különböző, közel azonos korúnak tartott lösz- paleotalaj-szelvények párhuzamosításakor fontos szerepet játszanak az olyan jellegzetes szintek, rétegek, amelyek nem csak egy szelvényben vagy egy kisebb területen, lokálisan jelennek meg, hanem akár regionálisan is nyomozhatók. Ide tartoznak például a tefrárétegek, melyek heves vulkáni kitörés nyomán halmozódnak fel akár több száz vagy ezer kilométer távolságban is. Ezek a vezetősíntek nem csak az egyes feltárások közti térbeli kapcsolatot jelentik, hanem koruk alapján a szelvényeket alkotó rétegeket időben is összefűzik. A magyarországi löszfeltárások rétegtani elemzése során ilyen vezetősínt szerepét töltheti be a bagi tefra (HORVÁTH et al. 1992).

A paksi téglagyár szelvényéből 50 évvel ezelőtt KRIVÁN (1957) írt le először egy „2–5 cm vastag, élénk citromsárga, üde, biotitban gazdag, finomszemű, laza, törmelékes réteget”. A kizárólag légi úton szállított „(anemo-) amfibolandezit-tufit” forráshelyéül a kárpáti-övezet pleisztocén korban is aktív dél-hargitai vulkáni területét jelölte meg. A hatvanas évekre a tefrát tartalmazó feltárások száma ötre bővült. A vulkáni anyag felhalmozódását KRIVÁN (1957), illetve KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1962, 1964) a riss eljegesedés idejére helyezte és a löszszelvények párhuzamosításában nagy szerepet játszó vezetősíntként jelölte meg. HORVÁTH et al. (1992), POUCKET et al. (1999) és HORVÁTH (2001) pontosították a tefrával kapcsolatos ismereteket és további előfordulásokat írtak le. A tefraszint anyagának elemzése alapján arra a következtetésre jutottak, hogy az összes vulkanikus anyag egy kitörés terméke. Ekkor javasolták a képződménynek a bagi tefra nevet<sup>1</sup>. A tefra ásványos és kémiai összetételét szeparált ásványfrakciókból határozták meg. Az új eredmények segítségével igyekeztek meghatározni a vulkáni üledék forrásrégióját. Arra a következtetésre jutottak, hogy a közép-olaszországi Colli Albani vulkanikus terület közel 350 ezer éves Villa Senni kitörése lehetett, amely a tefra anyagát szolgáltatta (HORVÁTH et al. 1992, POUCKET et al. 1999, HORVÁTH 2001).

Az egységes tefraszinttel ellenkező álláspontot képviselnek HUM & SÜMEGI (2001), illetve HUM (2005) a mórággyi és dunaszekcsői tefraszintet tartalmazó feltárások őslénytani, malakológiai vizsgálata alapján. Feltételezték, hogy az általuk vizsgált négy feltárásban az általuk tufitnak nevezett anyagot tartalmazó löszköteg eltérő időszakban keletkezett. Így a korábbi vizsgálatok során egységes szintként kezelt bagi tefra nem egykorú, azaz több pleisztocén vulkánkitörés terméke is eljuthatott a Kárpát-medencébe.

Az eddigi vizsgálatok eredményei tehát úgy tűnik, ellentmondások abban, hogy egy vagy több vulkáni réteg található a Kárpát-medencei középső-pleisztocén löszben,

és forrásterületek azonosítása sem egyértelmű. Ezeknek a problémáknak a tisztázása fontos kérdés a vulkáni szint, esetleg szintek rétegtani helyzetének pontosítása és vezetősíntként történő elfogadása során, ezért újvizsgáltuk a löszben előforduló vulkáni rétegeket. Ebben a munkában a terepi és petrográfiai eredményeinket foglaljuk össze, míg a geokémiai eredményeket egy ezt követő cikkben mutatjuk be.

## Tufa, tufit vagy tefra?

Az eddig megjelent értekezésekben különféle megnevezéssel illették a löszben előforduló vulkáni réteget. KRIVÁN (1957) tufitról írt, majd HORVÁTH (1992) tefrának nevezte. Ezt a megnevezést alkalmazta POUCKET et al. (1999) is. HUM (2005) azonban visszatért a tufit megnevezéshez. A vulkanológiai szakirodalom a következő képpen definiálja az egyes terminusokat:

*Tefra*: explozív vulkáni kitörés során az atmoszférába került fragmentált vulkanikus anyagból kiülepedett, konszolidálatlan üledék. Szemcsemérete alapján a finomszemcsés hamutól a méteres blokkokig mindent tartalmazhat (CASHMAN et al. 2000, THORNTON 2000, DEHN & McNUTT 2000).

*Tefráréteg*: néhány centiméter vastag, javarészt üveg-szilánkokból álló, vulkáni hamuréteg. Extrém nagy elterjedésűek, több 100, esetleg 1000 km-re is megtalálhatók az anyagukat szolgáltató vulkántól szárazföldön és óceáni medencékben is. Anyaga javarészt savanyú magmák robbanásos kitörése során, magas kitörési oszlopból kerül az atmoszférába (SIGURDSSON 2000).

*Tufa*: konszolidált vulkáni hamura használt általános kifejezés. A szemcsék 75%-ának mérete kisebb, mint 2 mm. A finomszemcsés tefrák hamar tufává alakulhatnak, mivel azokat legnagyobb részben termodinamikailag instabil kőzet-üveg-szilánkok alkotják, amelyek könnyen reagálnak a talaj- vagy tengervízzel és az alkáliák, a kalcium eltávozik belőle, majd a pórusokban és az üveg-szilánkok között új ásványok, főképp zeolitok alakulnak ki. A tufa, az uralkodó alkotó alapján lehet kristálytufa, üvegtufa, kőzettörmelékes tufa (DEHN & McNUTT 2000, SCHMINCKE 2000).

*Tufit*: nemzetközileg ma már nem elfogadott (BREITKREUZ 2007, szóbeli közlés), hazánkban azonban még használt kifejezés. A magyar szakirodalomban alkalmazott definíciója szerint a tufit olyan vulkáni törmelékes kőzet, amelyben a piroklasztitok — a robbanásos kitörés során keletkezett és lerakódott törmelékdarabok — mennyisége 75–25%, azaz a vulkáni anyag leülepedése során nem vulkáni üledékkel keveredik (KARÁTSÓN 1998).

Az elvégzett vizsgálatok során számos olyan megfigyelést tettünk, amely segíthet a képződmény pontos definiálásában. A vulkanikus szintben található anyag a mórággyi lelőhelyet kivéve nehezen morzsolható, ellenálló, kompakt tulajdonságú. Az elporított anyag 10%-os hideg sósav kezelése során minden lelőhelyen karbonátot és vastartalmú kötőanyagot mutattunk ki. A petrográfiai vizsgál-

<sup>1</sup> HORVÁTH et al. (1992) a Bagi Tefra elnevezést javasolta egységesen a löszben megjelenő vulkáni képződményre. A Magyar Rétegtani Bizottság elvei alapján formáció vagy tagozat szinten a képződmény a Bagi Tefra nevet viselhetné, azonban mivel rétegtani besorolása még nem megoldott, ezért munkánkban a kisbetűs írásmódot alkalmazzuk, azaz a bagi tefra elnevezést használjuk.

latokból kiderült, hogy a vulkáni üvegszilánkok — a pásztoi lelőhely kivételével — mindenhol átalakultak, sőt sok esetben alakjuk is megváltozott. Feltételezhető tehát, hogy a vulkáni réteget különböző oldatok erősen átjárták és a lerakódott anyag tömörödött. Ugyanakkor, a mikroszkópos vizsgálatok kötőanyagot nem tártak fel. A vulkáni réteg többnyire tiszta, csupán néhány helyen figyeltük meg a lösszel való keveredését. Mindezek, valamint a pleisztocén löszökben található vulkáni rétegek nemzetközi publikációkban alkalmazott megnevezése alapján a tefra elnevezést találjuk a legmegfelelőbbnek. E munkában a képződményre használjuk a HORVÁTH et al. (1992) által javasolt és széles körben elterjedten használt bagi tefra terminust.

### Földtani háttér — a bagi tefra sztratigráfiai helyzete és felhalmozódásának kora

A lösz/paleotalaj típusfeltárások rétegtani alapon történő részletes tagolására és párhuzamosítására PÉCSI (1965a, 1975) tett kísérletet<sup>2</sup>. A legidősebb egység, a késő-pannóniai–pliocén korú rétegekre települt dunaföldvári összlet (tagozat?). A rétegsor sztratotípusának a Dunaföldvár 1974/1-es fúrás szelvényét tartják (PÉCSI et al. 1979) Korát, a párhuzamosítások és a magnetosztatigráfiai vizsgálatok alapján, meglehetősen széles időskálán, a gilbert időszaktól (!) a jaramillo normál polaritású eseményéig (matuyama „időszak” 0,78–2,58 M éve) húzódó időegységben határozták meg (PÉCSI 1993). A feltételezett rétegtani diszkordanciák, és a radiometrikus koradatok hiányában ez a megállapítás csak feltevésként fogadható el.

A dunaföldvári összletre települ az üledékföldtani-paleotalajtani vizsgálatok alapján két kisebb egységre osztott paksi összlet. A „tagozat” alsó szakaszának jelentősége, hogy PÉCSI & PEVZNER (1974), a Nemzetközi Rétegtani Bizottság (International Commission on Stratigraphy, ICS) által jelenleg elfogadott, a kora- és középső-pleisztocén határát jelképező, brunhes/matuyama mágneses pólusfordulást (0,78 M év) a Paks–dunakömlödi (PDK) és Paksi alsó dupla (PD<sub>1</sub>) fosszilis talaj közti löszréteg keletkezésének idejére helyezik. PÉCSI et al. (1995), későbbi vizsgálataik alapján, újra definiálták a brunhes/matuyama paleomágneses átfordulási rétegtani helyzetét és a Paksi alsó dupla paleotalaj-komplexum két paleotalajszintjét tagoló üledékes réteghez kapcsolták.

A „fiatal lösznek” is nevezett egység alsó részét a mendé–basaharci összlet képezi (PÉCSI 1975, 1993). A mendé–basaharci összlet legalsó egységét alkotó Mendei

bázis (MB<sub>1-2</sub>) paleotalajt további paleotalajok, paleotalaj-komplexumok követik, sorrendben a Basaharci alsó (BA), Basaharci dupla (BD<sub>1-2</sub>), Mendei felső (MF<sub>1-2</sub>) fosszilis talajok (PÉCSI et al. 1977, PÉCSI 1993). Ebben az összletben, a Mendei bázis és Basaharci alsó fosszilis talajszintek közti löszben található a bagi tefra szintje.

A záró, dunaújváros–tápiószüli összletet, két, gyengén fejlett humuszos szint (h<sub>1</sub>, h<sub>2</sub>) tagolja. A <sup>14</sup>C és lumineszcens kormeghatározások alapján (PÉCSI 1995, FRECHEN et al. 1997) ezek a „talajkezdemények” az utolsó eljegesedési fázis egyes viszonylag melegebb és nedvesebb, talajképződésre alkalmas időszakait képviselik (würm, késő-pleni-glaciális 21–23 ezer, illetve 16–17 ezer év).

A Magyar Rétegtani Bizottság, neogén és negyedidőszaki képződményekkel foglalkozó munkacsoportja Tengei Vörösmarty és Paksi Löss Formáció néven foglalta össze, és nem tagolta tovább alacsonyabb szintű rétegtani egységekre az alapszelvényként elfogadott löszfeltárások és szubaerikus rétegek rétegsorait (CSÁSZÁR szerk. 1997).

A lösz-paleotalaj-szelvények tagolását körbejáró, évtizedek óta húzódozó tudományos vita egyik kulcspontja a bagi tefra rétegtani és geokronológiai szerepének tisztázása. PÉCSI (1965a) a Mendei bázis talajt az utolsó interglaciális, azaz riss–würm (eem) szakasszal kapcsolta össze, a rétegtanban egyre szélesebb körben használt tengeri oxigénizotóp-görbék 5e stádiumának (MIS 5e) felel meg. Ezen feltevés alapján a tefra leülepedése a würm eljegesedés alatt történt (~70–10 ezer éve), jóval későbbi, mint ahogy KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1962, 1964) feltételezték. A vizsgálati módszerek fejlődése és a bagi tefra részletes elemzése azonban a rétegtani beosztás újraértelmezését sürgették. A paleotalajok aminosav-sztatigráfiai korbesorolása során (OCHES & MCCOY 1995) a vulkáni szint felett húzódó Basaharci alsó talaj 339 ezer évesnél idősebbnek bizonyult, a Mendei bázis fosszilis talajszint pedig 423 ezer évnél biztosan korábban képződött. A tefra felhalmozódása ezek alapján tehát egy közel százezer éves időintervallum egyik szakaszára 423 és 339 ezer év közé tehető. Ezek a vizsgálati eredmények alátámasztják a tefra párhuzamosításokkal kapott, körülbelül 350 ezer éves korát (POUCLLET et al. 1999, HORVÁTH 2001). A vizsgált lösz, és a közrefogó paleotalajszintek vizsgálata során használt lumineszcens (BUTRYM & MARUSZCZAK 1984, ZÖLLER & WAGNER 1990, PÉCSI 1995) koradatok a módszer technikai korlátai (jelenleg magyarországi lösz/paleotalaj sorozatokon 100 ezer éves „korhatár”) miatt nem értelmezhetők. A fentiek alapján a Mendei bázis talajkomplexum felső tagjának kialakulása a középső-pleisztocén egyik interglaciális szakaszában (mindel–riss?) vagy a következő glaciális egy stadiális időszakában történt. A talajképződést követő újabb porhullás és a bagi tefra felhalmozódása, az interglaciális legvégén, vagy az azt követő eljegesedés alatt, a 10. vagy a 8. tengeri oxigénizotóp-stádiumban (10 v. 8 MIS, ~351 ezer éve) történhetett (FRECHEN et al 1997, POUCLLET et al. 1999, HORVÁTH 2001).

A tefra jelenleg 12 hazai feltárásból ismert, úgymint: Bag, Basaharc, Dunaszekcső, Galgahévíz, Hévízgyörk, Isaszeg, Kőkény, Mórág, Paks, Pásztó, Pócsa, Sióagárd.

<sup>2</sup> A Magyar Rétegtani Bizottság rétegtani tagolása (CSÁSZÁR szerk. 1997) és PÉCSI (1975) által lefektetett rétegtani tagolást még nem sikerült teljes mértékben összhangba hozni. Erre lehet példa maga a Paksi Löss Formáció (CSÁSZÁR szerk. 1997) sztratotípusa – a paksi löszfeltárás – ahol a legfiatalabb, PÉCSI (1975) által dunaújváros–tápiószüli összletnek (itt nem alkalmazva a tagozatokra vonatkozó írásmódot mert nem elfogadott rétegtani egységről van szó) nevezett egység nincs képviselve. Az értekezésben a „nagyobb felbontású”, PÉCSI (1975) által alkalmazott litológiai rendszert alkalmaztuk.

A paleotalajok, illetve a tefraszint(ek) rétegtani egységként történő kezelése, besorolása szintén kérdéses. A paleotalajok, olyan egységek, melyek lényegében állandó (konstans) környezeti feltételek mellett rakódtak le – ebben az esetben keletkeztek – azaz az eljegesedéseket megszakító melegebb, nedvesebb interglaciális, interstadiális periódusokban, ezért rétegeként értelmezhetők.

KRIVÁN (1957) a paksi lelőhely „anemotufitját” amfibol-andezit-tufitként határozta meg. KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1964) zöldamfibolt, biotitot és apatitot említ öt lelőhelyről: Hévízgyörk, Aszód (ezt a feltárást azonos az általunk baginak nevezettel) Paks, Sióagárd és Dunaszekcső. A további kutatások alkalmával meghatározták a tefra nehézasványos összetételét (HORVÁTH et al. 1992, POUCKET et al. 1999, HORVÁTH 2001): uralkodóan klinopiroxént, mellette néhány százalékban barnaamfibolt, olivint és titanitot említenek.

### Mintavételi és analitikai módszerek

A terepi mintagyűjtés során mindegyik lelőhelyen irányított mintavételezést hajtottunk végre. A tefraréteg egy nagyjából 15–20 cm-es darabja körül késsel, és ahol a lösz keménysége, valamint a mészkonkréciók miatt szükséges volt, geológuskalapáccsal négyzet alakú vájatot készítettünk, majd a félig kifaragott „lösztegla” hátsó falát lefaragva óvatosan leválasztottuk a falról. A tefratartalmú lösztömböt levegőn száradni hagytuk, majd vasfűrészszel normál kőzet-tani vékonycsiszolathoz megfelelő méretű darabot vágunk ki belőle.

A beágyazáshoz Araldit műgyantát és vízlégszivattyút használtunk, azonban a legtöbb esetben a vákuumos kezelés ellenére sem sikerült a gyantának átjárni még a kis tefradarabokat sem. A megszilárdult mintából vékonycsiszolatot készítettünk. Mivel a mintákat nem teljesen járta át a műgyanta, a csiszolatok javát nem lehetett megfelelő vékonyságúra csiszolni. Ez, valamint az alkotó szemcsék rendkívül kicsi (néhány tíz mikrométer) mérete a legtöbb esetben megakadályozta, hogy azokat polarizációs mikroszkópban vizsgáljuk, ezért a petrográfiai vizsgálatokat pásztázó elektronmikroszkóp segítségével végeztük el. Az ELTE FFI Kőzetan-Geokémiai Tanszékének pásztázó elektronmikroszkópjával — AMRAY 1830 I/T6 típus — mely kémiai elemzésre alkalmas berendezéssel — PU9800 ED-spektrométer — is rendelkezik visszazórt elektronképeket készítettünk. A képek készítésekor 15 kV gyorsító feszültségen méréseket végeztünk a vulkáni üveg és az ásványok összetételének meghatározására.

### A vizsgált feltárások leírása

A magyarországi, tefrát tartalmazó szelvények közül 11 feltárást vulkáni anyagát vizsgáltunk részletesen, (1. ábra) Pakson a déli fal elhanyagolt állapota nem tette lehetővé a tefra tanulmányozását. A lelőhelyeken elsősorban a tefra makroszkópos megjelenését, tulajdonságait és rétegtani helyzetét vizsgáltuk. A terepi leírást követően a tefrák színét légszáraz és nedves állapotban

Munsell-féle színskála segítségével határoztuk meg. A leírás során a szín mögötti zárójelben szereplő első Munsell-kód a légszáraz, a második a nedves állapotot jelöli. A terepi leírások célja az eddig különböző formában (gyakran kézirat, illetve nem publikált terepi napló, diplomamunka, illetve publikált értekezések) megjelent, vulkáni szinthez kapcsolódó terepi megfigyelések (BÁNHIDI 1999; HORVÁTH 1987, 1992, 2001; HORVÁTH et al 1992; HUM 2005; HUM & SÜMEGI 2001; KRIVÁN 1965; KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI 1962, 1964; POUCKET et al. 1999) összegzése, pontosítása, továbbá a feltárások jelenlegi állapotának dokumentálása volt.

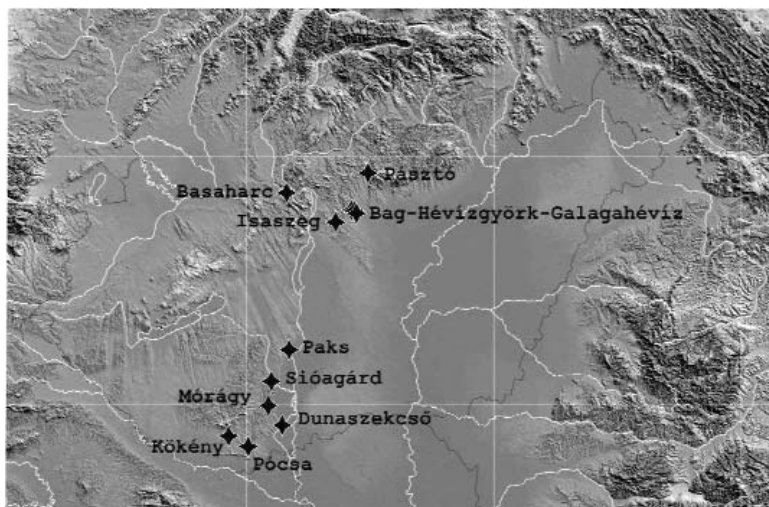
### Bag

A KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1962) által még Aszódhoz kapcsolt kibukkanás a 3-as főút mellett található a Bagtól délnyugatra lévő fogadónál. A felhagyott bagi (csintoványi) téglagyári fejtőt szinte teljesen benőtte a növényzet, azonban a szürke színű (10YR6/2; 10YR4/2), porózus, lyukacsokkal teli, hullámos lefutású vulkáni szint még mintázható volt.

KRIVÁN (1965) észlelési naplójának bejegyzése és HORVÁTH (1987, 1992) leírása alapján a tefraszint egy deráziós völgy által roncsolva jelenik meg. A vulkáni szint fölött lösz, illetve egy markánsabb kalcium-karbonát szinttel rendelkező paleotalaj települ. Ez a deráziós forma és az említett profil azonban a feltárást beborító növényzet miatt már nem azonosítható.

### Basaharc

Talán ez az egyik legjobban megkutatatott, s egyben a legtöbb kérdést felvető feltárást a vizsgált szelvények közül. A T. DOBOSI & VÁRI (1997) által ismertetett első ősgerinces és régészeti leleteket követően, kiterjedt, a löszképződmények rétegtani tagolásához kapcsolható részletes vizsgálatok csak a hatvanas évektől kezdődtek (PÉCSI 1965a, b, c). A bányában megtalálható különböző szelvé-



1. ábra. A Paksi Lösz Formáció tefrát tartalmazó feltárásai Magyarországon  
Figure 1. Tephra outcrops in Hungary in the Paks Loess Formation

nyeket napjainkig számos, a negyedidőszak-kutatásban alkalmazott módszerrel vizsgálták (PÉCSI 1975, 1993, BUTRYM & MARUSZCZAK 1984, WINTLE & PACKMAN 1988, ZÖLLER & WAGNER 1990, OCHES & MCCOY 1995; FRECHEN, et al. 1997, SÜMEGI & KROLOPP 2005). Az általunk vizsgált feltárások közül a basaharci szelvény tartalmazza a legtöbb paleotalajszintet. A löszstratigráfiában mende–basaharci összlet néven összefoglalt egység valamennyi fosszilis talajszintje megtalálható benne, kivéve a kezdő tagot jelentő Mendei bázis fosszilis talajt.

A bánya ÉK-i oldalában, közvetlenül a bányabejáró mellett, a „bástya” elnevezésű részen található feltárásban bukkan elő HORVÁTH (2001) által leírt tefra. Egy erőteljes kifejlődésű sötétbarna, Basaharci alsó fosszilis talajként meghatározott talaj alatt, a profil fekjét alkotó löszben figyelhető meg a világossárga színű (2.5Y8/6; 10YR5/6), adott szintben megjelenő, helyenként változó vastagságú folyamatos, másutt diszkrét lencsékben megjelenő tefra. A vulkanikus „szint” vastagsága nem éri el az 1 cm-t, a mintavétel helyén a szelvénytetőtől számítva 4 méteres, a talaj alsó határától 0,5–1,0 m-es mélységben húzódik.

### Dunaszekcső

Elsőként KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1964) írt le a településen található, mára már megszűnt, feltöltött téglagyár szelvényéből és a pincesor falából tefraszintet. KRIVÁN (1965) észlelési naplójában azonban már két tefraszintet is említ, azonban az egykori bánya területéről leírt két szint megléte már nem ellenőrizhető, így az sem, hogy ténylegesen két különböző szintről, illetve csak egy, a terület domborzati fejlődése, esetleges áthalmazások miatt „megket-tőződött”, vagy a környezet különbségéből fakadóan „in situ” átalakulásokat szenvedett szintről van-e szó. HORVÁTH (1992) egy vörösesbarna színű, a löszhöz „meszes, hullámos felülettel” kapcsolódó eltemetett talaj alatti löszpásztában — tehát azonosnak feltételezett rétegtani helyzetben — vörösbarna, illetve sárga színű vulkáni eredetű anyagot említ. HUM & SÜMEGI (2001), illetve HUM (2005) a dunaszekcsői és mórággyi feltárásokon és fűrómagokon végzett malakológiai vizsgálataik alapján a paleoökológiai különbségekből következően nem tartják elképzelhetetlennek több vulkáni szint megjelenését a vizsgált szelvényekben.

A vizsgált, közel 10 m magas dunaszekcsői feltárás a település belterületén, a Petőfi utca 322/d számú Révész borozó mellett található (I. tábla 2.). A HORVÁTH (1992) által leírt lelőhely — Felszabadulás utca 87. sz. — ma a Petőfi utca 87. sz. alatt található (ez a rendszerváltáskor történt utcanev-változtatás eredménye). Rétegtani jellemzője hasonló az eddigi leírásokhoz, a világos sárgásbarna, limonit és kalcium-karbonát kiválásokat tartalmazó, állat- és gyökérjáratokkal erősen átkevert lösz fedőjében egy körülbelül 1 m vastag vörösesbarna talajréteg húzódik. A löszbe települő tefra változó vastagságú (~3 cm), hullámos lefutású, helyenként elvékonyodó, kiékelődő, barna színű (2.5Y7/2; 2.5Y4/4) réteg (I. tábla 2.). A közel folytonos réteg a vizsgált

szelvénytől eltávolodva az út menti feltárás további részein is követhető. A tefra a mintavétel helyén a szelvénytetőtől számítva 3,9 méteres mélységben helyezkedett el.

### Galgahévíz

A Galgahévíz település közelében, a Galga II/b teraszán található feltárásból először HORVÁTH et al. (2001) írt le a bagi tefraként azonosított vulkáni szintet. A vizsgált szelvény a vasútállomástól 200 méterre, az ÉK felé menő földút mellett található. Az úttól körülbelül 25 métert távolodva észak felé érjük el a löszfalat, amelyet egy felhagyott bánya tár fel. A fal íves lefutású, magassága a K-i oldalon kb. 5,5 m. A feltárás alsó szakaszán található vulkáni eredetű anyag fölött barna színű paleotalaj települ.

A mintákat a feltárás K-i végében gyűjtöttük, az É–D-i csapású falrészről. A tefraszint lefutása a feltárás kis méretéből adódóan nem ítéltető meg. Az élénksárga-kánárisárga színű (2.5Y7/4; 7.5YR5/6) vulkáni réteg 1 cm-nél vékonyabb. A tefra lencsésen települ a feké löszre, a szelvénytetőhöz képest 2,5 méteres mélységben húzódik.

### Hévízgyörk

A löszfeltárás, amiben KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1964) említ először vulkáni szintet (szinteket), a vasútállomással szemben, attól É-ra található. KRIVÁN jegyzetei szerint (in: HORVÁTH 1992) a tefra szürke színe a feltárás középső szakaszában sárgára vált, majd újra szürke lesz. HORVÁTH (1992) sárga színű anyagot vizsgált, a törmeléklejtő által elfedett szürke színű szintet csak a törmelékletű legutóbbi időben elkezdett újrabontása tárta fel. A feltárásban jelenleg három helyen azonosítható vulkáni anyag. A frissen bontott közelítőleg 15 m magas szelvényrész fekjét feltehetőleg áthalmazott, finoman rétegzett agyagosabb és kőzetlisztes-homokos sávokból álló anyag alkotja. Erre települ az a közel 2 m vastag lösz, melyben az általunk vizsgált szürke színű (2.5Y5/2; 2.5Y4/4), 2–3 cm vastag (II. tábla 1.) lencsés településű tefraréteg, ami a mintavétel helyén a talp fölött ~4,5 m magasan található. A lösz fölött két, vörösesbarna, illetve barna színű, kalcium-karbonát koncentrációval tagolódupla paleotalajszint települ. A tefra az alsóbb helyzetű paleotalaj alatt tárult fel, attól mintegy 80 cm-re. A paleotalaj felső tagjára a lösznél durvább, kőzetlisztes-homokos anyag települ, melyen a rétegsort fedő recens talaj alakult ki.

Az ismertett szelvénytől 10 méterre ÉNy-i irányban található egy másik tefrakibukkanás. A löszfalról lehorodott törmelékalást aljában egy 3 m magas, 4 m széles kibukkanásban figyelhető meg a körülbelül 1–1,5 cm vastag kánárisárga tefra. Felette éles határral, kevert szövetű, sötétbarna, áthalmazott lösz található. A vulkanikus szint alatt 1,5 m vastag, egységes, zavartalan településű lösz van. A vulkáni szint közel az áthalmazott és a nem áthalmazott anyag határvonalán helyezkedik el, rétegtani helyzete bizonytalan, nem zárható ki a recens áthalmazódás lehe-

tősege. A harmadik feltárásrész anyaga, amelynek közepében HORVÁTH (1992) sárga színű szintet említ, nem volt alkalmas a mintavételre.

### *Isaszeg*

A körülbelül 8 m magas feltárás Isaszeg határában a Paphegyen futó útbevágásban található. A szelvény jelentős részét egy vörösesbarna, barna színű, erősen fejlett paleotalaj képezi, mely a feltárás tetejéig tart (I. tábla 1.). A feltárás alsó harmadában, a fosszilis talaj alatt húzódik az a löszpászta, melyben HORVÁTH & BRADÁK (2003) először említett tefraszintet. A lencsésen települő, pecsétetes megjelenésű, legfeljebb 1 cm vastagságú vulkáni réteget makroszkóposan élénksárga színe (2.5Y7/4; 7.5YR6/6) különíti el a lösztől (I. tábla 3., 4.). Hosszan követhető lefutása, dőlése a maitól eltérő paleodomborzati viszonyokat tükrözi. A mintavétel helye mintegy 3,5 m-rel a szelvénytető alatt volt.

### *Kökény*

A vulkáni eredetű szintet tartalmazó, közel 4 m magas löszfeltárás Kökénytől nyugatra, a település pincesorával szegélyezett löszmélyútban található. A szelvény fedőjében egy világosbarna színű fosszilis talaj figyelhető meg, mely alatt 60–70 cm-rel húzódik a tefraszint, amely 1–1,5 cm-es vastagságú, élénksárga színű (10YR6/6; 10YR5/4) egységes, hullámos lefutású réteggént követhető a vizsgált szelvény teljes hosszában.

### *Mórág*

Az „L” alakú, szintén 4 m magas feltárás a mórági Kossuth utca 39. sz. telken található. A közelmúltban a mintázott szelvényen malakológiai, üledékes-közzettani vizsgálatok folytak, melyek egyik célja a tefra rétegtani helyzetének pontosítása volt (HUM 2005).

Az „alsó falban” (HUM 2005) megjelenő, átlagosan 3 cm vastag, világosbarna színű (10YR6/3; 10YR4/3), folyamatos tefraszint a feltárásban végig követhető. Az enyhén hajladozó lefutású vulkáni szint a mintavétel helyén kb. 1,8 m magasan volt.

### *Pásztó*

Pásztó településtől keletre, a „cigánytelepi feltárás” rétegsorában SZÉKELY (1960) ismert fel vulkáni betelepülést, majd HORVÁTH (1987) említett először tefrát. A feltárás áthalmozott, rétegzett löszös-homok, finomhomok feküanyagára települ a szürke színű (10YR6/2; 10YR4/2), szintén finoman rétegzett, egységes, 3–4 cm vastag kifejlődésű, a befogadó üledéknél tömörebb szerkezetű vulkáni szint (I. tábla 5.). A finomhomokos fedőüledék anyagán sötétbarna, vörösesbarna színű, karbonátkonkréciókat, gyökérjárat-kitöltéseket tartalmazó paleotalaj képződött, mely a vizsgált feltárásrészben összekapcsolódik a recens talajjal. A feltárást napjainkra szinte teljes egészében tör-

melék borítja, a tefra ennek eltávolításával, a feltárás tetejétől számított közel 2 m-es mélységben, a törmelékpalást megbontásával érhető el. A tefra lefutásának iránya, esetleges dőlése ezek alapján nem dokumentálható. A feltárás déli részén HORVÁTH (1992) deráziós völgyet figyelt meg, mely a fosszilis talajszintet és a vulkáni réteget is elmetszi.

### *Pócsa*

A 3,5–4 m magas „L” alakú löszfeltárás Pócsa, Petőfi utca 3. sz. telken található. A lösz felső két méterén sötétbarna színű fosszilis talaj figyelhető meg, mely alatt karbonátkonkréciós szint húzódik. Az élénksárga színű (10YR6/6; 10YR5/4), 2–3 cm vastag, megszakadó lefutású tefraréteg a talajosodott löszben található.

A vulkáni szint a mintavétel helyén a szelvénytető alatt 2,5 m-rel húzódott. A tefra települési viszonyaiból (HORVÁTH 1992) arra következtetett, hogy a vulkáni anyag nem közvetlenül a hamuhullás felhalmozódása, hanem a paleotalajjal együtt történő áthalmozódás eredménye. Ezt támaszthatja alá a szelvény említett szakaszában megfigyelt finoman laminált anyag is. A tefra szövetét megbolygató gyökérjáratok azonban már talajosodás jelenlétére utalnak.

Nem tartjuk kizártnak tehát, hogy az áthalmozást szenvedett üledékes összlet (a lösz és a vulkáni eredetű anyag) csak a felszínformáló folyamatokat követően kezdett talajosodni, vagy magán az áthalmozott talajon kezdődött újra a talajképződés. A részletes paleotalajtan vizsgálatok (pl. mikromorfológia) nélkül a szelvényben nem dönthető el az áthalmozottság, illetve a nem áthalmozottság kérdése. Ezek a folyamatok, lefolyásuktól függetlenül, bizonytalanná teszik a vezetősínt és a paleotalaj pontos rétegtani helyzetét, löszsztratigráfiai besorolását.

### *Sióagárd*

Sióagárd településtől délre, a Sió mentén több száz méter hosszan húzódik a pincesori löszfeltárás fala, ahonnan KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1964) írt le először vulkáni szintet. A pincék több szintben helyezkednek el, a tefraközbetelepülés az első szinten található. KRIVÁN & RÓZSAVÖLGYI (1964), illetve HORVÁTH (1992) leírása alapján a vulkáni szint sárga, „élénk sárgásbarna”, „darabos településű” („gumós” és rétegzett település váltogatta egymást), a tefraszint lefutásában megjelenő hajlások esetlegesen a löszfal anyagának roszakadását tükrözik.

A vizsgált szelvényben a szürkésbarna színű (2.5Y5/2; 2.5Y4/4), közel vízszintes lefutású, a feltárásban hosszan követhető, átlagosan 2–3 cm vastag tefraszint körülbelül a szelvény közepén, 7–8 m-es magasságban húzódik. A szint azonosítását könnyíti, hogy a löszből eltérő keménysége, gyengébb megtartása miatt a falból „kipereg”, távolról a falba „mélyedő” vonalként jelentkezik.



## Kőzettani vizsgálatok

A fent közölt lelőhelyekről származó teframintákból készített vékonycsiszolatokat újszerű módon vizsgáltuk. Korábban a vizsgált vulkáni anyag alkotóit ásványszeparátumok elemzése alapján azonosították (HORVÁTH et al. 1992, POUCLÉ et al. 1999, HORVÁTH 2001). Ezzel szemben a teljes kőzetből készített vékonycsiszolatok alapján elemelhetővé vált a különböző ásványfázisok egymáshoz és a kőzetüvegszilánkokhoz viszonyított aránya, valamint a vulkáni anyag és a lösz kapcsolata.

A vulkáni anyagban a kőzetüvegszilánkok egyértelműen juvenilis elegyrészek, ezért a bennük lévő ásványfázisok is a kitörő anyag alkotói voltak. Ide tartoznak például a klinopiroxének (diopszidok), amelyek a löszben nem fordulnak elő. Külön figyelmet fordítottunk ezért arra is, hogy találunk-e ásványösszenövéseket a piroxénnel, ami a másik ásvány szintén vulkáni eredetét bizonyítja. A tefra alkotói közül a vulkáni üveg mellett így fenokristályokat/juvenilis elegyrészeket (olyan kristályokat, melyek a feltörő olvadékból kristályosodtak), litoklasztokat, xenokristályokat („idegen eredetű”, a magma által felszakított anyagokat) sikerült elkülöníteni. Emellett, a lösz alkotó fázisok is megjelenhetnek a két anyag keveredésének függvényében. Ez esetben külön figyelmet kapott a löszben is előforduló kvarc és kálföldpát eredetének tisztázása. A csiszolatokról pásztázó elektronmikroszkóp segítségével azonos nagytűs képeket készítettünk, illetve a megfigyelhető fázisokat tájékoztató jellegű kémiai analízis segítségével azonosítottuk (*I. táblázat*). Vizsgálataink során a lelőhelyeket két csoportba soroltuk a tefra morfológiai és ásvány-kőzettani jellemzői alapján. Az egyes feltárások tefraanyagának részletes leírása SÁGI & KISS (2006) munkájában található meg.

I. táblázat. A vizsgált tefrák ásványos összetétele

Table I. Mineralogical composition of the studied tephra

	Juvenilis kristályok							Xenokristályok			Litoklasztok
	klinopiroxén	kálföldpát	leucit	plagioklász	biotit	apatit	Fe-Ti-oxidok	kvarc	kalcit, dolomit	albit	
Basaharc	x	xx		x	x	●	●	●	●		●
Galgahévíz	x	xxxx		●	(x)	●	●	x			●
Isaszeg	x	xx		x	(x)	●	●	x		●	●
Bag	xxx	xx	○	(x)	x	●	●	x	●	●	●
Dunaszekcső	xx	xx	○	(x)	x	●	●	(x)	●		●
Hévízgyörk	xxx	x		(x)	x	●	●		●	●	●
Kökény	xx	xx	○	(x)	xx	●	●	(x)		(x)	●
Mórág	xx	xxx	○		x	●	●	●		●	●
Pásztó	xxxx	●	●	●		●	●	x		●	●
Pócsa	xx	xxx	○		x		●	●		●	●
Sióagárd	xxx	xx	○	●	(x)	●	●	●	●		●

Jelmagyarázat: ○ – az ásvány korábbi megléte, arra utaló üreg alapján (feltételezett); ● – néhány szemcse, legfeljebb egy százaléknyi mennyiség; (x) – kevesebb, mint 5%; x – 5–20%; xx – 20–40%; xxx – 40–60%; xxxx – több, mint 60%.

Key: ○ – cavities after the crystal alluding to the former presence of the crystal (supposed); ● – few grains, at the most one percentage; (x) – less, than 5%; x – 5–20%; xx – 20–40%; xxx – 40–60%; xxxx – more, than 60%.

## I. csoport

### (Basaharc–Isaszeg–Galgahévíz)

A tefra viszonylag kis szemcseméretű — mind a kőzetüveg, mind a kristályok mérete 20–40 μm — (III. tábla 1.).

A vulkáni anyag mintegy 90%-át alkotják a megközelítőleg 10%-os kristálytartalommal jellemezhető kőzetüveg-fragmentumok. Nagy mennyiségű hólyagüreget tartalmaznak, akár 50–60% is lehet a buborékok részaránya a kőzetüveg-töredékekben. A hólyagüregek ívelt, kerekded vagy szabálytalan átmetszetűek. A kőzetüveg erősen átalakult, alkália (Na+K) tartalmát teljesen elvesztette (II. tábla 2.). Üde üveget egyik lelőhelyről sem sikerült kimutatni. A vulkáni anyagba kisebb-nagyobb mennyiségben lösz keveredik, a lösz és a tefra határa diffúz, az átmenet folyamatos a két anyag között (II. tábla 3.). A tefra egy tizedét kitevő kristályok 85–90%-a juvenilis elegyrész, jóval kevesebb a xenokristályok, litoklasztok mennyisége.

### Juvenilis elegyrészek

A klinopiroxének (ferro-diopszidok) teszik ki az ásványok mintegy ötödét. Oszlopos-léces xenomorf kristályok vagy mikrolécek. Előfordulnak kőzetüvegszilánkokban is. Galgahévízen önálló kristályai ritkák. Méretük 20–40 μm, ritkábban egészen kisméretű (5 μm) szemcsék is előfordulnak. Földpátok alkotják a kristályok több, mint felét. Nagy részük kálföldpát (70–80%), kisebb részben plagioklasztok. Xenomorf, léces-táblás, oszlopos-tűs kristályok, esetleg mikrolécek. Méretük 10–80 μm. Előfordulnak kőzetüvegszilánkokban is, ahol mikrofenokristályokból álló kristályhalmazai is megjelennek. A klinopiroxének és a kálföldpátok egymással összenöve is megfigyelhetők, olykor jellemzően egyazon kőzetüveg-töredékben is (II. tábla 4.). A kálföldpát/klinopiroxén aránya jellemzően nagyobb, mint a II. csoport tefráiban.

Néhány százaléknyi csupán a Fe-Ti oxidok és az apatit részaránya, jobbra a kőzetüvegbe ágyazva jelennek meg. A kristályos elegyrészek 5–10%-a biotit, 20–50 µm nagy léces kristályok, üveggel összenőve és litoklasztban is megjelennek, fenokristály eredetük bizonytalan, a feltételezett forrásrégió vulkanitjainak összetétele alapján soroltuk őket ebbe a kategóriába.

#### Xenokristályok, litoklasztok

A leggyakoribb xenokristály a kvarc (10–25%). Xenomorf, kerekded megjelenésűek, méretük 10–60, ritkábban 100–200 µm. Előfordulnak kőzetüvegben, litoklasztokban, de megjelennek önálló, különösen nagy méretű kristályai is. A nagyobb méretű kvarckristályok értelmezésünk szerint a löszből keveredtek a tefrába, míg a többiek megjelenésük alapján piroklasztoknak tekintjük. A juvenilis vagy xenokristály-eredet nehezen dönthető el. Xenokristályként való besorolásuk közvetett feltételezésen alapul, figyelembe véve már a valószínűsített olaszországi származást. A lehetséges kitérések anyagában ugyanis kvarc nem szerepel. Figyelemre méltó továbbá, hogy kvarckristályt káliföldpáttal összenőve, vagy litoklasztban nem találtunk. A kőzetüvegszilánkokban emellett dolomitkristályt is azonosítottunk, ami szintén a mellékkőzetből kerülhetett a magába.

### II. csoport

(Bag, Hévízgyörk, Dunaszekcső, Kökény, Mórág, Pásztó, Pócsa és Sióagárd)

Az I. csoporttal szemben a legfontosabb elkülönítő bélyeg a nagyobb szemcseméret. A szemcsék átlagos nagysága 50–70 µm, mind a kőzetüveg, mind a kristályok esetében (III. tábla 2., 3).

A tefrába a lelőhelyek egy részén (Kökény, Mórág, Pócsa, Sióagárd) kisebb-nagyobb mennyiségű lösz keveredett, azonban az első csoport tefráitól eltérően a lösz-tefra határ még e bekeveredett csomók esetében is mindig éles. A lösz kis gömböket alkot a tefrában (II. tábla 5.).

Kőzetüvegszilánkok alkotják a tefra 90%-át. Általában ívelt-hólyagüreges megjelenésűek, az üregek teszik ki a kőzetüveg mintegy 60%-át, kivéve Hévízgyörkön, ahol az üvegtörések inkább lemezes megjelenésűek, a hólyagüregek mennyisége pedig csak 30% körüli. A kőzetüveg általában erősen átalakult, Pásztó kivételével alkália (Na+K)-tartalmát mindenütt elvesztette. A vulkáni üveg szempontjából külön ki kell emelnünk a pásztói előfordulást, mivel az ott feltároló tefrában nagy mennyiségben található üde kőzetüveg (III. tábla 3.). Az üveg két típusba sorolható, az egyikbe ívelt-hólyagüreges, visszaszórt elektronképen világosabb, a másikba lemezes-táblás megjelenésű, visszaszórt elektronképen sötétebb kőzetüveg-fragmentumok tartoznak. Tájékoztató jellegű kémiai méréssel kimutattuk a köztük lévő összetételbeli különbséget, mely jobbra a K- és Ca-tartalomban nyilvánult meg. A sötétebbek kevesebbet tartalmaztak ezen elemekből. Emellett némileg kisebb a Fe- és az Al-tartalmuk is (III. tábla 2.). A

pásztóihoz hasonló, üde üveget más lelőhelyen nem találtunk.

#### Juvenilis elegyrészek

A leggyakoribb juvenilis elegyrészek a klinopiroxének (ferro-diopszidok), lelőhelytől függően 35–50%-át teszik ki a kristályos alkotóknak. Pásztón különösen nagy mennyiségben, mintegy 80%-ban vannak jelen. Alakjuk oszlopos, léces, tús, általában xenomorf, ritkán hipidiomorf vagy izometrikus szemcsék. Gyakoriak mikrofenokristály és kumulátum formájában. Méretük 10–100 µm, a kumulátumoké elérheti a 120 µm-t is.

A földpátok alkotják a kristályok mintegy 30–40%-át, kivéve Pásztót, ahol alig jelenik meg földpát juvenilis elegyrészként. Összetételüket tekintve kevés kivétellel káliföldpátok. Előfordulnak kumulátumokban is. Kis mennyiségben megjelenik plagioklász is, de az 5%-ot sehol sem éri el, általában 1–2% körüli. A klinopiroxének és a káliföldpátok előfordulnak egymással összenőve, azonos kőzetüveg-törésekben, valamint közösen kumulátumokat is alkotnak. Pásztón plagioklászok is vannak klinopiroxénnel egy kumulátumcsoportban. Figyelemre méltó, hogy a klinopiroxén kumulátumok közelében gyakran megfigyelhetők leucitkristályok egykori helyét jelentő üregek.

A káliföldpát/klinopiroxén arány kisebb, mint az I. csoport tefráiban, a klinopiroxén az uralkodó juvenilis kristályos elegyrész.

A tefrában alig néhány százaléknyi apatit és Fe-Ti-oxid van jelen. Méretük néhány µm, alakjuk xenomorf, a Fe-Ti-oxidok általában izometrikusak. Az apatit megjelenik klinopiroxénnel összenőve, a Fe-Ti-oxidok megtalálhatók üde kőzetüvegben, klinopiroxénben és káliföldpátban is.

A legkisebb mennyiségben megjelenő juvenilis elegyrész a leucit. Kristályait egyedül a Pásztón gyűjtött tefrában találtuk meg (III. tábla 4.). Méretük 5–10 µm, a kristályok kevesebb, mint egy százalékát alkotják. Idiomorf megjelenésűek, előfordulnak kőzetüvegben és piroxénnel összenőve. Az ugyanitt talált, kőzetüvegben és piroxén kumulátumokban megjelenő, a leucitok átmetszetével megegyező alakú „lyukak” viszont más lelőhelyeken is vannak (III. tábla 5.).

A biotitok xenomorf-hipidiomorf, léces-szálas szemcséket alkotnak, a hasadási nyomvonalak gyakran igen jól láthatók. Méretük 20–60, ritkábban 200–240 µm. Ez utóbbiak nagy valószínűséggel a löszből keveredtek a tefrába. A kőzetüveggel érintkezve, a kőzetüvegben, főképp a nagyobb méretű szemcsék pedig önállóan is megjelennek. Fenokristályként való besorolásuk bizonytalan, klinopiroxénnel való összenövését nem figyeltünk meg, azonban a feltételezett forrásrégió alapján, a kisebb méretű kristályok esetében valószínűsíthető fenokristály mivoltuk.

#### Xenokristályok, litoklasztok

Leggyakoribb xenokristály a kvarc. A kvarckristályok xenomorfok, izometrikusak. Kőzetüvegben, litoklasztban és önálló szemcséként is előfordulnak. Méretük 10–40 µm,

mennyiségük mintegy 5–10%, Pócsán néhány szemcse képviseli csak, Sióágárdon és Mórágyn kevesebb, mint 5%-ban van jelen.

Egy százaléknál kisebb mennyiségben, gyakran csak egy-egy szemcse által képviselve jelenik meg a kalcit, dolomit, albit, gránát és olivin — a két utóbbit Pásztón találtuk, mindegyikből csak egy-egy szemcsét. A kalcit néhol tömegesen fordul elő, ezek a konkréciók a lösz talajosodásához köthetők. Kis mennyiségben litoklasztok is megfigyelhetők, bennük földpátok, piroxének, Fe-Ti-oxidok, kőzetüveg, csillámok jelennek meg.

## Diszkusszió

A terepi megfigyelések és a petrográfiai leírások alapján valószínűnek tartjuk, hogy az egységes szintként kezelt bagi tefra két csoportra osztható: az egyikbe a basaharci, isaszegi és galgahévízi, a másikba a kőkényi, mórági, dunaszekcsői, sióágárdi, bagi, hévízgyörki, pásztói és pócsai tefra tartozik.

Az első csoport tefraszintje 1 cm-nél vékonyabb, lencsés-pecsétes, nem folytonos réteggént jelenik meg. A mikroszkópi képen a vulkáni eredetű anyag a lösz elegyrészeivel diffúz, folytonos határral keveredik, a tefra alkotói a másik csoportba tartozókhöz képest jóval finomabb szemcséjűek. A tefra kőzetüvege minden esetben átalakult, alkáliatartalmát elvesztette. Ásványos alkotói közül juvenilis elegyrész a klinopiroxén, káliföldpát, plagioklász, az apatit és a Fe-Ti-oxidok, xenokristály a kvarc, biotit és a dolomit. A káliföldpát/klinopiroxén arány nagyobb a másik csoportnál.

A második csoportba tartozó tefrák vastagabb, folytonos réteget képeznek. Mikroszkóposan megfigyelve a lösz élesen elhatárolódik a tefrától, a tefra viszonylag nagyobb méretű szemcsékből áll. A kőzetüveg ebben a csoportban is szinte mindig átalakult, kivéve a pásztói feltárás anyagát, amiben üde üveg mutatható ki. Ásványos alkotók terén juvenilis elegyrész a klinopiroxén, a káliföldpát, az apatit, a biotit és a leucit. A klinopiroxén az uralkodó juvenilis kristályos alkotó. Xenokristályai a kvarc, biotit, albit, kalcit, dolomit gránát és olivin.

A kisebb csoport terepi jellemzői — a kis vastagságú, lencsés-pecsétes, foltos megjelenésű tefra — HORVÁTH (szóbeli közlés, 2007) szerint valószínűleg csak a feltártság gyenge voltából következnek, lehetséges, hogy a tefra itt kiékelődik. A foltos megjelenés az ülepedéskor alakult ki, az akkori növényzethez kötődve őrződött meg. Véleményünk szerint ezt az álláspontot nem lehet egyértelműen elvetni, lévén nem vizsgáltuk a löszfalakat befelé nagy mélységben, viszont a tefra ásvány-kőzettani és geokémiai adatai alapján végzett csoportosítás (Kiss et al. 2008, előkészületben) a lelőhely-csoportosítással teljesen megegyezik.

A löszben megjelenő tefra vékonycsiszolatos vizsgálata számos új eredményt hozott. Világossá vált, hogy a vulkáni kőzetüvegszilánkok a pásztói feltárás anyagán kívül min-

denhol erősen átalakultak. Ez a tény jelentősen megnehezíti a tefra rétegek korrelációját, amelyben a kőzetüvegszilánkok kémiai összetételének vizsgálata kiemelkedő fontosságú. A kőzetüveg termodinamikailag instabil anyag, könnyen átalakul. Az átalakulás már akár a kitorési felhőben is megtörténhet a jelenlévő vízgőz hatására, vagy később a leülepedés közben. Olaszországi pleisztocén tefrák esetében is igen gyakori, hogy a kőzetüveg szilánkok anyaga zeolit ásványokká alakult át. Ha a kőzetüveg átalakulása már a kitorési felhőben megtörtént, akkor a pásztói tefra biztos, hogy különböző kitorésből származik. A pásztói tefra további jellemzője a leucit előfordulása. Leucitot más lelőhelyen nem sikerült azonosítani. Ugyanakkor néhány mintában a kőzetüvegekben lévő üregek alakja hatszöges, ami arra utalhat, hogy korábban jelen lehettek leucitkristályok, azonban ezek később kiperegtek, vagy kioldódtak. Mindezek alapján úgy gondoljuk, hogy a kőzetüveg szilánkok átalakulása leülepedésük után történt. Az átalakulás a szilánkok teljes anyagát érintette, ép reliktum sehol sem maradt. Az intenzív átalakulás olyan mértékű lehetett, hogy sok esetben már az eredeti vulkáni üvegszilánkok alakja sem ismerhető fel. A reagens oldatok által mobilizált üveganyag sok esetben gélyszerű formában, olykor kristályokat bevonva őrződött meg. Vajon miért maradtak meg épen a pásztói üvegszilánkok? Egyes darabjai esetében e mintában is megfigyelhető a kezdődő átalakulás. A szövetileg a többi feltárás üvegéhez hasonló átalakult üvegrészek mellett azonban megfigyelhetők ép üvegszilánkok is. Feltételezzük, hogy Pásztó közelében a vulkáni anyag „kedvezőbb” környezetben rakódott le, ahol kevésbé érintették az átalakító oldatok.

A szöveti megfigyelések azonban arra utalnak, hogy a pásztói tefra, több feltárás anyagával együtt, azonos vulkáni kitoréshez kapcsolható. Ez a tény különösen kiemeli kulcspozícióját a korrelációs vizsgálatokban. Ebből a szempontból fontos kiemelnünk, hogy a pásztói tefrában kétféle kőzetüveg figyelhető meg, amire már POUCKET et al. (1999) is felhívta a figyelmet. Mindkét kőzetüvegtípus üde állapotban is megfigyelhető, különbségüket tehát nem a kezdődő átalakulás okozza. Amennyiben ez így van, akkor a korrelációs vizsgálatokban egy fontos bélyeg, hogy a kitorési felhőbe két, egymással keveredett, de nem homogenizálódott magma anyaga került, vagy a kitoró vulkán egy rétegzett magmakamrát csapolt meg oly mértékben, hogy a magmakamrából az eltérő összetételű rétegek együtt mobilizálódtak. Vizsgálatunk további új megfigyelése, hogy a klinopiroxének mellett a másik fő juvenilis elegyrész a káliföldpát (szanidin). Juvenilis eredetét a szöveti megfigyeléseket is lehetővé tevő vékonycsiszolatos elemzések egyértelművé tették. A juvenilis elegyrészek közé sorolható továbbá a jóval ritkábban megjelenő plagioklász is. A kitorési felhő anyagából a juvenilis ásványokon kívül xenokristályok is lehettek, amelyek a mellékkőzetből kerültek a kitoró magmába. Ide tartoznak karbonátásványok és úgy véljük, a kvarckristályok egy része is.

A vulkáni anyag forrásának megtalálása kiemelkedő fontosságú, többek közt azért is, hogy a vulkáni szint korát

indirekt módon meghatározzuk. A vulkáni üvegszilánkok megjelenése, mérete egy heves, pliniuszi-freatoplinuszi kitörésre utal, melynek az atmoszférába került anyagát az uralkodó szél akár több száz, vagy több ezer kilométer távolságba is elvihette. Ilyen típusú kitörés potenciálisan Izlandon, Olaszországban vagy az Égei-ív szigetein történhetett az elmúlt 500 ezer évben. A leucit megjelenése Si-telítetlen magmára utal, ami egyértelműen közép-olaszországi tűzhányóra utal. A POUCKET et al. (1999) által felvetett Colli Albani 350 ezer évvel ezelőtti Villa Senni kitörése ebből a szempontból valóban szóba jöhet, de nem egyedülként. A plagioklász előfordulása viszont, mivel az a Villa Senni kitörési egység anyagából hiányzik, azt sugallja, hogy nem ez volt a tefrát szolgáltató kitörés. Nem erősítik meg a korrelációt a POUCKET et al. (1999) által közölt nyomelem adatok sem. Mindezek alapján fontos, hogy újragondoljuk a bagi tefra és a közép-olaszországi pleisztocén vulkáni kitörések lehetséges kapcsolatát. Tovább nehezíti a korrelációt, hogy az olaszországi vulkáni kitörések anyagairól csak szűkös közettani és geokémiai információk állnak rendelkezésre. Vizsgálatunk alapján úgy tűnik, akár két nagy vulkáni kitörés anyaga is eljuthatott a Kárpát-medencébe, amit megerősítenek KISS et al. (előkészületben) ásványkémiai adatai is. Mindez új alapokra helyezheti, és szükségessé teszi a löszben megjelenő vulkáni képződmények további és új módszereket is alkalmazó vizsgálatát.

### Következtetések

A bagi tefrát feltáró lelőhelyek két csoportba sorolásával, azt feltételezzük, hogy a középső-pleisztocén során esetleg két egymástól időben és akár térben is eltérő vulkán-kitörés terméke jutott el térségünkbe.

A tefra átfogó vékonycsiszolatos vizsgálatával egyértelműen kimutattuk, hogy a földpátok juvenilis elegyrészként lehetnek jelen az anyagban, emellett a pásztói mintában kimutattunk egy, a forrásrégió keresése szempontjából fontos index ásványt a leucitot. A többi lelőhelyen nem sikerült kimutatnunk leucitot, de több mintában találtunk egyértelműen hatszögös átmetszetű üregeket, amelyből arra következtetünk, hogy a több feltárást magában foglaló csoport fontos bélyege a leucit, amely azonban csak a pásztói mintában őrződött meg „kézzelfogható” ásványként. A leucit jelenléte Si-telítetlen magmára utal, ami alapján a közép-olaszországi tűzhányók valamelyike a tefra forrása. A tefra a POUCKET et al. (1999) által megjelölt Villa Senni egységgel történő korrelálása megfigyeléseink alapján bizonytalanná vált.

### Köszönetnyilvánítás

Külön köszönetet mondunk BENDŐ Zsoltnak (ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék) a mikroszonda előtt eltöltött hosszú órákért!

Köszönjük HORVÁTH Erzsébetnek (ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék) a konzultációkat és a bírálat során adott hasznos tanácsokat. Szintén köszönjük másik lektorunk, ZELENKA Tibor (ME MFK, Ásványtani-Földtani Intézet, Földtan-Teletani Tanszék) javaslatait, valamint LUKÁCS Réka (ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék) javaslatait, ötleteit!

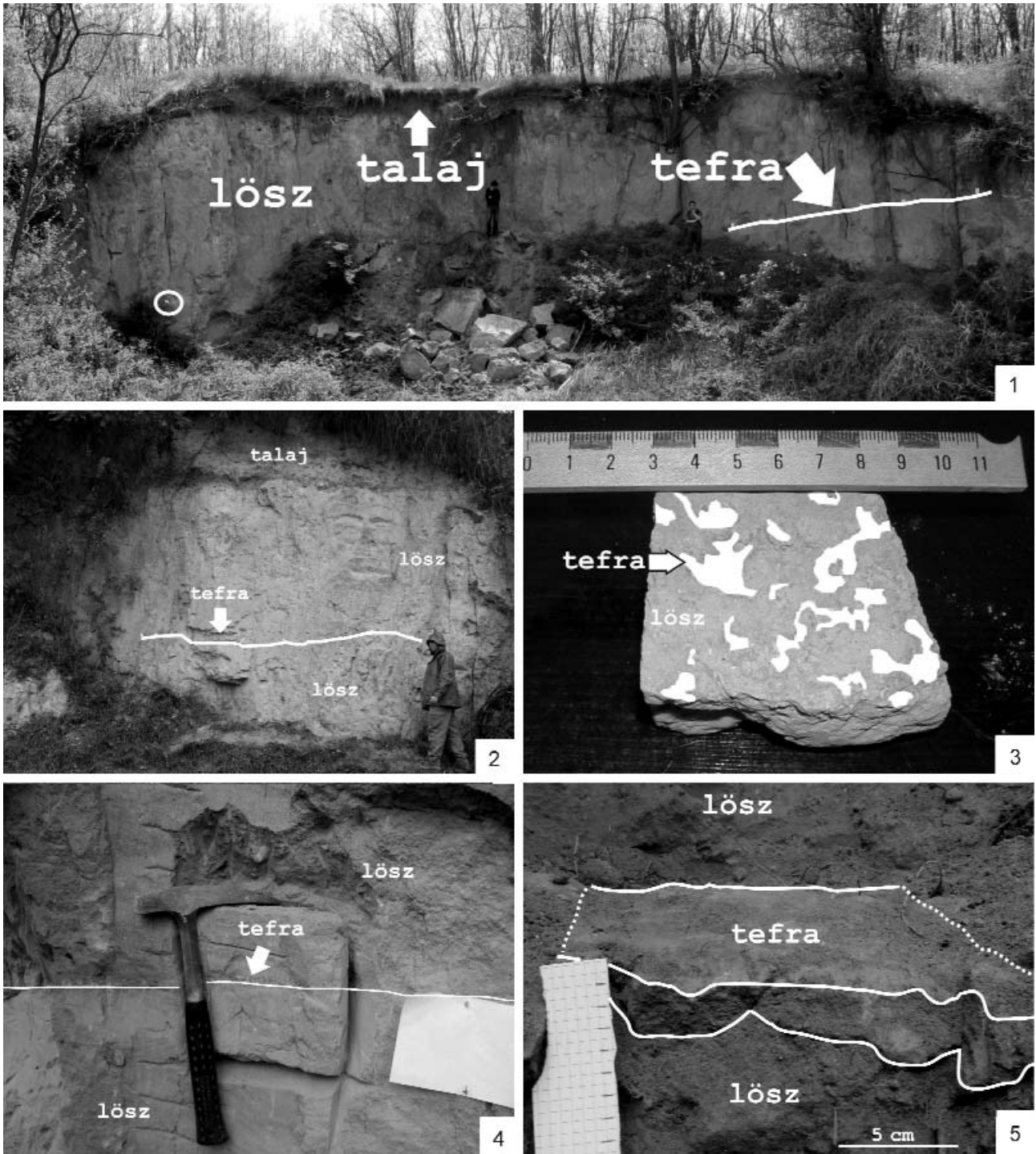
Köszönjük a Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány Diákok a Tudományért Szakalapítványának, hogy anyagi támogatásukkal hozzájárultak kutatásainkhoz!

### Irodalom — References

- BÁNHIDI K. 1999: A galgahévízi löszfeltárás vizsgálata. — *Diplomamunka*, ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest, 57 p.
- BUTRYM, J. & MARUSZCZAK, H. 1984: Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. — In: PÉCSI, M. (szerk.): *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 194–199.
- CASHMAN, K., V., STURTEVANT, B., PAPALE, B. & NAVON, O. 2000: Magmatic fragmentation. — In: SIGURDSSON, H. (ed.): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 421 p.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: *Magyarország litosztatográfiai alapegységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114 p.
- DEHN, J. & MCNUTT, S., R., 2000: Volcanic materials in comerce. — In: SIGURDSSON, H. (ed.): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1272 p.
- FRECHEN, M., HORVÁTH E. & GÁBRIS GY. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. — *Quaternary Research* **48**, 291–317.
- HORVÁTH E. 1987: Tufitot tartalmazó néhány magyarországi löszfeltárás vizsgálata. — *Diplomamunka*, Budapest 54 p.
- HORVÁTH E. 1992: Pleisztocén tűzhányó tevékenység nyoma a Kárpát-medence egyes pleisztocén üledékeiben. — *Egyetemi doktori disszertáció*, Budapest, 109 p.
- HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin — *Quaternary International* **76/77**, 157–163.
- HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2003: A mágneses szuszceptibilitás módszerének alkalmazása lösz-paleotalaj sorozatok vizsgálatában — *Földrajzi Közlemények* **60 (127)/1–4**, 15–22.
- HORVÁTH, E., GÁBRIS, GY. & JUVIGNÉ, E. 1992: Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát-medencében: a Bag Tefra. — *Földtani Közöny* **122/2–4**, 233–249.
- HUM L. 2005: Középső-pleisztocén tufithorizontok megjelenése dunaszekcsői és Mórág környéki löszszelvényekben. — *Malakológiai Tájékoztató* **23**, 131–148.

- HUM L. & SÜMEGI P. 2001: Dunaszekcsői pleisztocén rétegsorok malakológiai vizsgálatai — *Malakológiai Tájékoztató* **19**, 17–27.
- KARÁTSÓN D. 1998: *Vulkanológia I.* — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, p. 125.
- KRIVÁN P. 1957: Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai a paksi szelvényben — *Földtani Közlemények* **87/2**, 205–210.
- KRIVÁN P. 1965: Észlelési napló. — *Kézirat*, Budapest.
- KRIVÁN P. & RÓZSAVÖLGYI J. 1962: Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai Aszód környékén. — *Földtani Közlemények* **92/3**, 330–333.
- KRIVÁN P. & RÓZSAVÖLGYI J. 1964: Andezittuffit vezetősínt a magyarországi felsőpleisztocén (rissi) lösz-szelvényekből. — *Földtani Közlemények* **94/2**, 257–265.
- OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 1995: Aminostratigraphic evaluation of conflicting age estimates for the „Young Loess” of Hungary. — *Quaternary Research* **44**, 160–170.
- PÉCSI M. 1965a: A Kárpát-medencebeli löszök, lösszerű üledékek típusai és litosztratigráfiai beosztásuk — *Földrajzi Közlemények* **13**, 305–332.
- PÉCSI M. 1965b: Der Lössaufschluss von Basaharc/A basaharci löszfeltárás. — *Földrajzi Közlemények* **13**, 346–357.
- PÉCSI M. 1965c: Genetic classification of the deposit constituting the loess profiles of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **9**, 65–88.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. — *Földrajzi Közlemények* **23/3–4**, 217–230.
- PÉCSI M. 1993: *Negyedkor és löszkutatók.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.
- PÉCSI M. 1995: Loess stratigraphy and quaternary climatic change. — *Loess inForm* **3**, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, 23–30.
- PÉCSI M. & PEVZNER, M. A. 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. — *Földrajzi Közlemények* **22/3**, 215–224.
- PÉCSI, M., PÉCSI-DONÁTH, É., SZEBÉNYI, E., HAHN, GY., SCHWEITZER, F. & PEVZNER, M. A. 1977: Paleogeographical reconstruction of fossil soils in hungarian loess. — *Földrajzi Közlemények* **25 (101/1–3)**, 94–137.
- PÉCSI, M., SCHWEITZER, F., BALOGH, J., BALOGH, J.-NÉ. M., HAVAS, J. & HELLER, F. 1995: A new loess-paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). — *Loess inForm* **3**, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, 63–78.
- PÉCSI, M., SZEBÉNYI, E., SCHWEITZER, F., PÉCSI-DONÁTH, É., WAGNER, M. & PEVZNER, M. A. 1979: Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils. — *Acta Geologica Hungarica* **22**, 513–537.
- POUCLET, A., HORVÁTH, E., GÁBRIS, GY. & JUVIGNÉ, E. 1999: The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and mineralogical investigations. — *Bulletin of Volcanology* **60**, 227–234.
- SCARTH, A. & TANGUY, J.-C. 2001: *Volcanoes of Europe.* — Oxford University Press, New York, 6–96., 198–216.
- SÁGI T. & KISS B. 2006: Kvarter vulkanikus üledékek vizsgálata magyarországi löszökben. — *Kézirat*, OTDK dolgozat, ELTE TTK, Kőzettan-Geokémiai tanszék, Budapest.
- SCHMINCKE, H. U. 2000: *Vulkanismus.* — Springer Verlag, Berlin, 121–122.
- SIGURDSSON, H. 2000: Volcanic episodes and rates of volcanism. — In: SIGURDSSON, H. (ed): *Encyclopedia of volcanoes.* Academic Press, San Diego, p. 271.
- SZÉKELY A. 1960: A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. — *Kézirat*, Kandidátusi értekezés, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest.
- THORNTON, I. W. B. 2000: The ecology of volcanoes: recovery and reassembly of living communities. — In: SIGURDSSON, H. (ed) *Encyclopedia of volcanoes.* Academic Press, San Diego, p. 1058.
- T. DOBOSI V. & VÁRI Á. 1997: Horváth Adolf János régészeti feljegyzések. — *Folia Archaeologica* **46**, 47–91.
- WINTLE, A. G. & PACKMAN, S. C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — *Quaternary Science Reviews* **7**, 315–320.
- ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess — recent developments — *Quaternary International* **7–8**, 119–128.
- Kézirat beérkezett: 2007. 09. 06.

## I. tábla — Plate I



1. kép: Az isaszegi feltárásban kibukkanó tefraszint az egykori domborzat lefutását jelzi.

Photo 1: Paleo-relief indicated by the tephra layer in Isaszeg.

2. kép: A tefra 2-3 cm vastag, távolról is jól látható folyamatos szintje Dunaszekcsőn.

Photo 2: The well discernible, 2-3 cm thick tephra layer at Dunaszekcső.

3. kép: Az isaszegi tefra pecsétetes szövete, a réteg felszínével párhuzamos metszet.

Photo 3: The sigillated fabric of the tephra at Isaszeg, parallel section with the surface of the tephra layer.

4. kép: Az isaszegi tefra közeli képe. A lencses, pecsétetes megjelenésű vulkáni hamu alig 1 cm vastagon táruul fel.

Fig 4. : Closer view of tephra at Isaszeg. The volcanic ash is lentile-sigillated, hardly 1 cm thick.

5. kép: 3-4 cm vastag, kompakt, de a löszfal alatti törmelékpalásslal borított tefraréteg Pásztón.

Photo 5: Compact, 3-4 cm thick tephra layer, covered by the debris slope of the loess at Pásztó.

## II. tábla — Plate II

1. kép: A 2-3 cm vastag folyamatos réteggént megjelenő tefratípus fényképe (Hévízgyörk)

Photo 1: Continuous tephra-layer with 2-3 cm thickness, Hévízgyörk

2. kép: Ívelt körvonalú, erősen átalakult, alkáliatartalmát vesztett kőzetüveg szilánkok, amelyek eredeti alakja még megőrződött (Kökény).

Photo 2: Thoroughly altered cusped volcanic glass shards. The original structure of the glass shards, however, is still preserved (Kökény).

3. kép: A lencsés-pecsétes szövetű tefra esetén jellemző diffúz határ, a lösz és a vulkáni anyag érintkezésénél megfigyelhető erőteljes keveredés (Basaharc).

Photo 3: Lenticle-sigillated tephra characterised diffuse loess-tephra boundary with dynamic mixing along the boundary of the two sediments (Basaharc).

4. kép: Klinopiroxén (px) és káliföldpát (kfp) összenövése, a két fázist kőzetüveg határolja. A két ásványfázis közti határ arra utal, hogy kristályosodásuk nem egyensúlyi körülmények között történt. Számos mintában sikerült dokumentálni a jelenséget, így egyértelművé vált, hogy a káliföldpátok nagy része a magmakamrából származik (Galgahévíz).

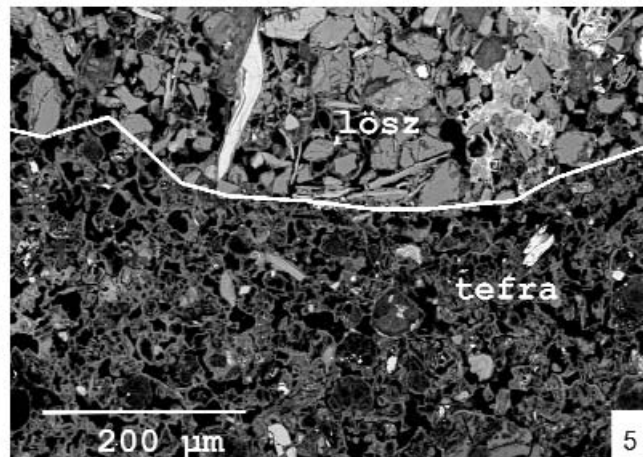
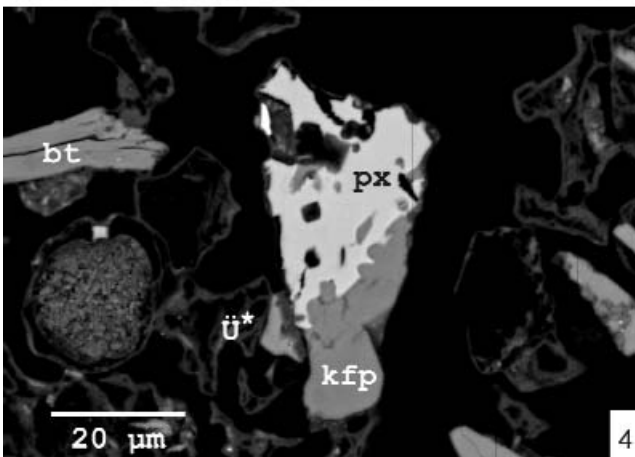
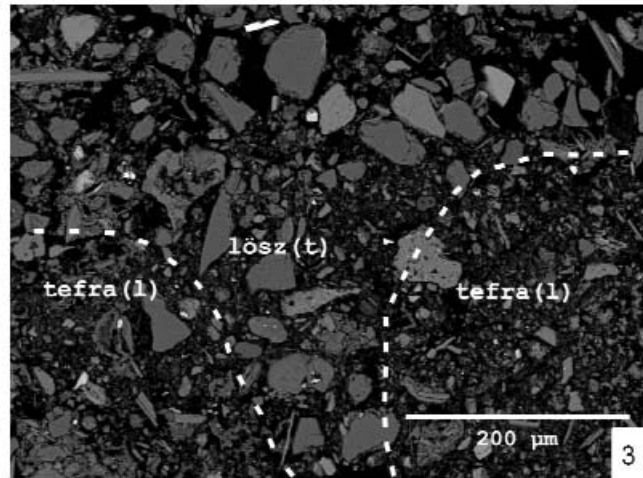
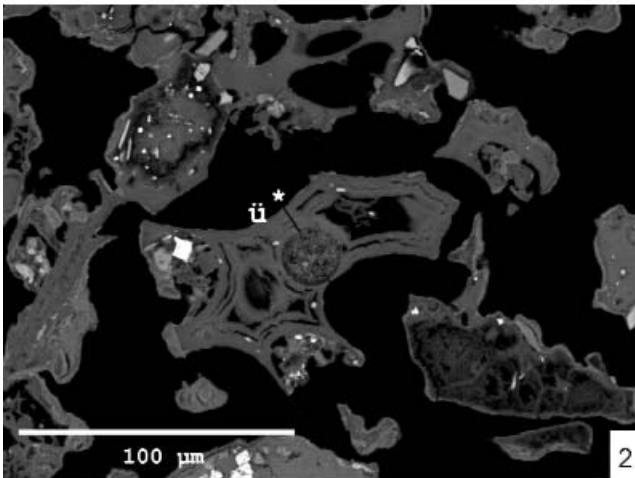
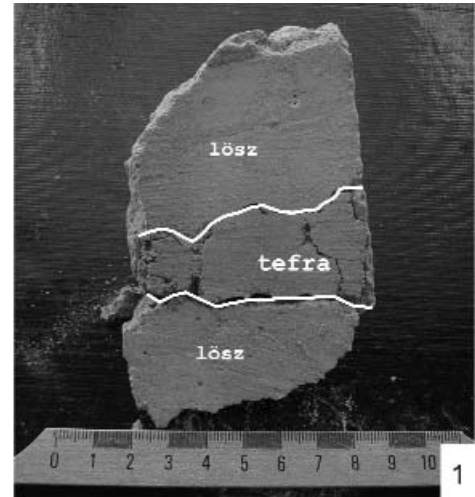
Photo 4: Intergrowth of clinopyroxene (px) and K-feldspar (kfp), with volcanic glass around them. The shape of the boundary between the two minerals indicate, that disequilibrium condition occurred during the crystallization. Such intergrowths were recognized quite frequently, implying, that K-feldspars are also juvenile component. (Galgahévíz)

5. kép: A tefra kis szemcseméretű anyaga élesen elkülönül a lösz alkotóitól (Pócsa).

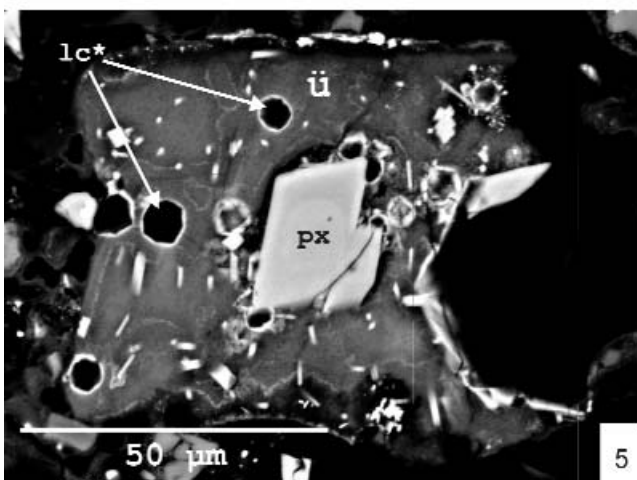
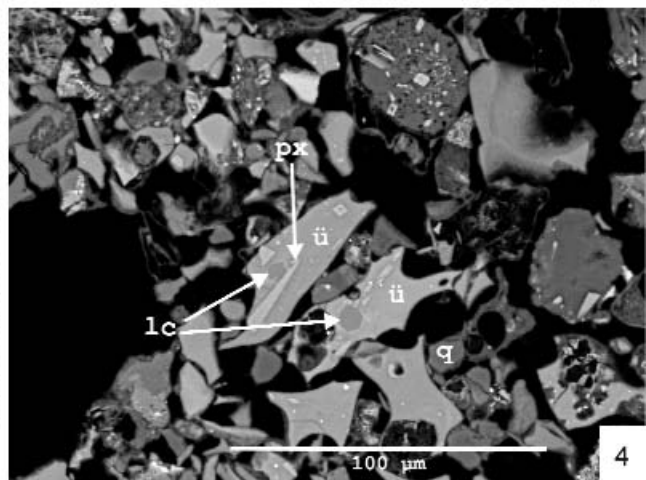
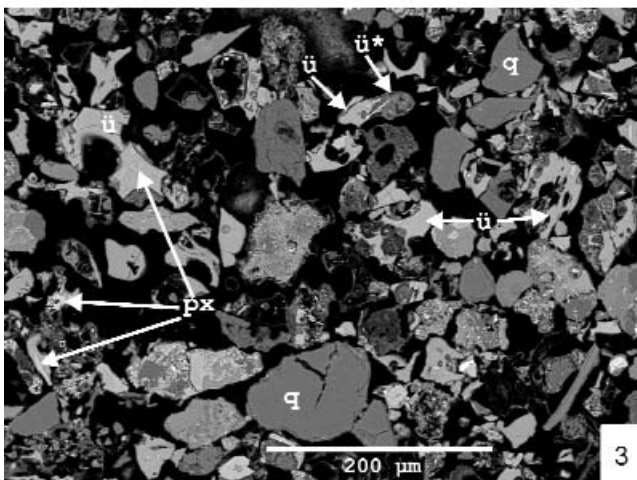
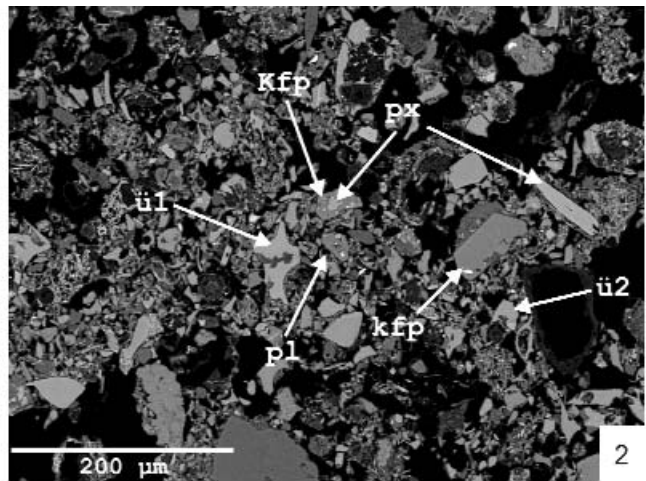
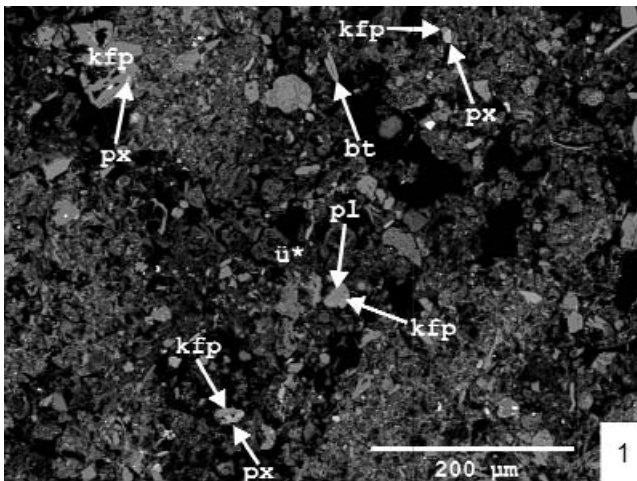
Photo 5: The different grain-size clearly distinguished the volcanic material from the loess components (Pócsa).

Rövidítések: ü\* – átalakult kőzetüveg, ü1 – nagy K- és Ca-tartalmú vulkáni üveg, (Pásztó), ü2 – kisebb K- és Ca-tartalmú vulkáni üveg (Pásztó), ü – üde kőzetüveg, lc – leucit, lc\* – feltételezeten leucit helyét jelölő üreg, px – klinopiroxén, kfp – káliföldpát, pl – plagioklász, bt – biotit, q – kvarc, tefra(l) – lösztartalmú tefra, lösz(t) – tefratartalmú lösz

Abbreviations: ü\* – altered volcanic glass, ü1 – volcanic glass with high K- és Ca-content (Pásztó), ü2 – volcanic glass with lower K- and Ca-content (Pásztó), ü – fresh volcanic glass, lc – leucite, lc\* – cavity after leucite, px – clinopyroxene, kfp – K-feldspar, pl – plagioclase, bt – biotite, q – quartz, dol – dolomite, kh – crystal aggregate, ap – apatite, tefra(l) – loess bearing tephra, lösz(t) – tephra bearing loess.



## III. tábla — Plate III



1. kép: A lencsés, peccés megjelenésű tefratípus szövege: kisebb méretű szemcsék, a piroxén-földpát összenövés ebben a szövettípusban is megfigyelhető (Basaharc).

Photo 1: Typical texture of the lentile-sigillated tephra-type: smaller grain size. Clinopyroxene-K-feldspar intergrowth can be observed.

2. kép: Kétféle, a nagyobb (ü1) és a kisebb (ü2) K- és Ca-tartalmú vulkáni üveg mellett klinopiroxén, káliföldpát és plagioklász is megfigyelhető a vastag réteget alkotó tefra szövegi képén (Pásztó).  
Photo 2: Two types of volcanic glass from Pásztó. ü1 has higher, ü2 has lower K- and Ca-content. Clinopyroxene, K-feldspar and plagioclase are also observable in the fabric photo of the thick, continuously tephra layer.

3. kép: A vastag, folyamatos szintként megjelenő tefra általános szövegi képe: Viszonylag nagy szemcseméretű piroklasztok, üde és átalakult kőzetüveg. Megfigyelhető egy szemcsén belül üde és átalakult rész is. A kőzetüveg klinopiroxén fenokristályokat

tartalmazhat. A nagyméretű kvarckristályok a löszből származnak (Pásztó).

Photo 3: The typical texture of the second tephra type. Note the coarser grain-sized compared to the other tephra type. Glass shards are fresh in this locality, but some of them show incipient alteration. Clinopyroxenes are often embedded in the glass shards. The large quartz crystals could have derived from the loess (Pásztó).

4. kép: Leucit és klinopiroxén üde kőzetüvegben. A leucit – mint ezen a képen is – gyakran idiomorf formában jelenik meg. Pásztón számos idiomorf leucitot sikerült dokumentálni.

Photo 4: Leucite and clinopyroxene in fresh volcanic glass. Leucite — as on this picture — occurs frequently as an idiomorphic crystall. Many idiomorphic leucites was described in Pásztó sample.

5. kép: Átalakult vulkáni üvegben megjelenő nagyméretű klinopiroxén. Az üvegben lévő lyukak véleményünk szerint leucitok után visszamaradt üregek (Pócsa).

Photo 5: Clinopyroxene phenocryst in altered volcanic glass. Possibly the vesicles in the glass could be cavities after leucite (Pócsa).



## Felhívás

A Central European Geology (korábban Acta Geologica Hungarica) szerkesztőbizottsága pályázatot hirdet

### Best Student Paper Award

elnyerésére.

A díjat a folyóirathoz publikálásra beérkezett kéziratok közül választja ki a szerkesztőbizottság. A díj elnyerésének feltétele, hogy a kézirat benyújtója a cikk első szerzője legyen, valamint a benyújtáskor egyetemi vagy PhD hallgatói jogviszonnal rendelkezzen.

A díj elnyerésével oklevél és 50 000 Ft pénzdíj jár (támogatók: Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar és az MTA Geokémiai Kutatóintézete).

A folyóirat formátumának megfelelően elkészített kéziratokat Dr. HAAS János főszerkesztőnek (CENTRAL EUROPEAN GEOLOGY, MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest

Pázmány Péter sétány 1/c) kell benyújtani. A benyújtás határideje 2008. október 1. Eredményhirdetés: 2008. december 1.

Dr. HAAS János  
főszerkesztő

## Események

### Beszámoló a 11. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről

(Szögliget, 2008. május 22–24.)

Idén tavasszal a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztálya immár tizenegyedik alkalommal rendezte meg az Őslénytani Vándorgyűlést. A program helyszíne ezúttal az Aggteleki Nemzeti Parkhoz tartozó, Szögliget határában álló Szalamandra-ház (az egykori határlaktanya) és tágabb környéke volt.

A résztvevőket szállító bérelt autóbusz kora reggel indult Budapestről. Az előadói ülés 11.30-kor kezdődött és az ebéd után folytatódott. A csütörtöki ülésen 14, szombaton reggel további 4 tudományos előadás hangzott el. A korábbiakhoz hasonlóan, a bemutatott eredmények híven tükrözték a hazai őslénytani kutatások során az elmúlt egy évben elért eredményeket. A korábbi évekhez hasonlóan az idén is volt külföldi meghívottunk; a szlovákiai kollégák képviselőjében Ján SOTÁK (a Szlovák Tudományos Akadémia Geológiai Intézete besztecerbányai részlegének vezetője) érkezett és tartott előadást a „kárpáti flis-óceán” éghajlati, biotikus és környezeti változásairól. Az előadások szüneteiben lehetőség volt a tucatnyi kifüggesztett poszter megtekintésére is.

A szombati terepbejárás során az Aggteleki-hegység és a Gömör–Tornai-karszt számos, szakmailag érdekes pontját keresték fel a résztvevők. A határon átnyúló terepi program vezetésében LESS György mellett GAÁL Lajos szlovákiai kollégánk nyújtott segítséget, aki nemcsak kiválóan ismeri a környéket, hanem lelkes és értő módon mutatta be a feltárásokat. Az egész napos szakmai program megállói a következők voltak: Osztramos (pliocén és pleisztocén ősgérincek, KORDOS László vezetésével), Dernő (Drnava), Szörnyű-kút (triász és jura képződmények), Melléte

(Meliata) (jura, triász és jura olisztolitikokkal), Beretke (Bretka) (alsó-miocén alja), Aggtelek, Baradla-völgy (középső-triász). A péntek esti vacsorát a résztvevők a jósvafői Tengersizem Szálló éttermében költötték el. Szombatra maradt a középső-triász képződményekre összpontosító Baradla-barlangi középtúra PIROS Olga vezetésével, és a hazafelé útra eső Mályi melletti téglagyári agyagfejtő (pannóniai agyag) megtekintése.

A háromnapos eseményen a korábbi évekhez hasonlóan csaknem 50 kolléga vett részt. Az eddigi gyakorlatot folytatva, a szakosztály vezetősége az idén is díjazta a legjobb diák előadókat, ill. a legszínvonalasabb posztereket bemutató egyetemistákat. A díjazottak a következők: *a diákelőadók között* 1. SZENTESI Zoltán, 2. ARANYI Tímea; *a PhD hallgatói előadók között* 1. SZINGER Balázs, 2. TÓTH Emőke; a diák poszterek versenyében 1. GULYÁS Péter, 2. DULEBA Mónika és BODOR Emese Réka; *a PhD hallgatói poszterek versenyében* 1. CZICZER István, 2. KERTÉSZ Botond.

A hagyományoknak megfelelően jó hangulatú, szakmailag is értékes programot nyújtó vándorgyűlés sikeres szervezésében az idén kiemelkedő szerepet vállalt a környéket jól ismerő két kollégánk, LESS György és PIROS Olga. A jövőre esedékes 12. Őslénytani Vándorgyűlést a tervek szerint Sopronban rendezzük, a terepbejárás Nyugat-Magyarország mellett a szomszédos Bécsei-medence területét is érinteni fogja.

FÓZY István

### Újabb szenzációs leletre bukkantak Rudabányán!

A Borsod megyei Rudabányán végzett idejű Rudapithecus-kutatások során szenzációs lelettel gazdagodott az eddig feltárt csontanyag. Az *Anapithecus hernyaki* emberszabású majom hímnemű egyedének kétoldali felső állcsontja, mindkét oldalon 6-6 foggal, valamint egy nőstény állat alsó fogsora került elő a kutatás során. Eddig még sohasem találták meg a kutatók a nagy szemfogú hím állat egybetartozó fogsorát, mindig csak különálló, szórványos fogait ismerték. Ez a lelet azért is jelentős, mert egy 20 évvel ezelőtt ugyanitt megtalált *Anapithecus* töredékes koponyáját a mostani lelet alapján lehet majd rekonstruálni. Az *Anapithecus hernyakinak* nem ismerjük az őseit, talán Afrikából, de az is előfordulhat, hogy Ázsiából vándoroltak Európába, majd valószínűleg leszármazottak nélkül eltűntek. A Kordos László a kutatás vezetője valamint David R. BEGUN, a Torontói Egyetem paleoantropológus professzora, kanadai kutatóvezető rendkívül elégedettek az idejű ásatások eredményeivel, ugyanis az *Anapithecus*-állkapocs mellett számos egyéb érdekes ősmaradvány is gazdagítja a világhírű rudabányai leletek sorát.

PALOTÁS Klára

## Személyi hírek

### Gyász hírek

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. BIDLÓ Gábor tagtársunk, a Tudománytörténeti Szakosztály címzetes elnöke elhunyt.

Búcsúztatása 2008. június 3-án 14.15 órakor volt a Farkasréti

temetőben. Emlékére gyászmisét tartottak ugyanaznap 16.30 órakor a Villányi úton, a Ciszterciek Szent Imre-templomában.

Megrendülten tudatjuk, hogy HAVASNÉ SZILÁGYI Eszter életének 61-ik évében, 2008. július 8-án rövid betegség után elhunyt. Hamvait a Római Katolikus Anyaszentegyház szertartása keretében, 2008. július 23-án 16 órakor a Zugligeti Szent Család-plébániatemplom (Bp., XII. Szarvas Gábor u. 52.) urna-temetőjében helyezük örök nyugalomra. Gyászolják: édesanyja, férje, gyermekei, unokája, testvérei, rokonai, barátai, tisztelői.

Szomorúan tudatjuk, hogy dr. VÉGH Sándorné sz. NEUBRANDT Erzsébet professzorasszony, tiszteleti tagunk örökre eltávozott.

Búcsúztatása augusztus 6-án szerdán 14 órakor volt a budaörsi Nefelejcs utcai régi temető ravatalozójában.

### PhD védések

*Miskolci Egyetem:*

KERTÉSZ Botond, tanszékünk volt doktorandusz hallgatója 2008. június 23-án sikerrel védte meg „Nummulitesek biometriai alapon felállított fejlődési sorainak alkalmazása a paleogén rétegtanban” című PhD értekezését. Témavezetője dr. LESS György, a bíráló bizottság elnöke dr. BÉRCZI István, a bírálók dr. NÉMEDI VARGA Zoltán és KECSKEMÉTI Tibor voltak.

*Debreceni Egyetem:*

CSÁMER Árpád 2008. május 21-én sikerrel megvédte „Az ÉK-i Bükk előtér neogén intermedier képződményeinek petrológiai és vulkanológiai vizsgálata” című PhD értekezését. Témavezetője KOZÁK Miklós volt.

### Végzett hallgatók

*Miskolci Egyetem:*

Négy hallgató védte meg eredményesen diplomamunkáját 2008. június 11-én, és tette le sikerrel a záróvizsgát a geológus szakirányon. A diplomamunkák a következő címenek készültek:

LUKÁCS Adrienn: Silver bearing sulphides in the Rudabánya ore mineralization (angol nyelven),

MAJOROS Péter: Az Aggtelek–Rudabányai- és a Bükk hegység jura korú vulkanitjainak cirkonmorfológiai vizsgálata,

PIKHELY Viktória: A Szolnoki Flis-jellegű képződmények tektonikai vizsgálata Bucsa–Püspökladány térségében 3D-s szeizmikus adatok alapján,

Sós Péter: Egy komplex mezozoos tárolórendszer továbbkutatás-szemponitú rezervoargeológiai elemzése.

## Évfordulók

### Születése 160. évfordulóján emlékezzünk dr. SZOKOL Pálra

Dr. SZOKOL Pál (1848–1936) geológus, bányafőmérnök, Nagybánya és vidéke egyik legjelentősebb földtani, s bányaszakembere, 1896–1919 között a felsőbányai bányaiskola vezető tanára volt. SZOKOL 1848. dec. 13-án született Alsóféhércúton (Pribelce, SK), és a középiskolai tanulmányai után, Selmecebányán folytatta tanulmányait, ahol 1870-ben bányamérnöki oklevelet szerzett. Utána 1873-ig a szélaknai bányahivatalnál dolgozott, mint bányatiszt, majd az ekkor megnyílt felsőbányai bányaiskolához

került, mint segédtanár. Még a felsőbányai tartózkodása kezdetén, az 1872-ben létesített kolozsvári m. kir. (1881-től FERENC József) Tudományegyetem, KOCH Antal által vezetett ásványtan–földtan szakán, magánúton tanári képzést szerzett, és bölcsészettől doktori szigorlatot tett. 1896-tól a felsőbányai bányaiskola vezető tanára lett, 1898-tól bányatanácsosi címmel felruházott, 1908-tól pedig, mint bányatanácsos. 1893-tól tagja volt a Magyarhoni Földtani Társulatnak, és 1901-től az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület (OMBKE) akkor megalakult nagybányavidéki osztályának alapító tagja, s a Bányászati Kohászati Lapok aktív munkatársa. A kiváló pedagógus és tudós 46 évi töretlen pályafutásának, a térség román megszállása, s a magyar nyelvű oktatás megszüntetése vetett véget, és vonult nyugalomba 1919-ben. Egy gazdag életút után, 88 éves korában, 1936. okt. 27-én hunyt el Nagybányán.

SZOKOL kitűnő tanár, jó pedagógus és nagy tudású szakember volt, akinek vezetése alatt, a Felsőbányán tanuló ifjak, kitűnő földtani és bányászati szakképzést kaptak. S az innen kikerült fiatalok közül, később sokan szereztek diplomát Selmecebányán vagy Sopronban. A Nagybányán töltött iskolai évei alatt, PAPP Simon is kapcsolatba került vele, és ez a kapcsolat, meghatározta a későbbi életútját. Tudományos tevékenységének kezdeti szakaszában, SZOKOL főleg bányászati jellegű cikkeket írt. De mint a nagybányai térség ásványainak, érctelepeinek és bányászatainak egyik legkiválóbb ismerője, a kolozsvári tanulmányai után, tudományos tevékenységének fő témái már a geológia, hidrogeológia, közzettan, ásványtan és a bányageológia (ércteleptan) volt. Különösen az utóbbiakat művelte megszállott szenvedéllyel. A külföldi és hazai szaklapokban (BKL, Földtani Közlöny), az aknaszlatinai sótelepről, a nagybányavidéki érctelepekről, telérekről, azok földtani viszonyairól, valamint az antimon- és ezüstércek előfordulási viszonyairól, több mint negyven tudományos dolgozatot jelentetett meg. Felsőbánya érctelepét és ásványait is, több közleményében ismertette. Kutatta az ásványok mágneses tulajdonságait, aminek eredményét 1908-ban publikálta. A felsoroltakon kívül, kisebb közleményeinek tárgya a matematika, fizika, a drágakövek és iskolaszervezés volt. Az ércteleptani tanulmányaiban, a vizsgált bánya teléreinek, ásványainak genetikai és paragenetikai szemlélete érvényesült, amelyben saját megfigyeléseinek, tanulmányainak eredményeit közölte. A közetképződésre vonatkozóan pedig, elméleti eszmefuttatásokat is közölt. Az általa gyűjtött anyag feldolgozása révén, számos új adattal járult hozzá Nagybánya vidéke közet és ásványvilágának jobb megismeréséhez. Nyugodtan állíthatjuk, hogy a 19. század második felében, és a 20. század elején, dr. SZOKOL Pál Nagybánya és vidékének egyik legmeghatározóbb, legmegbecsültebb geológusa, mineralógusa volt. Bajfalu (Dănești) határában ő fedezte fel azt a kénes-sós forrást is, amit fűrással az útmutatása alapján hoztak a felszínre, s amely az ottani gyógyfürdő létesítéséhez vezetett. Tudományos tevékenységét figyelembe véve, WEKERLE Sándor pénzügyminisztersége idején felszólították, hogy pályázzon a pesti műegyetem tanári állására, amiről a felsőbányai tanítványai miatt mondott le. Tudományos tevékenységéért, s a térség napi bányászati gondjainak megoldásában való részvételéért, 1909-ben 100 koronával díjazták. SZOKOL még nyugdíjba vonulása után is aktív részt vállalt Nagybánya és vidéke tudományos és társadalmi életéből. Nagybánya és Vidéke hetilap oldalain a természettudományt népszerűsítő cikkeket jelentetett meg, és tudományos előadásokat tartott. Ápoljuk tisztelettel emlékéit.

RÉTHY Károly

## 100 éve született RÁSKY Klára

A magyar palaeobotanika itthon csaknem elfeledett egyénisége, RÁSKY Klára, 1908. március 18-án született Szombathelyen. Apja dr. RÁSKY József törvényszéki bíró, anyja SZEKERES Julianna, férje MOESS Alfréd volt.

Általános és középiskoláit Szombathelyen végezte, érettségi vizsgát a szombathelyi Állami Leánygimnáziumban tett. Egyetemi diplomát Budapesten a Pázmány Péter Tudományegyetem Bölcsészettudományi Karán szerzett 1931. május 23-án. Bölcsészdoktori oklevelet a debreceni egyetemen 1935. június 28-án zoológiai témakörben készített értekezésére kapott, melynek címe „Az *Eupemphix nattereri* (Fitz.) Stdr. és *Paludicola fuscomaculata* (Fitz.) Stdr. összehasonlító alakzata” volt. A doktori felkészülés során a Bécsi Collegium Hungaricum ösztöndíjasa is volt.

1951. június 4-én az Eötvös Loránd Tudományegyetem magántanárként habilitálta, majd az átszervezések folyamán, 1952. december 31-én, az MTA Tudományos Minősítő Bizottsága tudományos munkássága alapján a kandidátusi fokozatot ítélte neki.

Közben 1930-tól Kőszegen az Evangélikus Leánygimnáziumban tanított, majd a pécsi Erzsébet Tudományegyetem zoológiai tanszékén mint gyakornok működött. A tanszék feloszlata után Szolnokon, majd Mezőtúron Állami Leánygimnáziumokban tanított. 1938-tól szolgálatát a Magyar Nemzeti Múzeumhoz osztották be, ahol ősnövénytanlással kezdett foglalkozni, és ahol 27 éven át, 1965-ig, nyugdíjbamenetelig dolgozott, miközben a II. világháború után a Magyar Nemzeti Múzeumból kivált Természettudományi Múzeum volt munkahelyének hivatalos neve. 1961-től a Természettudományi Múzeum Növénytárának igazgatóhelyettese, valamint a palaeobotanikai gyűjtemény vezetője volt.

Noha eredetileg nem palaeobotanikával, nem is botanikával foglalkozott, nagy energiákat fektetett e tudományágban való jártasság megszerzésére. Neves német professzorok mellett tanult hosszabb-rövidebb tanulmányutakon. Berlinben GOTHAN professzor, Frankfurt am Mainban, a híres Senckenberg Múzeumban, KRÄUSEL professzor, Münchenben pedig HIRNER professzor mellett. Munkássága szempontjából Frankfurt volt a legmeghatározóbb, ahol egy teljes évet töltött. KRÄUSEL professzornál sajátította el a kutikula preparálás módszerét is, bár itthon ezt nem alkalmazta. KRÄUSEL hatására kezdett foglalkozni a fosszilis csillárka moszatokkal (*Chara*), amely munka eredményeként született „Fossile Charophyten-Früchte aus Ungarn” c., máig sokat idézett, keresett monográfiája.

Tudományos kutatásának egyik súlyponti része volt a hazai paleogén kutatása. Az eocénből ő írta le a mangrove vegatációt bizonyító Nipa pálmát, a *Nipadites burtini*-t, legtöbbször azonban az alsó-oligocén flóra megismeréséért tett. A Tardi Agyag Formáció (korábban hol Budai Márgának, hol Kiscelli Agyagnak hitt) flórá-

jának kutatásában komoly eredményeket ért el. Aktív szakmai kapcsolatot tartott a hazai geológusokkal. Számos kutatási anyagot kapott tőlük, s a velük való együttműködés kapcsán tisztában volt a kor szemléletének megfelelő földtani kérdésekkel.

Határozásaihoz aktívan használta a Növénytár herbáriumát, és igyekezett a természetes rendszerbe helyezni a fossziliákat, sőt lehetséges rokon nemzetségeket, fajokat is megadott. Ez korának szemléletében új vonásnak mondható, akárcsak az a törekvése, hogy nem egyetlen, hanem több példány alapján írjon le új fajt, mutatva a faj variabilitását. E tekintetben jóval közelebb állnak kutatásai a mai követelményekhez, mint korának más hazai palaeobotanikusaié. Az alsó-oligocén flórán kívül Ipolytarnócról készített áttekintő munkát. A későbbiekben sajnos csak néhány innen származó taxonnal sikerült foglalkoznia. Fiatalabb miocén flórákat csak elvétve dolgozott fel. Nem alkotott ún. „nagy elméleteket” — amelyek nem is nagyon szokták túlélni az elméletek megalkotóit —, de részeredményei, leírásai, ábrázolásai pontosak és helytállóak, amelyekre mind a mai napig lehet támaszkodni.

Tudományos munkáját a gyűjteményben mintaszerűen dokumentálta. Példányait leltározta, jelölte a típusokat. Saját anyagán kívül a gyűjtemény többi részében is hatalmas munkával igyekezett rendet tartani. Gondos, pontos muzeológiai munkájának keze nyoma ott van azokon a gyűjteményrészekben, amelyeken dolgozott. Aki keresett már példányt nagy, régi gyűjteményben, tudja, hogy ezek mennyire fontos momentumok!

Munkáit a mai napig hivatkozva a hazai és nemzetközi szakirodalom. Emlékére és tiszteletére új nemzetség lett elnevezve: *Raskya vetusta* (Ett.) Manchester & Hably, Review of Palaeobotany and Palynology, 96, 1997.

A nekrológiában megjelent (SZUJKÓ-LACZA J. 1973: In memoriam Dr. Klára Rásky. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 65, 11–13.) publikációs listáját az alábbi paleontológiai tárgyú munkáival egészítem ki.

- 1942. Az ősnövénytan új vizsgálati módszerei. — Földtani Értesítő
- 1942. Csillárkafélék Magyarországon. — Természet
- 1942. A magyarországi hévvizek tündérrózsái. — Természet
- 1942. Évszázados mogyorófa. — Természet
- 1943. Őspálmák Óbudán. — Földtani Értesítő
- 1943. Őskori növények Óbudán. — Természet
- 1943. Kövesedett Judásfa-levelek Magyarországon. — Természet
- 1944. Ős Judásfa levele Csillaghegyről. — Természet
- 1948. Walton, John: An Introduction to the Study of fossil Plants. Ismertetés. — Földtani Közlemények 78.

HABLY Lilla