

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar

Természetföldrajzi Tanszék

A csurgó-kúti (Északi-Bakony) mésztufakiválás vizsgálata

Készítette: Bódai Barbara

földtudományi BSc.

geográfus szakirány



Tudományos Diákköri Dolgozat

Témavezető: Dr. Móga János, ELTE TTK egyetemi docens

Külső konzulens: Dr. Kele Sándor, MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet
tudományos főmunkatárs

Budapest, 2012

Kivonat

Az Északi-Bakony fedett karsztos területén található az általam vizsgált Csurgó-kút forrása, mely a Csatkai Kavics Formációból fakad. A forrásvíz a felszínen is tanulmányozható karbonátos üledéket rakott le, jóllehet a közelben nem ismert mészkő kibúvás, mégis a karsztforrásokra jellemző mészkiválás figyelhető meg itt.

Célom a forrásvíz és mésztufa kiválás kapcsolatának, a mésztufa anyag eredetének a meghatározása volt.

A 2012. március-október közötti vízvizsgálatok a vízesésnél bekövetkező mészanyag kiválásának hatását mutatják. A pH esetében az értékek a kiválás alatti részen növekedtek, míg a HCO_3 , lúgosság, összes keménység értékei csökkentek. A helyszíni mérések alapján kimutatható a forrás felszínre lépési pontjának eltérő klímája. A kavics kötőanyagának röntgendiffrakciós mérései alapján megállapítható a forrásnál lévő anyag vízáteresztő képessége és mésztartalma. A mésztufa stabilizotópos értékei alapján beilleszkedik a hazai és környező országok mésztufa értékeihez, ami a víz stabilizotópos elemzésével együtt alkalmas lehet egy későbbi paleoklimatológia jellegű vizsgálatához. Azonban a mészanyag eredete a stabilizotópos módszerrel nem állapítható meg egyértelműen a mésztufában a nagy számban bekérgezett szerves növényi tevékenység módosító hatása miatt.

Abstract

My research area, the source of Csurgó-kút (spring) is situated on the covered karst territory of the Northern Bakony Mountains, and surfaces from the Csatka Pebble Formation. The waters of the spring laid down carbon deposits which can be studied on the surface and though in its environment no limestone outcrop is known the lime secession specific to karst springs can be noted.

My aim was to reveal the relationship between the spring water and the lime tuff secession and to define the origin of the lime tuff material.

The water investigations conducted between March and October 2012 revealed the changes in the quantity of water-soluble carbonates. The values of pH grew below the section of secession while that of HCO_3 , basicity, total hardness reduced. According to site measurements the different climate of the spring's surfacing point could be noted. With the help of X-ray diffraction method used on the pebbles' binder material the permeability and lime content of the material found by the source could be identified. According to the stable isotope values the lime tuff fits in well with the lime tuff values measured in Hungary and in its surrounding countries. This fact together with the stable isotope analyses of the water can be suitable for the paleoclimatic investigation in the future. However the origin of the carbonate cannot be determined altogether by the use of the stable isotope method due to the high consistency of organic activity in it.

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS ÉS IRODALMI ÁTTEKINTÉS	4
2. ELMÉLETI HÁTTÉR.....	5
2.1. AZ ÉDESVÍZI MÉSZEKŐVEK KÉPZŐDÉSE	6
2.2. A MÉSZEKŐVEK RÉTEGZETTSÉGE	7
2.3. KARSZTFORRÁSOK JELLEMZŐI.....	8
2.3.1. Vízesések csoportosítása	8
2.3.2. Vízhőmérséklet.....	10
2.3.3. Vízhhozam	11
2.3.4. Éghajlat.....	11
2.3.5. Mészfelhalmozódás	11
3. A VIZSGÁLT TERÜLET BEMUTATÁSA	12
3.1. A BAKONY-VIDÉK FELÉPÍTÉSE, FELSZÍNFEJLŐDÉSE	12
3.2. ÉSZAKI-BAKONY	14
3.3. A VIZSGÁLT TERÜLET ELHELYEZKEDÉSE	16
3.4. ÉGHAJLAT	16
3.5. VÍZRAJZ.....	17
4. CSURGÓ-KÚT.....	17
5. STABILIZOTÓPOK.....	19
6. MINTÁZÁS ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK	21
6.1. FIZIKOKÉMIAI PARAMÉTEREK TEREPI MEGHATÁROZÁSA.....	21
6.2. A VÍZMINTÁK KÉMIAI VIZSGÁLATA	21
6.3. ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELI VIZSGÁLATOK.....	23
6.4. STABILIZOTÓPOS ELEMZÉSEK.....	23
7. MÉRÉSI EREDMÉNYEK	24
7.1. FIZIKOKÉMIAI PARAMÉTEREK TEREPI MEGHATÁROZÁSÁNAK EREDMÉNYEI.....	24
7.2. A VÍZMINTÁK KÉMIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI.....	25
7.3. ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI	25
7.4. STABILIZOTÓPOS ELEMZÉSEK EREDMÉNYEI.....	26
8. ÉRTÉKELÉSEK	27
8.1. TEREPI MÉRÉSEK KIÉRTÉKELÉSE	27
8.2. LABORATÓRIUMI EREDMÉNYEK	30
8.3. A MÉSZEANYAG LEHETSÉGES EREDETE.....	31
9. EREDMÉNYEK ÖSSZEGZÉSE	34
10. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	35
11. IRODALOMJEGYZÉK	36

1. Bevezetés és irodalmi áttekintés

A Föld karsztos hegységeiben a forrásmészkövek gyakori képződménynek számítanak. Változatos megjelenésük, formájuk, és a paleogeográfiai rekonstrukciókban, illetve a paleoklíma változásainak meghatározásában játszott fontos szerepük miatt számos szakember figyelmét keltették már fel. A témával foglalkozó számos nemzetközi irodalomból Andrews et al. (1997), Kano (1999), Pentecost (2005), Andrews (2006), és Candy et al. (2012) munkáit szeretném kiemelni. A hazai előfordulásokat, köztük a mecseki képződményeket Kraft et al. (1986), Kele S. (2009), Koltai et al. (2012 a,b) vizsgálta, míg a Bakony-vidék mésztufával Cholnoky J. (1932, 1935, 1940), Hoffer A. (1943), Jaskó S. (1959) és Veress M. (2002) foglalkozott részletesen.

Az Északi-Bakonyban lévő Csurgó-kút forrása kavicsanyagból lép a felszínre és a szomszédos, lösszel fedett kavicsháton néhány kisebb víznyelő nyílik, emiatt "Konglomerátum-karsztnak" is nevezik ezt a Magyarpolány–Városlőd–Farkasgyepű között emelkedő területet. Ennek kapcsán felvetődik a kérdés, hogy honnan származik a forrásmészkő anyaga? A löszös üledékekből, netán a konglomerátum kötőanyagából vagy a fedőüledékek alatt rejtőzködő karbonátos kőzetekből? Elvileg mindegyik lehetőség fenn áll, de ezt még senki sem vizsgálta ezidáig.

A hegység karsztvíze az utánpótlását a csapadékból nyeri. A víz a beszivárgást követően, hosszabb-rövidebb felszín alatti utat tesz meg, mielőtt a felszínre lép. A talajon átszivárgó víz főleg szerves eredetű CO_2 -ot old, aminek következtében képessé válik a kőzetekben lévő karbonát anyag kioldására. A víz felszínre lépése során az oldott CO_2 nagy része eltávozik, aminek következtében az oldatból kiválik az oldott karbonát forrásmészkő formájában. Az édesvízi mészkövek kialakulása tehát az oldott karbonátban gazdag vizekhez kötött. A víz felszínre lépését és a lerakódás módját számos tényező befolyásolja, amelyek alapvetően meghatározzák a kialakuló forráskúp alakját, jellegét. A forrásmészkő vizsgálatával nem csak a képződés körülményeire, hanem adott esetben a múltbéli éghajlati viszonyokra is lehet következtetni. Éppen ezért fontos a forrásmészkő lerakódások és karsztforrások vizsgálata, hiszen, a karbonát kiválását elsősorban a csapadékvíz összetétele és a forrásvíz hőmérséklete határozza meg. Emiatt 2012 márciusában kezdtem el a mésztufát lerakó Csurgó-kút forrásvízének havi rendszerességgű begyűjtését és vízkémiai vizsgálatát, 2012 májusától kezdődően pedig a vízminta gyűjtését az oxigénizotópos mérésekhez.

Vizsgálataim elsődleges célja a forrásvíz és mésztufa kiválás kapcsolatának, illetve a mésztufa anyag eredetének a meghatározása volt. A kérdés megválaszolására a helyszínen

vízkémiai és mikroklíma méréseket végeztem, amiket később további laborvizsgálatokkal egészítettem ki. A begyűjtött vízminták kémiai elemzését az ELTE TTK Táj- és Környezetföldrajz Tanszék vízföldrajzi laboratóriumában végeztem. A kavics kötőanyag és mésztufa röntgendiffrakciós és stabil izotópos vizsgálata illetve a vízminták oxigénizotópos mérése Magyar Tudományos Akadémia Földtani és Geokémiai Intézetében történt.

2. Elméleti háttér

Az édesvízi mészkövek (travertínók és mésztufák¹) kalcium-bikarbonátban gazdag meleg- és hideg vizű forrásokból képződő kontinentális karbonát üledékek, amelyek kémiai és biológiai folyamatok hatására keletkeznek. Hideg vizű források esetében a mészkő kiválása elsősorban nem a forráskilépés közelében koncentrálódik, hanem annál nagyobb területekre is kiterjedhet. Ennek oka az, hogy a hideg víz több oldott szén-dioxidot tartalmaz, ami több karbonátot tud oldatban tartani és a forráskilépési ponttól távolodva a hideg karsztvíz hőmérsékletének emelkedésével arányosan csökken az oldott CO₂ mennyisége, ami a mésztartalom fokozatos kiválásához vezet (Pentecost 2005).

A travertínó olyan kristályos, kemény üledék, mely elsősorban meleg vizű forrásokból válik ki. A magas vízhőmérséklet miatt a magasabb rendű növények és gerinctelen állatok nem találhatóak meg ezekben az üledékekben (Kele 2009).

A forrásmészkő vagy mésztufa, a travertínónál puhább és porózusabb kőzet. Általában hideg vízből válik ki, gyakran mikroorganizmusok pl. mohák, algák, cianobaktériumok és nagyobb növények hozzájárulásával, amelyeknek a bekérgezése, majd később lebontása nagyban segíti a kőzetet, hogy porózussá, lyukacsos szerkezetűvé váljon (1. ábra). Általában olyan területen alakulnak ki, ahol a mészkő jelen van és forrásként szolgál a vízben oldott karbonát tartalomnak (Kele 2009).



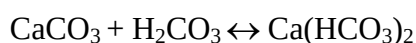
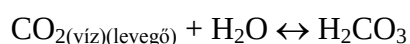
1. ábra: A mésztufa porózus szerkezete.

¹ A szakirodalom többféle megnevezéssel említi ezeket a kiválásokat. A természetföldrajzi (elsősorban geográfus) munkákban általában forrásmészkőnek nevezik, míg az egyéb földtudományokban az angol nyelvben napjainkban is használt tuff, tuffs kifejezésből fordítva meghonosodott a mésztufa kifejezés is. Dolgozatomban a mésztufa kifejezést használom.

Geokémiai osztályozásnál az édesvízi mészkövek stabil szénizotópos összetételét veszik figyelembe, ami az eredeti karbonát anyag és a mészkövet lerakó vízben oldott CO_2 jellemzőit hordozza. Ez alapján Pentecost és Viles (1994) és Pentecost (2005) 2 fő típust különböztetett meg: a termogén (termális) és a meteogén típust. A termogén eredetű karbonátos üledékek masszív szerkezetűek. Leginkább nagyobb hőmérsékletű vízből képződnek több mint 10 mm/év üledékképződési sebességgel. A meteogén édesvízi mészköveket más néven mésztufáknak is hívhatjuk. Hideg karsztvizekből, folyókból, tavakból válnak ki, legfőképpen a víz turbulenciája és a növényi fotoszintézis miatt, ami a CO_2 eltávozását okozza. Üledékképződési sebességük általában kisebb, mint 10 mm/év. A meteogén eredetű mésztufák szoros kapcsolatban állnak a klímával (Kele 2009).

2.1. Az édesvízi mészkövek képződése

Édesvízi mészkövek olyan forrásokból keletkezhetnek, amelyek kalcium-bikarbonátban gazdagok. Az oldott szén-dioxiddal gazdagodott víz a kőzetekből kioldja a meszet, aminek következtében kalcium-hidrogén karbonát ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) képződik. A CO_2 egy része a légkörből származik és a leeső csapadékkal jut a talajba, ahol további, főként szerves eredetű CO_2 -al gyarapszik a talaj felső rétegéből (Kele 2009). Az így létrejövő folyamat azonban kétirányú, nemcsak a mészkő oldása lehetséges, hanem a mészkő lerakódása is. Ehhez szükséges egy közvetítő közeg, a víz jelenléte, ahol a folyamat végbemehet, és fontos, hogy ennek az oldatnak megfelelő mennyiségű CO_2 tartalma legyen.



A CO_2 növekedése miatt a víz pH-ja csökken és egyre agresszívabban oldja a karbonáttartalmú kőzeteket, amelyeken keresztül halad, növelve ezzel a vízben lévő oldott karbonát mennyiségét. A felszín alatt áramló víz kisebb vagy rövidebb idő alatt a felszínre kerülhet különböző szerkezeti formákon (pl. repedés, vető) keresztül. A felszínre kilépő víz veszít CO_2 tartalmából, aminek következtében a mésztartalom kiválik és lerakódik cseppkövek, mésztufák formájában (Jakucs 1971).

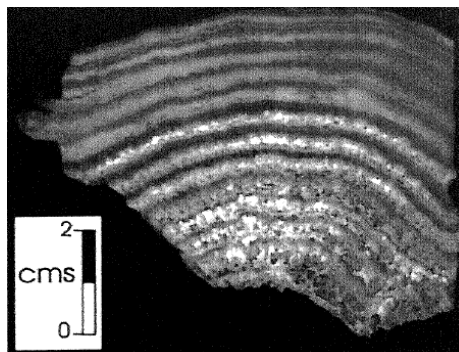
A kiválás okát befolyásoló fontosabb tényezők:

- egységnyi térfogatú vízben lévő oldott CO_2 mennyisége
- CO_2 parciális nyomásának megváltozása
- víz hőmérséklete
- víz pH-ja, koncentrációja, kémiai jellemzői
- terület morfológiai jellemzői
- terület tektonikai viszonyai
- növények tevékenysége
- vízmozgás változás (sebesség, hozam $\uparrow\downarrow$)
- éghajlati viszonyok
- fény intenzitása
- mederben lévő különféle akadályok
- oldott anyag mennyisége
- ionkoncentráció
- túltelítettség
- CO_2 forrásai (Veress 2002, Kele 2009, Török 2011, stb.)

A CO_2 forrása lehet szerves (mágnás kigázosodás, karbonátok hidrolízise, és termometamorf folyamatok, amelyek a mészkövek dekarbonátosodását okozzák) és szerves (gyökérlégzés, talajban lévő baktériumok és különféle organizmusok légzése, nitrifikáció) eredetű (Kele 2009, Török 2011). A szerves eredetű CO_2 képződés függ a talaj típusától és vastagságtól és az adott földrajzi szélességen lévő éghajlattól.

2.2 A mésztufa rétegzettsége

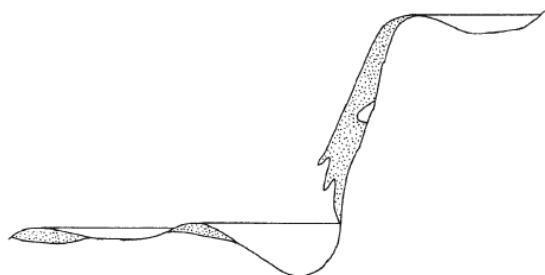
A tufa képződését számos tényező (pl. földrajzi szélesség, klíma) befolyásolja. Kimutatható, hogy az évszakos változások hatással vannak a mésztufa képződésére. A kalcit kiválás is változik az év folyamán, értéke általában nyáron és ősszel magas, télen és tavasszal pedig alacsony. Ezek a változások évi rétegzettséget alkothatnak a tufa szövetében, amit elsősorban a kalcitkristályok sűrűségének változása okoz (Kano 1999). A magas kalcit kiválás, ami



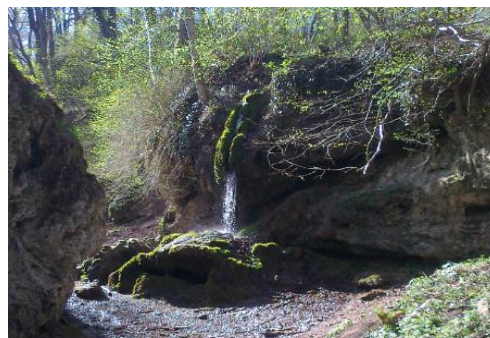
2.ábra: Téli és nyári rétegek váltakozása, illetve a bokor szerkezet hatása (Forrás: Andrews and Brasier 2005).

elsősorban a nyári és őszi időszakokra jellemző sűrű szövetet formál, míg télen és tavasszal az

Az akkréciós kúp, szabálytalanul kiépülő forma, ahol az üledékképződés mennyisége hosszú perióduson keresztül meghaladja az eróziót. Az üledékek felhalmozódása olyan nagymértékű is lehet, hogy a kőzetblokk megrepedhet vagy akár le is dőlhet (4. és 5. ábra).

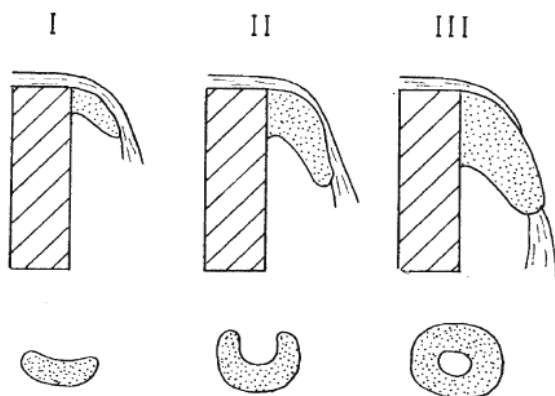


4. ábra: Akkréció alakította mésztufa kúp (Pentecost 2005).



5. ábra: Csurgó-kút mésztufa tömbje.

Az akkréciós üledékek formáját módosíthatja a vízesésnél bekövetkező permet szórás. Ez a jelenség a gyorsabb folyású vizekben fordul elő általában, ahol a permet egyfajta tufa falat képezhet, szabálytalan dudoros, üledékeket alakítva ki a vízesés oldalán. Ezek közvetlenül a vízesésnél egyfajta „csöves” szerkezetet is létrehozhatnak, amikor is a vízesés két szélén lévő mésztufa lerakódások összenőnek és egy cső alakot alakítanak, amiben a víz tovább folyik (6. ábra).



6. ábra: „Csöves” szerkezet kialakulása (Pentecost 2005).



7. ábra: Csurgó-kút „csöves” szerkezete.

A vízeséseknél kialakuló kiválásért elsősorban az erős CO_2 kigázosodás a felelős, de nem elhanyagolható a növényi tevékenység által előidézett kicsapódás sem. A Csurgó-kút vízfolyása által épített mésztufa a fenti besorolás szerint az akkréciós kúpok közé tartozik. A vízesés két szélén látható a permetszórás által épített fal, amely a „csöves” szerkezet kialakulásának második állapotában van (7. ábra).

Rétegsor szerint is megkülönböztethetjük a vízeséseket (Alonso-Zarza és Tanner 2010). A rétegsorok egyik csoportjánál a vízesés fejlődése mentes a folyás iránnyal szemben történő duzzasztó gátak kiépülésétől. A növekedése a moha, fitoklaszt és mészkő rétegek felhalmozódásával illetve egymást váltó ülepedésével történik, amelyekhez függő és felfelé növekvő növények is kapcsolódhatnak. Ez a típusú vízesés általában alacsony vízhozamú, mivel a víz másodlagos kifolyásból vagy főmedertől eltért kisebb folyásokból származik.

A rétegsorok másik csoportjánál nagy számú fitoklaszt halmozódhat fel a vízfolyások egyes szakaszain gátak/akadályok formájában. A gátak folyamatos növekedését a moha rétegek felhalmozódása is elősegíti, ami a vízesések vagy a gyengén lejtő vízesések kialakulásához vezet (Alonso-Zarza és Tanner 2010). Az áramlások oldalirányú elmozdulása okozhatja a mohák, függő növények és fitoklaszt fáciesek közberétegződését, ami szintén elősegíti a vízesések kialakulását. Mögötte és előtte barlangok képződhetnek, ahol cseppkövek formálódhatnak a bekérgezett lógó növényeken (8. és 9. ábra).



8. ábra: Közberétegződött üledéksor (Alonso-Zarza és Tanner 2010).



9. ábra: Csurgó-kút.

2.3.2. Víz hőmérséklet

A vízhőmérséklet az adott területre jellemző éghajlati (hőmérsékleti) viszonyokkal áll szoros kapcsolatban, tehát a karsztvíz hőmérsékletét a táj éghajlata nagyban meghatározza. A litoklázisokon beszivárgó víz hőmérséklete általában nem szokott változni, mert a repedések hőcserélődési utak is egyben, amelyek így biztosítani tudják a táj évi középhőmérsékletének értékét (Jakucs 1971). Scheuer és Schweitzer (1978) vízhőmérséklet alapján hideg ($<15^{\circ}\text{C}$), hűvös vagy szubtermális ($16\text{--}25^{\circ}\text{C}$), langyos vagy hipotermális ($26\text{--}32^{\circ}\text{C}$), meleg vagy homotermális ($33\text{--}40^{\circ}\text{C}$) és forró vagy hipertermális ($>40^{\circ}\text{C}$) forrásokat különítettek el.

Csurgó-kút forrását a terepgyakorlati vízhőmérséklet mérés alapján a hideg karsztvizek csoportjába soroljuk.

2.3.3. Vízhozam

A karsztforrások vízhozama szélsőséges változást mutathat, ami a vízgyűjtő területen hulló csapadék egyenlőtlen eloszlására vezethető vissza (Scheuer 2002). Scheuer és Schweitzer (1978) az édesvízi mészköveket lerakó források sajátosságait vizsgálta és a vízhozam alapján kis (100 l/p alatti), közepes (100–1000 l/p) és nagy (>1000 l/p) hozamú forrásokat írtak le. Csurgó-kút vízhozama az általam becsült érték alapján közepes hozamú.

2.3.4. Éghajlat

A mérsékelt övi karsztokon keletkező mésztufák gyakoriságukat és mennyiségüket tekintve is az arktikus és trópusi karsztok között foglalnak helyet, az előbbit meghaladva az utóbbitól viszont elmaradva. Mérsékelt éghajlatú karsztoknál kisebb-nagyobb időre le is állhat a mésztufa képződés a téli időszakokban, amire a képződmény rétegzettségében felfedezhető (évszakos) periodicitás is utalhat (Scheuer 2002). Ez a periódikusan ismétlődő változás azokat az elemeket befolyásolja a legjobban, amelyek a légkörhöz illetve a talaj felső szintjéhez kötődnek. Ilyen pl. leszivárgó víz mennyisége, agresszivitása és az újbóli mészkiválás (Jakucs 1971). A képződés sebességét is nagymértékben befolyásolja az éghajlati adottság. Bögli A. (1940) szerint a legintenzívebb kiválás a meleg–nedves éghajlati feltételek mellett a legbiztosabb. Ilyenkor ugyanis nő a biológiai aktivitás és megemeli az oldat CO_2 szintjét, így több meszet tud oldatba vonni a karsztvíz. A meleg–párás környezetben pedig nő a víz hőmérséklete így kevesebb meszet tud a víz magában tartani és kiválik (Scheuer 2002).

2.3.5. Mészfelhalmozódás

A felhalmozódás szempontjából fontos megemlíteni az erózióbázis és a vízkilépési pont kapcsolatát. Ha a forrás a helyi erózióbázison vagy alatta fakad, akkor az akkumuláció magában a vízfolyásban, pl. kisebb gátaknál és annak völgyében történik. Forrás azonban eredhet az erózióbázis felett is, ilyenkor a mésztufa a forráskilépési pont alatt halmozódik fel (Scheuer 2002). Scheuer (2002) a kivált mésztufákat további 4 típusba sorolta a terület geomorfológiai és vízföldtani jellemzői alapján.

- *erózióbázis feletti források mésztufái*
- karsztos vízfolyásokban kialakult mésztufák

- karsztvíz által táplált tavak és mocsarak mésztufái
- karszttornyok sziklafelületén kivált mésztufák

A Csurgó-kút forrása az erózióbázis felett fakad, ezért dolgozatomban csak ennek a típusnak a főbb jellemzőit mutatom be. Az erózióbázis feletti forrásoknál a mésztufa a vízkilépési pont alatt válik ki. Scheuer Gyula megfigyelései szerint ez a típus nagy változékonyságot mutat, ami összefüggésben van a forrás alatti terület lejtésviszonyaival és a vízfolyás jellegével, továbbá a forráskilépés erózióbázishoz viszonyított magasságával. Scheuer (2002) ennek a főtípusnak további 2 altípusát is megkülönböztette:

- lejtői mésztufa
- vonal menti mésztufa kiválások

A lejtői mésztufa altípusnál a források 150–500 méter magasan is fakadhatnak az erózióbázishoz képest. Ebben az esetben a lejtők meredek és ezzel párhuzamosan akár több száz méter hosszan halmozódhat fel mésztufa. A források lehetnek 15–20 méterrel alacsonyabban is az erózióbázishoz viszonyítva, ekkor a vízfolyás az enyhe lejtőkön kúpszerű mésztufaformákat alakít ki. Ha azonban a forráskilépési pontnál kevésbé meredek vagy közel sík a felszín, a szétterülő-lepényszerű forma jöhet létre (Scheuer 2002). A második altípusnál gyakori, hogy csak egy keskeny sávban rakja le a vízfolyás a mésztufákat, ami már átmenetet képez a karsztos vízfolyások mésztufáihoz (Scheuer 2002).

3. A vizsgált terület bemutatása

3.1. A Bakony-vidék felépítése, felszínfejlődése

A Bakony-vidék fő hegységalkotó kőzete a helyenként nagy vastagságot (1–2 km) is elérő földolomit és dachsteini mészkő, amely a késő-triász során képződött (Haas 2001). A vizsgált forrás környéki területen a Földolomit Formáció a felszín alatti vastagsága akár a 800 métert is meghaladhatja (Bihari 1981). A felszínen nem fordul elő.

A kora–krétában szárazföldi körülmények uralkodtak. Trópusi szavanna éghajlati körülmények hatására alakult ki a hegység trópusi kúp-karsztos tönkfelszíne, amely később, a sasbércek és tönkrögök kialakulása miatt a kréta végén feldarabolódott. Az ausztriai hegységképződési folyamatok során alakult ki a hegység szinklinóriumos szerkezete, ezután a magassága többször is változott (Martonné 2003). A mozgások következtében a hegység északi része kiemelkedett, míg a déli területek lesüllyedtek, aszimmetrikus térszint hozva létre

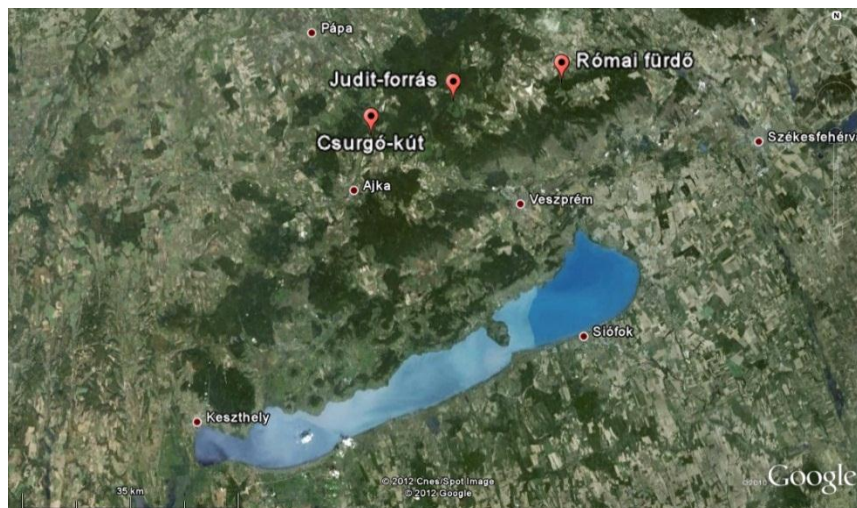
(Bihari 1981). Szintén a kréta időszakban a szárazulat egy részét alkotó szilikátos kőzetek allitos mállásával bauxit keletkezett, a tengerparti mocsaras területeken pedig barnakőszén.

A harmadidőszak elején még a szárazföldi körülmények voltak a meghatározóak, folytatódott a bauxit kialakulása és a karbonátos kőzetekből álló területek karsztosodása. Az eocén korban a tenger fokozatos térhódítása miatt az alacsony helyzetű tönkös sasbérceket fiatalabb karbonátos üledék fedte be (Martonné 2003). A kora–oligocénban a klíma megváltozott, hűvösebb, meleg–mérsékelt lett. Az areális eróziót a lineáris váltotta fel, a hegység területén különféle törmelékes üledékek keletkeztek. A tönkös sasbércek kora–oligocén eleji kiemelkedése és részleges lepusztulása után az oligocén alsó–miocén folyamán újra fedőréteget kaptak, törmelékes üledékek rakódtak rájuk. Az üledékképződésben fontos szerepet játszott a folyóvíz. A folyóvízi kavics és konglomerátum valószínűleg délről - délnyugatról szállítódott a területre, ekkor keletkezett a Csurgó-kút környezetében is megtalálható Csatai Kavics Formáció (Bihari 1981, Gyalog 2005).

A miocénben a hegységperemi dombságokat, megsüllyedt hegységközi medencéket és árkokat a Pannon-beltó elöntötte. A tó visszahúzódása a félig száraz klímán hegyláb felszíneket hozott létre.

A pliocén és pleisztocén korban a jelentős éghajlatváltozások átformálták a középhegység arculatát. A hegység megemelkedett, megkezdődött a sasbércek fedőtakarójának lepusztulása (exhumálódása=kihantolódása), és az így felszínre kerülő, részben vagy egészen kihantolódott mészkő és dolomitfelszíneken megindult a karsztosodás. A csapadékosabb időszakokban alakultak ki a mély szurdokvölgyek illetve a hegység előterében a sekélyebb és szélesebb eróziós völgyek és a hegység lepusztulása során képződő hordalék- és törmelékkúpjai (Martonné 2003). A vonalas erózióknak és fagynak is jelentős szerep jutott a felszín formálásában. A domborzat egyenetlenségeit a lösz egyengette el, a felszín jelentős részét borítva be. A sárga színű löszös összlet vastagsága 6–8 méterre tehető a Csurgó-forrás közelében (Bihari 1981). Ugyancsak a pleisztocén óta keletkeznek mésztufák a vizsgált területen (Bihari 1981). Az egyik legnagyobb mésztufa felhalmozódása a Bakonyban az általam vizsgált Csurgó-kútnál fordul elő (10. ábra). A vizsgált területen a Köves-patak medrében is megfigyelhetők kisebb mértékű mészkiválások ott, ahol a mederben megváltozik az esés, zúgókhöz, kisebb gátakhoz kapcsolódva fordulnak elő.

A holocén fő felszínalakító tevékenységét az ember végezte. Bányászat révén hozzájárult a középhegység karsztvízszintjének csökkenéséhez és a tájkép módosításához (Bihari 1981). Jelenleg a bányászati tevékenység szinte teljesen megszűnt, aminek eredményeképpen a kiapadt forrásokban újból megjelenik a víz.



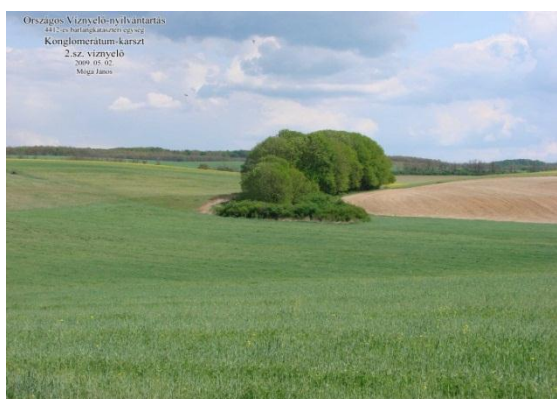
10. ábra: Északi-Bakony jelentősebb mésztufa előfordulásai (Forrás: googleearth).

3.2. Északi-Bakony

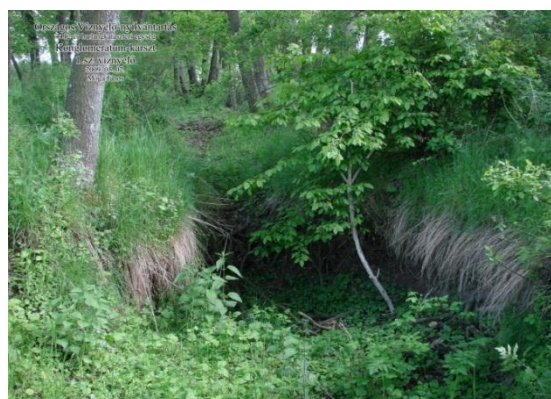
Az Északi-Bakony a Bakony-vidék része. Szerkezetileg a középhegység szinklinóriumának nyugati szárnyán helyezkedik el. A tönkfelszín egykori egységes fennsíkja az ÉNy–DK irányú szerkezeti vonal mentén különböző magasságú sásbércekre, fennsíkokra töredezett szét. Legmagasabb pontja a Kőris-hegy (709 m), amely a részben exhumálódott sásbércek közé tartozik. A tetőhelyzetbe kiemelt sásbérceket karsztos mélyedések, lejtőiket aszónvölgyek, kőfolyások és törmeléklejtők tarkítják (Martonné 2003). A hegységek közti medencék eltérő tengerszint feletti magasságúak, kitöltő és fedőanyaguk eocén mészkő, partközeli és tengeri szenes agyagos képződmények. A harmadidőszaki kavicsösszlet felszínét negyedidőszaki lejtőtörmelék takarja (Marosi és Somogyi 1990). Az Északi-Bakony felszínét továbbá látványos szurdokvölgyek és fejlett völgyhálózat jellemzi. A hegység területén a fedett karsztos formák a jellemzőek (Veress 1999). Számos helyen találkozhatunk forrásokkal és bűvópatakokkal, amelyek szintén a karbonátos térszint jellemzői. A karbonátos kőzeteket fedő, de nem karsztosodó kőzetek közül az általam vizsgált területen a Csatkai Kavics Formáció kavicsos, helyenként konglomerátummá összeállt rétegei, és löszös üledékek fordulnak elő. A kavicsanyag az oligocén–alsó–miocén idején keletkezett folyóvízi összlet. Legnagyobb felszíni összefüggésben az Északi-Bakony peremterületén ismert. Vastagsága 300-800 m közé tehető (Gyalog 2005). Feküje lehet mezozóos vagy eocén képződmény,

amelyre eróziós- és szögdiszkordanciával települt (Bence et al 1990). Fedője változatos, a Magas-Bakony északi és nyugati részén pannon vagy negyedidőszaki üledék. Anyagát agyag, aleurit és agyagmárga, valamint kavics–konglomerátum és homok–homokkőrétegek alkotják (Korpás 1981). Az összlet alsó részén a metamorf anyagú, míg a felső részén a karbonát anyagú kavicsok az uralkodóak. A konglomerátum padosan rétegzett és kötőanyaga általában meszes homokkő, de a közbetelepülő agyagrétegektől függően lehet vízvezető és vízzáró is egyaránt (Veress 1999). A kavicsok mérete nagyon változatos, pár cm-től kezdve akár a 10 cm-t is meghaladhatja. A kavicsok közepesen osztályozottak és átlagban 3-as kerekítettségűek (Bihari 1981). A mészkő anyagú kavicsok a metamorfnál jobban kerekítettek. A területünkön a típusos lösz változat található meg. Színe szürkessárga, fakósárga. Általánosságban rétegzetlen, azonban szerkezet és formakincse jellegzetes. Szemcséi hézagosan tapadnak össze, és mészkéreg vonja be őket. Porózus szerkezete miatt jó vízáteresztő. Alapanyaga szél által szállított aleurit (45–60%), emellett homokot és agyagot is tartalmaz, esetenként mésztartalma is jelentős lehet (Gyalog 2005).

Az Északi-Bakony mészkövein rendzina talajok, a harmadidőszaki üledékeket homokos vályog, agyagbemosódásos barna erdőtalaj fedi. A vizsgált területen a völgyekkel, lejtőkkel tagolt felszínt erdők borítják, míg a nagyobb mértékben összefüggő, kis szintkülönbségű területeken mezőgazdasági művelés folyik. A szántóföldeken jól megfigyelhetők a víznyelős dolinák, fedett karsztos mélyedések, amelyeket keskeny növényesáv különít el a környezetüktől (11. és 12. ábra).



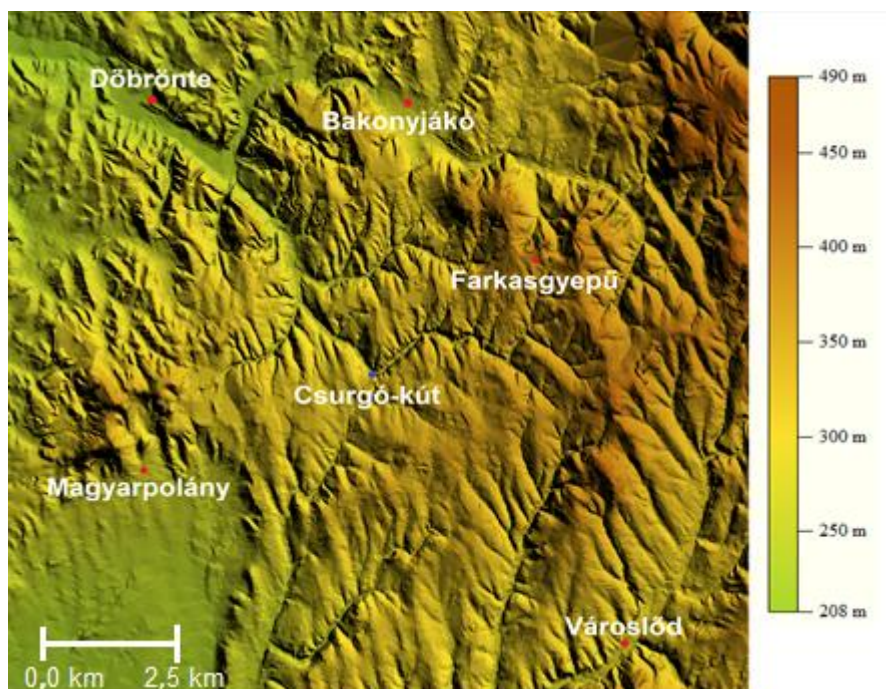
11. ábra: Víznyelő környezete (Fotó: Móga János).



12. ábra: Víznyelő belseje (Fotó: Móga János).

3.3. A vizsgált terület elhelyezkedése

Az vizsgált terület a Dunántúli-középhegységen belül a Bakony-vidéken található. Az Északi-Bakony délnyugati, alacsonyabban lévő részein terül el (13. ábra). Északról a Bakonyjákói-medence, keletről a 83-as út és Farkasgyepű, délről a 8-as út és Városlőd, nyugatról Magyarpolány és Döbrönte települések határolják.



13. ábra: A vizsgált terület elhelyezkedése. A kép R2V és Global Mapper 13 programmal készült.

3.4. Éghajlat

A hegység éghajlatát legnagyobb mértékben a tengerszint feletti magassága befolyásolja. Az atlanti légtömegek a hegység északnyugati részén eredményezik a legtöbb csapadékot. Az Északi-Bakony csapadékértéke átlagosan 800 mm körüli. A napsütéses órák száma nagyjából azonos a hegységen belül (1950–2000). A hegységben az északnyugati szélirány az uralkodó (Martonné 2003). Az Északi-Bakony területét mérsékelt hűvös, mérsékelt nedves éghajlat jellemzi. Az előbbi az alacsonyabban fekvő részeken, míg az utóbbi magasabb lévő tájakon fordul elő. Évi középhőmérséklete 8,5–9,5 °C fok között változik (Marosi és Somogyi 1990).

3.5. Vízrajz

A vízrajzot elsősorban a lehulló csapadék mennyisége határozza meg, amit a karsztos környezeti feltételek, a bányászati tevékenység szintén módosíthat. Az Északi-Bakony jelentősebb vízfolyásai északon a Cuha, keleten a Gaja és a Séd, nyugaton a Bitva és a Gerence (Martonné 2003). Mivel a vízkészlet döntő hányada csapadékból származik, a patakok, források vízhozamai ingadozóak. Az Északi-Bakony térségében is megfigyelhető a tél végi, tavasz eleji vízmennyiség növekedés. Nyáron a száraz időszakban a patakok vízhozamai csökkennek és előfordul, hogy néhány forrás időszakosan kiapad (Martonné 2003). A domborzati formák változatossága miatt nem találunk összefüggő talajvízszintet. A közeli települések a hegység karsztvizeit felhasználják, azonban a nitrát koncentráció miatt néhány helyen a felhasználás ideiglenes (Marosi és Somogyi 1990). Magas nitrát tartalmat a Csurgó-kút forrásvizében is mértem.

4. Csurgó-kút

A Csurgó-kút forrása a Köves-patak völgyoldalában fakad és a Csatkai Kavics Formációból lép a felszínre az erózióbázis felett. A víz enyhe lejtésű területen folytatja útját kavics anyagú patakmedrében, majd vízesésként zúdul alá az alacsonyabb térszínre (14. ábra). A víz itt elveszti egyensúlyi állapotát és ezzel megkezdődik a karbonátanyag lerakódása. A vízesés sávja az elsődleges kiválás helyszíne. A permetszórás miatt a vízesés két oldalán növekvő fal épül. Idővel ezek falak a vízesés felett összekapcsolódhatnak és egy csőszerű szerkezetet hozhatnak létre. Vízesés kezdeti szakaszán kisméretű lépcsős szerkezetek figyelhetők meg. A vízesés alatti részen is történik kiválás, itt szintén moharéteg borítja a kiválás közvetlen környezetét. A mész a kiválásakor bekérgezi az útjába kerülő növényeket. A bevont növények idővel elkorhadnak és létrehozzák a mésztufa porózus, lyukacsos szerkezetét. A vízesés mögötti részen fodros szerkezetet figyelhetünk meg, amit valószínűleg az átszivárgó víz hozott létre. A megdőlt falon a víz végighalad és fodros cseppkőszerű formát alakítva ki (15. ábra).



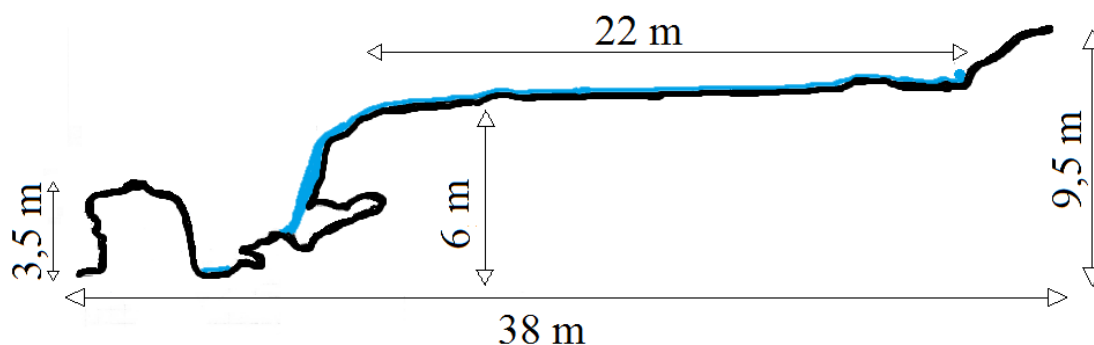
14. ábra: Csurgó-kút vízesése.



15. ábra: Csurgó-kút fodros szerkezete.

Kisebb üreg található a vízesés alatti tömb belsejében, amiben az átszivárgó víz további cseppköveket formál. Az üreg helyét valószínűleg más anyag töltötte ki korábban, amit a víz az évek során fokozatosan erodált és elszállított. A másodlagos kiválás tetejére a víz nagy magasságból és sebességgel érkezik, aminek következtében bemélyítette annak felszínét. A mésztufa tömbről a víz különböző irányban folyik szét a lejtési viszonyoknak megfelelően haladva, majd összekapcsolódva éri el a Köves-patakot.

Kezdetben a területen a lefolyó víz nem egységesen, hanem több ágra szakadva alakíthatta a felszínt és a víz areális lefolyása során szélesen szétterülő mésztufa kiválás kezdődött meg. A mésztufa kiválás, gátak, növények, törmelékek a víz útjába kerülhettek, ami így változtathatta folyási irányát. Az idő folyamán a víz bevágta magát a felszínen és a lineáris erózió lett a fő felszínalakító tényező. Azonban nagyobb csapadék lehullásakor a víz



16. ábra: A forrás keresztmetszete Móga János ábrája alapján

kiléphetett a medréből és tovább építhette a vízeséstől távolabbi részeket is. A vízesés közelében még most is kilép a medréből. A vízesés mögött található barlang szingenetikus barlang, vagyis egyszerre alakult ki a befogadó kőzettel.

A vízeséssel szemben található egy különálló (allochton) mésztufa tömb, ami valószínűleg lejtős tömegmozgással szakadt el eredeti helyéről. A változó vízhozam egy kb. 13 m széles és kb. 3,5 m magas mésztufa kiválást épített (16. ábra). A szétterülő mésztufa mintázatán vízszintes rétegzettséget figyelhetünk meg, míg a permet szórás miatt a vízesés alatti másodlagos



17. ábra: Különálló mésztufa tömb.

kiválásnál inkább kerekded formák. A vízeséssel szemben lévő tömbön a rétegzés függőleges, ez bizonyítja legnagyobb mértékben, hogy a külön álló darab elmozdult és átfordult az eredeti helyébe képest (17. ábra). A forrás két oldalától néhány méterre szintén láthatunk kisebb forráskezdeményeket, amelyek leginkább csapadékos idő után figyelhetők meg.

5. Stabilizotópok

Az izotópok olyan elemek, amelyek atommagjában azonos a protonszám, de eltérő a neutronok száma. Azokat az elemeket, amelyeknél nem zajlik le a radioaktív bomlás folyamata, stabil izotópoknak nevezzük. A paleoklíma meghatározására leginkább a hidrogén ($^2\text{H}/^1\text{H}$), a szén ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) és az oxigén ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) izotópját használják. Az arányok kifejezésére a 'δ' jelet használják. A nehéz (^{13}C , ^{18}O) és könnyű izotópok (^{12}C , ^{16}O) aránya befolyásolja ezt a 'δ' értéket. A tengervíz nehézionotópos összetétele változik a jégsapkák változásának következtében, ami megfigyelhető a szárazföldön hullott csapadék összetételében, mivel a felhőket alkotó pára jelentős része az óceánok felett képződik. A képződő csapadék (hidrogén és oxigénizotóp) összetételét meghatározza a tengerszint feletti magasság, hőmérséklet és tengertől való távolság, amiből a földtörténet során változó klímára lehet következtetni. A csapadékvíz párolgása és kicsapódása a hidrogénre is hatással van, az oxigénizotópokhoz hasonlóan a hidrogén is frakcionálódik (Hoefs 2009).

Az oxigénizotópok arányát általában a VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) és VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) nemzetközi sztenderdhez viszonyítják. Ez alapján a karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ értéke a VSMOW skálán 0 és +35‰ között mozog (Pentecost 2005). A stabil

oxigénizotóp értéket a mésztufákban, valamint más szárazföldi karbonátokban (pl. barlangi kitöltés, tavi üledék) az alábbi tényezők befolyásolják: a víz hőmérséklete és $\delta^{18}\text{O}$ értéke, amiből a mésztufa kiválik és egyéb környezeti tényezők, főleg a párolgás a $\delta^{18}\text{O}$ esetében. Minél magasabb hőmérsékleten válik ki a karbonát annál alacsonyabb lesz a $\delta^{18}\text{O}$ értéke és fordítva. 1°C hőmérsékletváltozás 0.24‰ változást okoz a kiváló karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értékében (Andrews 2006). A $\delta^{18}\text{O}$ érték változását a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékének megváltozása is okozhatja (Andrews 2006). A mésztufákat lerakó vizek az utánpótlásukat legtöbb esetben a csapadékvízből nyerik, így az izotópos összetétel legfőbb szabályozója a csapadékvíz (Andrews 2006). A mérsékelt övben a talajvíz $\delta^{18}\text{O}$ értéke hasonló a helyi csapadékvízéhez. A légtömegek változása is hatással van az oxigénizotópos összetételre: a hűvösebb téli hónapokban a csapadék izotópos összetétele negatívabb lehet a hideg sarki légtömegek érkezése következtében (Andrews 2006). A klímaváltozás esetén 1°C változás kb. $0.4\text{--}0.6\text{‰}$ változást jelent a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékében. A meleg, csapadékosabb időszakokra pozitívabb értékek, míg hidegebb esetben negatívabbak a jellemzőek.

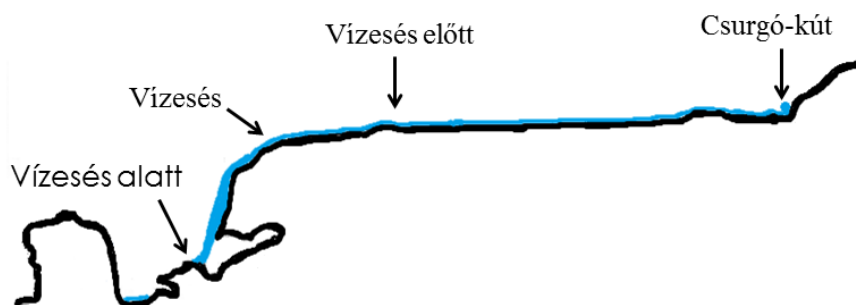
A szén esetében a 12-es és 13-as izotóp arányát vesszük figyelembe. $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ értékét a Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) sztenderdhez viszonyítva fejezik ki. Ha a $\delta^{13}\text{C}$ érték ennél nagyobb, akkor az értékek pozitívak, ha alacsonyabb, akkor negatívak. Karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ értékei -25 és $+15\text{‰}$ között mozognak (Pentecost 2005). A $\delta^{13}\text{C}$ érték változását befolyásolja a CO_2 és az oldott karbonát eredete, a forrásvíz vagy kalcitkiválás módja, sebessége, CO_2 kigázosodás mértéke, de módosíthatja talajaktivitás, növényzet megváltozása is (C_3 , C_4 növények), utalva a párolgás mértékére és hőmérsékletre. Az alacsony $\delta^{13}\text{C}$ érték a talaj szerves anyagaiból származik, míg a $\delta^{13}\text{C}$ érték növekedését okozhatja a vizek mélyebb cirkulációja és hosszabb tartózkodási idő a víztartó mészkő rétegek között. A DIC (oldott szervetlen szén) $\delta^{13}\text{C}$ értékeket szintén befolyásolja a klíma. Az értékek időszakos változást mutatnak, nyáron alacsonyabbak, télen magasabbak (Alonso-Zarza és Tanner 2010). Éghajlati hatások, pl. a száraz vagy hideg feltételek mellett változik a nedvességtartalom, ami nagy hatással van a növényi közösségekre és talaj légzésére. Az alacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ -al rendelkező C_3 növényeket (negatívabb értékek) a nehezebb C_4 növények (pozitívabb értékek) válthatják fel így növelve a talaj CO_2 tartalmának $\delta^{13}\text{C}$ értékét.

Összefoglalásképpen megállapíthatjuk, hogy a folyóvíz és a belőlük kiváló karbonát üledékek izotóp értékei ($\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$) információt hordoznak az egykori paleokörnyezetről és betekintést nyújtanak a paleohőmérsékletbe (Alonso-Zarza és Tanner 2010).

6. Mintázás és alkalmazott módszerek

6.1. Fizikokémiai paraméterek terepi meghatározása

A terepi mérésekre az egyetemi nyári terepgyakorlat keretei között 2012. július 11-én került sor. Délelőtt 10:00 órától – 2 órás időközökkel – mértünk délután 18:00 óráig bezárólag. A mérés helyszínei: Csurgó-kút, vízesés előtt, vízesés, vízesés alatt (18. ábra). A mérési pontokon mikroklíma mérést is végeztünk.



18. ábra: A mérés helyszínei, Móga János ábrája alapján.

A terepgyakorlati helyszíni méréseknél a víz hőmérsékletét, pH-át, a mikroklíma mérés keretében pedig légnyomást, páratartalmat, léghőmérsékletet (a felszínen és 1 m-es magasságban) mértünk.

A helyszíni adatok mérésére Neotek Ponsel gyártmányú Odeon Range típusú műszert, légnyomásmérőt (pontossága $\pm 0,5$ Hgmm) és elektromos időjárásjelzőt használtunk.

Neotek Ponsel gyártmányú Odeon Range műszer pontossága az egyes paramétereknél:

1. táblázat: Neotek Ponsel gyártmányú Odeon Range mérőműszer pontossága az egyes paramétereknél.

	Pontosság
víz hőmérséklet:	$\pm 0,5$ °C
pH	$\pm 0,1$

6.2. A vízminták kémiai vizsgálata

A mintákat 2012. márciustól havi rendszerességgel gyűjtöttem a Csurgó-kút forrásánál. 2 mintavételi pontom volt: (1) a forrás vízének felszínre lépési pontja és (2) a tőle ~15 m-re lévő vízesés alsó részénél (19. és 20. ábra).



19. ábra: Forrás vízének felszínre lépési pontja
—mintavétel helyszíne



20. ábra: Vízesés alja—mintavétel helyszíne

A mintákat az ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék, Vízföldrajzi Laboratóriumában vizsgáltam meg, és az alábbi komponensek mérését végeztem el: pH, lúgosság, összes keménység, hidrogénkarbonát, kalcium, nitrát.

A laboratóriumi vizsgálatokig a vízmintákat hűtőszekrényben tároltam. A mintavétel és a vizsgálat között maximum egy nap telt el.

A méréseket az ivóvíz vizsgálati szabványok előírásai szerint, mindig azonos módszerekkel és párhuzamos mérésekkel végeztem.

A pH mérésre Mettler Toledo MX300 típusú műszert használtam. A pH esetében a műszer mérési tartománya 0–14, mérési pontossága $\pm 0,1$ egység (MSZ 448–22:1985).

Az összes keménységet és a kalciumion-koncentrációt komplexometriás titrálással határoztam meg. Az előbbi 0,05 M etilén–diamin–tetraecetsav dinátrium sójával, 10 pH-n Eriokrómfekete–T indikátorral, az utóbbit pedig 14 pH-n Murexid indikátorral végeztem. A módszer alsó mérési határa: összes keménységnél 0,1 mg e/l , kalciumnál 2 mg/l (MSZ 448–3:1985).

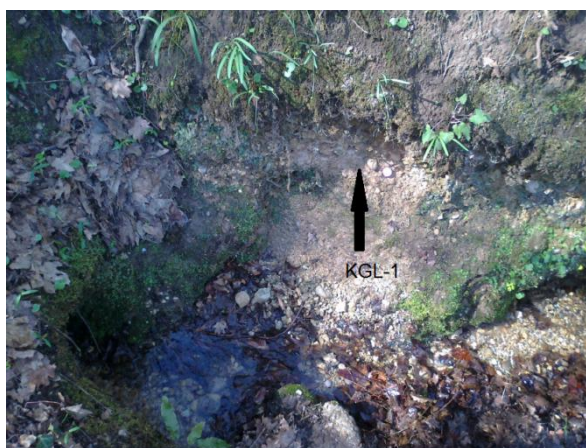
A lúgosságot acidimetriás titrálással, 0,1 n sósav mérőoldattal, keverék–indikátor hozzáadásával mértem. A kapott karbonát-keménységet egyenértékben adtam meg (alsó mérési határ 0,1 mg e/l), amiből a hidrogénkarbonát-tartalmat mg/l-ben határoztam meg (alsó mérési határ 6 mg/l) (MSZ 448–11:1986).

A nitrát-ion koncentrációját fotometriás módszerrel határoztam meg. A mérésre Jenway 6705 típusú UV–VIS spektrofotométert használtam, amely minden mérendő ionra rendelkezett a megfelelő kalibrációs görbével.

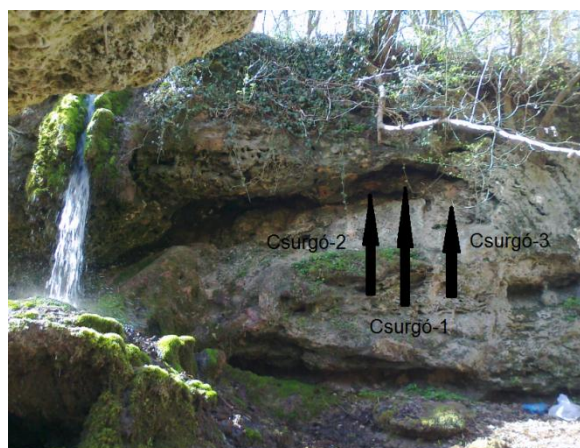
Nitrát-ion mérésekor a mintát nátrium-szalicilát-oldattal szárazra pároltam, majd kénsavval feloldtam, majd a nátrium-hidroxiddal történő semlegesítéssel és lúgosítással kialakuló színintenzitás-változást mértem. Az alsó mérési határ 0,5 mg/l (MSZ 448–12:1982).

6.3. Ásványos összetételi vizsgálatok

A konglomerátum meszes kötőanyagának (KGL-1 minta) ásványos összetételi meghatározása az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet röntgendiffrakciós (XRD) laboratóriumában történt 1000 mg porított anyagon Philips PW 1730 X-Ray diffraktométerrel. A mintavétel helyszínét 21. számú ábra tartalmazza.



21. ábra: A kavics kötőanyagának mintavételi helyszíne.



22. ábra: A mésztufa anyag mintavételi helyszíne.

6.4. Stabilizotópos elemzések

Összesen 3 db mésztufa mintán és 2 db konglomerátum minta meszes kötőanyagán készültek stabil szén- és oxigénizotópos elemzések az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel, a Spötl és Vennemann (2003) által leírt vivőgázás technika alkalmazásával. Az izotópos összetételt a hagyományos δ értékkel fejeztük ki ezrelékben (‰) a VPDB ($\delta^{13}\text{C}$) és VSMOW ($\delta^{18}\text{O}$) sztenderdekhez viszonyítva. A reprodukálhatóság mind a $\delta^{13}\text{C}$, mind a $\delta^{18}\text{O}$ értékek esetében jobb volt, mint $\pm 0,1$ ‰.

A mésztufát lerakó Csurgó-forrás vizének havi begyűjtését 2012 májusában kezdtem el és eddig négy minta (2012.06.06, 2012.07.01, 2012.08.04, 2012.09.02) $\delta^{18}\text{O}$ és δD elemzése készült el MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében, ALGR LWIA-24d típusú lézerspektroszkóppal. A mérések hiba tartománya 0,1 ‰ alatti. A mésztufa mintavételi pontját a 22. számú ábra mutatja.

7. Mérési eredmények

7.1. Fizikokémiai paraméterek terepi meghatározásának eredményei

A 2. számú táblázat foglalja össze a terepen mért paraméterek értékeit. Ez alapján a nap folyamán mért hőmérséklet a legkisebb (9,33 °C) értékét a forrás felszínre lépési pontjánál, míg legmagasabbat (10,30 °C) vízesés alatt veszi fel. A forrás és vízesés alatti mérőállomások között pH érték növekedett, legalacsonyabb értéke 7,15 legmagasabb 7,92. A páratartalom változása a nap folyamán 12 órakor volt legmagasabb (78%), míg legalacsonyabb értékét mérőállomástól függően 14 óra (45%) illetve 16 órakor (49%) érte el. A léghőmérséklet felszínen mért értékei 22,1 °C és 27,2 °C között változtak, míg a 1 méteres magasságban a legmagasabb érték 30 °C, a legalacsonyabb 27 °C volt. A terepen mért légnyomás értéke 741,1 és 743,1 mmHg között változott.

2. táblázat: Csurgó-kút forrásánál mért vízkémiai és mikroklíma adatok.

Mérések (2012.07.11)		10 óra	12 óra	14 óra	16 óra	18 óra
Csurgó-kút forrás	Hőmérséklet (°C)	9,46	9,42	9,33	9,56	9,39
	PH	7,21	7,21	7,15	7,29	7,21
	Levegőhőmérséklet 1m (°C)	28,1	28,2	30,0	30,0	27,20
	Páratartalom (%)	40	74	67	49	58
	Léghőmérséklet a felszínen (°C)	23,1	23,8	25,0	26,4	23,8
Vízesés előtt	Hőmérséklet (°C)	9,63	9,50	9,57	9,70	9,57
	PH	7,36	7,32	7,27	7,39	7,38
	Levegőhőmérséklet 1m (°C)	29,5	28,6	29,8	29,7	27,0
	Páratartalom (%)	63	76	73	55	60
	Léghőmérséklet a felszínen (°C)	22,9	22,1	25,0	25,7	23,6
Vízesés	Hőmérséklet (°C)	9,63	9,70	9,73	9,70	9,67
	PH	7,61	7,54	7,49	7,60	7,44
	Levegőhőmérséklet 1m (°C)	29,1	28,9	29,9	29,6	27,2
	Páratartalom (%)	66	78	74	57	63
	Léghőmérséklet a felszínen (°C)	23,3	22,2	25,5	26,0	23,9
Vízesés alatt	Hőmérséklet (°C)	10,25	10,24	10,24	10,30	10,15
	PH	7,92	7,90	7,88	7,88	7,92
	Levegőhőmérséklet 1m (°C)	28,5	28,1	30,0	28,7	27,2
	Páratartalom (%)	66	78	45	58	64
	Léghőmérséklet a felszínen (°C)	22,5	23,1	27,2	26,4	23,9
	Légnyomás (mmHg)	743	743,1	742,5	741,1	742,0

7.2. A vízminták kémiai vizsgálatának eredményei

A 3. számú táblázata alapján a Csurgó-kút forrásnál vett havi vízminták átlagos értékei pH esetében 7,33, lúgosságnál 6,50, HCO_3 -nál 396,72 mg/l, összes keménységnél 8,12 mgeé/l, kalciumnál 106,63 mg/l, nitrátnál 45,22 mg/l átlagos értékeket mutatott. A vizesés alatti minták átlagos értékei ehhez hasonlóak, pH 7,78, lúgosság 6,38, HCO_3 389,42 mg/l, összes keménység 8,04 mgeé/l, kalcium 103,80 mg/l, nitrát 42,42 mg/l.

A március-október közötti adatokat a víz- és léghőmérsékleti illetve csapadék adatok hiányában átlag értékek alapján fogom ábrázolni a Laboratóriumi eredmények fejezetben.

3. táblázat: Csurgó-kút vízmintáin végzett vízkémiai mérések eredményei.

Mintavétel ideje (2012)	Minta neve	pH	Lúgosság mgeé/l	HCO_3 mg/l	Összes keménység mgeé/l	Kalcium mg/l	Nitrát mg/l
március	Csurgó-kút	7,34	6,57	400,87	9,12	110,02	46,45
április	Csurgó-kút	7,44	6,48	395,06	8,02	109,65	46,18
május	Csurgó-kút	7,18	6,38	389,25	8,02	109,65	46,03
június	Csurgó-kút	7,37	6,38	389,25	7,92	107,76	42,76
július	Csurgó-kút	7,32	6,60	402,76	7,92	103,98	45,10
augusztus	Csurgó-kút	7,34	6,60	402,76	7,92	103,98	45,12
szeptember	Csurgó-kút	7,38	6,51	396,92	7,92	103,98	45,00
október	Csurgó-kút	7,28	6,51	396,92	8,11	103,98	45,14
	átlag	7,33	6,50	396,72	8,12	106,63	45,22
március	Vizesés alja	7,78	6,76	412,48	9,31	111,99	42,97
április	Vizesés alja	8,02	6,57	400,87	8,21	111,54	41,21
május	Vizesés alja	7,94	6,48	395,06	8,21	111,54	42,84
június	Vizesés alja	7,73	6,29	383,44	7,83	105,87	39,39
július	Vizesés alja	7,51	5,74	350,23	7,17	90,75	41,38
augusztus	Vizesés alja	7,76	6,12	373,57	7,74	98,31	41,60
szeptember	Vizesés alja	7,71	6,60	402,76	7,92	96,42	41,86
október	Vizesés alja	7,77	6,51	396,92	7,92	103,98	48,12
	átlag	7,78	6,38	389,42	8,04	103,8	42,42

7.3. Ásványos összetételi vizsgálatok eredményei

A röntgendiffrakciós elemzések alapján a Csurgó-forrás körül található mésztufával cementált konglomerátum cementanyaga 40 % kalcit, 40 % kvarc, 10 % dolomit és 10 %-ban egyéb összetevők, agyagásványok, csillámok, illit, klorit, muszkovit.

7.4. Stabilizotópos elemzések eredményei

A Csurgó-forrás közelében található konglomerátum meszes–mészhomokos kötőanyagának $\delta^{13}\text{C}$ értéke 5,1‰ (VPDB), $\delta^{18}\text{O}$ értéke pedig 24,3 ‰ (VSMOW) értékeket mutat. A forrásból kivált mésztufa értékei ettől eltérőek és esetükben a $\delta^{13}\text{C}$ értékek átlaga 11,1 ‰ (VPDB), a $\delta^{18}\text{O}$ értékeké pedig 21,7 ‰ (VSMOW) (4. táblázat).

4. táblázat: A Csurgó-forrás mésztufa illetve kavicskötőanyag mintáin végzett stabilizotópos mérések eredményei.

Minta	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	Anyag
KGL-1	-4,7	-6,3	24,4	cement
KGL-2	-5,6	-6,5	24,2	cement
Csurgó-1	-10,7	-8,7	22,0	mésztufa
Csurgó-2	-11,8	-9,4	21,3	mésztufa
Csurgó-3	-10,8	-8,8	21,8	mésztufa

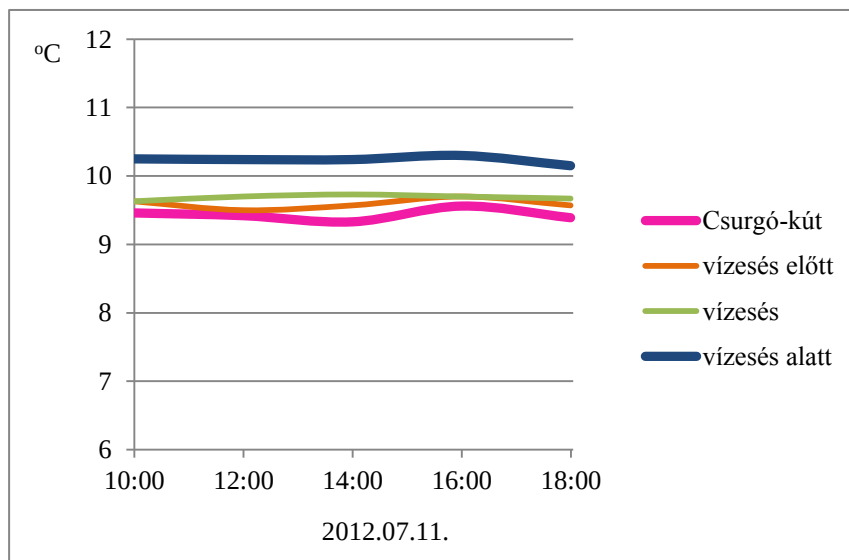
A Csurgó-forrásból a 2012. június, július, augusztus és szeptember hónapokban vett vízminták $\delta^{18}\text{O}$ értékei -10,5 és -10,8 ‰ (V-SMOW), míg a δD értékek -75,6 és -75,3 ‰ (V-SMOW) között változnak. A 2012 május, október és november havi vízminták stabilizotópos elemzése a dolgozat írásakor még nem készültek el (5. táblázat).

5. táblázat: A Csurgó-forrás vízből készült stabilizotópos elemzések összefoglaló táblázata. Azoknak a mintáknak az esetében, ahol nem szerepelnek értékek, a mérések még folyamatban vannak.

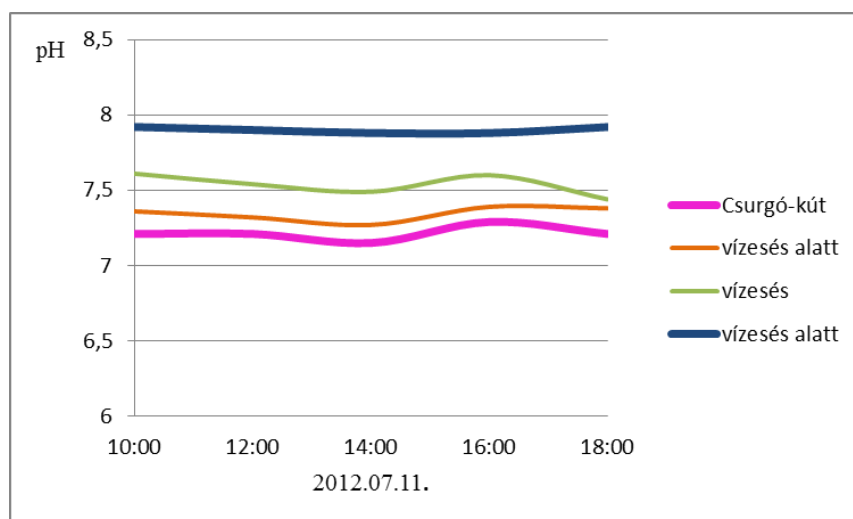
Minta száma	Mintavétel ideje	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW, ‰)	δD (V-SMOW, ‰)
1	2012.05.06	–	–
2	2012.06.06	-10,5	-75,3
3	2012.07.01	-10,8	-75,6
4	2012.08.04	-10,7	-75,5
5	2012.09.02	-10,7	-75,4
6	2012.10.06	–	–
7	2012.11.03	–	–
8	2012.11.24	–	–

8. Értékelések

8.1. Terepi mérések kiértékelése



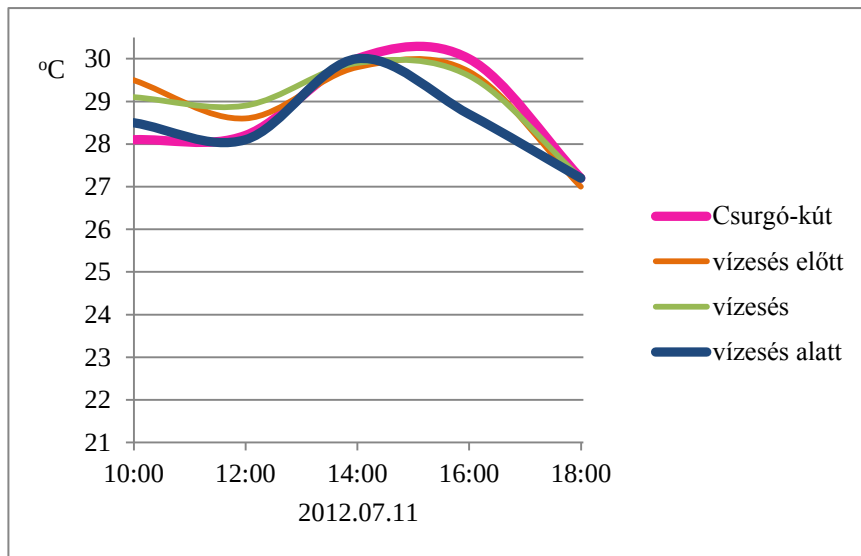
23. ábra: Vízhőmérséklet diagram.



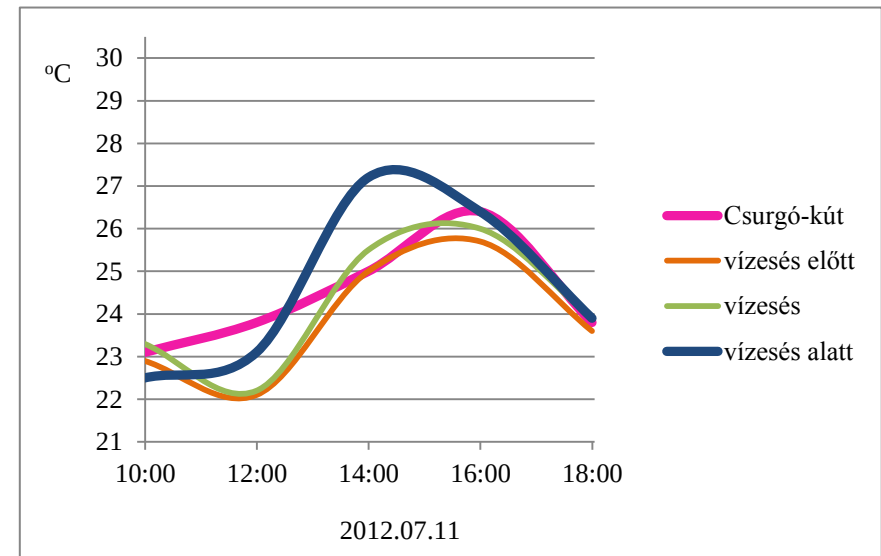
24. ábra: pH diagram.

Méréseim alapján a Csurgó-forrás vizének hőmérséklete (9,3–9,6°C) közel állandónak tekinthető a nap folyamán (23. ábra). A Csurgó-forrás vize Scheuer és Schweitzer (1978) vízhőmérsékleti besorolása alapján a hideg karsztvizek közé sorolható. A víz hőmérséklete megfelel a terület évi középhőmérsékletének, így arra következtethetünk, hogy a forrás utánpótlása a csapadékvíz beszivárgásból származik. A víz a felszínre lépési ponttól távolodva folyamatosan melegszik fel a napsugárzás miatt a vízesés alatti részt elérve.

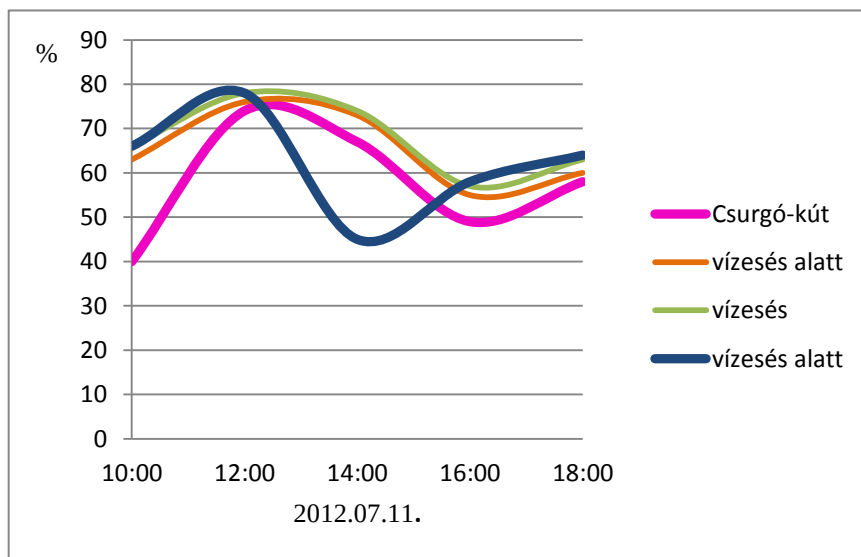
A forrásvíz pH értéke Csurgó-kút mérőponttól kezdődően csökken a míg elér a vízesés alatti mérőponthoz (24. ábra). A napi változása során mért értékek 14:00-kor érték el a legkisebb értéküket a Csurgó-kút, vízesés alatt és vízesés mérőhelyeken. A vízhőmérséklethez hasonlóan alakulnak az értékek. A pH értékei 7 feletti ez alapján a lúgosnak mondható. A vízesés vízesés alatti részhez közeledve az értékek csökkenését az oldatból távozó CO₂ nagymértékben befolyásolja, csökkenti a víz agresszivitását.



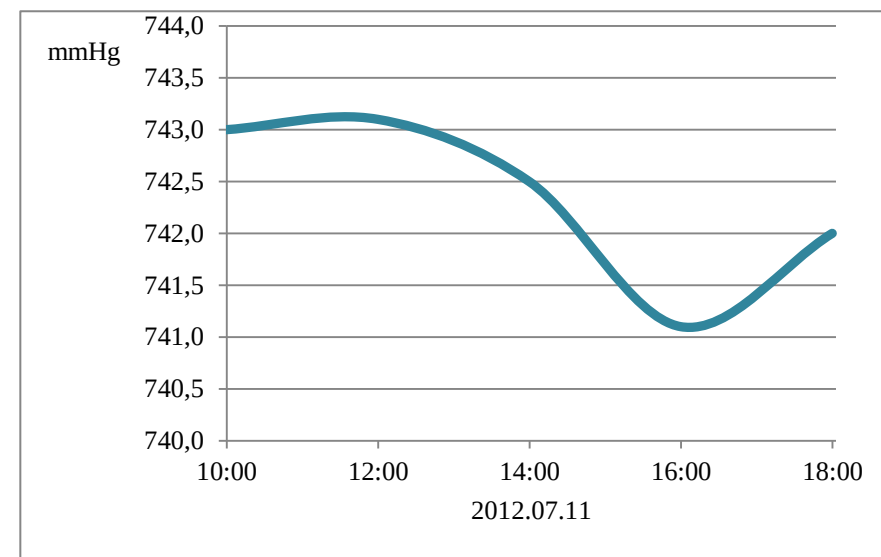
25. ábra: Léghőmérséklet diagram 1 m-es magasságban.



26. ábra: Léghőmérséklet felszínen diagram.



27. ábra: Páratartalom diagram.



28. ábra: Légnyomás diagram.

A léghőmérsékleti diagramok a napi változást mutatják. Legkorábban a vízesés alatti mérőponton éri el a hőmérséklet a maximumát: a felszínen 27,5 °C-ot, 1 m-es magasságban 30°C-ot mértünk. A magasabban lévő mérési pontokon csak 2 órával később, 16:00-kor van a felmelegedés tetőpontja. A Csurgó-kút, vízesés előtt és vízesés mérőpontoknál a felszínen mért érték 28 és 26,5 °C közöttiek, míg 1 m-es magasságban 30 °C körüliek az értékek (25. és 26. ábra). Ebből arra következtethetünk, hogy a vízesés előtti és alatti résznek eltérő a mikroklímája. A mikroklímát legnagyobb mértékben a növényzet befolyásolja.

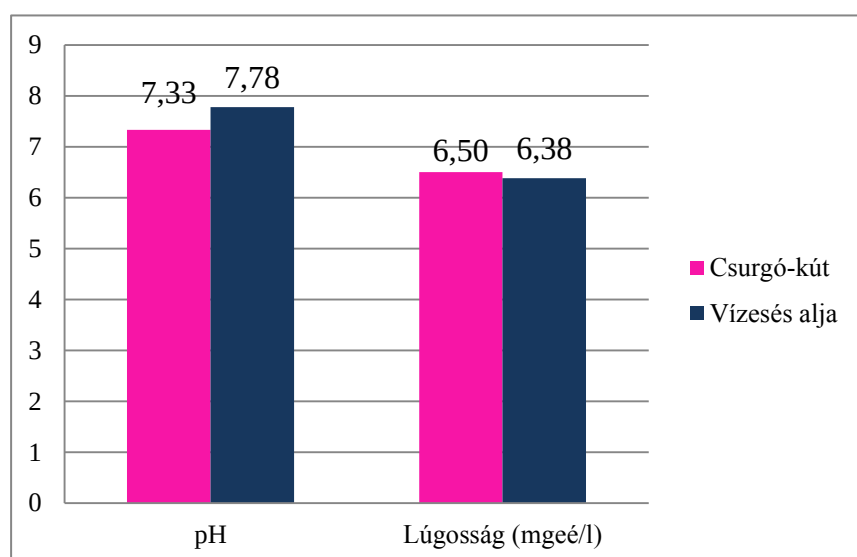
Csurgó-kút, vízesés előtt és vízesés állomásokon a páratartalom értéke a maximumát 12:00 kor, a minimumát 16:00-kor éri el (27. ábra). A vízesés alatti részénél az értékek 12:00 óra előtt vannak a legmagasabban míg legkisebb értéket 14:00-kor éri el.

A vízesés feletti részen nagyobb a növényborítottság, ezáltal a területet nagyrészt árnyékban fedi, míg a vízesés alatti részen növények nincsenek és a légmozgás intenzívebb. A levegő hőmérsékletének alakításában a hideg forrásvíznek is szerepe lehet.

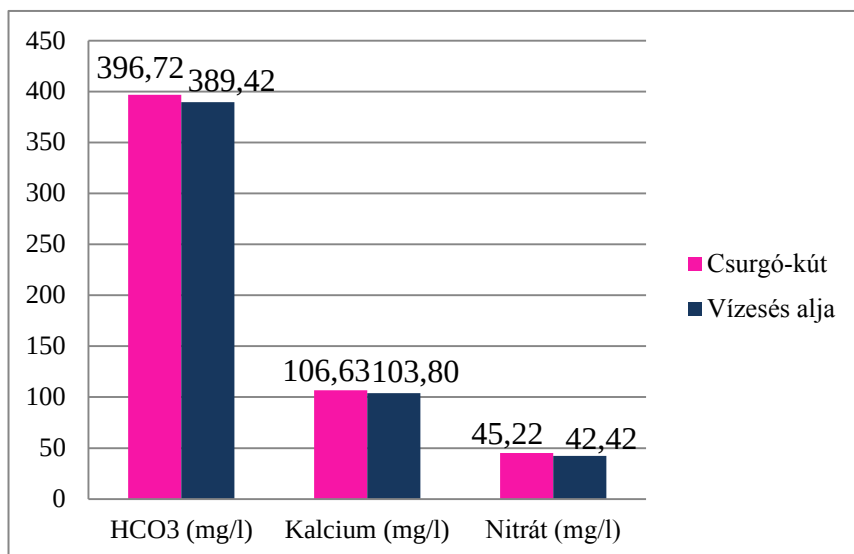
Légnyomás értéke 10:00-kor 743 mmHg-ről 16:00-kor 741 mmHg-re csökkent le, 16:00 órától kezdődően pedig ismét növekedésnek indult (28. ábra). Az erőteljes lecsökkenés oka a terület felett átvonuló hidegfront volt, ami a 2 mmHg-i változást okozott.

Ebből arra következtethetünk, hogy a vízesés előtti és alatti résznek eltérő a mikroklímája. A mikroklímát legnagyobb mértékben a növényzet befolyásolja. A vízesés feletti részen nagyobb a növényborítottság, ezáltal a területet nagyrészt árnyékban fedi, míg a vízesés alatti részen növények nincsenek és a légmozgás intenzívebb. A levegő hőmérsékletének alakításában a hideg forrásvíznek is szerepe lehet.

8.2. Laboratóriumi eredmények



29. ábra: pH és lúgosság diagram.



30. ábra: HCO₃, kalcium, nitrát diagram.

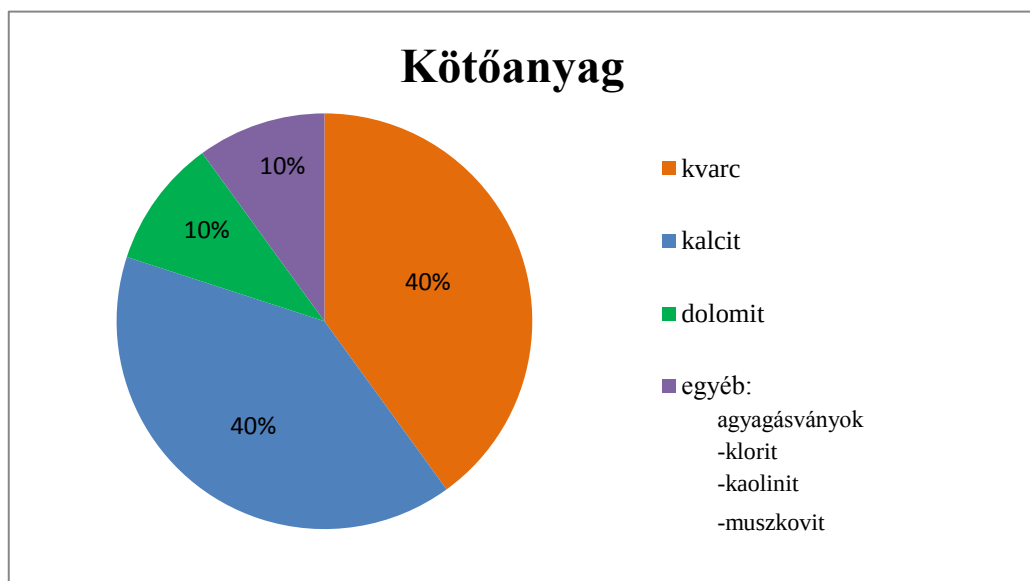
A forrás vizének átlagos pH értéke 7–8 között változik (29. ábra). A forrás felszínre lépési pontjánál az érték alacsonyabb, mint a vizesés alatti mintavételi ponton. Az értékek növekedését okozhatja, hogy a CO₂ tartalom eltávozik a vizesésnél az oldatból.

A kalcium, HCO₃, lúgosság, összes keménység, fajlagos vezetőképesség értékei csökkennek a vizesés alját elérve (29. és 30. ábra). Átlag értékek alapján a kalcium 106,53-ról 105,30 mg/l-re, HCO₃ 396,72-ről 393,28 mg/l-re és a lúgosság 6,50-ről 6,45 mgeé/l-re csökkent le. A mért adatok csökkenését okozhatja, hogy a forrás felszínre lépési pontjában több az oldott karbonát anyag, amely a vizesésnél kiválik és lerakódik, így a vizesés alatti részhez érkező oldatban már csökken a mennyisége.

A nitrát esetében az értékek állandónak tekinthetők, azonban említést érdemel, hogy mért adatok magasak nem sokkal maradnak a megengedett 50 mg/l maximum alatt (30. ábra). Ezeket a magas értékeket valószínűleg a közelben lévő mezőgazdasági területeken alkalmazott műtrágyázás okozza.

8.3. A mészanyag lehetséges eredete

A röntgendiffrakciós elemzések alapján a konglomerátum kötőanyaga döntően kalcitból és kvarcból (40–40%) áll, de kis mennyiségben dolomitot és agyagásványokat is tartalmaz (31. ábra). A kötőanyag agyagásvány tartalma mindössze 10%-os, ami bizonyítja a konglomerátum vízáteresztő képességét.

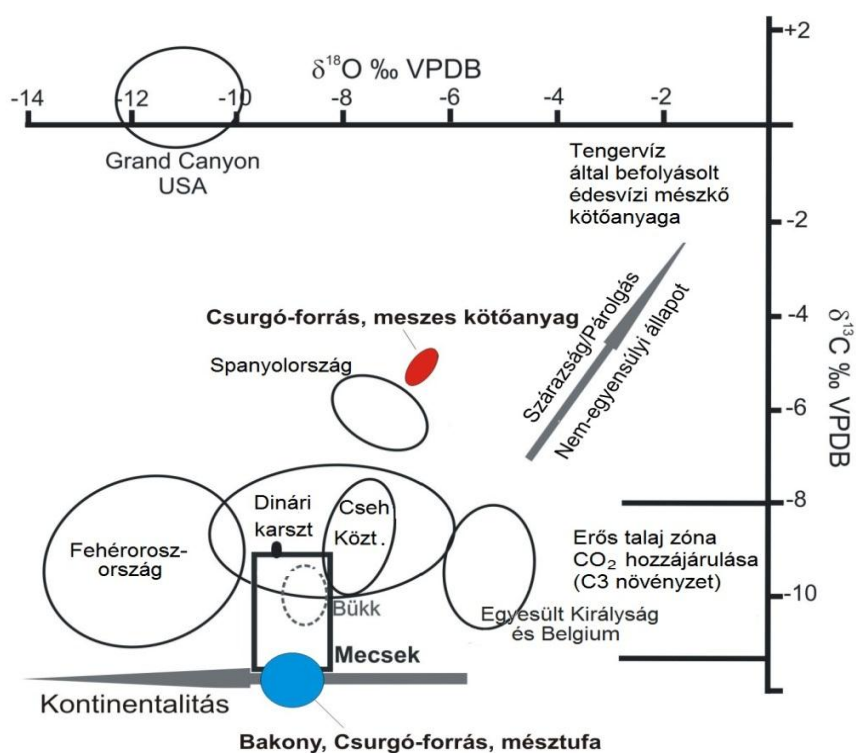


31. ábra: Konglomerátum kötőanyagának százalékos megoszlása.

A stabilizotópos elemzések alapján a meszes kötőanyag és a mésztufa szénizotópos összetétele jelentősen eltér egymástól (a mésztufa ~6 ‰-el negatívabb), ami valószínűleg a különböző képződési körülményekre utal. A mésztufa esetében a bekérgezett növények és gyökerek által termelt szerves eredetű CO₂ okozhatja nagyobb eltérést. Az oxigénizotópos összetételt tekintve a meszes kötőanyag 2,5 ‰-el pozitívabb a mésztufánál, ami arra utal, hogy a forrás vizénél alacsonyabb hőmérsékletű, vagy eltérő oxigénizotópos összetételű vízből vált ki.

Mivel a mészanyag stabilizotópos eredményeit nagyban meghatározza a növényi tevékenység hozzájárulása, ezért nem lehet pontosan meghatározni a mésztufa anyag eredetét az izotópos arány megváltozása miatt.

A 2012. június, július, augusztus és szeptember hónapokban vett vízmintákon eddig elvégzett izotópos elemzések alapján a forrás izotópos összetétele nem nagyon változott (4. táblázat), így a vízből kiváló mészanyag vizsgálata a későbbiekben alkalmas lehet a forrásvízre és közvetett úton a csapadékvíz összetételére való következtetésre. A Csurgó-forrás mésztufa képződménye a stabil szén- és oxigénizotópos összetétel szempontjából hasonló a Mecsek (Koltai et al. 2012 a,b) és a Bükk hegység (Kele 2009) mésztufáinak stabilizotópos összetételéhez, valamint a nemzetközi irodalmakat (pl. Andrews et al. 1997, 2006) is figyelembe véve hasonló a szomszédos országok mésztufáinak értékeihez (35. ábra). Ennek fő oka az, hogy mésztufák térbeli és földrajzi elhelyezkedésével az éghajlati adottságok is változnak, ami kimutatható a mésztufák izotópos összetételének méréseiből. Ebből adódóan a Csurgó-forrás mésztufa kiválása a későbbiekben alkalmas lehet paleoklimatológiai vizsgálatokra.



35. ábra: A bakonyi Csurgó-forrás stabilizotópos összetételének összevetése a mecseki, bükki mésztufákkal és egyéb nemzetközi előfordulásokkal. Az ábra Andrews (2006) alapján, Koltai et al. (2012b) ábrájának felhasználásával készült.

9. Eredmények összegzése

A terepi mérések igazolták, hogy a bakonyi Csurgó-forrás közvetlen környezetének sajátos mikroklímája van. A forrásnál, a vízesés előtti és vízesésnél kijelölt mérési pontokon a légköri folyamatok csak kisebb mértékben és időben eltolódva jelentkeztek, míg a vízesés alatti helyszínen a változás szinte azonnal bekövetkezett.

A laboratóriumi vizsgálatok során megállapítható, hogy a Csurgó-kút felszínre lépési pontja és a vízesés alatti mintavételi helyszín között a mért adatok átlagos értéke a forrásnál nagyobb, míg a vízesés alatt kevesebb. Ezt a változást a vízből kiváló és lerakódó karbonát anyag, illetve a víz felszínre lépési pontjától való távolodása okozza.

Röntendiffrakciós és stabilizotópos vizsgálatokkal sikerült kimutatni, hogy a Csurgó-forrásnál található meszes konglomerátum kötőanyaga különbözik a mésztufa összetételétől. A kötőanyag jelentős részét (80%) karbonát és kvarc alkotja, ezenkívül tartalmaz még dolomitot és agyagásványokat is.

A dolgozatomban megkezdett vizsgálatok az első geokémiai elemzések, amelyek a Bakony-hegységben előforduló mésztufa kiválásokon történtek. A stabilizotópos mérések alapján a bakonyi Csurgó-forrás mésztufa kiválása hasonlóságot mutat a Bükk és a Mecsek-hegységekben található mésztufák illetve a szomszédos országok mésztufáinak értékéhez. Az izotópos adatok jobb megértéséhez és mélyebb értelmezéséhez azonban további mérések szükségesek.

A bemutatott eredmények alapul szolgálhatnak a forrásmészkő későbbi részletes, paleoklimatológiai szempontú jellemzéséhez, amihez a 2012. májusában elkezdett havi jellegű vizsgálataim és a forrás vízmintájának rendszeres begyűjtése és elemzése szolgáltathat értékes információkat.

10. Köszönetnyilvánítás

Köszönöm témavezetőmnek, Dr. Móga Jánosnak, aki segített a téma kiválasztásában, időt nem sajnálva foglalkozott velem és lehetővé tette, hogy a terepgyakorlat keretein belül méréseket végezzünk a forrás közelében.

Szeretném megköszönni Dr. Kele Sándornak, külső konzulensemnek, hogy időt szánt rám, lehetőséget biztosított mintáim megméréséhez, továbbá folyamatos javításaival és útmutatásával segítette a munkámat. Nélküle ez a dolgozat nem valósulhatott volna meg.

Köszönet illeti Fehér Katalint, aki folyamatos segítséget nyújtott a laboratóriumi elemzések közben jelentkező problémák, kérdések megválaszolásában, és hasznos tanácsaival segítette a munkámban való előrehaladásomat.

Köszönet Dr. Józsa Sándornak, akihez bármikor fordulhattam a kérdéseimmel.

Varga Györgynek, aki rendelkezésemre bocsátotta a forrással kapcsolatos régebbi mérési adatokat.

Köszönettel tartozom a MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet munkatársainak, Kármán Krisztinának, Müller Alexandrának, Kovácsné Varga Katalinnak és Boros Andreának a minta előkészítésben és a stabilizotópos mérések elvégzésében, Dr. Németh Tibornak pedig a röntgendiffrakciós elemzés végrehajtásában nyújtott segítségéért.

11. Irodalomjegyzék

A.M. Alonso–Zarza and L.H. Tanner (szerk., 2010): Carbonates in Continental settings: facies, environments and processes, Elsevier pp. 152–153., 183–187.,196–220.,269–274., 280–283.

Andrews, J.E., Riding, R., Dennis, P.F. (1997): The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, pp. 171–189.

Andrews, J.E., Brasier, A.T., (2005): Seasonal record of climatic change in annually laminated tufa: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science* pp. 411–421

Andrews, J.E (2006): Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth–Science Reviews* 75, pp. 85–104.

Bence, G., Bernhardt, B.,Bihari, D., Bálint, Cs., Császár, G., Gyalog, L., Haas, J., Horváth, I., Jám bor, Á., Kaiser, M., Kéri, J., Kókay, J., Konda, J., Lelkesné Felvári., Gy., Majoros, Gy., Peregi, Zs., Raincsák, Gy., Solti, G., Tóth, Á., Tóth, Gy., (1990): A Bakony hegység földtani képződményei : Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez: 1:50000. Budapest Magyar Állami Földtani Intézet pp. 53–56.

Bihari, D. (1981): Magyarázó a Bakony hegység 20000–es földtani térképsorozatához: Magyarpolány. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 65 p.

Bögli A (1940): Karst hidrographie und physische Speläologie. Springer–Verlag, Berlin–New York, 1–137.

Candy, K. Adamson, C.E. Gallant, E. Whitfield, R. Pope (2012): Oxygen and carbon isotopic composition of Quaternary meteoric carbonates from western and southern Europe: Their role in palaeoenvironmental reconstruction, Elsevier, 326–328, pp.1–11.

Cholnoky J. (1932): Tihany. Morfológiai megfigyelések. *Mathematikai és természettudományi értesítő*, 48. évf. 1. sz. pp. 214–236.

Cholnoky J. (1935): A tihanyi gejzirkúpok. *Földgömb*, 6. évf. 2. sz. p.41–49.

Cholnoky J. (1940): A mésztufa vagy travertino képződéséről. *Mathematikai és természettudományi értesítő*, 59. évf. 3. sz. pp. 1023–1038.

- Haas, J. (2001): *Geology of Hungary*. EÖTVÖS UNIVERSITY PRESS, Budapest, pp. 35–78.
- Hoefs, J. (2009): *Stable Isotope Geochemistry* (6th Edition). Springer–Verlag pp. 40.
- Hoffer A. (1943): A Tihanyi–félsziget vulkáni képződményei. *Földtani Közlöny*, 73. évf. 4–9 sz. pp. 375–429.
- Jaskó S. (1959): A földtani felépítés és a karsztvíz elterjedésének kapcsolata a Dunántúli középhegységben. *Hidrológiai Közlöny*, 39. évf. 4. sz. pp. 289–297.
- Jakucs, L. (1971): *A karsztok morfogenetikája*. Akadémia Kiadó, pp. 1–217.
- Kano, A., Kambayashi, T., Fujii, H., Matsuoka, J., Sakuma, K., Ihara, T. (1999): Seasonal variation in water chemistry and hydrological conditions of tufa deposition of Shirokawa, Ehime Prefecture, southwestern Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 105, 4, pp. 289–304.
- Kano A., Matsuoka J., Kojo T., Fujii H., (2003): Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191, pp. 243–262.
- Kawai, T., Kano, A., Matsuoka J., Ihara T., (2006): Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations. *Chemical Geology* 232, pp. 33–53.
- Kele, S. (2009): *Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések*. PhD Thesis, ELTE, Földtudományi Doktori Iskola, 176 p.
- Koltai, G., Kele, S., Kármán, K., Keveiné B. I. (2012a) Édesvízi mészkövet lerakó források geokémiai vizsgálata a Mecsekben. *Karsztfejlődés* XVII, 13 p. (közlésre elfogadva)
- Koltai, G., Kele, S., Keveiné B. I. (2012b) Preliminary studies of freshwater tufa deposits in Mecsek Mts., Hungary. *Acta Climatologica et Chorologica*, 8 p. (in press)
- Korpás, L. (1981): A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó–miocén képződményei. *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve* 64. kötet pp. 13–27.
- Kraft J, Scheuer Gy, Schweitzer F (1986): A Pécs környéki forráslerakódások vizsgálata. *Pécsi Műszaki Szemle*, 31:3, pp. 13–18.

- Gyalog, L. (szerk., 2005): MAGYARÁZÓ Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása) 1:100000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 104., 143.
- Marosi, S. és Somogyi S. (szerk., 1990): Magyarország Kistájainak katasztere II. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, pp. 631–639.
- Martonné Erdős, K. (2003): Magyarország tájföldrajza. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadója, Debrecen pp. 113–138.
- Matsuoka J., Kano A., Oba T., Watanabe T., Sakai S., Seto K. (2001): Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 192, pp. 31–44
- Pazdur, A., Pazdur, M. F., Szulc, J. (1988): Stable Isotopes of Holocene Calcerous Tufa in Southern Poland as Paleoclimatic Indicators. *Quaternary Research*, 30, pp.177–189.
- Pentecost, A. (2005): Travertine. Springer–Verlag, 445 p.
- Pentecost A., Viles H., (1994): A review and reassessment of travertine classification. – *Géographie physique et Quaternarie*, 48, pp. 305–314.
- Scheuer, Gy. (2002): A hideg karsztvizek mésztufáinak vizsgálata és főbb típusaik, *Hidrológiai Közöny*, Budapest 82, 4., pp. 225–232.
- Scheuer és Schweitzer (1978): Az édesvízi mészkövet lerakó források sajátosságai. *Földrajzi Értesítő*, XXVII. évf., 1978. 3–4. füzet, pp. 475–486
- Stelczer K. (2000): A vízkészlet–gazdálkodás hidrológiai alapjai. ELTE EÖTVÖS KIADÓ, pp. 84., 100., 111., 261–283.
- Török, Á. (2011): Travetínók szedimentológiája. BSc szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 47 p.
- Veress, M. (1999): Az Északi-Bakony fedett karsztja. *Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc*, pp. 10–27.
- Veress, M. (2002): Néhány bakonyi patakmeder mésztufa kiválásának morfogenetikai típusai. *Hidrológiai Közöny* 82, 1., pp. 15–22.