

Az Ínség-kő geológiája

PALOTAI Márton¹, MINDSZENTY Andrea¹, KOPECSKÓ Katalin², POROS Zsófia³

¹ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

²BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék, 1111 Budapest, Műegyetem rakpart 3.

³MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
palotai@elte.hu

The Ínség-kő: Danube bedrock geology at Gellért Hill, Budapest

Abstract

Low water levels of the Danube during the late autumn of 2011 exposed rocks in the riverbed along the Gellért Hill (Budapest, Hungary). In contrary to common belief, these rocks, called the Ínség-kő, are not Triassic dolomites, but silicified Eocene sandstones. Similar formations are known from the Gellért Hill. The significant secondary porosity of the sandstones comes from the almost complete dissolution of the carbonate material of the original marl clasts. Silica cementation preceded the dissolution, and/or the two processes were coeval. The fault pattern in these rocks fits earlier observations on the Gellért Hill, where east-west trending faults are crosscut by a younger, north-west–south-east striking dextral-normal fault system.

Keywords: riverbed geology, Eocene, sandstone, Gellért Hill

Összefoglalás

A 2011. őszi kisvíz idején a Gellért-hegy oldalában részben a Duna vízfelszíne fölé emelkedő, a mondabeli Ínség-kővel azonosított kőzet nem triász dolomit, hanem teljesen átkovásodott eocén homokkő, mely kőzettípus szálfeltárása a Gellért-hegyről is ismert. Az elvégzett anyagvizsgálatok alapján a homokkő jelentős másodlagos porozitása a márga anyagú klasztok karbonát anyagának savas közegben történt szinte teljes kioldódásából származik. A kovás cementáció megelőzte a kioldódást, vagy egyidejű volt azzal. A megfigyelt törérendszer illeszkedik a Gellért-hegyen megfigyelt szerkezetekhez, ahol a kelet–nyugati csapású rendszert a fiatal, északnyugat–délkeleti csapású jobbos normál vetőzóna elveti.

Tárgyszavak: Ínség-kő, eocén, homokkő, Gellért-hegy

Bevezetés

A Dunából alacsony (legfeljebb 80–90 cm-es) vízállás esetén kiálló lapos felszínű szikla az Ínség-kő vagy Ínség-szikla nevet a hagyomány szerint onnan kapta, hogy megjelenése aszályos időket jelez. A szikla legutóbbi kibukkanása — 2003 szeptembere — után ismét a felszínre került 2011 novemberében és decemberében, a budapesti Szabadság híd budai hídfőjétől kb. 70 méterre folyásirányban felfelé (északra). A jelen munka célja ennek az apró, de ritkán látható, így különleges feltárásnak (1. ábra) és környezetének a földtani dokumentációja és értékelése.

Az Ínség-kő megismeréstörténete

A legtöbb leírás (beleértve a napi sajtót is) a Gellért-hegy triász dolomittömegével összefüggőnek tartja a



1. ábra. Az Ínség-kő fő kibukkanása és a hozzá legközelebbi, vízből kiálló szikla 2011. december elején, 64 cm-es vízállásnál. A léptéket a kalapács adja. (ERHARDT I. felvétele.)

Figure 1. The main outcrop of the Ínség-kő, and the closest smaller exposed rock in December 2011, at a water level of 64 cm. See hammer for scale. (Photo of I. ERHARDT.)

kibukkanást. Az elnevezés első megjelenésére vonatkozó írásos forrásokat sajnos nem sikerült találnunk. SZABÓ (1879 in KORPÁS et al. 2002) leírása szerint a dolomit „*kisebb-nagyobb kőzettuskók*” formájában a „*Dunának csaknem fele szélességéig található*” volt a XIX. században, természetesen legtöbbször jórészt a víz alatt. A Szabadság híd budai pillére részben egy ilyen kibukkanásra épült (HORVÁTH F. szóbeli közlése). Hasonló „*sziklatornyokat*” figyelt meg SZENTHE (2004) is bűvárgeológiai felvételezése során, de azok pontos helyzetét — a 2011-ben is kibukkanó tömbökön kívül egy kivétellel — nem adta meg. A szerző értékelése szerint a „*kőzetminták a Gellért-hegy oldalából ismert kőzetekkel egyeztek meg*”.

A Gellért-hegy fedetlen földtani térképe (FODOR 2001) szerint a hegy látványos keleti letörését adó vetőzóna a Duna alatt is megtalálható. Ennek részeként — egy nagyobb vetőblokkban — triász dolomitot jelez a kvarter képződmények alatt a Gellért-hegy oldalában. Ez a kőzettest délkelet felé a Szabadság híd vonaláig tart, de északnyugatra a Duna alatt kb. 400 méter távolságon át követhető, nagyjából a meder szélességének harmadáig.

Hasonló következtetés szűrhető le a dunai vízi szeizmika eredményeiből: TÓTH (2003) és TÓTH et al. (2003) térképei és leírása szerint „*a Szabadság hídtól északra, a budai part közelében, nagy szárazság idején a Dunából kiemelkedő dolomit szikla (Ínségkő) ismert, nagyjából a meder szélességének egyharmadáig*”, bár szeizmikus jellegeik hasonlósága miatt a „*triász és az eocén breccsa határfelülete feltehetően nem különül el markánsan*” (TÓTH 2003). Hasonló szirteket azonosítottak a szeizmikus anyagban a Szabadság hídtól délre is, ezzel megerősítve és pontosítva PRÓNAY et al. (2000) korábbi eredményeit. Megjegyzendő ugyanakkor, hogy az 1945-ben felrobbantott Ferenc József híd roncsa is kiválóan azonosítható volt a Szabadság híd alatt a szeizmikus térképezés során (TÓTH 2003, TÓTH et al. 2003).

SZENTHE (2004) szerint „*a rendkívül alacsony Duna vízállások idején, a Szabadság-hídtól északra, 100 m-nél nem nagyobb távolságra a budai part mentén jól megfigyelhetővé vált a folyómeder szikla(!)anyaga, ami egy kiterjedt területen homokkőhöz hasonló, nagyobb szilárdságú kőzetből áll. Az egyenetlen, de egészében közel sík felszínből kisebb, néhány m²-es lapos hátacsák emelkedtek ki, melyek azonosak lehettek a régebben „Ínség-szikla”-ként emlegetett hellyel.*” Ez az Interneten fellelhető munka az Ínség-kő első olyan leírása, amely nem dolomitként említi magát a kibukkanást — értelmezését a szerző ugyanakkor nem adta meg.

A fentiek alapján tehát a 2003-ban és 2011-ben kibukkanó Ínség-kő (1. ábra) nem egyedi forma, hanem csupán az Ínség-szikláknak is nevezhető sziklacsoport legmagasabbra emelkedő tagja.

A kibukkanás és környezete

2011 novemberében és decemberében az alacsony vízszint lehetővé tette a fő kibukkanás (EOV X237992,

Y650387) száraz lábbal történő megközelítését. A szalkőzet 64 cm-es vízállás mellett egy kb. 4 méter hosszú, 1,5 méter széles, ÉÉNy–DDK irányban elnyúlt, lapos háton bukkant 25–30 centiméterrel a vízfelszín fölé (1. ábra). A parttal ívelt félsziget kötötte össze, amelynek anyaga a rakpart antropogén sziklafeltöltésével megegyező volt.

A fő kibukkanástól folyásirányban felfelé néhány méterre (EOV X237999, Y650382) újabb szirt volt látható, amely ekkor csak néhány centiméterrel emelkedett a víz fölé. Távlabbról szemlélve megfigyelhető volt, hogy egy parttal párhuzamos, attól 10–15 méterre a meder közep-vonala felé húzódó sávban akár 40–50 méter hosszan a kőzet a vízszint közelébe emelkedik. A sekély területet bejárva a vízmélység átlagosan fél méter volt. A meder észlelt morfológiája így jól megfelelt a TÓTH (2003) és TÓTH et al. (2003) által a szeizmika alapján meghatározott, 95 mBf körüli magasságértéknek, lévén, hogy a budapesti vízmérce 0 métere 94,98 mBf magasságnak felel meg. A viszonylag sík domborzatból öt-hat helyen lapos sziklák emelkedtek ki, de többségük (5–10 centiméter híján) nem érte el a vízfelszínt. A legtávolabbi megvizsgált szikla (EOV X238013, Y650377) azonban ki is bukkant. A továbbiakban az egész sziklacsoportot (és feltételezett északnyugati folytatását) együttesen *Ínség-szikláknak* nevezzük, megerősítve SZENTHE (2004) megfigyeléseit.

A fő kibukkanás szalkőzetének felülete koptatott, ívelt, enyhén lejt a meder közepe felé. A kőzeten rétegést nem lehetett megállapítani, anyaga fél-egy méteres vastagságban homogénnek tűnt. A megfigyelt kőzettípus szabad szemmel vizsgálva szürke, jól osztályozott, közép-szemcsés, oligomikt homokkőnek bizonyult. A gyengén koptatott, rosszul kerekített szemcsék anyaga legalább 90%-ban kvarcitnak (esetleg tűzkőnek), illetve részben kvarcnak tűnt. Mellettük néhány szögletes, 2-4 mm átmérőjű, fekete szemcse is megfigyelhető volt. A szemcsék közt világosszürke/fehér, szabad szemmel azonosíthatatlan mátrix (cement?) található, amelyet csak részben lehetett elkülöníteni a szemcséktől. A kőzet kemény, az üveget karcolja, sósavval megcseppentve nem pezseg. Nagy keménysége ellenére porózus, a fél milliméter körüli pórusok szabad szemmel becsült részaránya 10–15 térfogat%.

A mederbeli apróbb magaslatok anyaga makroszkópos megfigyelés alapján mind megegyezőnek bizonyult a fent leírt kőzettel.

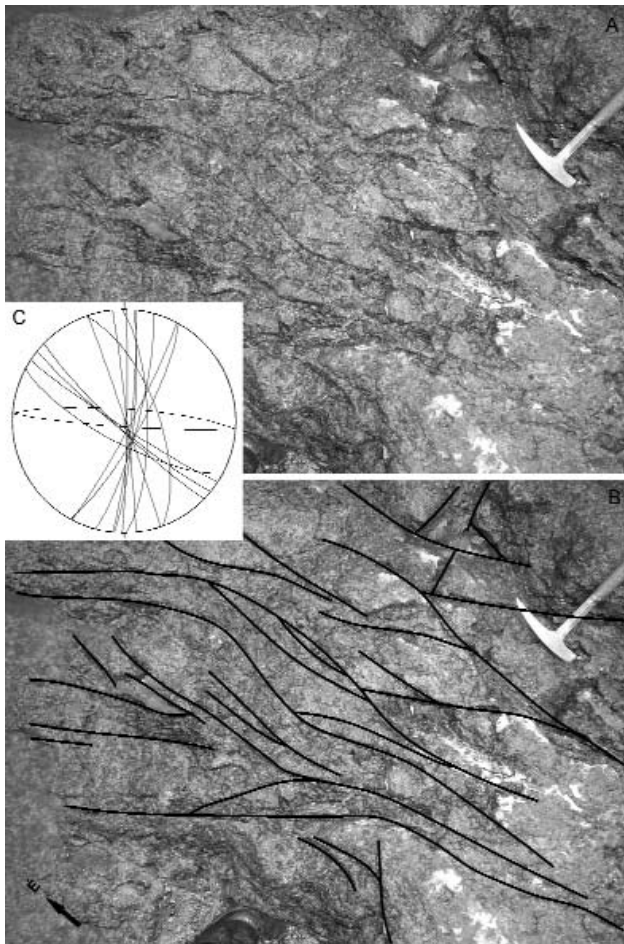
A fő kibukkanás mellett, a víz alatt, egyértelműen áthalmozott helyzetben, koptatott, de nem kerekített kőtömbökben andezit és édesvízi mészkövet is megfigyeltünk. A megvizsgált területen több helyen is felszálló buborékok jelezték a folyami üledékben és az antropogén feltöltésben diffúzan szivárgó szökevényforrások (SCHAFARZIK 1920) aktivitását.

SZENTHE (2004) megfigyelése tehát helyesnek bizonyult: az Ínség-sziklák nem dolomitból állnak. A „*homokkőhöz hasonló*” (SZENTHE 2004) kőzetet további vizsgálatoknak vetettük alá.

Szerkezeti megfigyelések

A fő kibukkanás felszínre emelkedő részének északi felét (2. ábra) — jórészt kitöltetlen — repedésekből álló törésrendszer tagolja 5–10 cm-es sűrűséggel. A déli részen kevesebb törés található. Szinte minden repedés 70 foknál meredekebb dőlésű, számos törés közel függőleges (2. ábra, C). A repedéseken az elvetés meglétét, nagyságát — rétegzés vagy egyéb marker, illetve észlelt nyírásjelzők hiányában — nem sikerült megállapítani. A legtöbb törés észak-déli, illetve északnyugat-délkeleti csapású. A törések ívelték, és összefüggő, zezugos rendszert alkotnak. A kibukkanás ezek mentén süllyed a víz alá. Néhány sigmoidális vetőlencsét is észleltünk. Sokkal ritkábbak a kelet-nyugati csapású, egyenes lefutású repedések. Ezeket az előbb említett rendszer elveti (2. ábra, B). A repedések egy részén limonitos bekérgezés volt látható, amely gyakran a kőzet belsejét is átjárja 5–10 mm mélységben.

Az Ínség-sziklák északabbi, a terepmunka idején víz alatt lévő, vagy épp a felszínt elérő szirtjein hasonló, zöm-mel északnyugat-délkeleti csapású törésrendszert sikerült megfigyelni, de technikai okok miatt ezek mérésére nem került sor.



2. ábra. Az Ínség-kő részlete felülnézetben (A), a repedésrendszer értelmezése (B) és a mért törések sztereografikus képe Schmidt-hálón, alsó félgömb vetületen (C)

Figure 2. Detail of the Ínség-kő from above (A), interpretation of the joint system (B), and stereogram of measured joints (Schmidt net, lower hemisphere projection)

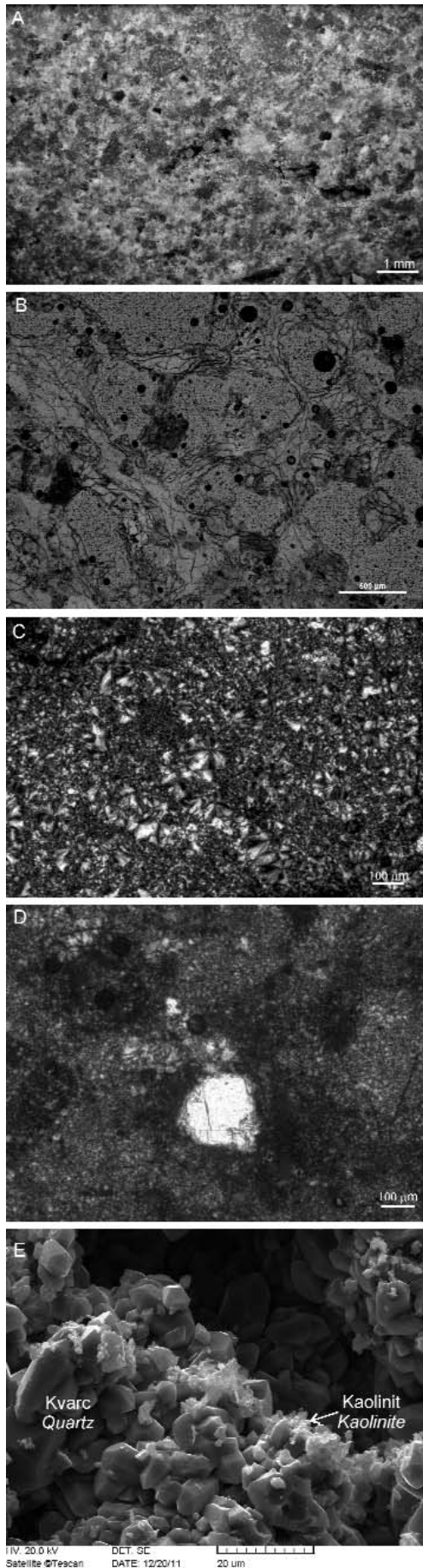
Mikroszkópos megfigyelések

Az Ínség-kő kőzete vágott felületének kb. 60%-át (3. ábra, A) a (makroszkóposan is megfigyelt) fehér és világosszürke mátrix 0,5 mm átmérőjű, izometrikus folatokba (aggregátumokba?) rendeződő, allotriomorf szemcsékből álló anyaga adja. Sztereomikroszkóp alatt jól látható, hogy a néhány száz mikrontól milliméterig terjedő méretű, éles-szögletes, vagy enyhén koptatott, de nem kerekített, sötétszürke, kvarcitként vagy kvarcként azonosítható „szemcsék” és a „mátrix/ cement” közt a határ gyakran elmosódott. A kőzetben nagyszámú, fél milliméternél nem nagyobb, látszólag összeköttetés nélküli pórus látható, melyek másodlagos porozitásként értelmezhetők. A pórusok mérete és alakja hasonló a klasztokeához, ezért ezek feltehetően a felületből kipergett vagy kioldódott szemcsék helyei lehetnek. A kőzet elsődleges (intergranuláris) porozitása elhanyagolható.

A vékonycsiszolatok (3. ábra, B–D) alapján a kőzet kb. 90%-a (a mátrix/cement és beágyazott szemcsék egyaránt) mikrokristályos kvarcból áll. A mikrokristályos kvarc egy része mátrix/cement, más része törmelék szemcse (pseudomorfóza, vagy eredetileg amorf, de átkristályosodott anyag: tűzkő, amelyben helyenként üledékes szerkezetre utaló pseudomorfózákat figyelhetők meg, l. alább) (3. ábra, D). A szemcsék mérete 100–150 μm , az anyag igen jól osztályozott. Az Ínség-kő fő kibukkanásáról gyűjtött minta vékonycsiszolatában a törmelék szemcsék csak elvétve ismerhetők fel reliktszövetként, míg a tőle folyásirányban néhány méterre felfelé lévő szirt mintájában gyakrabban maradtak meg ezek a szerkezetek, azaz a kovásodás ez utóbbi esetben nem lehetett tökéletes. A szemcsék közötti anyagban (mátrix/cement?) előfordulnak 50–100 μm méretű, halmazpolarizációt mutató tús kalcedonszerű kristályhalmazok is (3. ábra, C). Ugyanerre az anyagra jellemző, hogy cirkumgranuláris, ill. zezugos lefutású repedések hálózzák be. A cirkumgranuláris repedésekkel körülvevett szemcsék egy része kioldódott/kipergett: közéjük a többi detritális szemcsével azonos méretű és alakú, ritkábban szabálytalan, a szemcséknél nagyobb méretű üreg, illetve nyitott pórus van (3. ábra, B). A pórusok közel izometrikusak. Üde kvarc szemcsék (3. ábra, D), és elvétve néhány földpát csak kis számban találhatóak a wackestone-packstone szövetű kőzetben. A kvarc szemcsék nem hullámosan oltanak ki. Bennük fluidzárványokat nem fedeztünk fel, magasabb rendű interferenciaszínnel jellemezhető, apró, közelebről meg nem határozható szilárd zárványok azonban helyenként előfordulnak bennük.

A kőzetben néhány olyan szemcse is jelen van, amely ugyan teljesen átkovásodott (mikrokvarccá alakult), de bennük reliktszövetként körkörös szerkezetek (egykori peloidok, intraklasztok?) fedezhetők fel. Ezek talán eredetileg karbonátos üledékből származó tűzkő szemcsék. Néhány magasabb rendű interferenciaszínnű, tús-szálas metszetek formájában megjelenő, feltételelesen csillámként azonosított elemet is megfigyeltünk.

A kőzet a fentiek alapján teljesen átkovásodott, ere-



3. ábra. Mikroszkópos felvételek az Ínség-kő kőzetéből. A) A vágott kőzetfelszín képe világos kovás mátrixszal, sötétebb kvarc-/kvarcit-/tűzkőklasztokkal és nyílt pórusokkal (fekete). B) Zegzugos lefutású „csiszolástechnikai” eredetű repedésrendszer a rideg mikrokvarc kötőanyagban (1N). A detritális szemcsék többsége a mintából a vágás/csiszolás közben kipattogzott. C) Szugarszálás krisztallitokból álló aggregátumok a kovásodott mátrixban (+N). D) Koptatott, egyenes kioltású kvarc anyagú klaszt (fehér) és ugyancsak koptatott mikrokristályos kvarcit-/tűzkőszemcsék a mikrokvarc mátrixban (+N). E) Fenn-nőtt kvarckristályok egy pórus falán, felületükön saját alakú kaolinitpikkelyekkel (szekunder elektronkép)

Figure 3. Microscopic images from the Ínség-kő. A) Cut surface with light silica matrix, darker quartzite clasts and open pores (black). B) Anastomosing network of cracks related to sample preparation (1N). The majority of detrital clasts fell out during this process. C) Radial and fibrous crystal aggregates in the silicified matrix (+N). D) Rounded quartz grain with straight extinction and microcrystalline quartzite clasts embedded in the microquartz matrix/cement (+N). E) Euhedral quartz crystals in a pore, with idiomorphic kaolinite flakes (secondary electron image)

detileg oligomikt, de uralkodóan tűzkőtörmelék anyagú, jelentős másodlagos porozitással rendelkező homokkő.

Pásztázó elektronmikroszkópia

SEM vizsgálatokat végeztünk az Ínség-szikkák kőzetein, valamint összehasonlító jelleggel a Gellért-hegyről származó, hasonló megjelenésű (eocén) kőzeteken is (EOV X238055, Y650168, illetve X238062, Y650234) az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén. A vizsgálathoz használt műszer egy EDAX PV9800-as energiadiszipatív spektrométerrel felszerelt, AMRAY 1830 típusú pásztázó elektronmikroszkóp volt. A mérés 20 kV gyorsítófeszültségen, 1 nA sugárárammal történt. A sugárátmérő kb. 50 nm volt. A mérési idő 100 s (livetime). A minták felületét JEOL JEE-4B vákuumgőzölővel tettük vezetővé.

Mind a csiszolati képeket, mind a tört felszínt vizsgálva a minták anyaga szinte kizárólag kvarcnak bizonyult. A kőzet nagyszámú pórusainak falát általában fenn-nőtt, idiomorf kvarckristályok bélelik (3. ábra, E), felületükön helyenként apró, ugyancsak saját alakú kaolinit pikkelyekkel. Néhány esetben a feltehetően kipergett (vagy kioldódott) detritális szemcsék helyén kialakult pórusok falán sikerült megfigyelni a Si- és Ca-csúcsokkal jelentkező, átkovásodott márga maradványait is. Dolomit anyagú szemcséket, illetve TiO_2 (rutil?) kristályokat csak elvétve azonosítottunk.

Megfigyeléseink alapján a Gellért-hegyi minták szövete hasonló volt az Ínség-szikkákról származó kőzetekéhez. Előbbiek esetén azonban a pórusokban, illetve repedések mentén előfordultak saját alakú baritkristályok is.

Egyéb műszeres anyagvizsgálatok

Az alábbi műszeres vizsgálatok a BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszékén készültek.

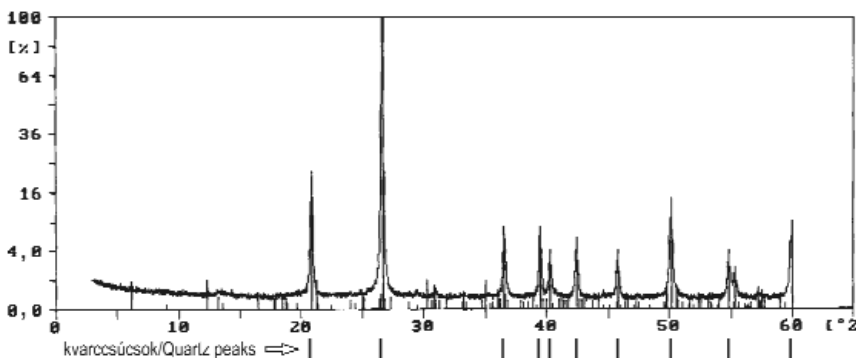
Termoanalitika

A kőzetten derivatográfiai termoanalitikai (TG/DTG/DTA) vizsgálatokat végeztünk. A Derivatograph Q-1500 D készülékkel végzett mérést korundtégellyel, levegő atmoszférán végeztük. Paraméterei a következők voltak: alumínium-oxid referencia anyag, felfűtési sebesség $10\text{ }^\circ\text{C}/\text{perc}$, hőmérséklet tartomány $20\text{--}1000\text{ }^\circ\text{C}$. Bemért tömeg: $406,8\text{ mg}$, TG érzékenysége: 50 mg .

Három termogravimetriás lépcsőt lehetett elkülöníteni. A $20\text{--}1000\text{ }^\circ\text{C}$ -ig tartó felfűtés során a teljes tömegvesztés $1,91\text{ m}\%$, a fizikailag kötött vízé $0,46\text{ m}\%$ volt. A DTA egyetlen érdemleges csúcsa a kvarc $573\text{ }^\circ\text{C}$ -on.

Röntgendiffrakció

A diffrakciós vizsgálathoz a PHILIPS PW 3710 diffraktométert használtuk. A mérés paraméterei a következők voltak: generátor feszültsége 40 kV , áramerőssége 30 mA , a röntgenszó anódja: Cu (LFF, hosszú finom fókuszú röntgenszó), hullámhossza (K Alpha 1) $1,54060\text{ \AA}$. A mérés beépített monokromátorral történt. Az elemzés (4. ábra) eredménye szerint a minta 94% -a α -kvarc. Ezen kívül goethit és $\text{Fe}(\text{OH})_3$ volt azonosítható, a többi fázis a kimutatási határ alatt maradt.



4. ábra. Az Ínség-kő kőzetéből készült XRD felvétel

Figure 4. XRD results from the Ínség-kő

Diskusszió

SZENTHE (2004) kőzetanyagra vonatkozó sommás megállapításával (l. korábban) összhangban állítjuk, hogy a megfigyelt kőzet anyaga miatt a kibukkanás semmiképp nem azonosítható közvetlenül a Gellért-hegy dolomit-tömegével, illetve a 19. századi rakpartszabályozás előtt nagyobb számban ismert folyóbeli dolomitszirtekkel.

A kőzet makroszkópos megjelenése miatt kezdetben felmerült a gondolat, hogy esetleg mesterséges, vagy részben mesterséges eredetű anyaggal van dolgunk. Erre utalnának az alábbi megfigyelések. A csiszolatban megfigyelt homokméretű kvarckristályokat és egyéb, alakjuk szerint detritális eredetű, mikrokristályos kvarc anyagú szemcséket nem szokványos, a szemcsék felületére merőle-

gesen orientált cement köti össze, hanem wackestone jelleggel úsznak az ugyancsak mikrokristályos kvarc anyagú mátrixban. A szemcsékkel azonos méretű és alakú porusok jelenléte egyértelműen azt jelzi, hogy a szemcsék egy része utólag kioldódott/kipergett. Az intergranuláris teret kitöltő anyag mátrix mivoltára utal, hogy nem a szemcsék felületén nukleálódott, a pórustér felé növekvő méretű kristályokból, hanem — keresztezett nikolok között jól láthatóan — egyenes szemcsenagyságú, apró izometrikus kvarc szemcsékből áll. A másodlagos fluidzárványsíkok és/vagy az alszemcsésedés hiánya a kőzetalkotó kvarckristályokban arra utal, hogy azok viszonylag deformálatlanok, illetve jelentős eltemetődést nem szenvedtek. A mátrix jellegzetes cirkumgranuláris repedéshálózata (3. ábra, B) láttán arra is gondolhatnánk, hogy eredetileg amorf (géles?) fázisú anyagból állt, mely gélöregedéssel kristályosodhatott át. A portlandcement (és hasonló termékek) megszilárdulása során gélszerű, kis mérszertartalmú hidroszilikát keletkezik, amely idővel dehidratálódik. Eközben $\text{Ca}(\text{OH})_2$ szabadul fel, amely levegővel érintkezve CaCO_3 -tá alakul, de a víz alatt megszilárduló cementből a víz ezt részben, vagy teljesen kimoshatja (MÁKELT 1951). Emiatt merült fel a cirkumgranuláris repedések portlandcement eredete. A röntgendiffrakciós vizsgálatok eredménye alapján ugyanakkor kizárhatjuk, hogy a kőzet habarcs vagy beton lett volna, mert ennek a diffraktogramon kellett volna, hogy nyoma legyen.

Ezzel szemben a vizsgált minta szinte kizárólag kvarcból állt.

A fentiek alapján valószínűnek tartjuk, hogy a rendkívül rideg, uralkodóan SiO_2 anyagú szemcsékből álló és hasonlóan rideg SiO_2 -dal cementált kőzet mégis természetes eredetű. Ennek értelmében a repedések a vágás és csiszolás mechanikai hatásának eredményeként járták át a kőzetet. Ezt támasztja alá az átkovárosodás mértékében megfigyelt különbség is az Ínség-kő fő kibukkanása és a tőle folyásirányban néhány méterre lévő szirt közt: az említett

repedésrendszer legjellegzetesebben a fő kibukkanás — leginkább átkovárosodott — kőzetéből készült csiszolatban jelentkezett.

Szintén a mesterséges eredet ellen szól, hogy a szemcsék lényegesen apróbbak, mint a betonadalékként használható homokszemcsék. Mindezek mellett a Duna meder legalább $40\text{--}50$ méteres szakaszának kibetonozása olyan jelentős esemény lett volna, amelynek bizonyára nyomára akadtunk volna az archív anyagok tanulmányozása során.

Összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy az Ínség-kő anyaga természetes eredetű homokkő. Tekintsük át, milyen típusú homokkövek ismertek az Ínség-kő tágabb környezetében. (A Gellért-hegy geológiájának taglalását az olvasó megtalálja például MAGYARI [1996] és KÖRÖSI et al. [2002] munkáiban.)

A Hárshegyi Homokkőnek (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976) lehetnek olyan fáciasei, amelyek esetleg rokoníthatóak lennének a megfigyelt kőzetével. Az oligocén ősföldrajzi helyzet és fácieloszlás (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976, FODOR et al. 1994) alapján azonban a Gellért-hegy zónájában a Hárshegyi Homokkő heteropikus fáciase, a Kiscelli Agyag a jellemző. Ezt támasztják alá a DBR metrő Szent Gellért téri és dunai fúrásai is (RAINCSÁKNÉ 2000, HORVÁTH et al. 2001). Anyagi minőségben is jelentős eltérés van a Hárshegyi Homokkő és az Ínség-kő kőzete közt: előbbi zömmel kerekített kvarcsezemcsékből áll, a mátrixban kevés kalcedonnal, szemcséinek anyagában pedig nagyszámú fluidzárvány utal azok deformált, „idős” voltára. A Hárshegyi Homokkő kavicsanyaga metamorf és magmás eredetű, a Veporidákból származtatható (KASZANITZKY 1956).

A felső-oligocén Törökbálinti Homokkő (BÁLDI 1983) általában agyagosabb, gyengébben cementált, litológiai összetétele változatosabb, mint a megfigyelt kőzeté — így ez a képződmény is kizárható.

Pannóniai képződmények nem ismertek a Gellért-hegy szűkebb környezetében. Triász dolomitban megjelenő pannóniai üledékes telepek ugyan ismertek pl. az Ördög-óromról, de ezek klasztanyaga színe kizárólag kvarckavics (MAGYARI 1996), „gyöngykavics”.

A recens, illetve szubrecens Duna-üledék jelentős lokális cementációja ugyan elképzelhető, a Gellért-hegyi felszín alatti vizek által szállított potenciális cementanyag azonban nagy valószínűséggel inkább karbonátos lenne, mint kovás (ERŐSS 2010 és az ebben található hivatkozások).

A változatos Gellért-hegyi eocén rétegsor bazizsképződményeként szemcsevázú, egyes szakaszain max. 25%-nyi koptatott metamorf szemcsét tartalmazó, tűzköves dolomitbreccsát, és erre települő, kovás márga által cementált, tűzkőtörmelékés breccsát és homokkővet említ az irodalom (MAGYARI 1996, RAINCSÁKNÉ 2000). SCHAFARZIK & VENDL (1929) a jelen cikk tárgyát képező tűzkőtörmelékés homokkőhöz leginkább hasonló képződményt „szarukőszilánkos” nummuliteszes mészkőként írja le és — MAGYARIHOZ (1996) hasonlóan — a Gellért-hegy rétegsorában a nummuliteszes-ortophragminás mészkő fölé teszi; közvetlen fedőjeként a bryozoás márgaszintbe sorolt szarukő-konglomerátumot jelöli meg. A Gellért-hegy keleti oldalában (közel a hegy tetejéhez) a homokkőnek egy erősen cementált változata táródik fel, melyet sűrű bariterezés jár át. SCHAFARZIK & VENDL (1929) a szarukőszilánkos homokkő cementfázisaként a barit mellett kovát és helyenként piritet is említ.

A fentiek alapján az Ínség-sziklák kőzetanyaga leginkább ennek, a Gellért-hegyi eocén rétegsorban mind rétegtanilag, mind topográfiailag viszonylag magas helyzetben lévő homokkő-kifejlődésnek feleltethető meg, amelyet baritos cementáció nem ért, de jelentős mértékben átkovásodott. MAGYARI (1996) leírása szerint a Gellért-hegyi eocén rétegsor a hegy déli oldalán kb. 25 m vastag. Az Ínség-sziklával rokonítható homokkővek e rétegsor alsó két méterét kivéve több szintben is előfordulnak, bár a dunai

mintákkal leginkább rokon kőzettípusok valószínűleg a 20. méter fölötti jelentkeznek. A pontos korrelációt az is nehezíti, hogy az Ínség-kő jó közelítéssel az eocén szinszediment vetőzóna (MAGYARI 1996, KÖRÖSI et al. 2002) folytatásába esik (5. ábra), és így nem világos, hogy az itt megfigyelt homokkő a hegy déli oldalán megjelenő vastagabb, vagy az északi oldalon látható, jóval vékonyabb eocén rétegsorral rokonítható-e.

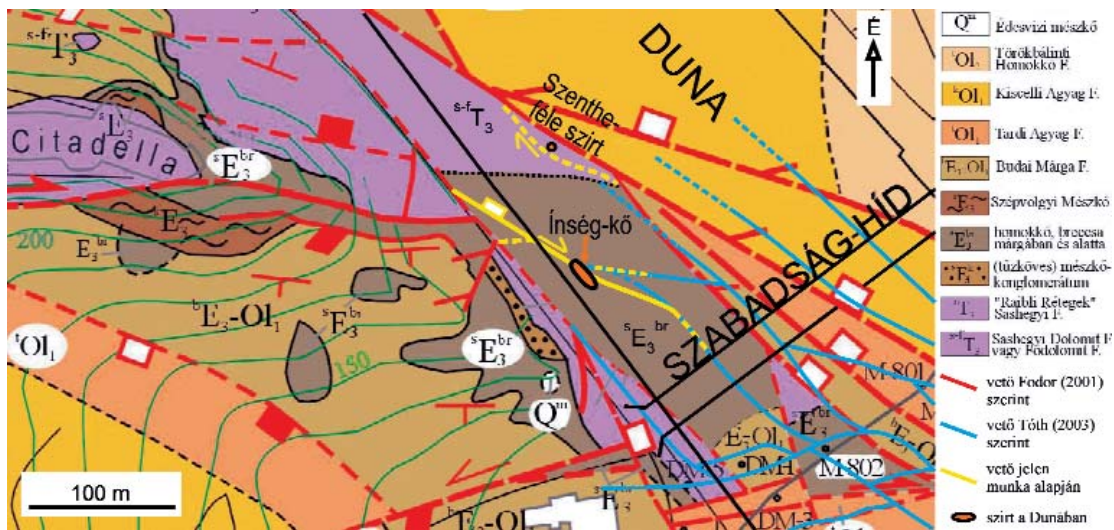
A képződmény nummuliteszes-ortophragminás mészkő fölötti rétegtani helyzete miatt nem értelmezhető abráziós szárazulati bazizsképződményként. Sokkal valószínűbb, hogy egy szinszediment vető (MAGYARI 1996) mentén a sekélyből hirtelen egyre mélyebbé váló medencébe történő áthalmozási események sorozata hozta létre a Gellért-hegyen több szintben is megjelenő, jól osztályozott homokkőtesteket.

A kőzet jelentős másodlagos porozitásának eredetére a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok adtak magyarázatot. A másodlagos pórusokat szegélyezve nagyon gyakran Si- és Ca-tartalmú, heterogén összetételű fázis maradványait észleltük, mely arra utal, hogy a kioldódott (esetleg kipergett) részek egykori márgaklasztok lehettek. Az oligomikt homokkő savas oldattal kerülhetett kölcsönhatásba, minek következtében a karbonáttartalmú fázisok (jelen esetben a márgaklasztok és esetleg egyéb karbonátok) kioldódtak. Mivel a kioldódott klasztok helyeit, azaz a másodlagos pórusokat a finom kovás anyag körülveszi, valószínű, hogy ez az eredetileg részben márgából, részben apró kvarcsezemcsékből álló mátrix utólag kovával cementálódott, és a kovás cementáció megelőzte a karbonátos szemcsék kioldódását. Ugyanakkor a kovásodás és karbonát-kioldás egyidejűsége sem zárható ki, mivel a karbonát oldódása és a kova kicsapódása egyaránt savas közeget igényel. A mátrix eredeti összetételére, szemcseméretére stb. vonatkozóan közvetlen információnk nincs, mivel azt a kovás cementáció teljesen átalakította. Az analógiaként megvizsgált, a Gellért-hegyi eocén rétegsorból származó képződmény inhomogén kovásodása által kevésbé érintett mátrix azonban nagy hasonlóságot mutat az ugyancsak a Gellért-hegyről ismert, vas-oxidral szennyezett kőzetlisztes márga anyagával. Így, amint azt fentebb említettük, nem tartjuk lehetetlennek, hogy a tűzkőtörmelékés homokkő mátrixa eredetileg ugyancsak márga anyagú lehetett. A SEM vizsgálatok során észlelt kaolinit nem az eredeti agyagos mátrix maradványa, hiszen habitusa arra vall, hogy a diagenézis során helyben képződött. Ez összhangban van a feltételezett savas közeggel is.

Mivel nincs jelentős akusztikus impedanciakontraszt a triász dolomit és az eocén bazizsképződmények közt (TÓTH 2003), nem meglepő, hogy szeizmikus mérésekkel nem volt észlelhető a különbség. Ezért a Duna alatti terület többnyire szeizmikus adatokon alapuló földtani térképén (FODOR 2001) a szóban forgó szektor triász dolomitnak van jelölve. Az Ínség-kő kőzete a mederfenéken jelentős távolságon keresztül követhető; ez lapos rétegdőlésre utal. Ilyen módon a terület fedetlen földtani térképén a Duna alatti triász vetőblokk részben átértelmezendő: a dolomiton eocén

homokkővet tüntettünk fel (5. ábra). A Gellért-hegyről ismert délies döléseket (MAGYARI 1996, FODOR 2001, KORPÁS et al. 2002) és a MAGYARI (1996) által leírt max. 25 méteres eocén vastagságot feltételezve a vetőblokk északi részén még igen enyhe, 5 fokos döléssel is ki kell, hogy bukkanjon a triász dolomit a kvarter üledékek alatt (5. ábra).

A DM-1 fúrásban (HORVÁTH et al. 2001, 5. ábra) a megfúrt Budai Márga fekéje ismeretlen. A rétegsor (MAGYARI 1996) alapján (1. fentebb) a fekében inkább az eocén „homokkő, breccsa márgában és alatta” (FODOR 2001) képződményt várnánk, mintsem a FODOR (2001) által feltüntetett „(tűzköves) mészkő-konglomerátumot”. A földtani térkép vonatkozó részletét (5. ábra) ennek megfelelően módosítottuk.



5. ábra. Az Ínség-kő környezetének fedetlen földtani térképe, FODOR (2001) után módosítva
Figure 5. Pre-Quaternary geological map of the Ínség-kő area, modified after FODOR (2001)

Sajnos nem ismerjük a SZENTHE (2004) által leírt, jelenleg bójával jelzett szirt (5. ábra) kőzettani összetételét, így korát sem. A térképen a képződmények térképi elhelyezkedése (l. korábban) miatt egyszerűbb, így valószínűbb megoldást alkalmaztunk, triász dolomitként feltételezve azt. A mederfenékből kiemelkedő szirt (SZENTHE 2004) szerkezeti helyzete ugyan elképzelhető csupán egyetlen (FODOR 2001 által értelmezett) vető mentén elhelyezkedő eróziós roncsként is, de nem zárhatjuk ki, hogy — a térképen jelzett módon — egy vetőlencsét alkot az észlelt magaslat. Ugyanígy nem zárhatjuk ki azt a lehetőséget sem, hogy csupán az általunk megfigyelt, kiemelkedő szirtok állnak a mederben mindenhol jelen lévő, és helyenként magaslatokat alkotó dolomitot néhány helyen fedő homokkőből.

Az Ínség-sziclán és környezetében mért törésrendszer (2. ábra) beköthető a TÓTH (2003) és TÓTH et al. (2003) által szeizmikusan azonosított vetőrendszerbe, de illeszkedik a FODOR (2001)-féle Gellért-hegyi szerkezeti képbe is, csupán pontosítja azokat (5. ábra). A Citadella-vető (KORPÁS et al. 2002) képzeletbeli térképi folytatásától csupán néhány tíz

méterre eső Ínség-sziclán (5. ábra) megfigyelt, keletnyugati csapású törésrendszer az észak-déli/északnyugat-délkeleti csoport elveti (2. ábra). Ez a minta megfelel a Gellért-hegyi térkép léptékében (FODOR 2001, 5. ábra) azonosított rendszernek, ahol a keletnyugati csapású Citadella-vetőt a fiatal, Dunával párhuzamos, morfológiai letörést is jelentő törésrendszer veti (KORPÁS et al. 2002).

Az Ínség-sziclán megfigyelt hajladozó törésrendszer (2. ábra) geometriája alapján a fő nyírási sík északnyugat-délkeleti csapású, az észak-déli irány valószínűleg ennek segítő Riedel-irány. Ennek megfelelően az elmozdulás jobbos eltolódásként értelmezhető, amelyet a néhány megfigyelt vetőlencse/duplex geometriája is alátámaszt. Felmerült a lehetősége az ezzel ellentétes, balos (legalább a feszítő ívekben lokálisan transzpressziós) nyírásnak is, de ez

esetben a szigmoidális nyírási rendszer a plasztikus deformáció felé való átmenetet sugallná, amely az igen kemény, nem metamorf kőzetben indokolatlan lenne. A törések részben nyílt volta — legalább a húzó ívekben lokálisan, de akár nagyobb léptékben is — transztenziós jellegre utal.

Hasonló, hajladozó vetőgeometriát szindigenetikus deformáció is létrehozhat. Ez esetben szintén balos kinematikát várnánk. A törésrendszerek relatív kora miatt (2. ábra) ez azonban igen kevésbé valószínű, hiszen a keletnyugati csapású, egyenes lefutású, egyértelműen rideg, tehát konszolidált kőzetet ért törések, noha korábban jöttek létre, mégsem hajladozóak.

Ennek megfelelően a feltárásban észlelt ívelt törésrendszer egy jobbos, vagy jobbos-normál szerkezeti elemként értelmezhető. Ez tökéletesen illeszkedik a KORPÁS et al. (2002) által leírt, északnyugat-délkeleti csapású, jórészt extenziós otnangi-középső-miocén, de még inkább a késő-miocén-kvarter korú transztenziós vetőzónába. A keletnyugati csapású törésrendszer megfelel a KORPÁS et al. (2002) által késő-eocén-eggenburgi korú jobbos normálvetőként azonosított Citadella-vető elvetett folytatásának.

Annak tényszerű igazolására, hogy az Ínség-kő észak-keleti peremén (amely mentén a kiálló szirt a meder felé alábukik) egy eddig nem ismert vető húzódik (5. ábra), a 2011 őszen elért 62 centiméteresnél még jóval alacsonyabb vízállásra, vagy bűvárgéológiai megfigyelésekre lenne szükség.

Következtetés

A 2011-es kisvíz idején a vízfelszín fölé emelkedő, a mondabeli Ínség-kővel azonosított kibukkanások azonban a SCHAFARZIK & VENDL (1929) és MAGYARI (1996) által a Gellért-hegyről leírt tűzköszilánkos homokkővel azonosíthatóak. A jelentős másodlagos porozitással rendelkező, teljesen átkovárosodott, jól osztályozott homokkő az eocén rétegsor része. A benne megfigyelt törésrendszer jól illeszkedik a Gellért-hegyen értelmezett (KORPÁS et al.

2002) szerkezetekhez, ugyanakkor lehetővé teszi azok részleges pontosítását.

A Duna Gellért-hegyi szakaszán a mederben található, általában vízzel fedett szirtek egy részének triász dolomit voltát nem cáfoljuk.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk tanácsaikért, ötleteikért, vagy épp terepi segítségükért a következőknek: SZABÓ Csaba, HORVÁTH Ferenc, BALÁZS Réka, HIPS Kinga, TÓTH Tamás, DEÁK KÖVÉR Szilvia, MÁDLNÉ SZÓNYI Judit, SZTANÓ Orsolya, GYŐRI Orsolya, TÖRÖK Ákos, KRAUS Sándor, BENDŐ Zsolt, VIRÁG Magdolna, RÓZSAVÖLGYI János, ERHARDT Ildikó, ÖTVÖS Viktória. Köszönjük MAGYARI Árpád és SZAKMÁNY György lektorok alapos munkáját. A kutatást az OTKA K72590 számú pályázata támogatta.

Irodalom — References

- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlemények* **106**, 257–275.
- ERŐSS A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Budapest. — *Thermal Karst, Hungary*. — Doktori dolgozat, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 171 p.
- FODOR L. 2001: A Gellért-hegy és DK-i előtere fedetlen földtani térképe. — In: KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES Gy. & ORAVECZ J. 2002. A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang 1998–1999 (2002)*, I–II, 57–93.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlemények* **124/2**, 19–305.
- HORVÁTH T., SÁNDOR Cs. & FÁY M. 2001: A Budapest 4. metróvonal Duna alatti átvezetés földtani kutatásának összefoglalása. — *Földtani Kutatás* **38/4**, 3–15.
- KASZANITZKY F. 1956: Az alsóoligocén (hárshegyi) homokkő ásvány-kőzettani vizsgálata. — *Földtani Közlemények* **86**, 244–256.
- KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES Gy. & ORAVECZ J. 2002. A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang 1998–1999 (2002)*, I–II, 57–93.
- MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben. — Doktori dolgozat, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 288 p.
- MÄKELT, A. 1951: *Baustoffe*. — B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 308 p.
- PRÓNAY Zs., TÖRÖS E. & HERMANN L. 2000: Szeizmikus mérések a tervezett 4. sz. metróvonal Duna alatti átvezetéséhez. — *Földtani Kutatás* **37/2**, 19–24.
- RAINCSÁK Gy.-NÉ 2000: A Budapest 4. sz. metróvonal és környezetének földtani viszonyai. — *Földtani Kutatás* **37/2**, 4–19.
- SCHAFARZIK F. 1920: Szökevény hévforrások a Gellérthegy tövében. — *Hidrológiai Közlemények* **3**, 7–83.
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. — Stadium Sajtóváll. Rt. Budapest, 341 p.
- SZABÓ J. 1879: Budapest geológiai tekintetben. — Különlennyomat a magyar orvosok és természetvizsgálók 1879-iki évi vándor-gyűlésének munkálataiból, Budapest, 116 p.
- SZENTHE I. 2004: A Duna medrében illetve a partvonal mentén tervezett műszaki beavatkozások valószínűsíthető következményei a Gellérthegy térségében fakadó vizekre. — Elektronikus dokumentum, tagszem.hu/file.php?fid=34
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — Doktori értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, 107–131.
- TÓTH T., BOZSÓ T. & HORVÁTH T. 2003: Sziklafalak a Dunában. — *Mélyépítés* **1/4**, 16–23.
- Kézirat beérkezett: 2012. 01. 17.