

Geológiai értékek a leszálló és termokarszt területek morfológiájának összehasonlítása tükrében

McIntosh Richard William¹ – Kozák Miklós² – Plásztán József³

¹mcintosh.richard@science.unideb.hu; ²kozak.miklos@science.unideb.hu;

³plasztanj@citromail.hu

Abstract

Recent microtectonic investigations of the authors established new ways of studying Hungarian karst mountains. Order and orientation of structural elements recognised on the basis of multi-generation system of folds and fractures caused by compression enable us to draw a more accurate picture on morphotectonic development. Apart from these the determination of the relationship of structural elements and the orientation of karst features by exact methods also became possible. Measurements in the Bükk Mountains, the Buda Mountains and as a control site in the Mecsek revealed that similarities are great in the above areas. These result in new findings related not only to karst development but global tectonic reconstruction as well. Thermal lines at mountain margins studied in this paper contain a wide range of cold and hot water karst features as special geological values and they are special bases for their region regarding energetics as well.

A szerzők utóbbi években végzett mikrotektonikai vizsgálatai új irányt nyitottak a hazai karsztos hegységek kutatásában. A kompressziós hatások okozta gyűrődések és törések több generációs rendszerében sok ezer vizsgálattal felismert sorrendiség és iránystatisztika lehetővé tette a morfológiájának fejlődés pontosítását. Emellett lehetőség nyílt arra, hogy egzakt módon keressenek összefüggéseket a szerkezeti elemek és a karsztos járatok rendszerének irányultsága között. A Bükk-hegység a Budai-hegység és kontrollként a Mecsek területén végzett vizsgálataik igazolták azt, hogy a területek fejlődésében nagyfokú hasonlóság mutatható ki. Mindezeknek nem csupán a karsztfejlődésben, hanem a nagytektonikai rekonstrukció szempontjából is vannak újszerű megállapításai. Az általuk vizsgált hegységperemi termális vonalak a hideg és melegvízes karsztjelenségek, mint különleges földtani értékek széles körét tartalmazzák és régiójuk energetikai szempontból is kitüntetetten fontos bázisai.

Bevezetés

Európa karsztban gazdag területei az Alpok-Kárpátok északi előtereinek vonulatától délre található magashegységi, alacsony középhegységi, dombosági, sőt medence helyzetű szerkezeti pozícióban. Hazánk ez utóbbi háromban a kontinens egyik leggazdagabb karsztterülete, sőt sajátos medence jellegénél fogva egy különleges adottságú kapcsolt kettős karsztrendszernek is legismertebb színtere. Ez utóbbi azt jelenti, hogy a tektonikai mozgások által kiemelt helyzetű középhegységi öv felszíni karsztjai közül néhánynak közvetlen hidrokommunikációs összeköttetése van az előterében húzódó, szerkezeti mélybe zökkent helyzetű folytatásával. Ezeknél tehát egy különös, kettős arculatú karsztrendszer alakul ki, amelyben a leszálló vízű, ún. hideg karszt és a belőle vízutánpótlást kapó felszálló vízű, ún. termokarszt különleges módon illeszkedő, kapcsolt rezervoárt alkot. E kettő határán, az erőzónabázis közeli zónában egy olyan átmeneti sáv alakul ki, amelyben e két, egymástól lényegesen eltérő karsztosodási forma jelenségei kombináltan jelenhetnek meg, illetve felülbélyegezhetik egymás formaegyüttesét.

Az elmondottakra legszebb példák a Budai-hegységben és annak DK-i előterében, valamint a Bükk déli peremén és annak előterében található. Közismert, hogy az ún. Budai Termális Vonal a Csepel-szigettől a Római-partig húzódó szerkezeti sáv, nagyvető rendszer, amely mentén egymást követik a termálforrások, az ezekre telepített, többnyire gyógyvízű termálfürdők, a termálvizes barlangok és az e vonalon mélyült gyógyhatású melegvizet szolgáltató fürdőipari célú mélyfúrások (lásd csepeli strandfürdő). A másik, Európa híré karsztperemi öv Egerszalóktól és Egertől Mezőkövesden, Bogácson át Miskolc-Tapolcáig húzódik.

E tanulmányban a teljesség igénye nélkül e két karsztrendszer lényeges elemeit emelnék ki és hasonlítanánk össze a földtani értékvédelem szempontjaira tekintettel az elmúlt években folytatott nagyszámú mikrotektonikai vizsgálatainkra támaszkodva.

A Budai Termális Vonal kettős karsztvíz rendszere

A Duna mentén, közel annak csapásában húzódó mélytörés a Gellért-hegy, Vár-hegy tömbjeit és ezek felszíni és felszín alatti folytatását választja el a karsztrendszernek a Pesti-sík alá zökkent és több 10 km-nyi kiterjedésben a mélypontoknál 2000 m alá süllyedő részét. Mint erre már a mélyfúrások és a geofizikai vizsgálatok utaltak, az átmenet egy olyan meredeken lefutó lépcsős rendszer, amelyet egy vetősorozat hozott létre.

A Budai-hegység uralkodóan triász mészkövekből és dolomitokból, valamint eocén mészkövekből és márgákból felépülő karsztos tömegeit szerkezeti vonalak határolják, melyek süllyedékeiben oligocén agyagok, homokkővek és ennél fiatalabb üledékek fedik le a szerkezet morfológiai tömb peremeit. Karsztosodásra alkalmas mészkő és márga anyagú bázisa szerkezeti rögökre, törésekkel határolt, különböző magasságú sasbércek és árkos süllyedékek rendszeréből áll. Kitűnő térképező, szerkezetföldtani és egyéb elemző kutatómunkák sora vizsgálta a terület felépítését, fejlődéstörténetét és sokszínű karsztos jelenségeinek gazdag tárházát.



1. ábra: A Mátyás-hegyi barlang bejáratánál gyűjtött nummulinás szépvölgyi mészkő mikroszkópi képe

Figure 1. Microscopic structure of Szépvölgy limestone with nummuline structure collected at the entrance of the Mátyás Hill Cave

A kutatók nagy része egyetért abban, hogy a karsztosodás első és talán legintenzívebb hullámai a szerkezeti mozgásokkal összefüggésben, részben már a kréta időszakban, részben a késő eocénben, majd azt követően a miocén és a negyedidőszak során több hullámban következtek be, vagyis policiklusosnak és poligenetikusan nevezhetők. A karsztjelenségek kialakulását meg kellett, hogy előzze a megfelelő alapkőzet létrejötte, konszolidációja, diagenezise, majd szerkezeti igénybevételek okozta gyűrődése és törése, továbbá kiemelkedése, amely lehetővé tette a víz oldó hatásának érvényesülését a résrendszeren való áthaladása közben. A Budai-hegység esetében a karsztjelenségek három fő szerkezetfejlődési szakaszhoz köthetők, melyre a karsztos kavernarendszerek térbeli helyzetéből következtethetünk. A leszálló vizű, hideg karsztos aktív oldásos fázist a csapadékból lehulló és a repedéseken átszivárgó vizek hatására alakul ki, úgy, hogy azoknak a völgyek erózió bázisán felszínre bukkanó kimenetei (forrásbarlangok) egy jól behatárolt térszíni magassági zónához kötöttek. A hegység emelkedésével ezek a források szárazra kerültek. Ezek helyzetéből következtethető ki a kiemelkedés üteme és szakaszossága.

A közel évszázada tartó felszíni, barlangbeli, valamint geofizikai és mélyfúrás kutatómunkák feltárták a Pesti-sík alatti mélykarszt felszínének mélybeli lefutását, termokarsztos hévíz szolgáltató rendszerére pedig közvetlenül megfigyelhető bizonyítékokat nyújtanak a Duna közelében fakadó hévforrások, a keveredési zóna korróziós jelenségei, valamint a Pesti-síkon mélyült fúrások termálfázisú képességének adatai.

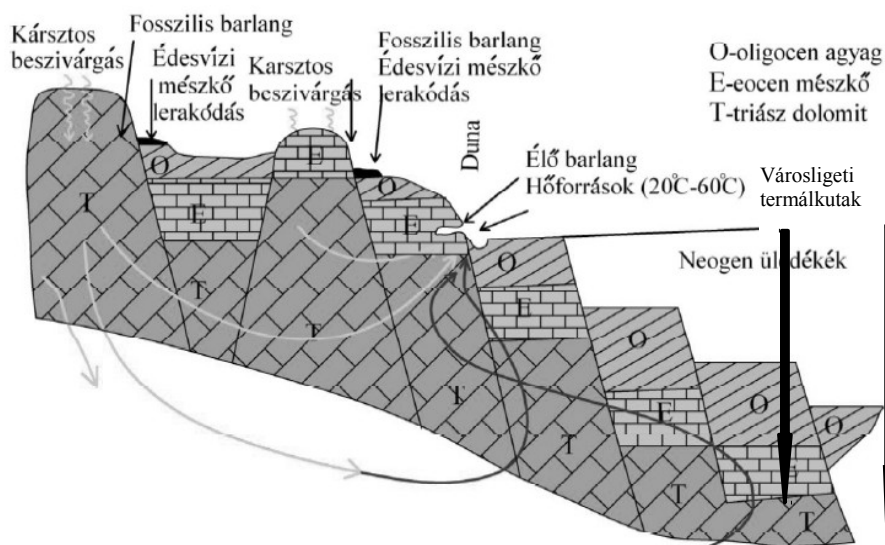
Bár a kút-fúrás tevékenység hazánkban már az 1820-as évek elején megjelent, ennek intenzív szakaszáról csak Zsigmondy Vilmos (1821–1888) bányamérnök és unokaöccse Zsigmondy Béla (1848–1916) sikeres színrelépésétől beszélhetünk. A szabadságharcban is jelentős szerepet vállaló sokoldalú szakemberről mintázta Jókai Mór Berend Iván alakját (KOZÁK et PÜSPÖKI 1998). Zsigmondy Vilmos az első komoly hazai termálfúrások kiemelkedő megvalósítója az elő- és utómunkálatok idejét is beleszámítva 1868–1878 között mélyítette az Európa akkori legmélyebb termálfúrását a Városligetben a Hősök tere milleneumi emlékműve előtti téren. A 970 m mély fúrást száraz ütfúró berendezéssel hozták létre, lemezcső és vörösfenyő bélésű csővel bélelték 916,7 m mélységig. A fúrás a bélésű alatti szakaszon hatol be a hasadozott triász dolomitba. A valószínűleg 82 °C-os mezozoikumából 72 °C-os vizet szolgáltatott, igazolva azt, hogy a belső energiától hajtott víz fajlagos lehűlése exponenciális függvény szerint közelítőleg fordítottan arányos az áramlási sebesség négyzetgyökével (LORBERER 1979).

Közel 100 év alatt a Széchenyi-fürdő vízellátására csaknem folyamatosan működtetett kút hozamában és hőmérsékletében nem állt be változás, jelezve azt a kezdeti feltételezést, hogy utánpótlását közvetlen kapcsolatok révén a Budai-hegység felszínén beszivárgó, leszálló karsztvizekből kapja (LORBERER 1979).

Az újabb városligeti fúrás a Széchenyi-fürdő DK-i sarkánál mélyült 1936–1938-ban és közel másfél év alatt érte el az 1256,1 m-es talpmélységet (MAJZON et TELEKI 1940). 1246,8 m-től a hasadozott triász Dachsteini mészkő-dolomit összletben haladt. 4470 l/min termelés mellett 76,8 °C-os hévizet szolgáltatott, jelentősen növelve a fürdők számára rendelkezésre álló termálfázis mennyiségét.

A két városligeti fúrás (2. ábra) igazolta az aljzat lépcsős lezökkenését, termokarszt rendszerének folyamatos utánpótlódását, a vízadók egyenletes hozamát és stabilitását. Vékony holocén és 20 m-nél is vékonyabb pleisztocén rétegek alatt több, mint 400 m vastag miocén és közel 800 m-nyi oligocén agyagos-márgás üledéksoron haladtak keresztül, amely képződmények közvetlenül a töredezett (karsztosodott?) triász dolomit felszínére települnek.

A fentiek után Budapest területén több olyan mélyfúrás is létesült (Margit-sziget, Csepel-sziget, stb.), amelyek ugyanennek a termogravitatív vízcserejű termokarszt rendszernek a hévizeit csapolják meg, részben strandüzemi, részben pedig lakótelep fűtési céllal. Utóbbi a Margit-sziget magasságában a K-i parton működött mélyfúrásból kapta termálvizét és első között volt hazánkban, amelynek ilyen célú felhasználása történt.



2. ábra: A Budai-karszt és Pesti-sík alatti termális rendszer egyszerűsített szelvénye
 Figure 2. Simplified cross-section of the thermal system under Budai Karst Region and Pest Plain

Az 1950-es, 60-as években a Rudas-, Lukács-, Császár-, Rác- és Gellért-fürdők forrásai, valamint az Óbudai Árpád-forrás és a Margit-sziget I. fúrás vizén végeztek hőmérséklet, hozam és $Ru/Ra10^{-3}$, ill. Tn/Rn aránymérést. Az eredményekből szerkesztett jelleggörbék alapján kitűnt, hogy a $23,3\text{ °C}$ -nál nagyobb hőmérsékletű vizek $Tn-Rn$ -os és Rn -os vizekre különülnek el, míg az ennél hidegebb vizek a $Tn-Rn$ -os vizekhez sorolhatók. A vizsgált 14 forrás hidrogeokémiai típusa a hőmérséklettől, vízhozamtól, aktivitárányoktól és bomlásgörbe jellegtől függetlenül azonos, hidrogén - karbonátos - szulfátos, kalcium-magnézium tartalmú vizek.

Összetételükben egyaránt megjelenik a Budai-hg. leszálló karsztjának és a Pesti-síkság alatti termális mélykarszt anyagának oldatba került elemegyüttese. Az elmúlt 100 év alatt sem a hőmérsékletek, sem a hozamok, sem a vegyi összetétel nem változott lényegesen, ami arra utal, hogy egy stabilan, fenntartható módon működő rendszerről van szó. Ez különösen igaz a természetesen felszínre bukkanó hévforrások esetében, hiszen ezek úgy foghatók fel, mint a kettős rendszer túlfolyói, tehát a fölösleget vezetik felszínre.

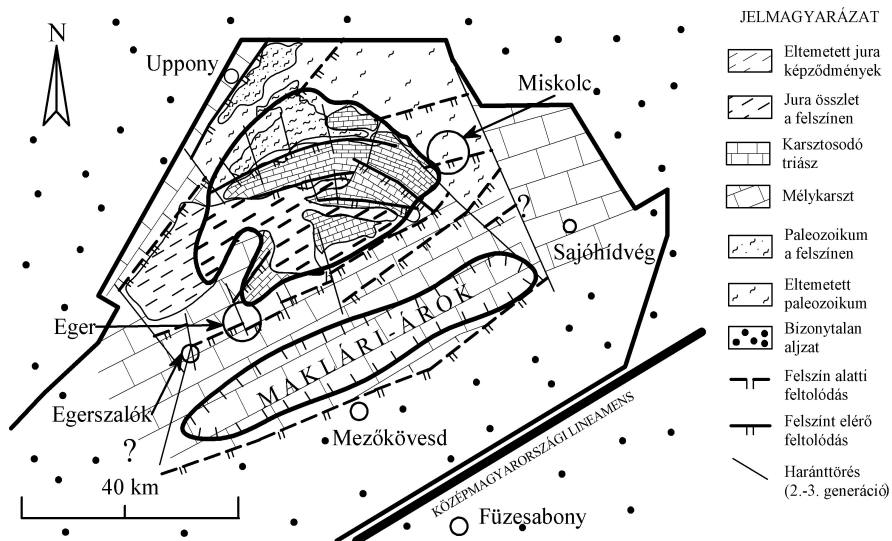
Minden mélyaljatot ért fúrás azonban már a termokarsztos rezervoár készletét csökkenti, s ezt csak addig a határig teheti káros következmények nélkül, amely mennyiségre még a rendszernek hozam és hőkapacitás tartaléka van. Nem véletlen, hogy a Pesti-síkság alatti termokarsztot és a Budai-hg. leszálló vizű hideg karsztjának beszivárgási (vízgyűjtő) területét szigorú korlátozások, környezet- és természetvédelmi előírások szabályozzák mennyiségi és minőségi vonatkozásokban egyaránt. Látható, hogy a városligeti 2. fúrás lemélyítése a fürdőüzemi ellátásban jelentős hozamnövekedést eredményezett, de nem hűtötte le a vízádjának hévizeit, tehát ennél nagyobb terhelést is képes a rendszer elviselni.

A Dél Bükki Termális Vonal és előtéri mély termokarsztja

A hegység szerkezetfejlődési sajátosságainak megfelelően hidrogeológiailag elkülönül a Kis-fennsík és a paleozoós É-i lábazat a hegység többi részétől. A Kis-fennsík allochton helyzetű takaró szerkezet, amelynek karsztosodásra alkalmas részei kis mélységig követhetők, relatíve gyengén karsztosodtak és nem rendelkeznek termokarsztos gyökérszónával. Ennél fogva a terület relatíve vízszegény, gyorsan leürülő, leszálló vizű, vékony takarókarszt. Az északi Bükk szegélyén csak ott találkozhatunk forrásvizekben gazdag völgyekkel, ahol a paleozoikum elvékonyodik, a mögötte lévő mezozoós karszttömeg közel kerül a hegységperemhez, és az É-D-i csapású, a délről észak felé ható kompressziós erőrendszerhez tartozó haránttörések mélyen átmetszik a hegységperemi paleozoós zónát (lásd: Szalajka-völgy).

A Nagy-fennsík viszonylag kompakt tömbje a hegység központi része, amely jelentősen összepréselt redőrendszerből alakult ki. Kisebb feltárásain (pl.: Olasz-kapu, Zsidó-rét, Jávorkút) is nagyszerűen kimutathatók mindazok a szerkezetek, tönkremeneteli típusok, töréses és gyűrt formák, visszapikkelyeződések, amelyek a peremeken vizsgálhatók igazán jól. A preformáltság hasonló jellegű és mértékű, mint a szegélyzóna kőzetanyagán, de kevésbé tagolt és feltárt állapota miatt a rajta átszivárgó vizek elsősorban csak korróziós hatásukat képesek érvényesíteni, így karsztos formakincse szegényesebb a felszín alatt, mint a felszínen.

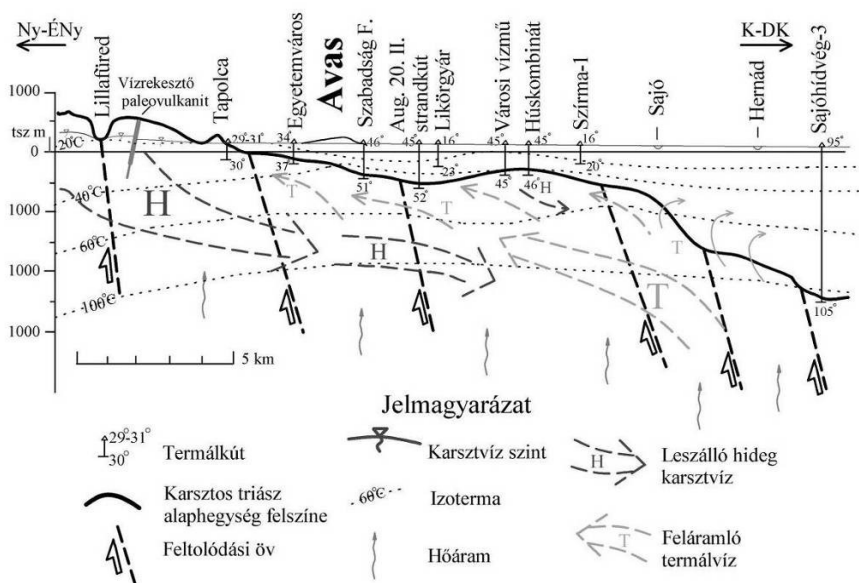
A térségben uralkodóan az utolsó, ÉNy-felé ható nyomóerők hagyták ott bélyegüket. A D-i előtéri árok mélykarsztját egy D-DK felé következő pikkelytakarós feltolódás két egymással valószínűleg nem kommunikáló zónára osztja. Az árkot K-en és Ny-on mély törések és kevésbé markáns, első generációs késő jura – kora kréta torlódásos háta határolják (3. ábra).



3. ábra: A Bükk felszíni „hideg” leszálló vizű magas- és termális, felszálló vizű mélykarsztjának helyzete és kapcsolódása a hegység déli szegélyén

Figure 3. Position and connectivity of the high karst region with 'cold' descending water and that of the deep karst region with ascending thermal water in the southern zone of the Bükk Hills

Ha a nyílt karszt területére a szakirodalmi forrásokban közölt adatok átlagaként 36%-os beszivárgási tényezőt tételezünk fel, a felszín alá jutó vízmennyiség 8–12 millió m³, s ennek csupán kis része jut a termikusan felfűtött mélykarsztba. Mivel a Bükk előtereiben a mélykarszt 2000 m-es mélységszint alatti zónáig megtalálható, ennek fedőjében pedig nagyrészt vízrekesztő vagy változóan vízvezető képződmények települnek, s az előtéri medencét szerkezeti gerincek (hidrogeológiai barrierek) határolják le, így a mélykarsztnak mérsékelt természetes megcsapolódása valószínű az Alföld irányába (4. ábra). Bár a mélykarszt vonala a Közép-magyarországi lineamensig követhető, a Maklári-árok peremének feltolódásos aljzatgerincei a közvetlen kommunikációt nagyrészt leárnyékolják. Így az ettől É-ra és D-re húzódó termokarsztok lényegében önálló rezervoároként értelmezhetők.



4. ábra: Az ÉÉNy felé feltolt karsztosodott triász alaphegység lefutásának és termogravitatív vízáramlási rendszerének egyszerűsített szelvénye az Avas körzetében
 Figure 4. Simplified cross-section of the profile and thermogravitational hydrological system of the karstified Triassic mountains shifted NNW near the Avas Hill

A termokarszt termogravitatív hidrocirkulációs folyamataiban csak olyan tömegű víz mozgása, utánpótlódása, cseréje lehetséges, amennyi a Maklári-árok aljzatképződményeiből visszaáramló termálvízből természetes módon, hévforrásokban felszínre bukkan, mesterségesen kitermelődik (pl.: hévízfúrások) vagy a felszín közeli zóna porózus üledékeibe áramolva kerül ki a termokarszt félig zárt rendszeréből. Bizonyosra vehető, hogy a közvetlen vagy közvetett mesterséges megcsapolások is (pl.: Egerszalók, Mezőkövesd-Zsórfürdő, Miskolc Augusztus 20 termál strand) fokozzák a termokarszt vízforgalmát, azaz a vízkivétel okozta „depressziók” növelik a hegység leszálló karsztvízéből történő utánpótlódást, de ezáltal a termálvizek hígulását, hűlését okozzák (GEOSERVICE Kft. 2002, SMARAGD-GSH KFT. 2003).

A fenti megfontolások alapján a mélykarsztba potenciálisan lejutó karsztvíz mennyisége éves szinten kb. 6–12 millió m³ között változhat. Az ÉKÖVIZIG adatai szerint a működése területén 7,4 millió m³ hévizet termelnek, mintegy 56 ponton (KOLESZÁR 2005). Az

aljzatszerkezet alapján ezeknek csupán egy része van közvetlen kommunikációs kapcsolatban a Bükk leszálló karsztvízrendszerével.

Mikrotektonikai mérések a Budai-hg. és Bükk-hg. területén

A Kárpát-medence alpi szerkezetfejlődési történetének nagyon sok vitatható és többféleképpen értelmezhető pontja van, amelyek bizonytalanságai a jelenleg elfogadott lemeztectonikai értelmezésekben is nyomon követhetők (BALLA 1984, FODOR et CSONTOS 1998). Felfogásunk szerint a több száz km-es horizontális lemezeltolódások nem tűnnek valószínűnek, miként az sem, hogy az Alföld és Dél-Dunántúl aljzatát alkotó Tiszai-lemez egy éles fordulattal, majd előretolódással foglalta el a mai helyét. Ugyancsak erősen kérdéses a Bükk és a Dinaridák kapcsolatának értelmezése, hogy csupán egy tengerágon keresztül volt térbeli kapcsolatuk és hasonló fácieskifejlődésekről van szó, vagy pedig egymás mellől tolódtak el ilyen nagy távolságra (KÁZMÉR et KOVÁCS 1985).

Felszíni mikrotektonikai vizsgálatainkat a Mecsek, a Bükk és a Budai-hegység területén folytattuk (MCINTOSH et KOZÁK 2006, MCINTOSH et al. 2008, FORGÁCS et al. 2011) és nagyszámú elemzés alapján nagyfokú hasonlóságokat, sőt azonosságokat véltünk felfedezni, ami eleve megkérdőjelezi ezek aljzatlemezeinek egymástól lényegesen eltérő mozgásait. A Tiszántúl területére kiterjesztett miocén vulkanológiai és hidrogeotermikai kutatásaink (SZÉKY-FUX et al. 2007, KOZÁK et al. 2011) szintén arra utalnak, hogy a jelenlegitől eltérő módon származtatható egységes és harmonikus fejlődési modell alapján a kéregszerkezet és a vulkanitok tér- és időbeli mintázata.

A Budai-hegységben a Sas-hegyen, a Gellért-hegyen, a Mátyás-hegyen, valamint további, több mint 10 ponton végeztünk kőzetfeltárásokon statisztikus mikrotektonikai méréseket és kiértékeléseket, ezret meghaladó mérésszámban. A Bükk-hegység területén és annak előtereiben több száz a mérőpontok száma és húszezerrel több az értékelt mérési adatok mennyisége, s ezek lefedik a hegység egészét. Meglepődve tapasztaltuk, hogy a két hegység szerkezetfejlődésében kimutatható kompressziós főirányok és ezek időrendisége nagyfokú hasonlóságot mutat egymással és a Mecsekben végzett kontrollméréseink eredményével (FORGÁCS et al. 2011).

E feltárásokban alapvetően három fő térrövidülési irányt, s ennek kompressziós feszültségtereihez tartozó deformációs és töréses-vetődéses tönkremeneteli elemeket határoztunk meg. A részletek mellőzésével ezek vergenciája a következő, a sorrendiség figyelembevételével:

- P_I erő, melynek vergenciáiránya K-ÉK-ies, a fiatalabb korokban ÉNy-ias rotációval;
- P_{II} erő, melynek vergenciáiránya ÉNy-ias;
- P_{III} erő, amely a P_I - P_{II} erő együttes működésének eredője É-ias vergenciával, a P_{II} fiatalabb korokban történő dominánssá válása miatt helyenként 15-30°-os, ÉNy-ias rotációval.

A P_I hatásai érvényesültek legkorábban, feltehetően már a késő jura – alsó kréta idején, több periódusban aktiválódva, jelentős méretű diszharmonikus gyűrődéseket, helyenként palásodásokat, torlódásokat és kisebb feltolódásokat okozva. Térrövidítő kompressziós hatás

kezdetben főleg az Alpok, illetve a Déli-Alpok, a merev Adria mikrolemez irányából érte és éri a térségünket. Következménye kezdetben az erőteljes plasztikus deformáció. A létrejött diszharmonikusan egymásba ágyazódó redősorokat az enyhe irányváltások miatt a redőtengely irányok és dölések helyenként 15°-ot meghaladó divergenciája jellemzi. Emellett markánsan megjelennek a redőfrontokat merőlegesen áttörő haránttörések, az átbuktatott vagy erőteljesen megviselt antiklinális boltozatokat a hengerfelület alkotó mentén, azaz tengelyirányban átmetsző radiális törések és a palásságot létrehozó kompresszióval különösen összefüggésbe hozható konjugált litoklázisok.

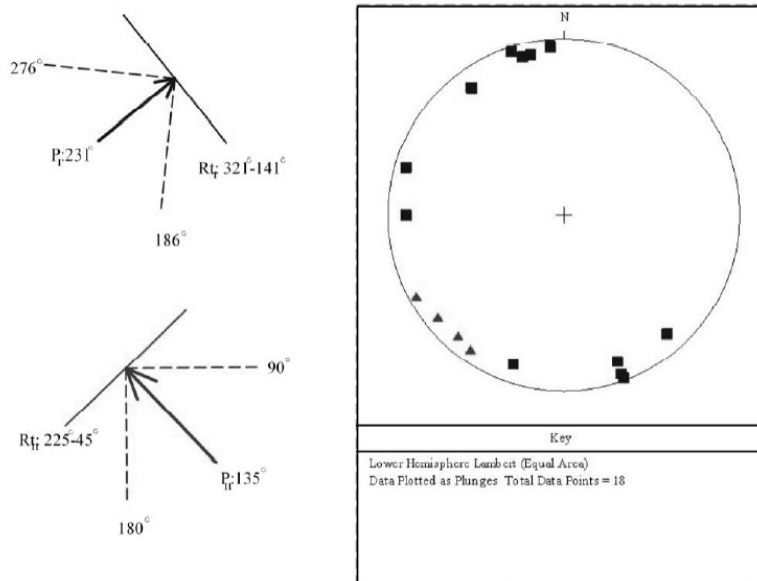
P_{II} már a kréta idején is aktiválódó másodlagos erő, amelynek térrövidítő kompressziós hatása főleg a Moesiai-tábla merev kratonikus aljzatlemezének irányából éri a térségünket, amely a fokozatos és ismétlődő térrövidülések miatt mind K-ebbre tolódott. A részben már kiemeltebb helyzetű keleti Bükkben kevés valódi deformációt tud létrehozni. Hatása elsősorban apró, egymást követő törésrajokból kirajzolódó álrédő profilok létrehozásában nyilvánul meg, részben felülbélyegezve, részben megújítva és deformálva P_I redőrendszerének elemeit.

P_{III} feltehetően már a kréta idején jelentkező, majd többször ismétlődő erőhatás, amely olyankor érvényesült, ha a P_I és P_{II} hatása időben átfedte egymást. Eredője ennek megfelelően leginkább É-ias vergenciájú. Vizuálisan ma ott érzékelhető legjobban, ahol nagyobb törések, vagy vetők szerkezeti blokkokat különítettek el egymástól a hegységeken belül. Ezek mérete néhány 100 m-től 1-2 km-ig terjed. P_{III} hatása a blokkok északi, ismétlődően ütközéses peremein érzékelhető legjobban. Következménye e felszínnek erős, palásságra emlékeztető préseltsége, a korábbi erőhatások által létrehozott redők és álrédők deformációja, esetenként teljes összepréselődése a szegélyező felületen kirajzolódó formában. Mivel a P_I - P_{II} támadási irányai enyhén változnak és a P_{II} időben fokozatosan dominánssá válik, ez a P_{III} vergencia irányának 15-30°-os rotációját eredményezi ÉNy-ias irányban. A rotációra vonatkozó észleléseink jó egyezést mutatnak a paleomágnesességből számított rotációval (MÁRTON et FODOR 1995).

A tektonika preformálta karsztosodás hasonlóságai

Mind a Bükk, mind pedig a Budai-hegység az említett nyomóerők hatására gyűrődött, tördelődött és emelkedett ki mai helyzetéig, fokozatosan szakadva el az előterein mélybe zökkenő termokarsztos folytatásaiktól. Mindkét hegység esetében a déli előterek váltak olyan mély árkos szerkezetűvé, ahová a lejutó hideg karsztvíz felmelegedve termogravitatív visszaáramlással jut a déli hegységperemek forrásaikhoz. Ugyanakkor a redő- és törésrendszerek leginkább igénybevett zónáiban összeaprózott mészkő, márga és dolomit alkalmassá vált arra, hogy a rajta átjutó víz fokozatosan kimossa a felaprózott közettörmelékét és kioldja a mind jobban kitisztuló kavernákat. A keveredési zónában mindkét hegység peremein felismerhetők a termokarsztokra jellemző gömbfülkék és ásványkiválások, bár ezek egy részét a kiemelkedés közben és után részlegesen elmosta a leszálló vízü karsztív hidegvizeinek oldó hatása.

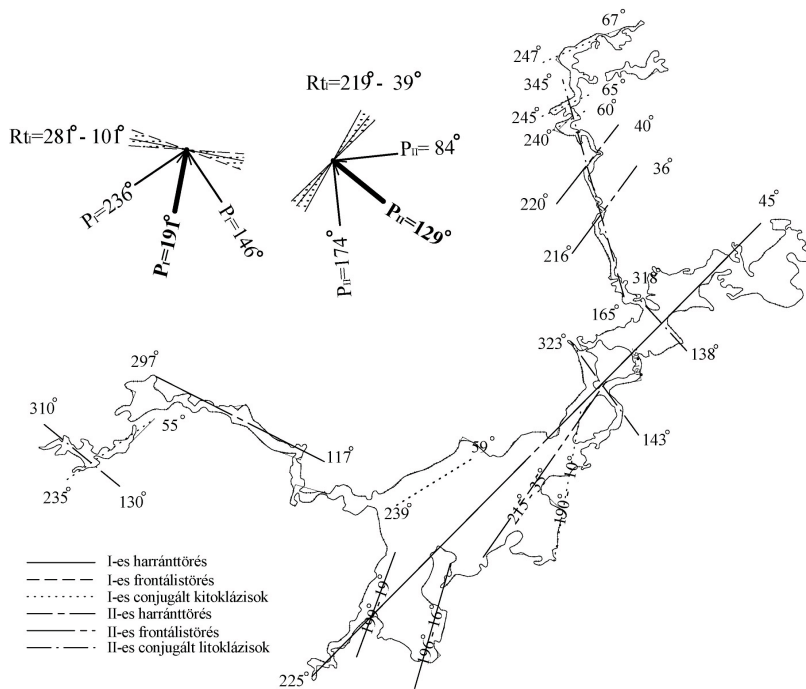
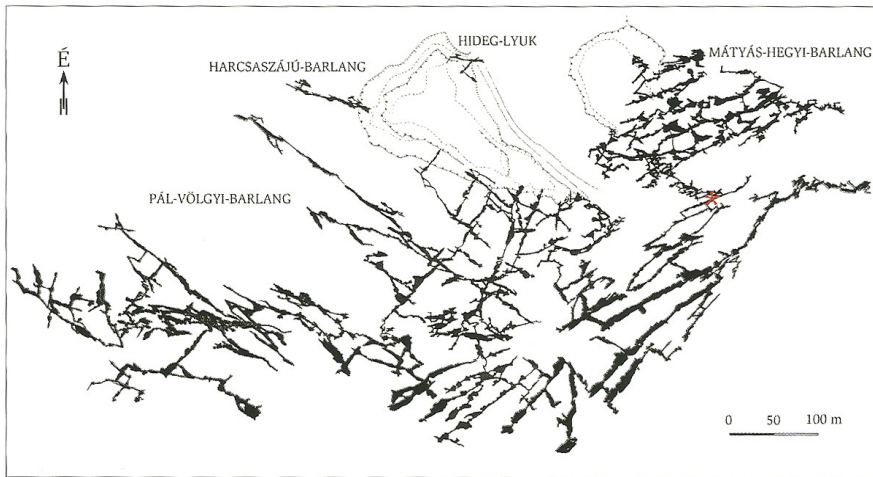
Szinte bizonyos, hogy a potenciálisan létező karsztbarlangoknak csupán a jelentősebb képviselőit ismerjük és a szűkebb, részben eltömődött, vagy még éretlen járatrendszerek nagy része még ismeretlen. Köztudomású, hogy minden barlang a természetvédelem hatásáigal szankcionáló védelme alatt áll. Ez azonban nem zárja ki sem kutatásukat, sem egy részük látogathatóságát.



5. ábra: A Pál-völgyi barlang közelében lévő feltárásban mért redőtengelyek sztereogramja (jobbra) és a kompressióhoz tartozó főtörések csapásirányai (balra)

Figure 5. Stereogram of fold axes measured during an excavation close to the Pál-völgy Cave (right) and lines of bearing of main fractions related to compression (left)

Vizsgálatainkat kiterjesztettük a felszín alatti térrészekre is, a kielemezhető barlangok járatainak iránystatisztikáját a szerkezeti főirányokkal összevetve korrelációs bizonyítékokat szolgáltatunk a szerkezeti elemek és formák, valamint a karsztosodás szoros kapcsolatára. Számos elemzésünk közül itt egy-egy kiemelt példán szeretnénk bemutatni, hogy az említett szerkezeti irányok és a járat irányok milyen szoros következményei egymásnak (5. ábra, 6. ábra).



6. ábra: A Pál-völgyi barlang és a Szamentu-barlang alaprajzai a főtörések csapásirányaival
 Figure 6. Layouts of Pál-völgy and Szamentu Caves with ines of bearing of main fractions

Összefoglalás

Az elmondottak alapján bizonyítottnak tekintjük, hogy mikrotektonikailag vizsgált karsztos hegységeinkben a barlangok járatainak irányítottága megegyezik a szerkezetfejlődés törésirányaival, s ezek az összefüggések valószínűleg kiterjeszthetők a többi hazai karsztos hegységre is. Kontroll elemzéseink a Mecsek és az Abaligeti-barlang esetében igazolták ezt a feltevést.

A több szakaszú hegyég-kiemelkedések fokozatosan tették lehetővé a leszálló vizű felszíni karsztok barlangjainak formálódását, s ennek első szakasza feltehetően már a kréta időszakban bekövetkezhetett. Ugyancsak intenzív mozgások és karsztfejlődés tételezhető fel az eocén és miocén egy részében, valamint a negyedidőszak során.

Termokarsztok kialakulására ott nyílt lehetőség, ahol a mai hegységek főként déli előtérzónájában nem szakadt meg a felszín alatti kapcsolat a mélybezökent karbonátos közettömegekkel. Mivel ezek legszebb és legértettebb jelenségei a Budai és Bükki Termális Vonalon találhatóak, így értelemszerűen ezek összehasonlítását láttuk leginkább vizsgálandónak. Mindkét termokarszt egy természetes termogravitatív vízcsereegyensúlyban van, a keveredési zónában különlegesen szép oldásos üregrendszerek és ásványkiválások sokaságát hozva létre, s e rendszerek természetes megcsapolódásai a felszínre bukkanó, de már kevert vizű meleg források.

A termokarsztok felszín alatti rendszerét mélyfúrásokkal megcsapolhatjuk ugyan, melyre számos példa ismert (lásd Széchenyi-fürdő kútjai, Mályi, Egerszalók és Zsóri-fürdő mélyfúrásai), de ez a nagy hőfokú zónabeli hő- és vízkivétel csak korlátozott kiaknázásra nyújt lehetőséget. Jelenleg még nincs elég adat e mélykarsztok, mint termásvíz rezervoárok egészének megcsapolhatósági határértékét meghatározó hidrogeotermikai modellezéshez, ezért nagyon óvatosan és korlátozottan telepíthetők csupán ilyen hévízkutak.

Termokarsztjaink Európában is egyedülálló jelenségek, különleges adottságokkal, hévforrásokkal, gömbfülkékkel és jellegzetes ásványkiválásokkal jellemzett karsztbarlangokkal, amelyek kontinensünk csaknem unikálisnak mondható értékei. Területükön még nagyon sok érték vár feltárássra, felismerésre és fenntartható hasznosításra. Legfrissebb hír e tekintetben a Molnár János-barlangban felfedezett hatalmas üreg, amely jelenleg a világ legnagyobb aktív hévizes barlangterme.

IRODALOM

- BALLA, Z. 1984. The Carpathian loop and the Pannonian basin. A kinematic analysis, Geophysical Transactions, Vol. 30.: 313–353.
- FODOR, L., CSONTOS, L. 1998. Magyarországi szerkezetföldtani kutatások és ezek legújabb eredményei. Földtani Közlöny 128.: 123–143.
- FORGÁCS, Z., PÜSPÖKI, Z., SOÓSNÉ KABLÁR, J., JÄGER, L., MCINTOSH, R.W., KOVÁCS, Z., KOVÁCS, Zs., KOZÁK, M. 2011. A Máza-Váralja-Dél kőszenes terület földtani szerkezetének rekonstrukciója. Bányászati és Kohászati Lapok, 144/3.: 1–7.

- GEOSERVICE KFT. 2002. A Bogácsi Thermálfürdő Kft. hévízkútjai védőidomának meghatározása, kézirat, Miskolc
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985. Permian–Paleogene Paleogeography along the Eastern part of the Insurbic-Periadriatic Lineament System: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit, *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 28.: 71–84.
- KOLESZÁR, J. 2005. A hévízkészletekkel való gazdálkodás aktuális problémái az Észak-magyarországi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság működési területén, kézirat, ÉKÖVIZIG, 12 pp
- KOZÁK, M., MCINTOSH, R.W., BUDAY, T. 2011. Hidrogeotermikus rendszerek és földtani vetületeik. Geotermikus rendszerek fenntarthatóságának integrált modellezése című TÁMOP pályázat kiadványa, Vol. 3., 14 pp
- KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z. 1998. Geológiai kislexikon II. Kézirat, Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, 833 pp
- LORBERER, Á. 1979. A 100 éves Városliget-I. hévízkút hidrodinamikai vizsgálata Zsigmond Vilmos adatai alapján. *Hidrológiai közlöny*, 59.: 302–307.
- MAJZON, L., TELEKI, G. 1940. A városligeti II. számú mélyfúrás, Szent István-forrás. *Hidrológiai Közöny*, 30.: 33–67.
- MCINTOSH, R.W., KOZÁK, M. 2006. Tektonikai felvételezés tapasztalatai a Bükk-hegységben. *Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia Kiadvány*, EMT, Sepsiszentgyörgy: 262-267.
- MCINTOSH, R.W., KOZÁK, M., BÁLINT, B. 2008. A bükki Közép-Garadna kőbánya morfológiája. *Geographia generalis et specialis, Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tudományos konferenciára*: 203-208.
- SMARAGD-GSH Kft. 2003. Egerszalók De-42 és De-42/a hévízkutak védőidomának meghatározása, kézirat, Budapest
- SZÉKY-FUX, V., KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z. 2007. Covered Neogene Volcanism of East Hungary. *Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology, Physical Geography Series*, Vol. 2.: 79-104.