

**Eróss Anita:**

**A karsztos víztartók speciális hidrogeológiai tulajdonságai.**

**Karsztrendszerek a felszín alatti vizek áramlási rendszerében: az epigén és a hipogén karsztok**

**Oktatási segédanyag**

## **1. A karsztos víztartók speciális hidrogeológiai tulajdonságai**

A karsztos víztartók hidrogeológiai viselkedése más, mint a porózus vagy hasadékos víztározóké még akkor is, ha az áramlások hajtóereje itt is uralkodóan a térszín magasságkülönbségeiből származik. A karsztos víztartók egyes tulajdonságai és ebből következően a viselkedésük és a külső hatásokra adott válaszreakciói nagyban eltérnek a többi típusú víztartóétól. Karsztos víztartók vizsgálata esetén sokszor nem alkalmazhatjuk a hidrogeológiában használt klasszikus vizsgálati módszereket, megfelelő körültekintés és elővigyázatosság nélkül. Mivel a karsztos víztartók az emberiség fontos ivóvízforrásai és egyes országok, mint például Ausztria vagy Szlovénia esetében, a lakosság számára szükséges ivóvíz több mint 50 % - át karsztos víztározókból nyerik (COST 65; 1995), elengedhetetlen az ilyen típusú víztartó sajátos viselkedésének ismerete a megfelelő védelmi stratégia tervezéséhez (Ford és Williams, 1989).

A karsztos víztartók sajátos jellemzőit Goldscheider és Drew (2007) munkája alapján foglalom össze.

### *a. A víztartó folyamatosan fejlődik*

Karsztos víztartóknál sok esetben a porózus víztartóknál tapasztalt áramlási sebességek többszörösével kell számolni (akár > 100 m/h). Ennek következménye, hogy a bennük zajló folyamatok is sokkal gyorsabban zajlanak le. Mivel az áramló víz CO<sub>2</sub> tartalmának köszönhetően folyamatosan oldja a kőzetet, tágítja a töréseket, repedéseket, a víztartó az idővel folyamatosan változik. A kitüntetett áramlási pályák repedéseiből karsztjáratok fejlődnek. Azonban egyes járatok, üregek beomolásával újabb útvonalak aktiválódhatnak, és újabb járatrendszer fejlődhet ki. A freatikus zónában kifejlődött járatrendszer a hegység kiemelkedésével vagy az erózióbázist jelentő folyó bevágódása miatt a vadózus zónába kerülhet, de ez a folyamat ellentétes irányba is megvalósulhat például tengerparti karsztok esetében a tengerszint emelkedésével. A terület

fejlődéstörténetének figyelembevétele tehát kulcsfontosságú. Nem elegendő, ha csak a jelenlegi topográfiai és hidrológiai adottságokból indulunk ki, mert a vadózus zóna is egy jól fejlett karsztjárat-rendszert rejthet, amely sokkal gyorsabb áramlási sebességeket, elérési időt okozhat a vártnál.

#### *b. Nagyfokú heterogenitás*

A heterogenitás minden víztartó sajátja, a karsztos víztartók esetében ez mégis kiemelkedő jelentőséggel bír. Fúrásoknál azt tapasztalták, hogy néhol hatalmas üregekbe értek, máshol tömör kőzetet találtak, akár minimális, néhány méteres távolságon belül, és a kitermelhető vízmennyiség is drasztikusan változott. A nagyfokú heterogenitásnak köszönhetően az interpoláció és az extrapoláció, tehát a potenciometrikus vízszinttérképek rajzolása a vízszintmérések alapján nehezen valósítható meg, főleg lokális léptékben. Ezáltal az áramlási sebességek és irányok meghatározása is nehézségbe ütközik, melyhez a nyomjelzési kísérletek adnak csak támpontot. Ha a hidraulikus vezetőképességet szeretnék megvizsgálni minden esetben ügyelnünk kell annak léptékfüggésére. A laboratóriumokban vizsgált kőzetpéldányok esetén a hidraulikus vezetőképesség nagyon alacsony. Ebben az esetben a pórusok és mikrorepedések befolyásolják az értékét. Szivattyútesztek során már nagyobb kőzettérfigatot tudunk megvizsgálni, és a makrorepedések hatása kerül előtérbe. Végül, ha az egész rendszert vizsgáljuk, ahol már a jól fejlett karsztjáratok hatása érvényesül, akkor kapjuk a legmagasabb értékeket. Mindennek a következménye, hogy bár a laboratóriumi és a kúthidraulikai vizsgálatok értékelhető eredményeket adnak, csupán csak a rendszer egy részére vonatkozóan. Az így kapott értékeket nem lehet az egész rendszerre általánosítani, mert az értékek nem a valóságot fogják tükrözni.

#### *c. Kettősség*

A karsztos víztározók utánpótlódására kettősség jellemző: beszélhetünk autogén és allogén utánpótlódásról. Autogén esetben az utánpótlódás csak és kizárólag a karsztos területre hulló csapadékból származik, míg allogén esetben a nem karsztos területekről is érkezhetsz utánpótlódás, például bűvópatakok segítségével. Esetenként az utánpótlódás két típusa együttesen is megjelenhet. Allogén utánpótlódás esetén mindig meg kell vizsgálni a vízgyűjtő területet, ahonnan a víz származik, mert így fontos információkhoz juthatunk a felszínalatti víz sérülékenységét illetően, és ezeknek az információknak a segítségével könnyebben ki tudjuk dolgozni a megfelelő védelmi stratégiát. Ugyanilyen kettősség jellemzi magát a beszivárgást,

mely lehet diffúz vagy koncentrált. Diffúz beszivárgás a karsztos kőzetkibúvás teljes felszínén megy végbe, a törések, repedések mentén szivárog le a víz a mélyebb zónákba. A koncentrált beszivárgás abban különbözik az előbb említettől, hogy itt a víz víznyelőkön keresztül, koncentráltan egy jól meghatározható ponton jut be a víztartó belsejébe. Általában az allogén utánpótlódásból származó víz koncentrált módon jut el a víztartóba, míg az autogén utánpótlódást diffúz beszivárgás jellemzi. A kettősség azonban megjelenik más esetben is. A karsztos víztartókat egy kevésbé karsztosodott kőzetmátrixba ágyazott, és azzal aktív kapcsolatban álló járatok hálózataként lehet jellemezni. A vízáramlás a járatokban gyors és gyakran turbulens miközben a mátrixban sokkal lassabb, lamináris áramlási sebességek jellemzőek. Tározás szempontjából a járatok szerepe alárendelt, ezzel szemben a rendszer más részei például a pórusok, repedések rendszere, az ún. kőzetmátrix vagy az epikarszt jelentős mennyiségű víz tárolására képes.

#### *d. Időbeli változékonyság*

A karsztos víztartók fontos egyedi tulajdonsága az időbeli változékonyság. Egy-egy hidrológiai eseményre (csapadékesemény, hóolvadás) nagyon gyorsan és kiugró mértékben reagálhatnak. A vízszint ugrásszerűen megnőhet akár 100 méterrel, a források hozama több nagyságrenddel változhat, a fiziko-kémiai paraméterekkel együtt, mely sok esetben a vízminőség hirtelen romlását jelenti. Ez az időbeli változékonyság megfelelő mintázási stratégiát igényel, melyhez a folyamatos észlelést biztosító monitoring rendszerek a legalkalmasabbak.

## **2. Karsztrendszerek a felszín alatti vizek áramlási rendszerében: az epigén és a hipogén karsztok**

A karbonátos kőzetek kiemelten fontos ivó- és termásvíz valamint szénhidrogén rezervoárok. Oldhatóságuknak köszönhetően a felszín alatti víz áramlása kiemelkedő szerepet játszik ezen rezervoárok kialakításában, mert jól fejlett karsztrendszerek kialakulásához hosszú időn keresztül fennálló telítetlen állapot szükséges. A felszín alatti víz, mint földtani hatótényező (Tóth, 1999) szerepéből kiindulva, a karsztjelenségek (pl. barlangok, források) tehát a felszín alatti víz közvetlen megnyilvánulásának tekinthetők. Ennek folyományaként, a kontinentális karsztrendszerek két alapvető típusát, az epigén és a hipogén karsztokat, újabban a felszín alatti áramlási rendszerek keretében különítik el (Klimchouk, 2007). A karsztrendszerek áramlási rendszerekben történő elhelyezése és kutatása újszerű megközelítés (Klimchouk, 2007, 2012;

Goldscheider et al., 2010; Mádl-Szőnyi és Eröss, 2011), mely felváltotta a korábbi, tisztán geokémiai szemléletet (Palmer, 1991).

Epigénnek nevezzük az olyan karsztos rendszereket, melyek esetében a karsztosodás folyamatáért a felszín felől beszivárgó vizek atmoszférikus és talaj eredetű CO<sub>2</sub> tartalma a felelős. Jellemzően ezek a rendszerek lokális és intermedier áramlási rendszerek mentén alakulnak ki. A hipogén karsztok esetében a karbonátos kőzetek oldásáért részben vagy teljes mértékben a mélységi eredetű gázok, fluidumok felelősek (Klimchouk, 2007). A karsztosodás itt regionális áramlási pályák mentén, ill. azok terminális szakaszán zajlik.

### **3. Hipogén karsztosodási folyamatok**

A sekély mélységben és fedetlen helyzetben található epigén karsztok viszonylag jól vizsgálhatók. Nyilvánvaló, hogy itt a karsztosodás folyamatát a beszivárgó meteorikus vizek oldott CO<sub>2</sub> tartalma idézi elő, mely atmoszférikus- és/vagy talajeredetű lehet.

Termásvíz ill. szénhidrogénkutató fúrások során feltárt karsztjelenségeket gyakran hibásan paleokarsztokak tekintik az aktív hipogén karsztosodási folyamatok ismertének hiányában (Klimchouk, 2007). A hipogén karsztosodás azonban elkülönítendő a paleokarsztoktól. Ez utóbbiak olyan „fossilizálódott” karsztos területek, melyek kivonódtak az aktív karsztosodási folyamatokból, vízáramlási rendszerekből a jelenlegi geomorfológia hatása alatt (Bosák et al., 1989). A bekövetkező földtani változások következtében azonban újra aktiválódhatnak, akár hipogén akár epigén karsztosodási folyamat révén.

Korábban általánosan elterjedt vélekedés volt, hogy a karbonátos kőzetek oldódása nagy mélységben nem számottevő mértékű, és a meteorikus eredetű CO<sub>2</sub> általi oldódást kizárólag a felszín közeli zónára korlátozódó folyamatnak tekintették. Ezzel szemben mára bizonyítottá vált, hogy mélyebb régiókban is végbemennek üregesedési folyamatok a meteorikus eredetű CO<sub>2</sub> által. Ennek oka a kalcit oldhatóságának kinetikája (Dreybrodt, 1990; Rauch és White, 1977). Kísérletek azt mutatják, hogy az oldódás mértéke jelentősen lecsökken kb. 75%-os telítettség elérése után (Plummer és Wigley, 1976; Plummer et al., 1978). Ennek következtében karbonátra nézve még alultelített vizek nagyobb mélységbe is lejuthatnak, ahol karsztosodást okozhatnak. Ezeket a rendszereket a CO<sub>2</sub> meteorikus eredete miatt azonban még epigénnek tekintjük.

Hipogén rendszerekben a CO<sub>2</sub> mélységi eredetű, mely keletkezhet *i)* a szerves anyagok érése *ii)* karbonátos kőzetek metamorfózisa *iii)* köpeny kigázosodása *iv)* vulkanizmus során (Palmer,

1995; Bissing et al., 2006). A karbonátok CO<sub>2</sub> általi oldódását a következő egyenlet írja le (Dreybrodt, 1990):

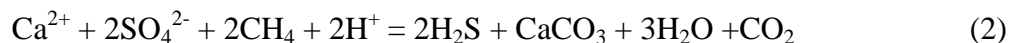


Süllyedő medencékben a szerves anyag éréséhez és a szénhidrogének degradációjához kapcsolódóan karbonátra nézve agresszív fluidumok keletkeznek, melyek a CO<sub>2</sub> mellett szerves savakat és H<sub>2</sub>S-t tartalmaznak. Ezek karbonátos rezervoár porozitására gyakorolt hatását mutatták ki például a Perm-medencében (Mazzullo és Harris, 1991, 1992; Palmer, 1995).

Eltérő CO<sub>2</sub>-tartalmú vizek keveredése következtében CaCO<sub>3</sub>-ra alultelített oldat keletkezik. Ezt a jelenséget keveredési korrózióknak nevezzük (Bögli, 1964; Plummer és Wigley, 1976; Plummer et al., 1978). A keveredési korrózió ott a leghatékonyabb, ahol nagy mélységből érkező vizek találkoznak sekély eredetű, meteorikus vizekkel, hiszen ezek CO<sub>2</sub>-tartalma jelentősen eltér, főleg akkor, ha a mélységi vízben a CO<sub>2</sub> különböző, korábban már említett mélységi folyamatok miatt jelentősen dúsult. Ezen vizek hőmérséklete is gyakran eltér, de az általános vélekedéssel ellentétben a hőmérséklet-különbség önmagában nem elegendő a karbonátkorrózióhoz, hiszen a kizárólagos hőmérsékletbeli eltérés valójában a telítettséget növeli.

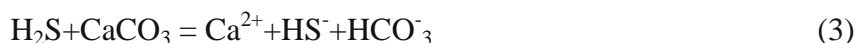
Hipogén karsztok esetében a keveredési korrózió rendkívül fontos ott, ahol jelentős mértékben eltérő geokémiai paraméterekkel rendelkező vizek találkoznak. Ez bekövetkezhet rétegtani határokon vagy vetők mentén illetve különböző rendű áramlási rendszerek határán. A keveredés folyamata azonban nem csak az eltérő CO<sub>2</sub>-tartalom miatt okozhat karbonátokra nézve alultelítettséget (Jakucs, 1948; Palmer, 1995). Az eltérő szalinitású (Palmer, 1995; Mylroie és Mylroie, 2007) és az eltérő H<sub>2</sub>S-tartalmú vizek keveredése (Palmer, 2007) is vezethet lokális porozitás-növekedéshez.

A karbonátkorróziót tekintve a H<sub>2</sub>S önmagában is jelentős geokémiai komponens a mélységi vizekben, mely mélymedencékben szulfátok szénhidrogének jelenlétében zajó termális vagy mikrobiális redukciójának eredményeképpen keletkezik (Hill, 1987, 1990, 1995; Machel, 2001).

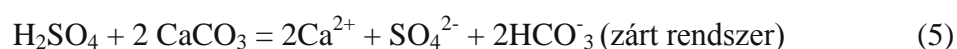
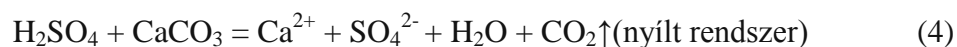


A szulfát származhat evaporitok (gipsz, anhidrit) oldódásából, tengervízből vagy mélymedence eredetű brine-okból. A (2) egyenlet alapján azonban a H<sub>2</sub>S gyakran olyan környezetben

keletkezik, amely karbonátra nézve eleve túltelített. Ezért a H<sub>2</sub>S oldó hatása akkor hatékony, ha képes elmigrálni. A kalcit kén-hidrogén által előidézett oldódását a következő egyenlet írja le:



A H<sub>2</sub>S felszín közeli, oxidatív zónába jutva, ill. migrációja során más, oxigén tartalmú vizekkel keveredve karbonátra nézve agresszív kénsavat képez. Nyílt rendszerben a reakcióban keletkező CO<sub>2</sub> eltávozik (4. egyenlet), zárt rendszer esetében azonban további korróziót okoz (5. egyenlet)



Ezeket a folyamatokat, és előfordulási mélységüket a rendelkezésre álló oxigén limitálja. Azonban kemolitoautotróf baktériumok közreműködésével, melyek a kén oxidációja folyamatában elektron-akceptorként az oxigén helyett mást (pl. nitrátot) használnak (6 egyenlet), ez a folyamat jóval nagyobb mélységekben is számottevő lehet (Engel et al., 2004; Benett és Engel, 2005).



Pirit és más szulfidásványok oxidációja is karbonátkorróziót eredményez (Bottrell et al., 2000):



A molekulasúlyok és sűrűség figyelembevételével ez az egyenlet a következőképpen ültethető át a valós rendszerre: 1 cm<sup>3</sup> pirit oxidációja 6,18 cm<sup>3</sup> CaCO<sub>3</sub> oldódását idézi elő, de mivel általában a piritkristályok túlságosan diszperz módon helyezkednek el a kőzetekben, ez a folyamat csak lokális porozitást képes létrehozni (Palmer, 1991).

A hipogén folyamatok sorába olyan folyamatok is tartoznak, melyek savak jelenléte nélkül képesek karbonátos kőzetekben porozitásvékedést okozni. A mélyebb régiókba lejutó meteorikus vizek oldási képességüket ugyan elveszíthetik a karbonátokra nézve, viszont megmaradhat oldási képességük a szulfátok tekintetében. Ezért ha a kalcitra már telített felszín alatti víz útja során gipszrétegekkel találkozik, a gipsz oldódása a közös ion effektusnak köszönhetően kalcitkiválást eredményez, mellyel a kalcium és bikarbonát ionok távoznak a

rendszerből. Ez a folyamat a dolomit és a gipsz telítettségét csökkenti, azaz amennyiben dolomitos rezervoárban történik mindez, a dolomit és a gipsz tovább oldódik. A növekvő szalinitás pedig még tovább hajtja ezt a folyamatot (Bischoff et al., 1994; Palmer, 2000, 2007). Mély, nagy kiterjedésű karbonátos rezervoárokat megcsapoló források általában magas szulfát és magnézium tartalmúak (Worthington és Ford, 1995; Gunn et al., 2006), mely nem csak a víz hosszú tartózkodási idejére utal, hanem az előbb említett folyamat jelenlétét és ezáltal a regionális léptékű porozitásnövekedést is valószínűsíti.

A retrográd oldódás lényege, hogy zárt rendszerben a kalcium-karbonát oldhatósága növekszik csökkenő hőmérséklet mellett. Ez a hatás erősebben érvényesül, ha a rendszerben lévő CO<sub>2</sub> parciális nyomása növekszik. Ezek következtében a felfelé áramló, korábban CaCO<sub>3</sub>-ra nézve telített termálvizek hűlésük során karbonát oldódást eredményeznek (Bakalowicz et al., 1987; Dublyansky 2000, Andre and Rajaram, 2005). Az ilyen oldási folyamat számára legkedvezőbb területek a mély karbonátos medencék peremi részei, ahol a víz vetők mentén áramlik felfelé, vagy ahol a konvekciót mélyen fekvő magmás testek indukálják.

## **Ajánlott irodalom**

- Goldscheider, N., Drew, D. (2007) Methods in karst hydrogeology. International Contributions to Hydrogeology 26. Taylor & Francis, London, 264 p.
- Goldscheider N, Mádl-Szőnyi J, Eröss A, Schill E (2010) Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. Hydrogeology Journal, 18, 1303-1318.  
(<http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs10040-010-0611-3>)
- Klimchouk AB (2007) Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Special Paper no.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106p.  
([http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/pdf/seka\\_pdf9378.pdf](http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/pdf/seka_pdf9378.pdf))
- Palmer A (2007) Cave Geology. Dayton, Ohio, Cave Books, 454p.

## **Felhasznált irodalmak**

- Andre BJ Rajaram H (2005) Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems. Water Resour Res 41: W01015
- Bakalowicz MJ, Ford DC, Miller TE, Palmer AN, Palmer MV (1987) Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota: Geological Society of America Bulletin, 99: 729-738.

- Bennett PC, Engel A, (2005) Microbial contributions to karstification. In: Gadd, G. M, Semple, K. T., Lappin-Scott, H. M. (eds.), *Micro-organisms and Earth Systems. Advances in Geomicrobiology*, Society for General Microbiology (SGM) Symposium 65, Cambridge University Press: 345-363.
- Bischoff JL, Julia R, Shanks WC, Rosenbauer R J ( 1994) Karstification without carbonic acid; bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. *Geology* 22: 995-998.
- Bissing P, Goldscheider N, Mayoraz J, Surbeck H, Vuataz FD (2006) Carbogaseous spring waters, coldwater geysers and dry CO<sub>2</sub> exhalations in the tectonic window of the Lower Engadine Valley, Switzerland. *Eclogae Geol Helv* 99:143–155.
- Bosak P, Ford D, Glazek J, Horacek I (eds) (1989) *Paleokarst: asystematic and regional review*. Elsevier, New York, 725.
- Bottrell SH, Gunn J, Lowe DJ (2000) Calcite dissolution by sulfuric acid, In: Klimchouk AB, Ford, DC, Palmer AN, Dreybrodt W (eds) *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Inc. Huntsville, Alabama, USA, 156-157.
- Bögli A, (1964) Mischungskorrosion, ein Beitrag zur Verkarstungsproblem: *Erdkunde* 18: 83-92.
- COST 65 (1995) *Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas*, Final report (COST action 65). European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, Report EUR 16547 EN, Brussels, 446 p.
- Dreybrodt W (1990) The role of dissolution kinetics in the development of karstification in limestone: A model simulation of karst evolution. *Journal of Geology* 98: 639-655
- Dublyansky YV (2000) Hydrothermal speleogenesis – Its settings and peculiar features. In: Klimchouk AB, Ford DC, Palmer AN, Dreybrodt W (eds) *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Inc. Huntsville, Alabama, USA, 292-297
- Engel AS, Stern LA, Bennett PC (2004) Microbial contributions to cave formation: new insights into sulfuric acid speleogenesis. *Geology*. 32(5): 369-372
- Ford, D., Williams, DW. (1989) *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, Boston, 601 p.
- Goldscheider, N., Drew, D. (2007) *Methods in karst hydrogeology*. International Contributions to Hydrogeology 26. Taylor & Francis, London, 264 p.
- Goldscheider N, Mádl-Szönyi J, Eröss A, Schill E (2010) Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. *Hydrogeology Journal*, 18, 1303-1318.
- Gunn J, Bottrell SH Lowe DJ, Worthington, SRH (2006) Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. *Hydrogeol J* 14: 868-881.
- Hill CA (1987) *Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin 117: 150.



- Hill CA (1990) Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas: AAPG Bulletin 74(11): 1685-1694.
- Hill CA (1995) Sulfur redox reactions, native sulfur, Mississippi Valley type deposits, and sulfuric acid karst, Delaware Basin, New Mexico and Texas. Environ. Geol. 25: 16-23.
- Jakucs L (1948) A hévforrásos barlangkeletkezés (Genesis of hydrothermal caves) [in Hungarian]: Hidrológiai Közlöny, 28(1-4) 53-58.
- Klimchouk AB (2007) Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective Special Paper no.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106.
- Klimchouk, A. B., 2012, Speleogenesis, Hypogenic. In: White W. B., Culver, D. C. (eds.), Encyclopedia of Caves. Academic Press, pp. 748-765.
- Machel HG (2001) Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings. Sedimentary Geology 140: 143-175.
- Mádl-Szőnyi J, Erőss A (2011) Hypogenic karstification processes and products in flow system framework. In: Proc. H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France) pp. 315-318.
- Mazzullo SJ, Harris PM (1991) An overview of dissolution porosity development in the deep-burial environment, with examples from carbonate reservoirs in the Permian Basin. West Texas Geological Society, Midland, TX, 91–89, 125–138.
- Mazzullo SJ, Harris PM (1992) Mesogenetic dissolution: Its role in porosity development in carbonate reservoirs. AAPG Bulletin 76(5): 607-620.
- Myroie JR, Myroie JE (2007) Development of the carbonate island karst model. Journal of Cave and Karst Studies 69: 59-75.
- Palmer AN (1991) Origin and morphology of limestone caves: Geological Society of America Bulletin 103: 1-21.
- Palmer AN (1995) Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks, in: Budd, A. D., Saller A. H. , Harris, P. M. (eds.) Unconformities and porosity in carbonate strata AAPG Memoir 63: 77-101.
- Palmer AN (2000) Hydrogeologic control of cave patterns. In: Klimchouk A, Ford DC, Palmer AN, Dreybrodt W (eds) Speleogenesis, evolution of karst aquifers, National Speleological Society, Huntsville, AL, 77–90.
- Palmer A (2007) Cave Geology. Dayton, Ohio, Cave Books, 454
- Plummer LN, Wigley TML (1976) Dissolution of calcite in CO<sub>2</sub>- saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure. Geochim Cosmochim Acta 40(2):191–202

- Plummer LN, Wigley TML, Parkhurst DL (1978) Kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5°C to 85°C and 0.0 to 1.0 atm CO<sub>2</sub>. *American Journal of Science*, 278(2): 179-216.
- Rauch HW, White WB (1977) Dissolution kinetics of carbonate rocks. 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resour Res* 13: 381–394.
- Tóth J (1999) Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal* 7(1): 1-14.
- Worthington SRH, Ford DC (1995) High sulfate concentrations in limestone springs: An important factor in conduit initiation? *Environmental Geology* 25: 9-15.

Az oktatási segédanyaghoz tartozó ábraanyag az órai előadás anyagában található.

A kutatás a TÁMOP-4.2.4.A/2-11/1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.