

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDRAJZ- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Karbonátos képződmények mélybeli üregesedésre utaló jegyeinek vizsgálata a Budai Termálkarszton

OTDK-dolgozat

Készítette:

PÁVEL EDINA
GEOLÓGUS MSc

Témavezető:

MÁDLNÉ DR. SZŐNYI JUDIT
EGYETEMI DOCENS

Konzulens:

DR. ERŐSS ANITA
TUDOMÁNYOS MUNKATÁRS



Budapest, 2014

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés és célkitűzések	3
2. A hipogén karsztrendszerek vízáramlási szempontú áttekintése	5
2.1. A hipogén karsztrendszerek keletkezését előidéző geokémiai folyamatok ...	6
2.1.1. A CO ₂ oldó hatása	7
2.1.2. A H ₂ S és a H ₂ SO ₄ oldó hatása	7
2.1.3. A szerves savak oldó hatása	8
2.1.4. Keveredési korrózió	8
2.1.5. Retrográd oldódás	9
2.1.6. Evaporitok oldódása	9
2.2. A hipogén karsztosodás és a felszín alatti vízáramlási rendszerek összefüggése	10
2.3. A hipogén karsztrendszerek megértésének kutatási és gazdasági jelentősége	12
3. A Budai Termálkarszt, mint hipogén karsztrendszer	13
3.1. A Budai Termálkarszt földtana, a karbonátos képződmények hidrosztratigráfiája és a terület fejlődéstörténete	13
3.1.1. Földtani felépítés	13
3.1.2. A karbonátos képződmények hidrosztratigráfiai jellemzői	16
3.1.3. Szerkezetfejlődés	18
3.2. A Budai Termálkarszt recens és paleohidrogeológiai viszonyai	18
4. Hipogén karsztosodási jegyek kutatása hévízkutak rétegsoraiban	24
4.1. Mit keresünk és miért?	24
4.2. Adatgyűjtés, adatbázis kialakítás	28
4.3. Az eredmények megjelenítése és értékelése	30
4.3.1. Üregesedésre utaló jegyek különböző karbonátos hidrosztratigráfiai egységekben	30
4.3.2. Az üregesedés és/vagy az iszapveszteségek térképi megjelenítése	33
4.3.3. Az üregesedett szakaszok eleváció szerinti megjelenése	41
4.3.4. A kiválások megjelenése a fúrásokban	44
4.3.5. Az üregesedésre utaló jelenségek szelvény menti megjelenítése ...	44

5. Értelmezés és diszkusszió.....	47
6. Összefoglalás és továbblépési lehetőségek.....	49
7. Köszönetnyilvánítás	51
8. Irodalomjegyzék	52
9. Ábra- és táblázatjegyzék.....	61
10. Mellékletek jegyzéke	63
11. Függelékek	64
1. Függelék..	64
2. Függelék..	65

1. Bevezetés és célkitűzések

A csapadék beszivárgásából származó karsztosodási folyamat régóta ismert a földtudományban. A karsztrendszer genetikája szerint elkülönítenek: mélybeli fluidumok hatására kialakuló hipogén karsztosodással jellemezhető és csapadékvíz beszivárgásából származó epigén karsztosodási jelenségeket mutató rendszereket (PALMER, 1991; KLIMCHOUK, 2007). A hipogén karsztrendszer megértésének fontos kutatási és gazdasági jelentősége van, hiszen ezek a rendszerek történelmi idők óta szolgálnak balneológiai célokat, a termálvizük hasznosítható geotermikus energia kinyerésére is; de alkalmasak a klímaváltozás szempontjából káros CO₂ elhelyezésére, valamint szénhidrogén rezervoárként szolgálhatnak és kialakulhatnak bennük Pb-Zn-Cu szulfidos ércesedések is (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010).

A hipogén karsztrendszer hazai típusterülete a Budai Termálkarszt. E terület felszín alatti vizei és termálkarsztos barlangjai kutatása nagy múltra tekint vissza különösen azért, mert Budapest speciális helyzete folytán a vízellátás, a barlangok megismerése és a városfejlődés kölcsönösen hatottak egymásra (MINDSZENTY SZERK, 2013 in press). E terület számos új eredménnyel szolgáló barlangtani, ásványtani (ALBERT, 2010; SZANYI ET AL., 2009; 2010; 2012; LEÉL-ÖSSY ET AL., 2011; POROS, 2011; POROS ET AL., 2012; GYÖRI ET AL., 2011; VIRÁG ET AL., 2011; 2012A,B,C; 2013A,B,C,D,E; VÖRÖS ET AL., 2013; VÖRÖS, 2013; DEMÉNY ET AL., 2013), és hidrogeológiai (ERÖSS ET AL., 2010; ERÖSS, 2010; MÁDL-SZÖNYI ÉS ERÖSS, 2011; BORSODI ET AL., 2012; ERÖSS ET AL., 2012; ÖTVÖS, 2012; ERHARDT, 2012) célú vizsgálat tárgyát képezte az elmúlt években.

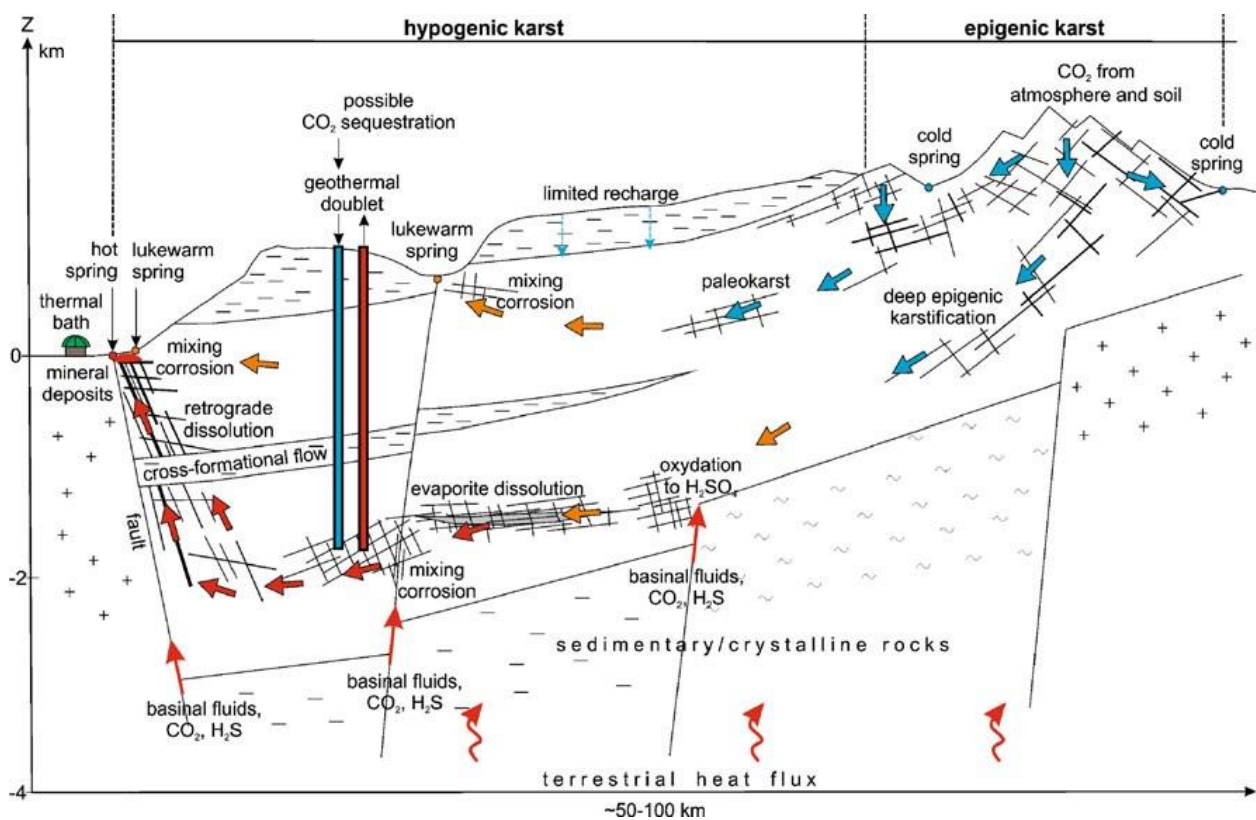
A hipogén karsztosodási jelenségek vízáramlási szempontú értékelése (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERÖSS, 2011) rámutatott arra, hogy a jelenleg is aktívan fejlődő barlangok és - a kiemelt helyzetű száraz barlangok - ugyanazon víz-kőzet kölcsönhatási folyamatok eredményeképpen alakultak ki. Itt a barlangképződés bizonyítottan a különféle megcsapolódási jellegekhez köthető: langyos és melegvíz megcsapolódás esetén a keveredési korrózióhoz, melegvíz megcsapolódás esetén pedig mikrobiológiailag segített a barlangképződés (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERÖSS, 2013). A hipogén karsztosodást előidéző geokémiai folyamatokból kiindulva (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010) e folyamatok nemcsak a kiáramlási területeken, hanem a vízáramlási rendszer mélyebb régióiban is lejátszódnak, tehát a rendszer fedett részei alatt is várhatóan meg kell jelenjenek. E problémafelvetés az OTKA NK 101356 pályázat (MÁDLNÉ SZÖNYI, 2012) egyik kutatási hipotézise.

Tudományos diákköri dolgozatomban arra teszek kísérletet, hogy a Budai Termálkarszt területére eső hévízkutak fúrásleírásainak összegyűjtésével szisztematikusan megvizsgáljam, találhatók-e a karbonátos rétegsorokban olyan jegyek, amelyek mélybeli oldási üregesedésre, ill. ahhoz kapcsolódó, a felszín alatti vízből történő kiválásra utalnak. Az összegyűjtött adatok térképi és szelvénymenti vizsgálatával arra keresek választ, hogy e jegyek mely karbonátos formációkhoz kötődnek, kimutatható-e összefüggés szerkezeti elemekkel, ill. a rétegsorban ezek milyen szintekben helyezkednek el.

E kérdések megválaszolása érdekében az elemzés során a karbonátos hidrosztratigráfiai egységeket harántoló hévízkutak iszapvesztesség adataiból és az üregesedésre utaló leírásokból indultam ki. Az üregesedésre utaló jelenségek, amelyeket figyelembe vettem a vízföldtani naplók és jelentések átnézésénél: az oldódási üregek és repedezett, járatos szakaszok előfordulása a karbonátos kőzetekben, a fúrás során tapasztalt iszapvesztességek és a repedéseket kitöltő anyagok, úgymint a kalcit és a pirites és vasas kiválások nyomai, a sztilolitok és a karbonátos közettörmelékek megjelenése, és a feltételezett vetők, szerkezetek helyzete, amelyek ugyancsak fontos információként szolgálhatnak munkám során.

2. A hipogén karsztrendszerek vízáramlási szempontú áttekintése

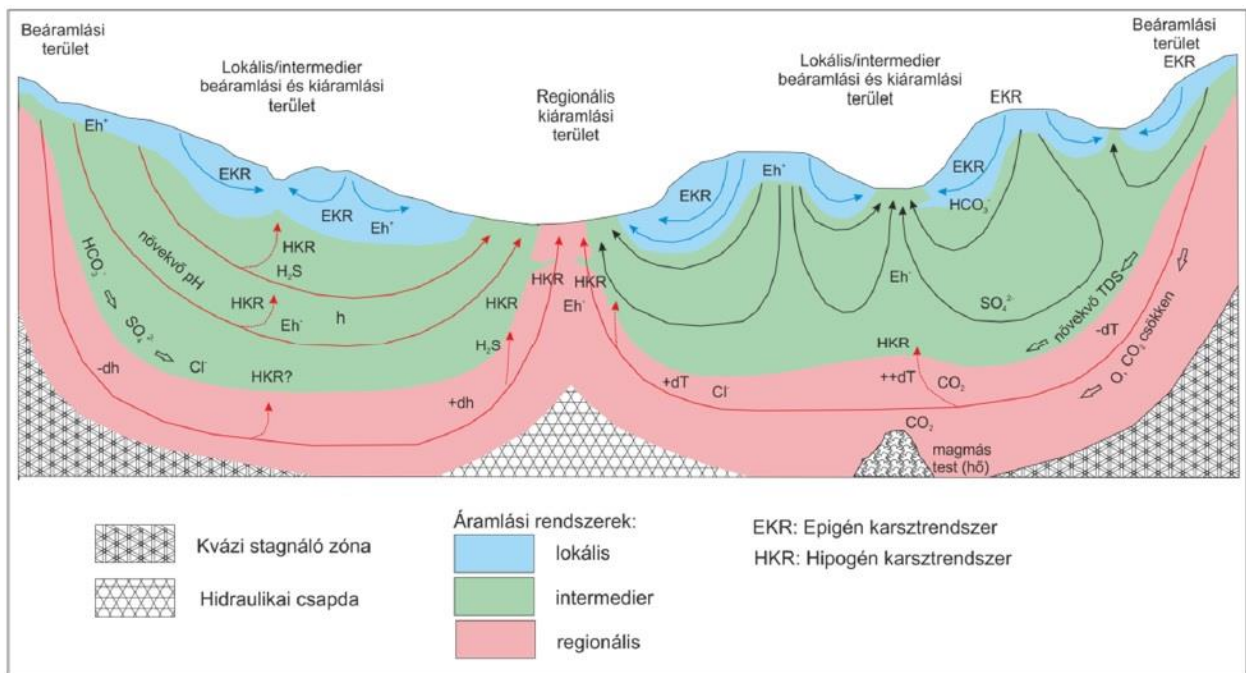
A karsztosodás széleskörben vizsgált jelenség, elsősorban annak köszönhetően, hogy az érintett karbonátos kőzetek kiemelten fontos termásvíz és szénhidrogén rezervoárok. Kontinentális területen a kialakító folyamatok alapján a karsztrendszereket két típusba sorolhatjuk: léteznek a felszínről beszivárgó csapadékvíz hatására kialakult *epigén* karsztos rendszerek, valamint mélyről származó fluidumok által létrehozott *hipogén* karsztrendszerek (2.1. ábra) (KLIMCHOUK, 2007).



2.1. ábra: Karbonátos víztartóban lejátszódó felszínalatti vízáramlási és karsztosodási folyamatok sematikus ábrája (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010)

Az epigén karszt a beszivárgó meteorikus vizek szén-dioxid (CO₂) tartalmának karbonátos kőzetre kifejtett oldó hatása révén fejlődik ki. Jellemzően lokális áramlási pályák mentén, vagy intermedier és regionális áramlási pályák beszivárgási zónáiban alakulnak ki (2.2. ábra). A hipogén karsztok a mélyről jövő, karbonátos kőzetekre nézve agresszív fluidumok és gázok oldó hatása révén jönnek létre, amelyek intermedier és regionális áramlási rendszerek mélységi és megcsapolódási zónáira jellemzőek (2.2 ábra) (KLIMCHOUK, 2007;

GOLDSCHIEDER ET AL., 2010; PALMER ÉS HILL, 2012; MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS, 2011; LOVRITY, 2012).



2.2. ábra: Epigén (EKR) és hipogén (HKR) karsztrendszerek a medenceléptékű felszín alatti vízáramlási rendszer keretén belül (TÓTH (1999) után módosította KLIMCHOUK (2007))

Korábban a karbonátos kőzetek mélyebb régióiban talált üregeket paleo-(epigén) karsztnak vélték. Azonban a hipogén karsztrendszerek felismerésével nyilvánvalóvá vált, hogy a mélyben található, a felszíni csapadékkal kapcsolatban nem lévő üregek közül csak azokat tekinthetjük paleokarsztnak, amelyek kikerültek abból a környezetből, amelyben keletkeztek és/vagy teljesen kitöltődtek, illetve betemetődtek, azaz inaktívvá váltak karsztosodási szempontból (KLIMCHOUK, 2012).

2.1. A hipogén karsztrendszerek keletkezését előidéző geokémiai folyamatok

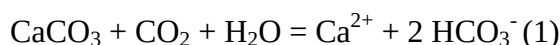
Hipogén karsztok többféle geokémiai mechanizmussal is kialakulhatnak. Ezek közül a legjelentősebb kialakító tényező a mélyből érkező fluidumok CO₂ tartalma. De emellett fontos szerepet játszik még a karbonátos kőzetek oldódásában a kén-hidrogén (H₂S), a kénsav (H₂SO₄), a szerves savak, a keveredési korrózió, a retrográd oldódás folyamata, valamint a közbetelepült evaporitokkal való kölcsönhatás.

2.1.1. A CO₂ oldó hatása

Korábban a nagy mélységben történő üregesedést lehetetlennek tekintették, mivel a felszín felől érkező CO₂ tartalmú víz kalcitra nézve már sekély mélységben telítetté válik. Azonban a kísérletek azt mutatják, hogy az oldás mértéke jelentősen lecsökken kb. 75%-os telítettség elérése után (2.3.b ábra) (PLUMMER ÉS WIGLEY, 1976; PLUMMER ET AL., 1978; DREYBRODT, 1990), továbbá a karszt mélyebb zónáiba besodródó finom, szerves detritusz bomlása állandó CO₂ forrás lehet (SMART ET AL., 1988). Ennek következtében karbonátra nézve még alultelített vizek nagyobb mélységbe is lejuthatnak, ahol karsztosodást okozhatnak. Ezeket a rendszereket a CO₂ meteorikus eredete miatt azonban még epigénnek tekintjük.

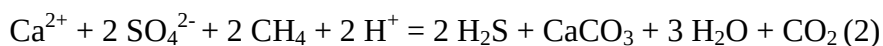
Epigén rendszerben a karsztosodást okozó CO₂ a talajból és az atmoszférából származik, de egyéb forrásból származó CO₂ is okozhat oldódást, amelyek már hipogén karsztos rendszereket hoznak létre. Ezek a CO₂ források: a szerves anyag érése, a kéregbeli karbonátos kőzetek metamorfózisa és a földköpeny kigázosodása, amely gyakran vulkáni aktivitással áll kapcsolatban (PALMER, 1995; BISSING ET AL., 2006).

A kalcit CO₂ általi oldódását a következő egyenlet írja le (BÖGLI, 1964):

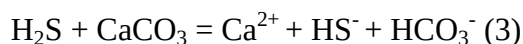


2.1.2. A H₂S és a H₂SO₄ oldó hatása

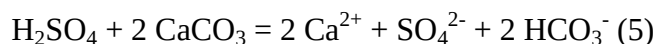
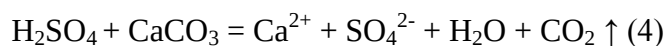
A CO₂ mellett karbonátos kőzetekre nézve agresszív vegyület a H₂S és a H₂SO₄ is. A H₂S szénhidrogénekkal kapcsolatban álló szulfátok mikrobiális vagy termális redukciójának eredményeképpen keletkezik (HILL, 1987, 1990, 1995; MACHEL, 2001), ezt a folyamatot a következő egyenlet írja le:



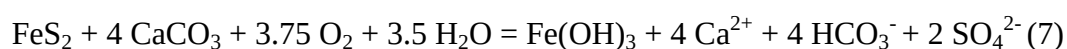
A szulfát a gipsz és/ vagy anhidrit oldódásából, tengervízből vagy medence eredetű sósvizekből származhat. A kalcit kén-hidrogén által előidézett oldódását a következő egyenlet írja le:



Ha a H₂S felszín közeli, oxigén-gazdag vízzel kerül kapcsolatba, kénsavat képez, amely szintén képes oldani a karbonátos kőzeteket. Nyílt rendszer esetén, a folyamat során keletkező CO₂ kijut a rendszerből (4. egyenlet), míg zárt rendszerben további oldódást okoz (5. egyenlet) (PALMER, 2007):

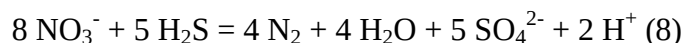


Kalcitoldódást a pirit vagy egyéb szulfidásványok oxidációja is eredményezhet (STUCKI ET AL., 1988; LOEPPERT, 1988):



PALMER (1991) szerint ez a folyamat rendszerint túl lassú és a kőzetek pirittartalma nagyon elszórt módon helyezkedik el, így csak lokális porozitás tud kialakulni.

Oxigénhiányos vagy kis oxigén-tartalmú környezetben (<1 mg/l oldott O₂) néhány kemolitoautotróf baktérium, amely a kén oxidációja során elektron-akceptorként az oxigén helyett mást (pl. nitrátot) használ (8. egyenlet), szintén savas környezetet hoz létre (ENGEL ET AL., 2004; BENETT ÉS ENGEL, 2005).



2.1.3. A szerves savak oldó hatása

A szerves anyagok érése során a nagy mennyiségben keletkező szerves savak is jelentősen növelik a karbonátok oldhatóságát (SURDAM ET AL., 1984; PALMER, 2007). Az oldó hatás magas (> 80°C) hőmérsékleten a legerőteljesebb, mivel alacsonyabb hőmérsékleten a baktériumok előszeretettel bontják a szerves savakat. Magasabb hőmérsékleten a szerves savak metánná és szén-dioxiddá bomlanak le, és a később képződő szénsav még több karbonátot képes oldani.

2.1.4. Keveredési korrózió

Hipogén karsztok kialakulhatnak különböző víztípusok keveredésével is. Az eltérő CO₂ tartalmú vizek keveredése következtében CaCO₃-ra alultelített, agresszív oldat

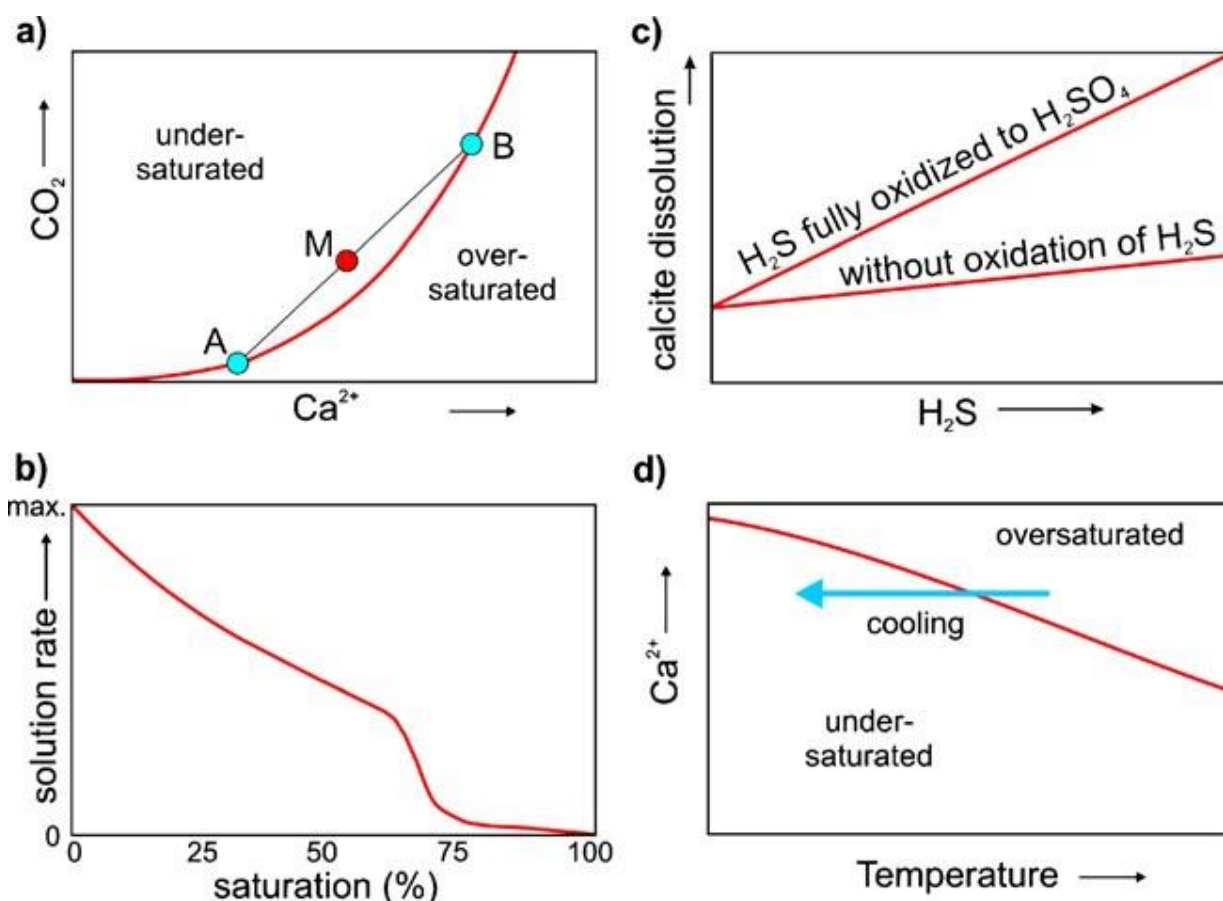
keletkezik, ezt a folyamatot keveredési korrózióknak nevezzük (2.3.a ábra) (BÖGLI, 1964; PLUMMER ÉS WIGLEY, 1976; PLUMMER ET AL., 1978). Ugyanez a hatás lép fel eltérő szalinitású (PALMER, 1995; MYLORIE ÉS MYLORIE, 2007), valamint H₂S tartalmú (PALMER, 2007) vizek keveredésekor is. A keveredési korrózió ott a leghatékonyabb, ahol mélyről feláramló vizek sekélyebb mélységből érkező, meteorikus vizekkel találkoznak, mivel ezek CO₂ tartalma jelentősen eltér (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010).

2.1.5. Retrográd oldódás

Retrográd oldódással is történhet hipogén karsztképződés a felfelé áramló termálvizek hűlése által, mivel zárt rendszerben a kalcit oldhatósága nő csökkenő hőmérséklet mellett (2.3.d ábra) (BAKALOWICZ ET AL., 1987; DUBLYANSKY, 2000, ANDRE ÉS RAJARAM, 2005). Ez a hatás a CO₂ parciális nyomásának növekedésével nő. Az oldódás sebessége nagyon lassú folyamat, a termálvíz hűlése csak akkor hoz létre üregeket, ha a magas termális gradiens és a felfelé történő áramlás hosszú távon (millió évekig) fenn áll (PALMER, 1991). A retrográd oldódás 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.

2.1.6. Evaporitok oldódása

Mélyben bekövetkező oldódás történhet agresszív savak jelenléte nélkül is gipsz, dolomit és kalcit kölcsönhatásával. A mélyebb régiókba lejutó meteorikus vizek oldási képességüket ugyan elveszíthetik a karbonátokra nézve, viszont megmaradhat oldási képességük a szulfátok tekintetében. A gipsz oldhatósága jelentősen megnövekszik (3-6-szorosára), ha egyéb só is oldatba kerül. A kalcitra telített felszín alatti víz gipsz rétegekkel érintkezve a gipsz oldódása révén kalcitkiválást eredményez a közös ionhatásnak köszönhetően. Ezáltal a kalcium és bikarbonát ionok távoznak a rendszerből és így a víz több gipszet és dolomitot képes oldani, mivel azokra nézve a telítettsége csökken. (BISCHOFF ET AL., 1994; PALMER, 2000; 2007).



2.3. ábra: A mélységi karsztosodás geokémiai folyamatai: a, keveredési korrózió; b, kalcit oldódásának kinetikája; c, kénsav és kénhidrogén hatása a kalcit oldatosságának mértékére; d, retrográd oldhatóság (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010)

2.2. A hipogén karsztosodás és a felszín alatti vízáramlási rendszerek összefüggése

A hipogén karsztos rendszerek képződésének megértéséhez ismernünk kell a területen uralkodó áramlási rendszert, ugyanis a felszín alatti víz áramlása idézi elő az üregesedés jelenségét, tehát szoros kapcsolat van közöttük, melyet sikerült felismerni és bizonyítani a Budai Termálkarszt példáján (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS, 2011).

Az áramlási rendszer-szemlélet fontos sajátossága, hogy hidraulikus folytonosságot feltételezünk (TÓTH, 1990; 1995). Ez azt jelenti, hogy geológiai időskálán tekintve nincsenek teljesen vízzáró rétegek, így megvan a szükséges feltétele annak, hogy a felszín alatt regionális összefüggő vízrendszerek kialakulhassanak. A felszín alatti víz földtani hatótényezőként kezelhető, ugyanis mozgása során kioldja, szállítja és felhalmozza a különböző anyagokat, a hőt és az energiát (TÓTH, 1999).

A karbonátos tárolókőzetekből származó termálvizek és hévforrások felszínre jutási szintje általában egybeesik az erózióbázis szintjével (WORTHINGTON ÉS FORD, 1995; GUNN ET AL., 2006). Mozgásuk hajtóereje uralkodóan gravitációs eredetű (TÓTH, 2009), de egyéb hajtóerők is képesek fellépni, ilyen például a kémiai, a sűrűségkülönbség, a csökkenő viszkozitás miatt fellépő gradiens (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010). A felszín alatti vízáramlás irányításában a vetők is fontos szerepet játszanak, lehetnek vízzárók, illetve vízvezetők. Termálkarsztos rendszerek fejlődésében nagy jelentőségűek a nagy permeabilitású peremvetők, ugyanis a vetők dőlése befolyásolja a vízáramlás mélységét és így a vizek hőmérsékletét is. Jellemzően a hévforrások vetők mentén lépnek a felszínre (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010).

A termálkarsztos rendszerek által felszínre hozott hő transzportja kondukción, konvekción vagy radiáción történhet (SASS, 2007). Így a felszín felé áramló termálvizek megnövelik a geotermikus gradienst és a hőáramot a termálkarsztos rendszer megcsapolódásának környezetében (BREDEHOEFT ÉS PAPADOPULOS, 1965).

A közvetlenül megfigyelhető aktív hipogén karsztos barlangok az áramlási rendszerek megcsapolódási területein találhatók, a meleg és langyos források felszínre lépési területeinek környezetében (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS, 2013). Ezek a források egyúttal magukon hordozzák a kialakító áramlási rendszerek jellegzetességeit, az utánpótlódási területtől egészen a megcsapolódási területig.

Eltérő áramlási rendszerhez tartozó hideg és meleg vizes források gyakran csapolódnak meg egymás közelében. A regionális és intermedier rendszerekből megcsapolódó vizek a lokális áramlási rendszerből kilépő forrásokkal szemben kémiai összetételüket, hőmérsékleti viszonyaikat és mikrobiális aktivitásukat tekintve sokkal kevésbé változékonyak (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010).

Az intermedier és a regionális áramlási rendszerhez kapcsolódó hévforrások közös tulajdonsága, hogy környezetükben minden esetben pozitív termális anomália figyelhető meg. Vizeik jelentős mennyiségű oldott anyagot tartalmaznak, amelyek a vízáramlással kapcsolatba kerülő kőzetekből származnak. Ez az oldott anyag tartalom ki is csapódhat, ha a forrásvizek oxidációs viszonya meteorikus vizekkel keveredve megváltozik. Ez a folyamat eredményezi a gyengén kristályosodott vas- és mangán-oxidok és -hidroxidok kiválását a Fe^{2+} - és Mn^{2+} tartalmú megcsapolódó vizekből (GAINON ET AL., 2007, ERŐSS ET AL., 2010; ERŐSS, 2010; ERŐSS ET AL., 2012).

Ezek az ásványkiválások ^{226}Ra -ot kötnek meg, ami ^{222}Rn -felszabadulást és ezáltal mérhető radioaktivitást eredményez (ERŐSS ET AL., 2012).

A mikroorganizmusok is részt vesznek ilyen kiválási, felhalmozódási és megkötési folyamatokban (ENGEL ET AL., 2004; GOLDSCHIEDER ET AL., 2010). A megcsapolódó CO₂-gazdag termálvizek kigázosodása karbonát kiváláshoz vezet.

A felszín közelében megfigyelhető recens oldódási és megcsapolódási jelenségek ismeretében feltételezhető, hogy ezek a hipogén karsztosodási folyamatok a mélyben is lejátszódnak a különböző rendű áramlási rendszerek határain (MÁDL-SZÖNYI, 2012). Azonban figyelembe kell vennünk a geológiai fejlődéstörténetet, ugyanis geológiai időskálán nézve a felszín alatti áramlási viszonyok változáson mentek keresztül.

2.3. A hipogén karsztrendszerek megértésének kutatási és gazdasági jelentősége

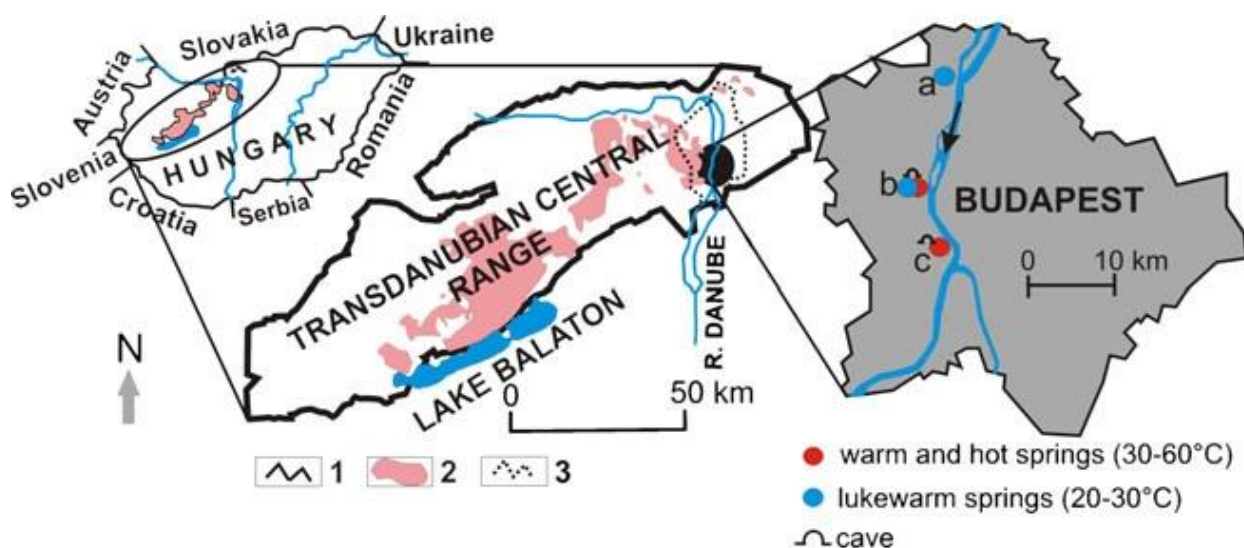
A hipogén karsztosodáshoz kötődő termálvíz kiáramlások fontos szerepet játszanak életünkben, hiszen a balneológiai célú alkalmazásai bizonyítottak, ugyanakkor a hasznosíthatók geotermikus energia nyelésére is.

A mély karbonátos rendszerek a klímaváltozás szempontjából káros CO₂ elhelyezésére is alkalmasak. A beinjektált CO₂ részben reakcióba lép a mészkővel, amelynek során a kalcit oldódni kezd, azaz a karsztosodás következtében ártalmatlan kalcium és bikarbonát ionok jönnek létre. Így a karsztos folyamatok a CO₂ természetes elnyelőinek tekinthetők (GOLDSCHIEDER, ET AL., 2010).

A hipogén karsztok szolgálhatnak szénhidrogének rezervoárjaiként is a nagyméretű és gyakoriságú karsztüregek révén. Emellett kialakulhatnak bennük Pb-Zn-Cu szulfidos ércesedések is, amelyek H₂S-gazdag környezetben csapódnak ki. Az ilyen ércesedés típusterülete a Mississippi folyó völgye, és a Texasban található Delaware-medence MVT típusú ércesedései (HILL, 1995). A H₂S a mélyben lévő szénhidrogének és evaporit (szulfát) reakciójával generálódik, amely a felszín alatti vízáramlásnak köszönhetően tud elmigrálni és különböző H₂S tartalmú vizek keveredésével karbonátot oldani. Az így keletkezett üregek szolgálhatnak a szénhidrogének rezervoárjainak. A felszín alatti víz által szállított nehézfémek és a H₂S reakciójából rétegtani csapdák mentén ércesedés keletkezhet (PALMER ÉS HILL, 2012). A hipogén karsztok gazdasági jelentősége is alátámasztja a dolgozatomban vizsgált téma fontosságát.

3. A Budai Termálkarszt, mint hipogén karsztrendszer

A hipogén karsztrendszerek hazai példája a Budai Termálkarszt, amely Európa legnagyobb természetes termálrendszere, ezáltal Budapest a gyógyfürdők fővárosának tekinthető. A Budai Termálkarszt a Dunántúli-középhegység víztartó rendszerének regionális megcsapolódási zónájában, kiemelt karbonátos egység és üledékes medence határán kifejlődött karsztrendszer (3.1. ábra).



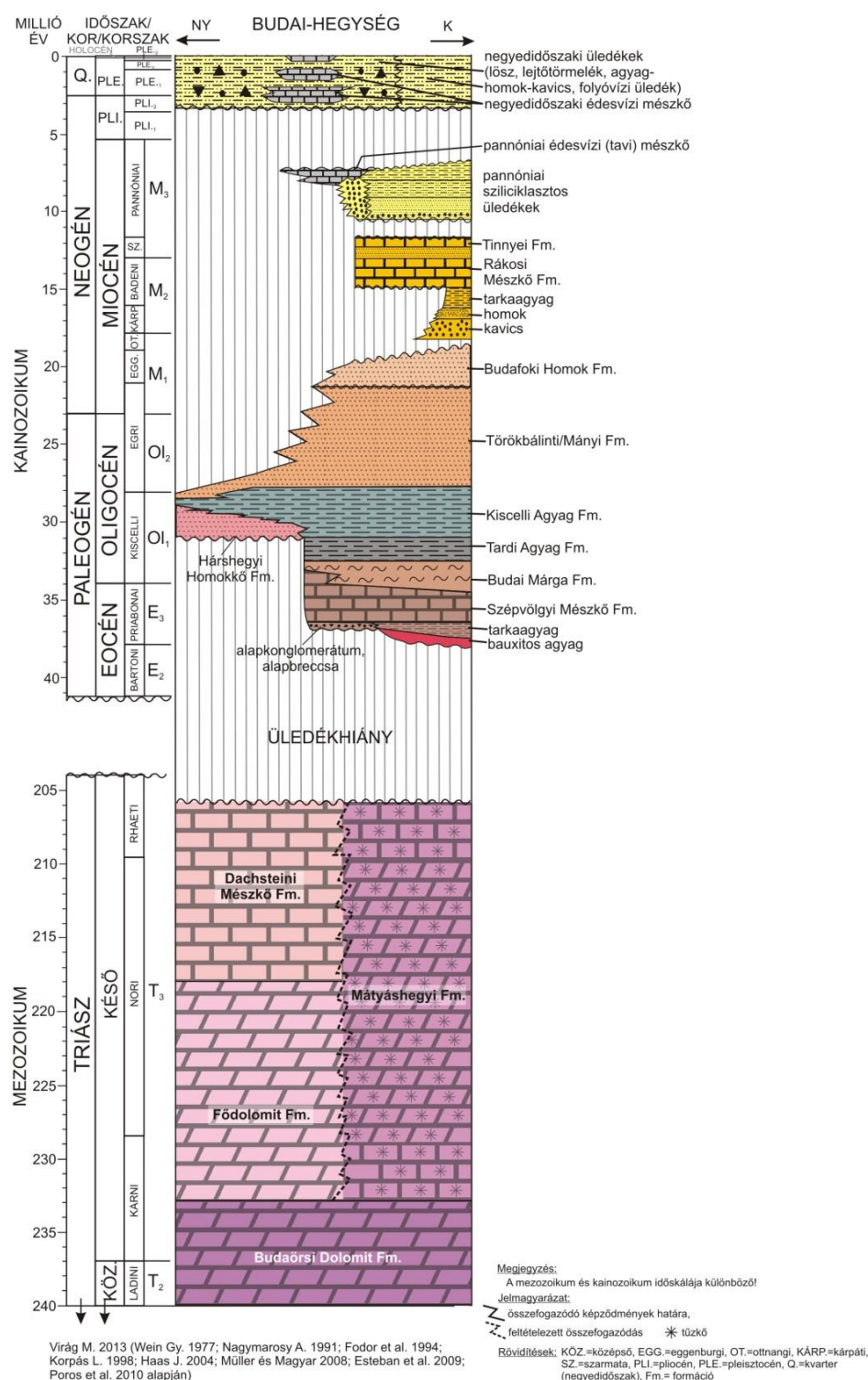
3.1. ábra: A Budai Termálkarszt helyzete a Dunántúli-középhegységen belül és a természetes kiáramlási területek Budapesten. 1: a mezozoós karbonátos kőzetek felszín alatti elterjedése, 2: fedetlen mezozoós karbonátok, 3: Budai Termálkarszt, a: északi kiáramlási terület, b: rózsadombi kiáramlási terület, c: Gellért-hegyi kiáramlási terület (ERÖSS, 2010)

3.1. A Budai Termálkarszt földtana, a karbonátos képződmények hidrosztratigráfiája és a terület fejlődéstörténete

A Budai Termálkarszt geológiailag a Dunántúli-középhegység északkeleti része. Az aljzata nem ismert, de feltételezhetően permi sziliciklasztos és sekélytengeri, evaporitos karbonát sorozatok építik fel, mint a Dunántúli-középhegység többi részén (MAJOROS, 1980; HAAS ET AL., 1989).

3.1.1. Földtani felépítés

A 3.2. ábra a Budai-hegység sematikus rétegoszlopa.



3.2. ábra: A Budai-hegység földtani rétegoszlópa (VIRÁG, 2013 in MINDSZENTY, 2013 in press)

A Budai Termálkarszt legelterjedtebb ismert képződményei triász korú (ladin-nori) platform karbonátok (dolomitok és mészkövek), amelyek 1500-1800 m rétegtani

vastagságban fordulnak elő az egész területen (WEIN, 1977; HAAS, 1988). A triász során a Dunántúli-középhegység a Neotethys selfjének részét alkotta, a dél-alpi és a kelet-alpi egységek között (HAAS ET AL., 1995). A Budai-hegység legidősebb triász képződménye platform környezetben képződött diplopórási dolomit (*Budaörsi Dolomit Formáció*). A középső-anisusiban kezdődő riftesedés a platform feldarabolódását eredményezte, ennek következtében a Budai-hegység területén két eltérő üledékképződési környezet jött létre. Az intraplatform medencékben tűzköves dolomitos-márgás kőzetek (*Mátyáshegyi Formáció*) képződtek, míg a sekélyplatformon mészköves-dolomitos (*Fődolomit Formáció* és *Dachsteini Mészkő Formáció*) rétegek rakódtak le (WEIN, 1977; HAAS ET AL., 2000).

A Budai Termálkarszt területéről a jura és a kréta üledékek hiányoznak, viszont a Dunántúli-középhegység többi részén a kora-jurától a kora középső-krétaig folyamatos üledékképződés figyelhető meg, ezért feltételezhető, hogy a Budai-hegység területén is jelen voltak ezek az üledékek, azonban az erózió által lepusztultak.

A triász üledékek erodált felszínére paleogén transzgressziós sorozatok következnek, amelyek eocén bauxitos agyagokkal indulnak, majd a késő-eocéntól a kora-oligocénig mészkövek (*Szépvolgyi Mészkő Formáció*), márgák (*Budai Márga Formáció*) és agyagok (*Tardi* és *Kiscelli Agzag Formáció*) rakódtak le.

A középső-eocéntól a középső-miocénig a Budai-hegységben két különböző üledékképződési környezet fejlődött ki. A két környezetet a Budai-vonal választja el egymástól, amely fontos paleogeográfiai határ volt (BÁLDI ÉS NAGYMAROSY, 1976). A Budai-vonaltól ÉNY-ra a durvaszemcsés oligocén *Hárshegyi Homokkő* (BÁLDI ET AL., 1976) rakódott le, keleten pedig a *Tardi*, majd a *Kiscelli Agzag*. Az egri emeletben az üledékgyűjtő feltöltődésével a *Kiscelli Agzagból* folyamatosan fejlődik ki a sekély szublitorális környezetben képződött *Törökbálinti Homokkő Formáció*.

A miocéntől a Budai-hegység szárazulati kitettségűvé vált és elkezdődött a paleogén képződmények eróziója. Az ÉNY-DK-i irányú normálvetőnek köszönhetően a süllyedő medencerészekben és részben a Budai-hegység pereme mentén is folytatódott az üledékképződés (*Rákosi Mészkő Formáció*). A késő-miocénben a Budai-hegység egyes részein édesvízi mészkő rakódott le a triász vagy eocén formációk erodált felszínén (MÜLLER ÉS MAGYAR, 2008).

A késő-miocén és pliocén során a Budai-hegység a kompressziós tektonika következtében kiemelkedett és megindult az erózió kezdődött. A pleisztocénben a kiemelkedő hegység peremén travertínó képződött, elsősorban az ÉNY-DK-i vető mentén. Ez a

kiemelkedéssel egyidejű hidrológiai változást jelez, mivel a fiatalabb travertinók alacsonyabb topográfiai pozícióban jelennek meg, mint az idősebbek (SCHEUER ÉS SCHWEITZER, 1988).

3.1.2. A karbonátos képződmények hidrosztratigráfiai jellemzői

A továbbiakban kiemelten a területen, fúrásban megtalálható karbonátos formációkat mutatom be, melyek dolgozatomban szempontjából fontosak és jellemzem azokat CSÁSZÁR (1997) nyomán. A területen előforduló képződmények hidrosztratigráfiai besorolását a Tanszéki Hidrogeológiai Munkacsoport korábbi kutatásai során már elvégezte (MARTINECZ, 2013 IN PRESS; MÁDLNÉ SZÖNYI ET AL., 2012). Így a karbonátos formációk hidrosztratigráfiai minősítésénél erre támaszkodom (3.1. táblázat).

kor	Formációk neve	K (m/s)		Hidrosztratigráfiai besorolás	kor	Formációk neve	K (m/s)		Hidrosztratigráfiai besorolás
		min	max				min	max	
pre-Pa miocén	Tinnyei Formáció	10-5	10-3	VV	eocén	Budai Márga	10-6	10-4	VV
	Kozárdi Formáció	10-10	10-8	VF		Szép völgyi Mészakő	10-4	10-3	VV
	Lajtai Mészakő	10-5	10-3	VV		Kosdi Formáció	10-7	10-6	VV
	Budafoki Homok	10-6	10-4	VV	triász	Dachsteini Mészakő	10-4	10-2	VV
oligocén	Szécsényi Slír	10-10	10-9	VF		Fődolomit Formáció	10-4	10-2	VV
	Mányi Formáció	10-8	10-6	kVF		Mátyáshegyi Formáció	10-4	10-2	VV
	Törökbálinti Homokkő	10-8	10-6	kVF		Budaörsi Dolomit	10-4	10-2	VV
	Kiscelli Agyag	10-12	10-10	VF		Csopaki Márga	10-9	10-7	VF
	Hárshegyi Homokkő	10-8	10-6	VF		Arácsi Márga	10-8	10-6	kVF
	Tardi Agyag	10-12	10-10	VF					

3.1. táblázat: A kutatási területen található formációk hidrosztratigráfiai besorolása
K: hidraulikus vezetőképesség, VV: vízvezető, VF: vízfogó, kVF: közepes vízfogó
(MARTINECZ, 2013 in press; MÁDL-SZÖNYI ET AL., 2012)

A **Kozárdi Formáció** túlnyomórészt sekélytengeri-partközeli kifejlődésű csökkentsósvízi szürke, zöldesszürke molluszkás agyag-agyagmárga, alárendeltekben homok, laza homokkő, mészmárga, mészhomokkő alkotja (CSÁSZÁR, 1997). Vízföldtani tulajdonságai alapján vízfogóként viselkedik (Besorolása: Kozárdi VF).

A **Budai Márga Formáció** normál sósvízi, sekélybathiális kifejlődésű, mélyebb részében márga, mészmárga, magasabb részében uralkodóan agyagmárga, gyakori tufit,

tufitos homokkő zsinórokkal, allodapikus mészkő betelepülésekkel, alsó részén számos Bryozoa maradvánnyal („bryozoás márga tagozat”). A Budai Márga összességében vízföldtanilag vízvezetőként viselkedik. (Besorolása: Budai Márga VV).

A **Szép völgyi Mészkő Formáció** platform és szublitorális fáciesű világosszürke mészkő, mészmárga, gyakori-tömeges Nummulites, Discocyclina, Lithothamnium maradvánnyal („felső-eocén mészkőösszlet”). A Szép völgyi Mészkő hidrogeológiailag vízvezetőnek minősül. (Besorolása: Szép völgyi Mészkő VV).

A **Kosdi Formáció** tarka és szürke agyag, bauxitos agyag, homok, kavics, dolomit- és mészkőtörmelék, felső részén helyenként molluszkás márgával, édesvízi mészkővel és kőszénnel. A formáció vízföldtanilag vízvezetőnek minősül. (Besorolása: Kosdi VV).

A **Dachsteini Mészkő Formáció** uralkodóan világosszürke színű, Megalodontaceae kagylókat jelentős mennyiségben tartalmazó, jellegzetesen lofer ciklusú mészkő, amely egy nagy kiterjedésű karbonátos platform peritidális illetve szubtidális övében. A képződmény vízvezető (Besorolása: Dachsteini Mészkő VV).

A **Fődolomit Formáció** nagy vastagságú karbonátos platform képződmény: világosszürke-szürke színű, többnyire vastagpados, korai diagenetikus dolomit, melyet peritidális és lagúnafaciesek váltakozásából felépülő lofer-ciklusok jellemeznek. A formáció hidrogeológiailag vízvezető. (Besorolása: Fődolomit VV).

A **Mátyáshegyi Formáció** medence fáciesű karbonátos képződmény. Mészkő vagy dolomit kifejlődésű, változó sűrűségű és vastagságú márga betelepülésekkel, gyakran tűzkőgumókkal. Vízföldtani viselkedése alapján vízvezető. (Besorolása: Mátyáshegyi VV).

A **Budaörsi Dolomit Formáció** karbonát platform fáciesű, piszkosfehér színű, többnyire jól rétegzett, pados, olykor ciklusos felépítésű dolomit, Dasycladacea maradványokkal, illetve ezek kioldásából származó csőszerű pórusokkal („diploporás dolomit”). Hidrosztratigráfiai értékelése alapján a formáció vízvezető. (Besorolása: Budaörsi Dolomit VV).

A **Csopaki Márga Formáció** viszonylag sekély, de nyílt selfen képződött, uralkodóan márgából álló képződmény („tiroliteszes márga”). Alsó egysége szürke márga, tiroliteszes márgás mészkő, a középső vörös, meszes aleurolit, a felső zöldesszürke márga, homokos márga kifejlődésű. Gyakori a vékony, bioklasztos mészkő betelepül. A formáció átmeneti vízföldtani kategóriába sorolható a vízfogó és a vízvezető között: közepes vízfogó. (Besorolása: Csopaki Márga kVF).

Az **Arácsi Márga Formáció** enyhe lejtésű, sekély selfen képződött, vékony mészkő, dolomit és aleurolit betelepülésekkel tagolt szürke, sárgásszürke, helyenként vörös

márgasorozat, jellegzetes Claraia kagyló faunával. Vízföldtani viselkedése a Csopaki Márgához hasonló. (Besorolása: Arácsi Márga kVF).

3.1.3. Szerkezetfejlődés

Négy fő tektonikai fázis érintette a karbonátos kőzeteket a területen (FODOR ET AL., 1994): a kréta során kompressziós tektonika dominált, a DK-ÉNY-i kompresszió hatására a dolomitok összetöredeztek (WEIN, 1977). A késő-eocéntől a kora-miocénig a területet időszakosan oldaleltolódásos mozgás érintette (NYÉNY-KDK-i kompresszió és függőleges irányú tenzió). A feszültségmező a középső-miocénben megváltozott, és a kvarterig É-D-i, majd ÉK-DNY-i normál vető jött létre az extenziós feszültségtér által. A pleisztocénben É-D-i (ÉK-DNY-i) extenzió és függőleges irányú kompresszió volt jellemző.

A terület komplex tektonikai fejlődése következtében a létrejött törések, vetők és feltolódások fontos szerepet játszottak a felszín alatti vízáramlás irányításában, és szabályozták az oldódási és kicsapódási folyamatokat (ERŐSS, 2010).

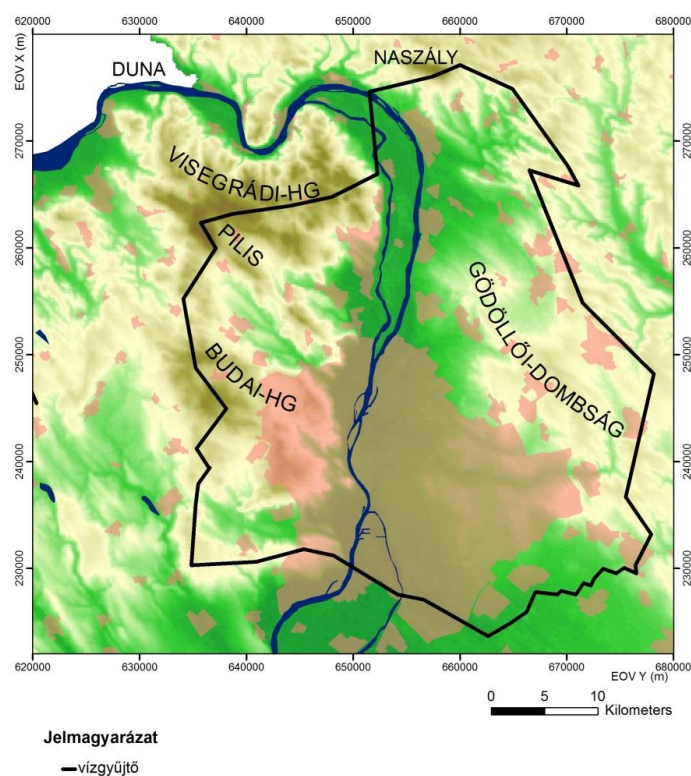
3.2. A Budai Termálkarszt recens és paleohidrogeológiai viszonyai

A Budai Termálkarszt része a Dunántúli-középhegység főkarsztvíz-tárolójának (MÁDL-SZŐNYI, 1996), morfológiailag lehatárolt vízgyűjtő területét a 3.3. *ábra* szemlélteti (MÁDL-SZŐNYI ET AL., 1999 in MINDSZENTY; ERŐSS, 2010). A Dunántúli-középhegység víztartó rendszerére elsősorban gravitáció vezérelte felszín alatti vízáramlás jellemző (ALFÖLDI, 1979).

A Budai Termálkarszt beszivárgási területe földrajzilag pontosan nem határolható le (ALFÖLDI ET AL., 2007) (3.3. *ábra*). LORBERER (1986) szerint a karsztos beszivárgási terület a Dunántúli-középhegységnek mintegy 15%-a. A langyos források feltehetőleg a Budai-hegység és a Pilis karsztos felszínén keresztül beszivárgott csapadékvízből táplálkoznak, míg a termálvizek beszivárgási területe a Dunántúli-középhegységben, távolabb található (ALFÖLDI ET AL., 1968). Emellett a Dunától keletre is találhatók mezozoós karbonátos kibúvások, amelyek szintén részét képezhetik a Budai Termálkarszt beszivárgási területének.

A főkarsztvíztároló megcsapolódási területe a beáramlási területtel szemben egyértelműen kijelölhető. A karsztrendszer regionális erózióbázisa a Duna. Budapesten három fő kiáramlási terület különíthető el: északi, rózsadombi és Gellért-hegyi kiáramlási terület (3.1. *ábra*). A megcsapolódás jellegzetessége, hogy erősen koncentrált, mivel tektonikai

vonalakhoz kapcsolódik és erős, konvektív hőáram kíséri, valamint megnövekedett (75-100°C/km) geotermikus gradiens (LORBERER, 2002).

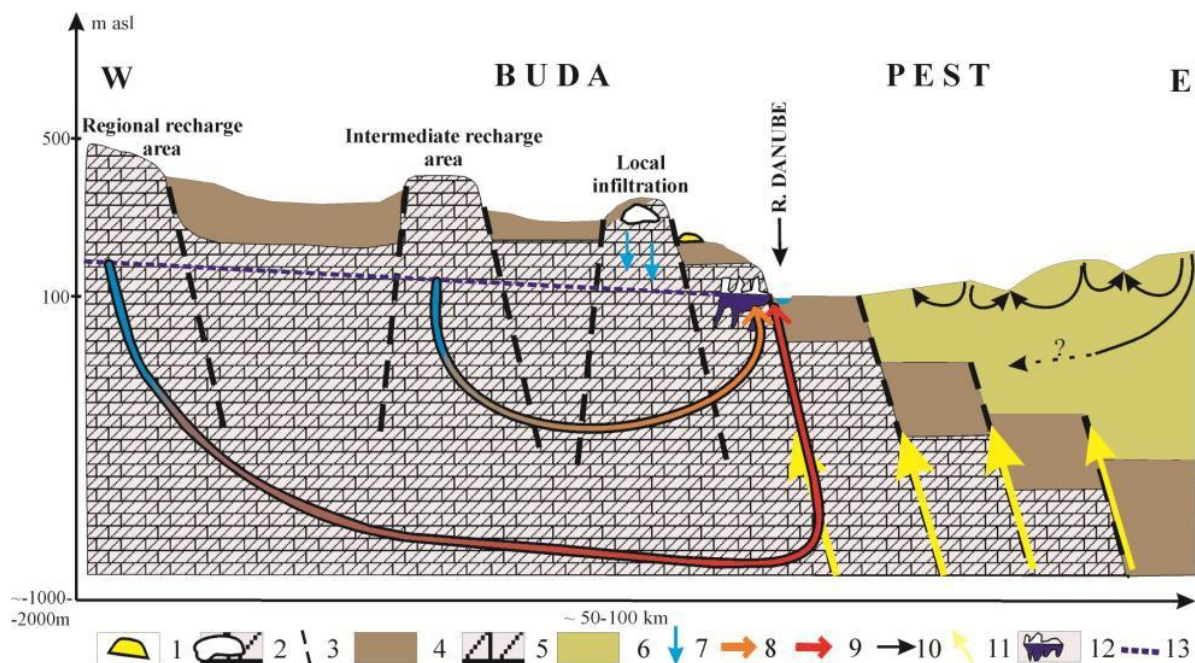


3.3. ábra: A Budai Termáلكarszt morfológiailag lehatárolt vízgyűjtőjének nyomvonala. (módosítva MÁDL-SZÖNYI ET AL., 1999 in MINDSZENTY; ERŐSS, 2010)

A források eloszlásában egyértelmű tendencia figyelhető meg: az északi kiáramlási területen csak langyos források, a Rózsadomb területén egymás mellett langyos, meleg és hévforrások, míg délen, a Gellért-hegy környezetében főként hévforrások találhatók (ALFÖLDI ET AL., 1968). A megcsapolódási területek elkülönülésének és a hőmérsékletbeli különbségek oka a források utánpótlódási területének eltérő kifejlődése, valamint a felszín alatti áramlás pályák különbözősége (LORBERER, 2002).

A legutóbbi kutatások (ERŐSS ET AL., 2010; ERŐSS, 2010) alapján megállapítható, hogy a Budai Termáلكarsztot a felszín alatti vízáramlások szempontjából osztályozva a domborzatilag kiemelt helyzetű karbonátos hegység és medence határán, a regionális megcsapolódási zónában elhelyezkedő hipogén karsztok körébe sorolható (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS, 2011). A rendszer fluidumainak szélső tagjai egyrészt ún. „meteorikus” fluidumok, azaz „frissen” beszivárgó csapadékvizek, másrészt hidrotermális fluidumok, amelyek a komplex kőzet-víz kölcsönhatásnak köszönhetően többféle komponensből tevődnek össze. A fluidumok kémiai összetételének megállapításán (ERŐSS ET AL. 2010; ERŐSS, 2010) túl az új

modell egyik legfontosabb hozadéka az volt, hogy bebizonyította a medenceeredetű fluidumoknak a termális komponensben való jelenlétét, és azt a modellbe bele is illesztette. A felszálló medenceeredetű fluidumok NaCl-os jellegűek, és 9000-38000 mg/l összes oldott anyag tartalommal jellemezhetők alföldi analógiák alapján (MÁDL-SZŐNYI ÉS TÓTH, 2009). ERŐSS (2010) és ERŐSS ET AL. (2010) munkája alapján a medence eredetű fluidumok szolgáltatják a Budai Termálkarszt termálvizeinek Na^+ , K^+ , Cl^- , H_2SiO_3 , CO_2 , H_2S , CH_4 tartalmát. Ezek alapján fogalmazódott meg a Budai Termálkarszt új koncepció modellje (3.4. ábra).



3.4. ábra: A Budai Termálkarszt új áramlás rendszertani modellje

1: édesvízi mészkő, 2: inaktív, száraz barlang, 3: vető, 4: oligocén agyagok, 5: karbonátos kőzetek, 6: neogén üledékek, 7: lokális beszivárgás, 8: meteorikus karsztvíz áramlás, 9: regionális karsztvíz áramlás, 10: gravitációs áramlási rendszer a Pesti-síkságon, 11: tektonikai kompresszió által hajtott medencebeli fluidumok, 12: aktív, hipogén barlang 13: karsztvízszint.

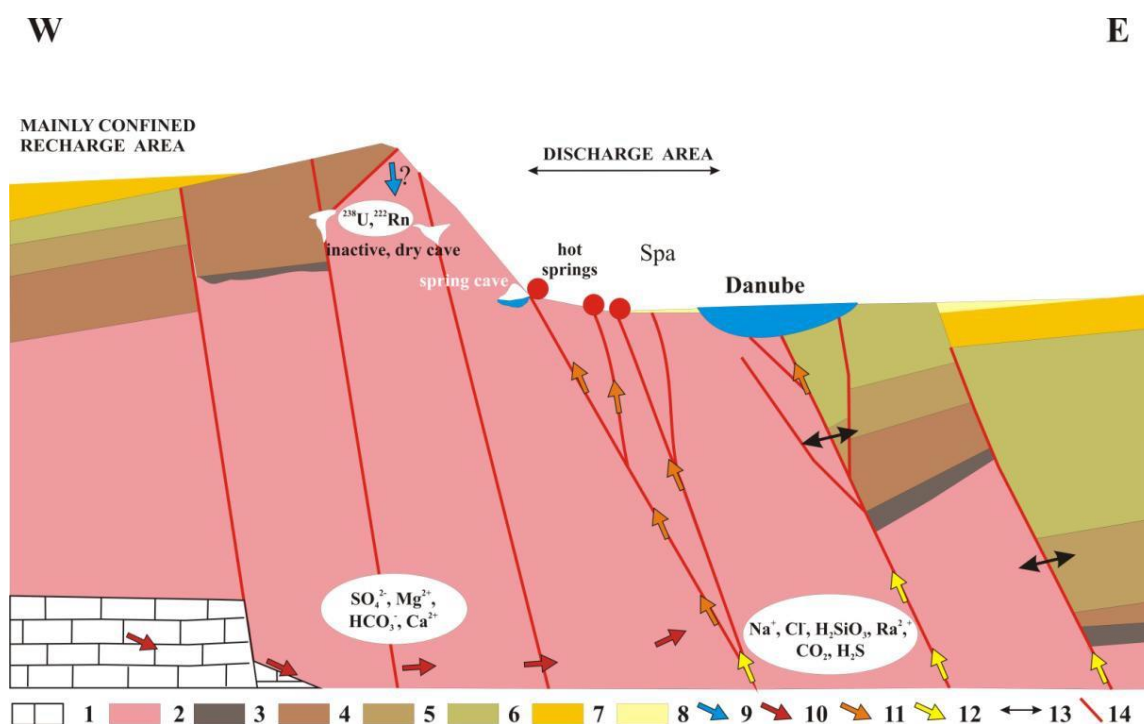
(ERŐSS ET AL., 2008 után módosítva in GOLDSCHIEDER ET AL., 2010)

A három jól elkülöníthető kiáramlási terület közül a rózsadombi és Gellért-hegyi megcsapolódási zónára külön-külön modell készült (ERŐSS ET AL., 2010; ERŐSS, 2010).

Mindkét vizsgált területre a szerkezetileg meghatározott megcsapolódás jellemző. Ennek megfelelően a Rózsadomb területén a langyos (21-29°C) és a forróvízű (50-65°C) források területileg elkülönülten jutottak a felszínre, melyek kémiai összetétele is különbözött: a langyos források vize általában kevesebb, mint 1000 mg/l, a forróvízű forrásoké több, mint 1200 mg/l összes oldott anyag tartalommal volt jellemezhető. A Gellért-hegy lábánál

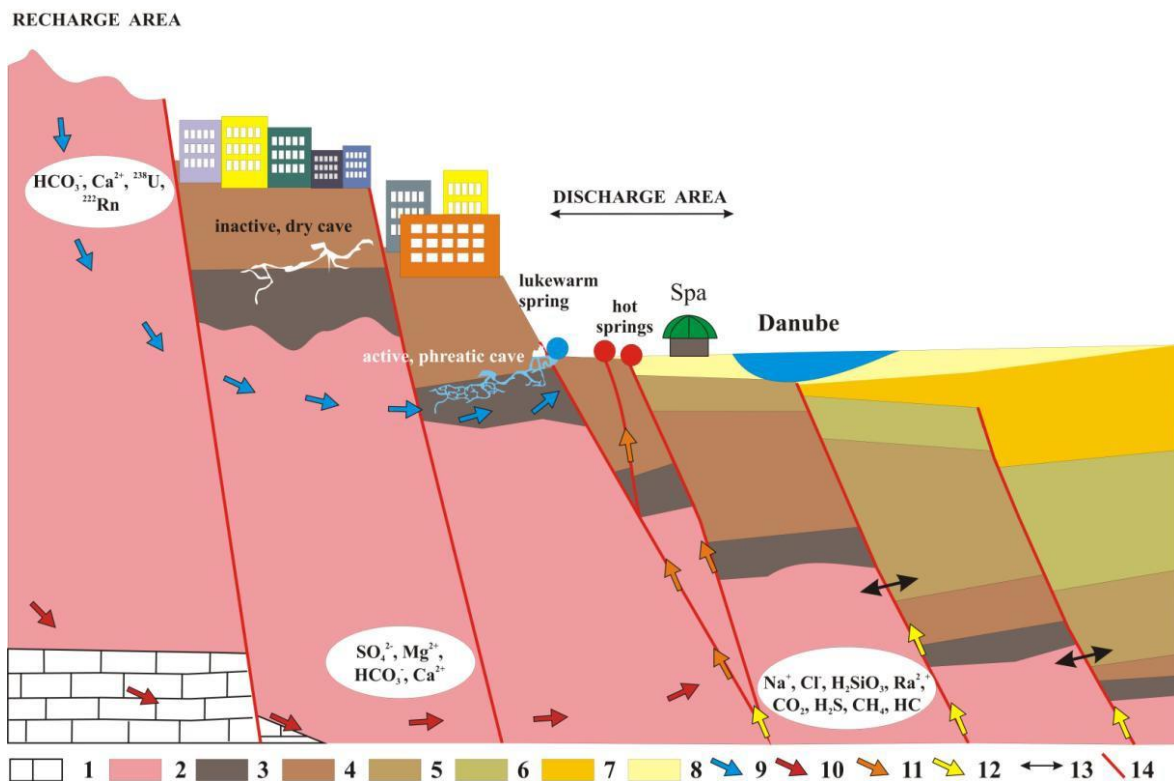
megcsapolódó vizek időben és térben is azonos hőmérséklettel (35-47°C) és kémiai összetétellel (1500-2000 mg/l TDS) rendelkeztek (ERŐSS, 2010). Mindkét terület vizeire nagyjából azonos HCO_3^- , H_2SiO_3 , Cl^- , Na^+ és K^+ tartalom, míg a Gellért-hegy környéki vizekre magasabb Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^{2+} és SO_4^{2-} volt jellemző (PAPP, 1942).

A Gellért-hegy és környezetének viszonylag kisméretű fedetlen felszíne korlátozott lehetőséget nyújt a csapadék eredetű víz beszivárgására, így a kiáramló fluidumok elsősorban a feláramló hidrotermális vizek, langyos vizű források pedig nem találhatók itt (3.5. ábra).



3.5. ábra: A Gellért-hegyi megcsapolódási terület általános áramlás rendszertani modellje
 1: perm – alsó-triász evaporitos karbonát rétegek, 2: triász karbonátok, 3: Szépvölgyi Mészke, 4: Budai Márga, 5: Tardi Agyag, 6: Kiscelli Agyag, 7: miocén képződmények, 8: kvarter üledékek, 9: lokális - intermedier áramlási rendszerek, 10: regionális áramlási rendszer, 11: regionális medence eredetű fluidumok, 12: medence eredetű fluidumok, 13: komplex víz – kőzet kölcsönhatás, 14: szerkezeti elemek. (ERŐSS, 2010)

A Gellért-heggyel szemben a Rózsadomb utánpótlódási területe nagy kiterjedésű karbonátos felszínnel rendelkezik, így jelentős mennyiségű csapadék tud a felszín alá jutni (3.6. ábra). Az utánpótlódási területek eltérő mivoltát a források természetes hozama is mutatja: a Gellért-hegy lábánál megcsapolódó vizek esetében 3200 m³/nap, míg a Rózsadombon 18000 m³/nap volt jellemző (ERŐSS ET AL., 2008). ERHARDT (2012) és ÖTVÖS (2012) hidraulikai feldolgozásának eredményeképpen szerkezeti okokra vezetnek vissza a két megcsapolódási terület elkülönülését.



3.6. ábra: A rózsadombi kiáramlási terület általános áramlás rendszertani modellje
 1: perm – alsó-triász evaporitos karbonát rétegek, 2: triász karbonátok, 3: Szépvölgyi Mészkö, 4: Budai Márga, 5: Tardi Aggyag, 6: Kiscelli Aggyag, 7: miocén képződmények, 8: kvarter üledékek, 9: lokális - intermedier áramlási rendszerek, 10: regionális áramlási rendszer, 11: regionális medence eredetű fluidumok, 12: medence eredetű fluidumok, 13: komplex víz – kőzet kölcsönhatás, 14: szerkezeti elemek. (ERŐSS, 2010)

POROS (2011) és POROS ET AL. (2012) az eocén képződményeket átszelő kalcit-barit-fluorit-szulfid telérek ásványtani és fluidzárvány-vizsgálatával a medence eredetű fluidumok feláramlását igazolta a Budai Termálkarszton. Az ásványfázisok szénhidrogén-tartalmú és vizes zárványai alapján megállapította a zárványok csapdázódásakor uralkodott nyomást (85 bar) és hőmérsékletet (80°C) is. Arra is rámutatott, hogy a medence eredetű fluidumáramlás a rendszer teljesen fedett állapotában a késő kora-miocénben indult meg. A rendszer mintegy 800 méternyi üledék lepusztulása után vált nyitottá a budai oldalon, utat engedve a csapadékeredetű vizek beszivárgásának és a források felszínre törésének (SCHEUER ÉS SCHWEITZER, 1988). A hegység kiemelkedésével és a fedő lepusztulásával párhuzamosan a karsztvíz mennyisége nőtt, míg a medencekomponens csökkent a mai érték eléréséig.

ERŐSS ET AL. (2010) és ERŐSS (2010) a fentiek alapján két eltérő barlangképződési modellt dolgozott ki a Gellért-hegy és a Rózsadomb előterében található megcsapolódási területekre. A Rózsadomb térségében a különböző fluidumok keveredése jellemző, a déli

területen, a Gellért-hegy térségében – ERŐSS (2010) vizsgálatai alapján – nincsen jelentősebb keveredés: csak termálvíz-megcsapolódás történik, amin a Kis-Gellért-hegy lokális beszivárgása (ERHARDT ÉS ÖTVÖS 2011) sem változtat. E barlangok kialakulásában – a már hipogén folyamatok között – a mikrobiális közreműködéssel segített kénsavas barlangképződés is jelentős szerepet játszik (ERŐSS 2010; BORSODI ET AL. 2012).

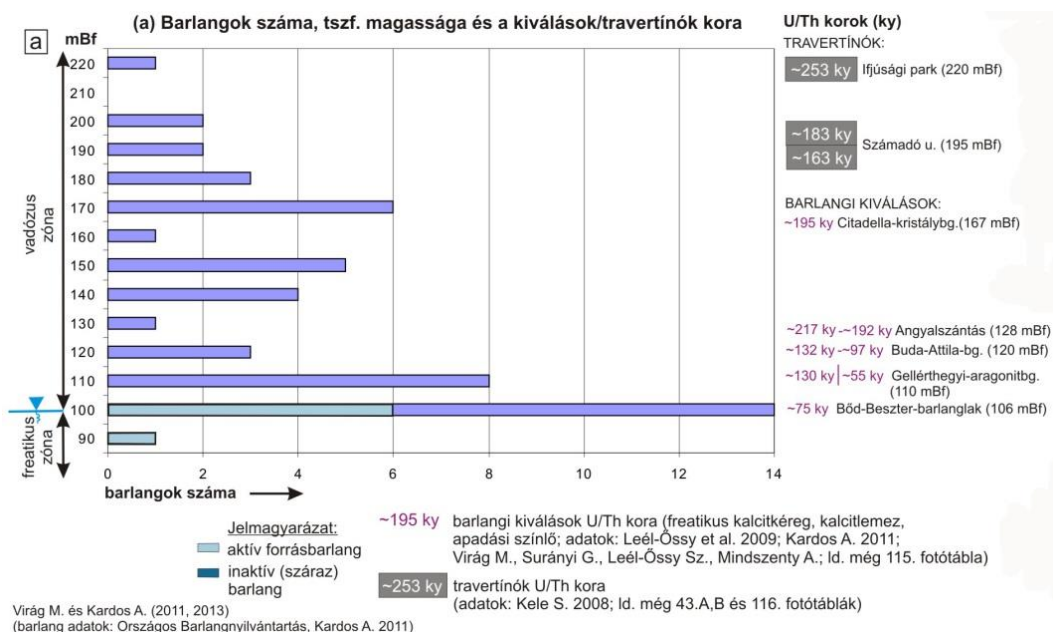
Ezzel közvetlen bizonyítást nyert, hogy a vízáramlások meghatározzák az üregesedést befolyásoló folyamatokat. LOVRITY (2012) dolgozatában a Budai Termálkarsztra levezetett összefüggést a világ egyéb hipogén karsztos területein is – a rendelkezésre álló irodalmi adatok alapján – tudta bizonyítani. MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS (2013) ezt kiterjesztette és a termálvizek eltérő megcsapolódási mechanizmusaival azonosította. A felszín alatti víz földtani hatótényező szerepéből kiindulva (TÓTH, 1999) a Budai Termálkarszton végzett észlelések és irodalmi analógiák alapján a hipogén oldódás és kiválás folyamatait kísérő jelenségek: az ismert kalcitkiválás mellett, mikrobiológiailag segített vas-oxihidroxid kiválás biofilm formában, e kiválás felületén a termálvíz által szállított nyomelemek felhalmozódása, továbbá ^{226}Ra felhalmozódás (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS, 2013).

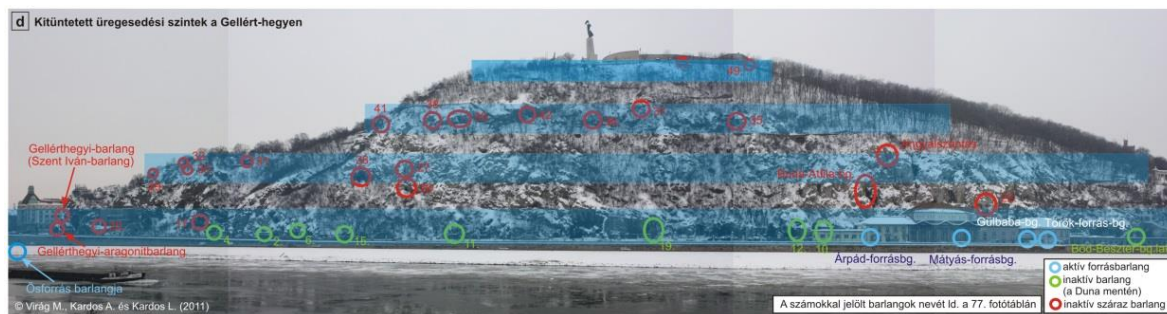
4. Hipogén karsztosodási jegyek kutatása hévízkutak rétegsoraiban

4.1. Mit keresünk és miért?

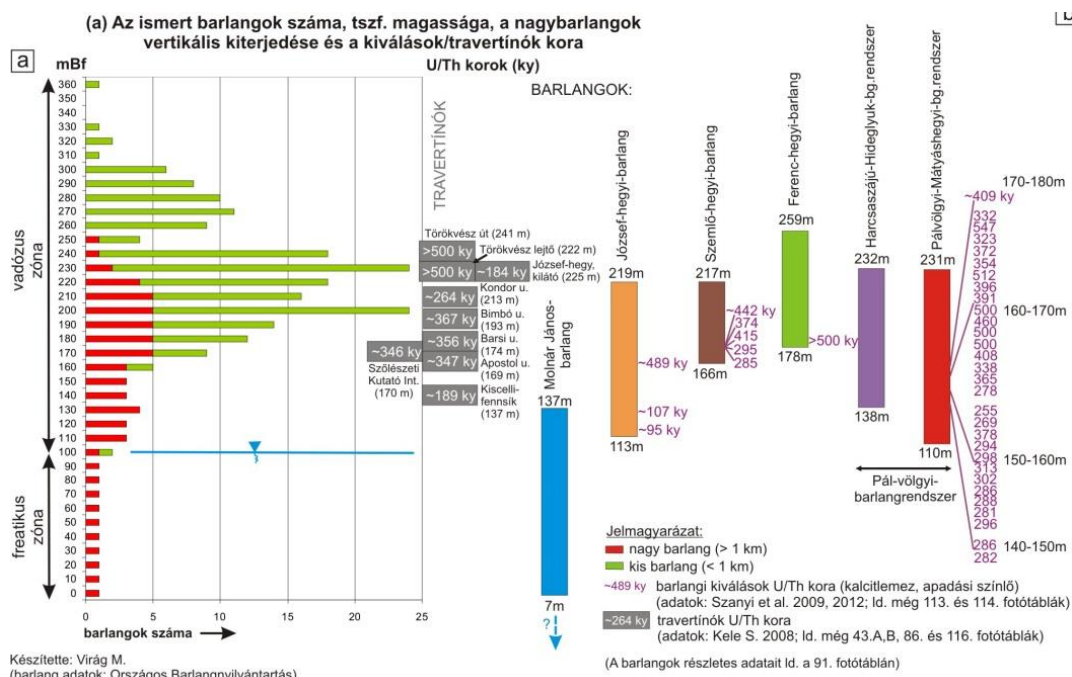
Tudományos diákköri dolgozatomban arra vagyok kíváncsi, hogy a Budai Termálkarszt elfedett részén a karbonátos rétegsorokban találhatók-e hipogén karsztosodásra utaló üregek és ezekhez kapcsolódó kalcit és vas-oxihidroxidos kiválások. Ennek érdekében először nagyon röviden összefoglalom azt, hogy mit lehet a szárazra került budai barlangokkal kapcsolatban e kutatásban hasznosítani. Ezek a barlangosodott zónák előfordulási helyzete (elevációban), hidrosztratigráfiai egységekhez való kötöttsége és tektonikai preformáltsága.

MINDSZENTY (2013 IN PRESS) könyvében összefoglalja a Gellért-hegy és a Rózsadomb barlangjaira, a különböző barlangszintekre vonatkozó eredményeket az egykori karsztvízszinthez kötődő barlangi kiválásokat. Feltételezhető, hogy a barlangszintek kialakulását a karbonátos formációkban a területre ható négy fő tektonikai fázis határozta meg (FODOR ET AL. 1994). A Gellért-hegyen és környezetében – a hidrogeológiai modellel összhangban – kisméretű, lencseszerű barlangok találhatók Földolomitban és Budai Márgában. Megállapítást nyert, hogy az üregek gyakoriságának vertikális eloszlása nem egyenletes, a barlangszintek 90-220 mBf között változnak (4.1. a,b ábra).





4.1. ábra: A Gellért-hegy ismert barlangjai (a) szintenkénti gyakorisága (d) helyzete és vertikális kiterjedése (Fotótábla:117 VIRÁG ET AL. IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)

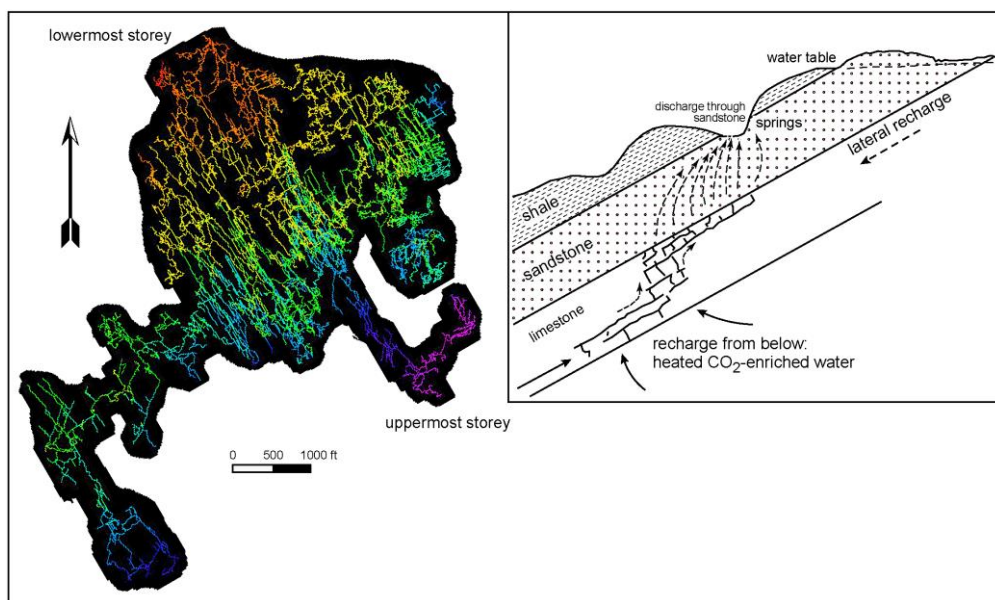


4.2. ábra: A rózsadombi ismert barlangok (a) szintenkénti gyakorisága (c) helyzete és vertikális kiterjedése (Fotótábla:118 VIRÁG ET AL. IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)

A Rózsadombon és környékén az eocén Szépvölgyi Mészkőben, kisebb mértékben a Budai Márgában, illetve a triász Mátyáshegyi Formációban alakultak ki üregek. A termál és meteorikus vizek keveredése miatt itt intenzív üregképződés zajlott és nagyméretű

barlangjáratok keletkeztek (4.2. *a, b ábra*). Itt jelentős vertikális kiterjedésben (0-330 mBf), több szintben jöttek létre barlangjáratok (LEÉL-ÖSSY, 1995). E két eset mutatja, hogy több száz m vastagságú kőzettömeget érintett a hipogén karsztosodás és a karsztvízszint/megcsapolódás áthelyeződése a kőzetvázban a barlangosodási szintek révén nyomomonkövethető.

A fedett karszt alatt előforduló üregekre számos szpeleológiai tanulmány rámutatott. Ezek hidrogeológiai értelmezésére KLIMCHOUK (2007) és KLIMCHOUK in WHITE ÉS CULVER (SZERK.) (2012) tett kísérletet koncepciók alapján (4.3 *ábra*). Ugyanakkor valós vízáramlási tanulmányokkal a hipogén zónában zajló üregesedést még nem tudták közvetlen összefüggésbe hozni, ebben kivételt jelent a kiáramlási területre felállított összefüggés (MÁDL-SZÖNYI ÉS ERŐSS, 2013).

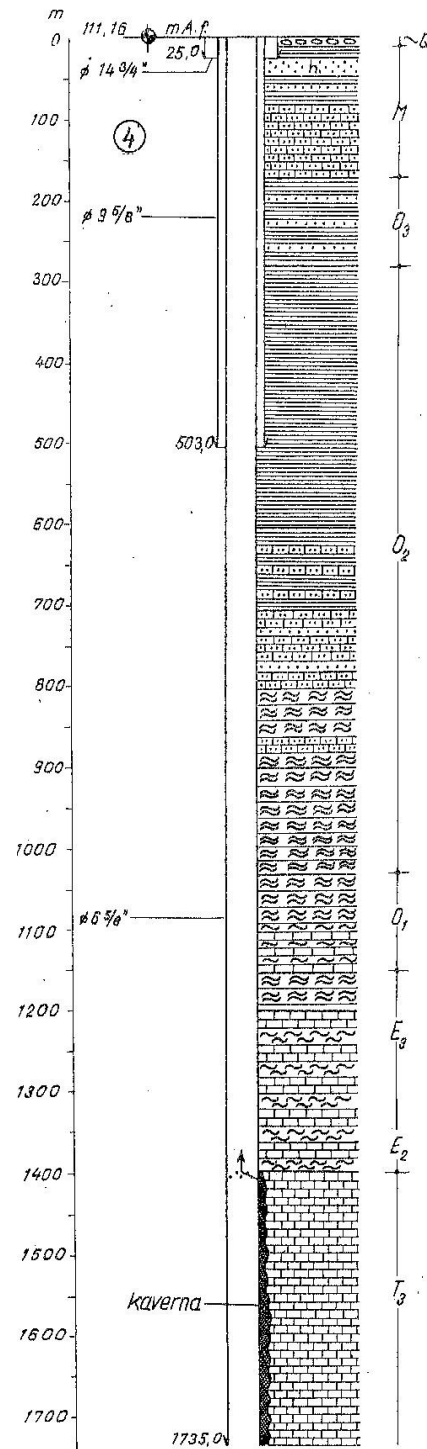


4.3. ábra: A Wind Cave (South Dakota, USA) és hidrogeológiai képződési koncepciója (FORD, 1989 in KLIMCHOUK, 2012)

Kutatási területem azért szerencsés ebből a szempontból, mert a Budai Termálkarszton – a korábban elvégzett hidraulikai feldolgozása alapján – a fedett karszt vízáramlásaira vonatkozóan is rendelkezünk eredményekkel (ÖTVÖS 2012; ERHARDT 2012; MÁDLNÉ SZÖNYI ET AL., 2012).

Munkámban ezen összefüggés magyarázatára nem törekszem, csupán a fedett karszt hévízkutató fúrásokkal feltárt üregesedett szakaszait veszem sorra. A fedett karszt alatt található üregekre vonatkozóan elsőként a Paskál-malmi kút fúrása idején irányult figyelem. A fúrás a vastag negyed- és harmadkori üledéksorozat harántolása után 1397 m mélységben

érte el a triász időszaki mészkő alaphegységet, melynek mélyreható, kb 335 m-es hasadékába a béléscső akadálytalanul jutott le 1735 m mélységig (ALFÖLDI ET AL., 1968). A 4.4. ábrán látható a fúrási rétegsor és a kaverna helyzete. Ezen jelenségek vízáramlási szempontú jelentőségére elsőként GOLDSCHIEDER ET AL. (2010) cikke hívta fel a figyelmet.



4.4. ábra: A Paskál-malmi hévízkutató fúrás rétegsora a 300 m-t meghaladó vastagságban harántolt kavernával (ALFÖLDI ET AL., 1968).

A nyersanyagkutató fúrások során tapasztalt olyan jelenségeket, mint az öblítővíz elfolyása és a szerszámesés, mindig regisztrálták, azonban ezek genetikája korábban nem volt ismert.

Tehát hasonló üregesedésre keresünk jegyeket a fedett karsztos területek további hévízkutató fúrásaiban is attól eltekintve, hogy itt az üregek a rétegterhelés miatt csak korlátozottan őrződhetek meg, beomolhattak, amely breccsás zóna keletkezéséhez vezethetett. A céloom mindössze ezen üregesedések helyzetének rögzítése és összevetésük a befogadó földtani képződménnyel és a tektonikai képpel.

4.2. Adatgyűjtés, adatbázis kialakítás

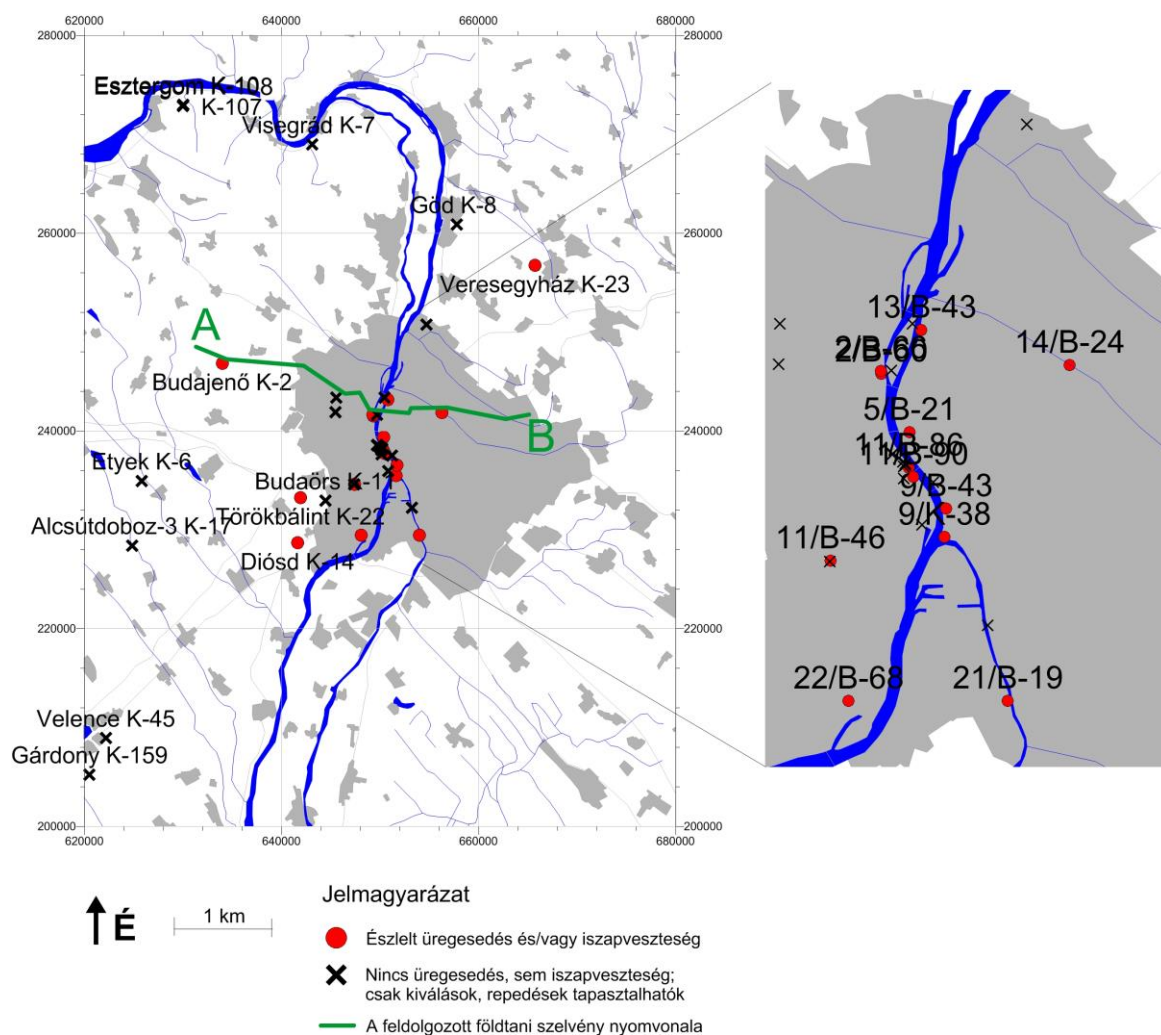
Első lépésben a Hidrogeológiai Kutatócsoport hidrosztratigráfiai adatbázisából kigyűjtöttem a területre vonatkozó hévízkutakat és hidrosztratigráfiai beosztásuk alapján kiválogattam azokat, amelyek a munkám céljából fontosak, vagyis, amelyek valamilyen karbonátos képződményt harántoltak.

Ezután kezdődött az adatgyűjtés, a 78 kiválasztott vízkutató fúrás dokumentációinak átnézése és kijegyzetelése, amelyet a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH), illetve a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI) adattárában végeztem el.

A vízföldtani naplók és jelentések alapján az alábbi üregesedésre utaló jelenségeket vettem figyelembe. Az üregesedésre közvetlenül utaló jegyként értékeltem az oldódási üregek és repedezett, járatos szakaszok előfordulását a karbonátos kőzetekben. Az üregesedésre közvetetten utaló jelenséggént értékeltem a fúrás során tapasztalt iszapveszteségeket, melyekről feltételeztem, hogy amennyiben karbonátos képződményben következtek be, akkor üregesedésre utalnak. Ennek alapja, hogy az iszapveszteség megléte karbonátos képződményekben a porozitás lokális megnövekedésére utal, s ez a szálközethez képest számottevőbb repedezettséget, ill. oldásos másodlagos porozitást jelezhet. Az iszapveszteség mértéke lehet részleges vagy teljes, ez azt jelzi, hogy a kőzetváz porozitás növekedése milyen mértékű, és hogy mekkora kőzettérfogatot érint. A felszín alatti víz és kőzet közötti kölcsönhatás eredményeképpen nemcsak oldódás, de kiválás is történik. Ezért ezen túlmenően kigyűjtöttem a repedéseket kitöltő anyagokra vonatkozó utalásokat, úgymint a kalcit, a pirites és vas-oxidos kiválások nyomait. Kiegészítő információként a fúrásleírások alapján figyelembe vettem a sztililitok és a karbonátos kőzettörmelékek megjelenését, valamint a feltételezett vetők, szerkezetek helyzetét, amelyek ugyancsak fontos információként szolgálhatnak.

Az adatgyűjtés után kiszűrtem azokat a kutakat, melyben üregesedésre vagy kiválásra utaló jelenségek egyikét sem írtak le és az így kapott 46 fúrás kigyűjtött információit táblázatban rendszereztem a kiértékelés érdekében (4.1. melléklet). A rendszerezés során fúrásonként megadtam a harántolt karbonátos formációkat, azok tetejét és talpát, illetve az adott formációban észlelt üregesedésre utaló jegyek előfordulását és az intakt közetszakaszokat elevációban. Ezt követően karbonátos formációnként, illetve hidrosztratigráfiai egységenként rendszereztem a két legfőbb, az üregesedésre közvetlenül, ill közvetve (az iszapveszteség révén) utaló jelenségeket és azok fúrásokban előforduló, illetve hidrosztratigráfiai egységen belüli helyzetét elevációban (4.2. melléklet). A következő lépésben összesítettem a hidrosztratigráfiai egységenként előforduló, üregesedés által érintett fúrások számát (4.3. melléklet). A 4.2. mellékletben szereplő adatok: karbonátos formációk, kor, litológia, hidrosztratigráfiai kategória, iszapveszteség, szintköz elevációk, R - részleges iszapveszteség, T - teljes iszapveszteség, üregesedés előfordulása, szintköz elevációk. A 4.3. mellékletben szereplő adatok: karbonátos hidrosztratigráfiai egységenként összesítve az egységet harántolt szakaszok száma, az iszapveszteségek száma, R és T bontásban, az üregesedés száma.

A feldolgozott hévízkutak helyét a 4.5. ábra mutatja be. A vizsgált 46 hévízkút közül összesen 16 volt, amelyben iszapveszteséget és/vagy üregesedést figyeltek meg, ezeket piros pontok jelzik, a fekete x-ek pedig azokat a fúrásokat, amelyeknél nem tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapveszteséget, azonban kiválásokat, repedezettséget igen. A térképen a könnyebb áttekinthetőség érdekében Budapesten csak az üregesedést és/vagy iszapveszteséget mutató kutakat láttam el fúrásjellel, ezek jelentését a 4.4. melléklet tartalmazza.



4.5. ábra: Az üregesedés vizsgálatába bevont, a területen található hévízkutak (Budapesten a kutak jele és száma csak üregesedést és/vagy iszapvesztést mutató kutak mellett szerepel)

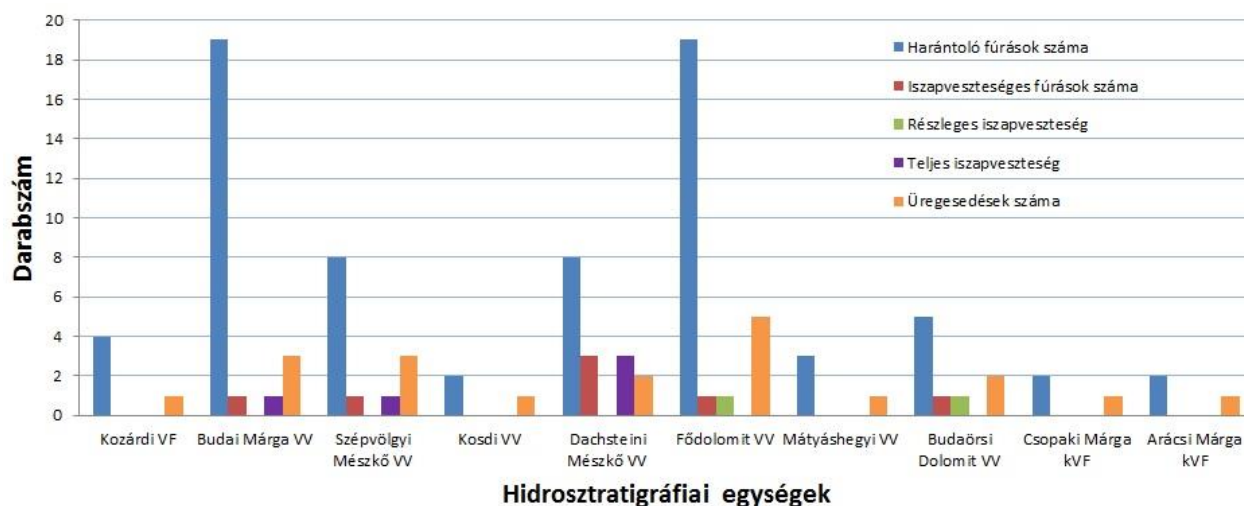
4.3. Az eredmények megjelenítése és értékelése

A vizsgált 46 hévízkút közül 16-ban iszapvesztést és/vagy üregesedést figyeltek meg. 10 hévízkút esetében - bár iszapvesztés nem volt - azért üregesedést leírtak.

4.3.1. Üregesedésre utaló jegyek különböző karbonátos hidrosztratigráfiai egységekben

Az adatokat többféle módon és formában értékeltem annak érdekében, hogy választ adhassak kérdéseimre. Elsőként azt vizsgáltam meg, hogy az iszapvesztések mutatnak-e formációhoz kötöttséget. Ennek érdekében a hidrosztratigráfiai kategóriánként talált iszapvesztéseket és az üregesedéseket oszlopdiagramon elemeztem (4.6. ábra, 4.1. táblázat). A megjelenítésből kihagytam azokat a hidrosztratigráfiai egységeket, amelyeket

harántoltak ugyan a kutak, de bennük iszapvesztést és/vagy üregesedést egyáltalán nem tapasztaltak. A kimaradó formációk: Tinnyei VV, Fóti VV, Mányi kVF, Veszprémi Márga VF, Köveskáli Dolomit VV, Alsó-triász márga, mészkő, dolomit VV, Dinnyési Dolomit VV. Az oszlopdiagramok alapján leszögezhető, hogy a fentiektől eltekintve valamennyi karbonátos képződményből származhat iszapvesztés, ill. előfordulhat bennük üregesedés, még a márgában is.



4.6. ábra: Hévízkutak által harántolt karbonátos hidrosztratigráfiai egységekben előforduló iszapvesztések és üregesedésre vonatkozó adatok

Hidrosztratigráfiai kategória	Harántoló fúrások száma	Iszapvesztéses fúrások száma	Részleges iszapvesztés	Teljes iszapvesztés	Üregesedések száma
Kozárdi VF	4	0	0	0	1
Budai Márga VV	19	1	0	1	3
Szépvölgyi Mészkő VV	8	1	0	1	3
Kosdi VV	2	0	0	0	1
Dachsteini Mészkő VV	8	3	0	3	2
Fődolomit VV	19	1	1	0	5
Mátyáshegyi VV	3	0	0	0	1
Budaörsi Dolomit VV	5	1	1	0	2
Csapaki Márga kVF	2	0	0	0	1
Arácsi Márga kVF	2	0	0	0	1

4.1. táblázat: A karbonátos hidrosztratigráfiai egységeket harántoló hévízkutak üregesedésre utaló jegyei

A továbbiakban sorra veszem azokat a hidrosztratigráfiai egységeket, amelyekben tapasztaltak üregesedést vagy iszapvesztést a fúrás során, és jellemzem őket a vízföldtani naplókából kigyűjtött információk alapján.

A **Kozárdi VF** hidrosztratigráfiai egységet 4 fúrás harántolta a területemen, ezek közül a Diósd K-14-nél tapasztaltak oldódási üregeket, járatokat.

A **Budai Márga VV** egységet 19 fúrás harántolta, ezek közül üregesedés szempontjából fontos fúrás a Budapest II. B-60, amelynél a fúrás során 5 alkalommal történt teljes iszapvesztés. Karotázs szelvények alapján is állapítottak meg üregeket több szintben is, valamint leírták, hogy vízhozáfolyást észleltek minden alacsony látszólagos fajlagos ellenállású erősen kavernásodott, töredezett, repedezett fúrásszakaszból. A Budapest II. B-60-as fúrás mellett a Budapest II. B-66 és a Budapest IX. B-43 fúrásokban is tapasztaltak üregesedést a Budai Márga VV egységben.

A **Szépölggyi Mészki VV** egységet 9 fúrás harántolta a területemen, ezek közül több fúrásban is írtak le üregesedést, ezek a Budapest II. B-66, Budapest XIII. B-43 és a Budapest XXI. B-19, amelyet erősen karsztosodottként írtak le és az üregesedett szakaszon teljes iszapvesztést észleltek. A Budapest XIII. B-18 fúrás által harántolt szakaszok jellemzően hasadékosak, karsztjáratokkal átjártak, valamint dokumentálták, hogy a fúró 104,5-106 m között repedésbe jutott, ahonnan melegvíz tört fel.

A **Kosdi VV** egységet két fúrás harántolta a területen, ezek közül egynél, Budapest IX. B-43-nál tapasztaltak üregesedést, amelyet karotázs szelvényeken is sikerült kimutatniuk.

A **Dachsteini Mészki VV** hidrosztratigráfiai egységet 7 fúrás harántolta a területemen. Ezek közül a Budajenő K-2 és a Verezegyház K-23 fúrásból írtak le 100%-os iszapvesztést, valamint az utóbbiban az üregesedés meglétét közvetlenül is észlelték kavernák formájában. Üregesedés kérdéskörében rendkívül jelentős fúrás – mint már utaltam rá - a Budapest XIV. B-24 (Pm-1, Paskál-malmi fúrás), amelynél egy 342 m-es üregesedett szakaszt mutattak ki. A fúrás során két alkalommal észleltek iszapvesztést és egy kivételes eseményt is leírtak: a béléscsővet 1403,5-ig építették be, majd a visszahúzás közben megszaladt a még ismeretlen üregben és saruja 1735 m-ben, felső pereme 440 m-ben állt meg. A több mint 300 m-es "csőlesüllyedés" következtében, a kaverna mentén egy nagy vetőrendszer jelenlétét feltételezték.

A **Földolomit VV** egységet 19 fúrás harántolta a területemen, ezek közül több fúrásban is tapasztaltak üregeket, pl. a Budapest V. B-21-nél, ahol a Földolomit bizonyos szakaszain rendkívül laza, üreges volt; a Budapest XI. B-46 fúrásnál, ahol apró, szabálytalan alakú oldódási üregeket tapasztaltak. A Budapest XI. B-90 fúrásnál karotázs szelvények alapján

állapították meg, hogy a fúrás egy igen nagy kavernában végződött. A Budapest XI. B-86 fúrás esetén leírták, hogy a lyukátmérő, az elektromos és a mágneses szuszceptibilitás szelvények alapján a kútban nyitott szakasz található, melyben a kavernák mérete igen változatos (160 és 90 mm között változik). A Budapest XXII. B-68 fúrásnál pedig üregesedést és iszapvesztést is tapasztaltak a Földolomitban.

A **Mátyáshegyi VV** egységet 3 fúrás harántolta a területemen, ezek közül a Budapest IX. K-38 esetén észleltek üregesedést itt, több szintben is.

A **Budaörsi Dolomit VV** egységet 5 fúrás harántolta, ezek közül a Törökbálint K-22 és a Budapest XXII. B-68 fúrások esetén írtak le apró, szabálytalan alakú oldódási üregeket, az utóbbinál iszapvesztést is észleltek.

A **Csopaki Márga kVF** egységet két fúrás harántolta a területemen, ezek közül a Diósd K-14 fúrásnál írtak le üregeket tartalmazó ereket, illetve karbonáttal kitöltött litoklázisok mentén, vagy mellett is tapasztaltak üregeket.

Az **Arácsi Márga kVF** egységet két fúrás harántolta a területemen, ezek közül a Diósd K-14-nél írtak le litoklázisok mentén, illetve mellett apró üregeket.

4.3.2. Az üregesedés és/vagy az iszapvesztések térképi megjelenítése

A feldolgozási eredményeket térképi formában is ábrázoltam annak érdekében, hogy megállapításokat tehessenek az üregesedett szintek elhelyezkedésére, a litológiával és szerkezetekkel való összefüggéseire vonatkozóan.

A továbbiakban hidrosztratigráfiai egységenként külön térképeken mutatom be azokat a fúrásokat, amelyekben üregesedést és/vagy iszapvesztést észleltek, ezeket pontok jelzik, a x-ek pedig azokat a fúrásokat, amelyeknél nem tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapvesztést, azonban kiválásokat, repedezettséget igen. A pontszerű adatokat a paleogén és miocén formációk esetében FODOR Budapestre vonatkozó fedetlen földtani térképén (IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS), míg a triász hidrosztratigráfiai egységeket HAAS ET AL. (2010) alaphegység térképén értelmeztem.

A 4.7. ábrán a Kozárdi VF egységet harántoló hévízkutak láthatók, pont jelöli az üregesedést és/vagy iszapvesztést tapasztalt fúrást. Az üregesedés és a szerkezeti elemek összefüggése a rendelkezésre álló térképi információ alapján nem mutatható ki.

A 4.8. ábrán a Budai Márga VV egységet harántoló hévízkutak láthatók, ezek közül 3 fúrásban tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapvesztést. Elmondható, hogy ez a 3 fúrás

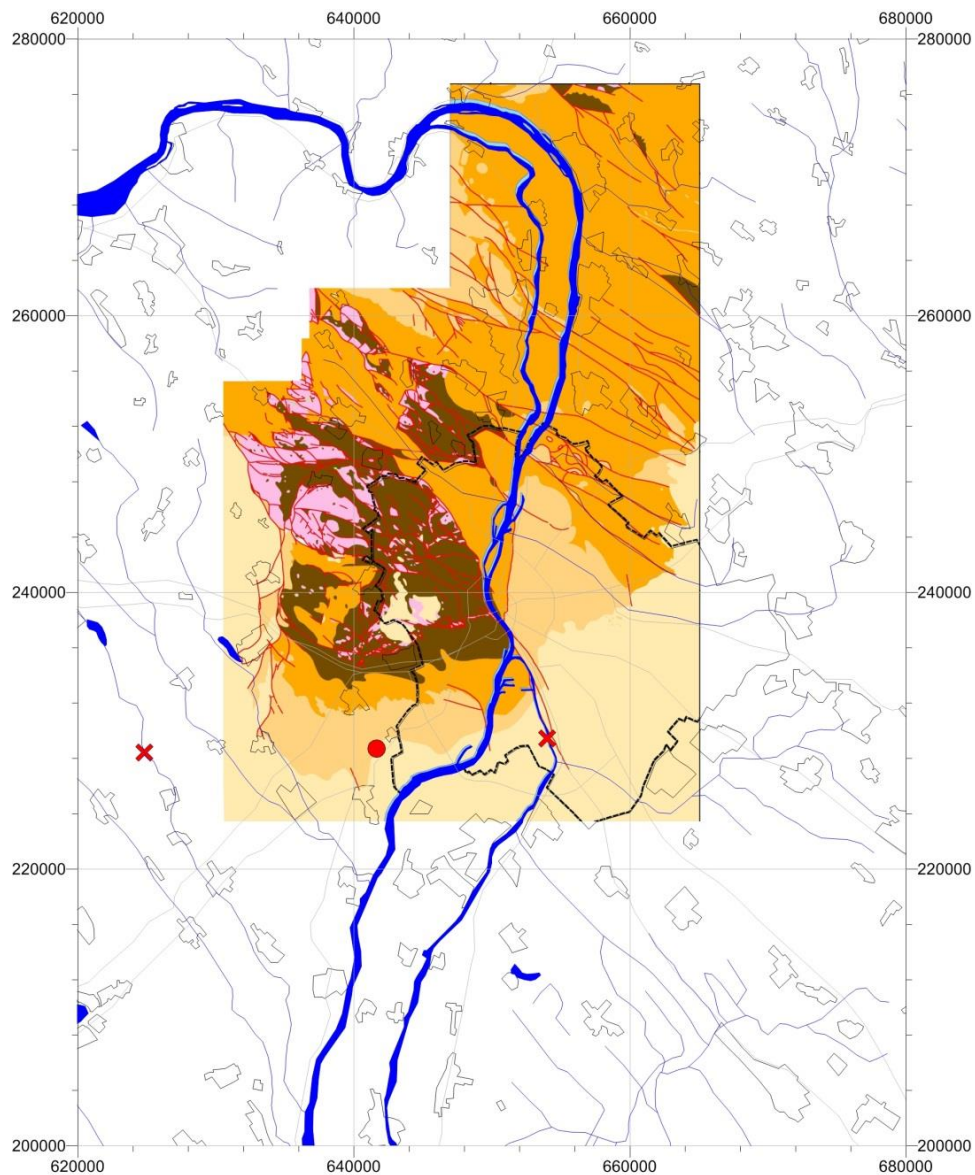
szerkezeti vonalak közelében mélyült, tehát a karsztosodás ebben az esetben határozottan köthető a szerkezeti elemekhez. Ugyanakkor megjegyzendő, hogy nem minden szerkezetközeli fúrás esetében mutatható ki iszapveszteség.

A 4.9. ábrán a Szépvölgyi Mészke VV egységet harántoló hévízkutak láthatók, ezek közül 3 fúrásban tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapveszteséget. A karsztosodás szerkezeti elemekhez való kötődése itt nem minden esetben bizonyítható. Az iszapveszteségek és/vagy üregek a fedett karsztra mélyült kutakban (2, ezek közül 1 szerkezetiileg érintett) és egy szerkezet mentén, a fedett és fedetlen karszt határán mélyült kút esetében mutatható ki.

A 4.10. ábrán a Kosdi VV egységet harántoló hévízkutak láthatók, ezek közül egy fúrásban tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapveszteséget. Ez a fúrás szerkezeti elem közelében található, tehát a karsztosodás ebben az esetben szerkezeti elemekhez köthető.

A 4.11. ábrán a Dachsteini Mészke VV és a Földolomit VV egységeket harántoló hévízkutak láthatók, ezek közül a Dachsteini Mészke VV esetén 3, a Földolomit VV esetén 5 fúrásban tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapveszteséget. A karsztosodás szerkezeti elemekhez való kötődése bizonyos esetekben teljesül, de nem minden fúrás található szerkezeti elem közelében. Ugyanakkor az is látszik, hogy a jelenlegi nyílt karszton mélyült kutakban kevésbé tapasztalhatók üregesedésre utaló jegyek, mint a fedett karszt esetében.

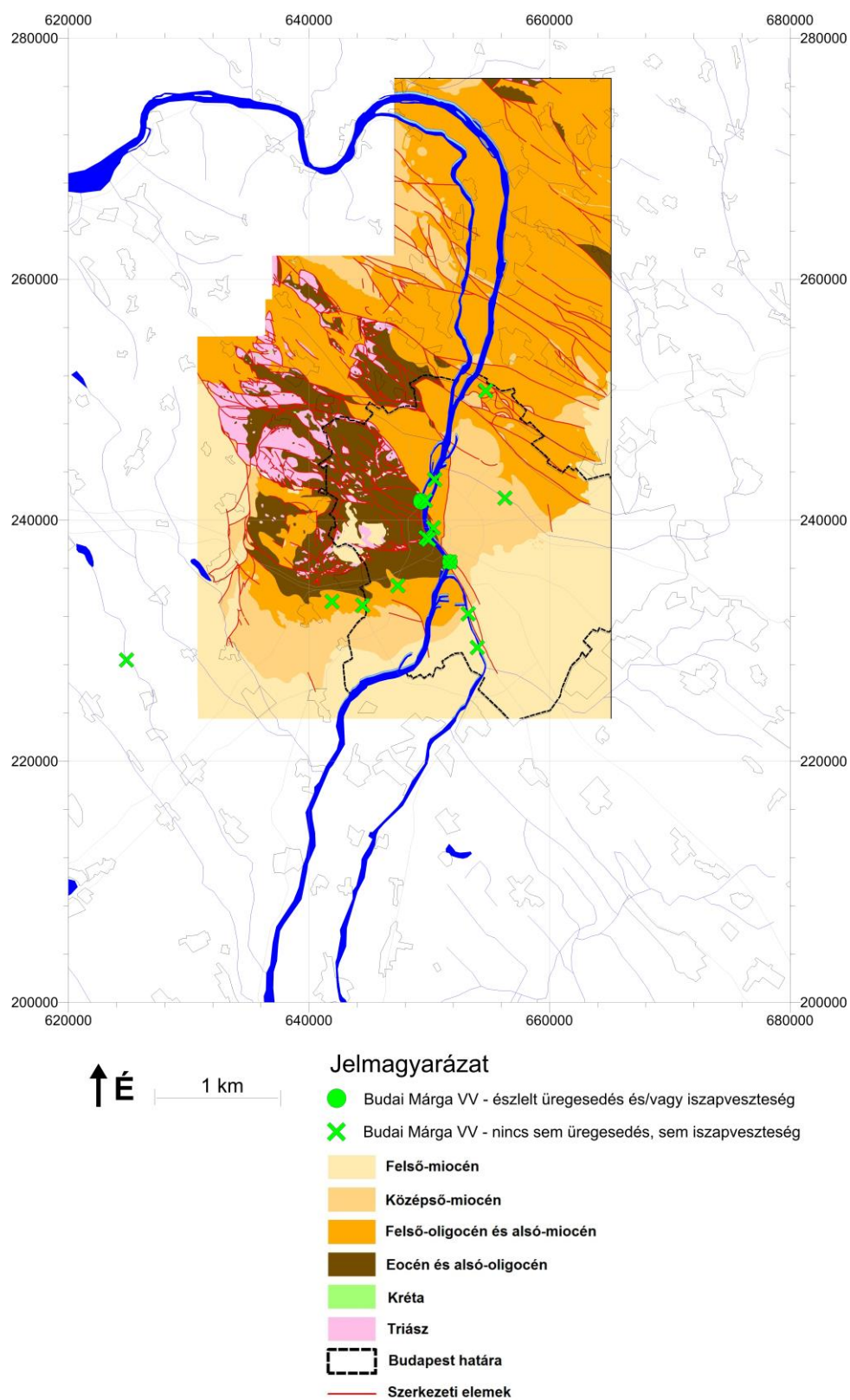
A 4.12. ábrán több vízföldtani egységet együtt ábrázoltam azért, mert ezekből formációnként csak kevés adat állt rendelkezésre. A térképen a Mátyáshegyi VV, a Budaörsi Dolomit VV, valamint a Csopaki és Arácsi Márga kVF egységeket harántoló hévízkutak láthatók. A Csopaki és Arácsi Márga esetén a jelmagyarázatban szereplő 'vagy' azt jelenti, hogy a hidrosztratigráfiai kategóriába sorolás nem volt egyértelmű, tehát a fúrás vagy az egyik, vagy a másik egységet harántolta; az 'és' pedig mindkettőt. A Mátyáshegyi VV esetén 1, a Budaörsi Dolomit VV esetén 2, a Csopaki Márga kVF esetén 1 és az Arácsi Márga kVF esetén 1 fúrásban tapasztaltak üregesedést és/vagy iszapveszteséget. Az üregesedést észlelő fúrások közül 3 található szerkezeti elem közelében, így ezeknél kapcsolatba hozható vele a karsztosodás, azonban egy fúrásnál ez az összefüggés nem jelentkezik.



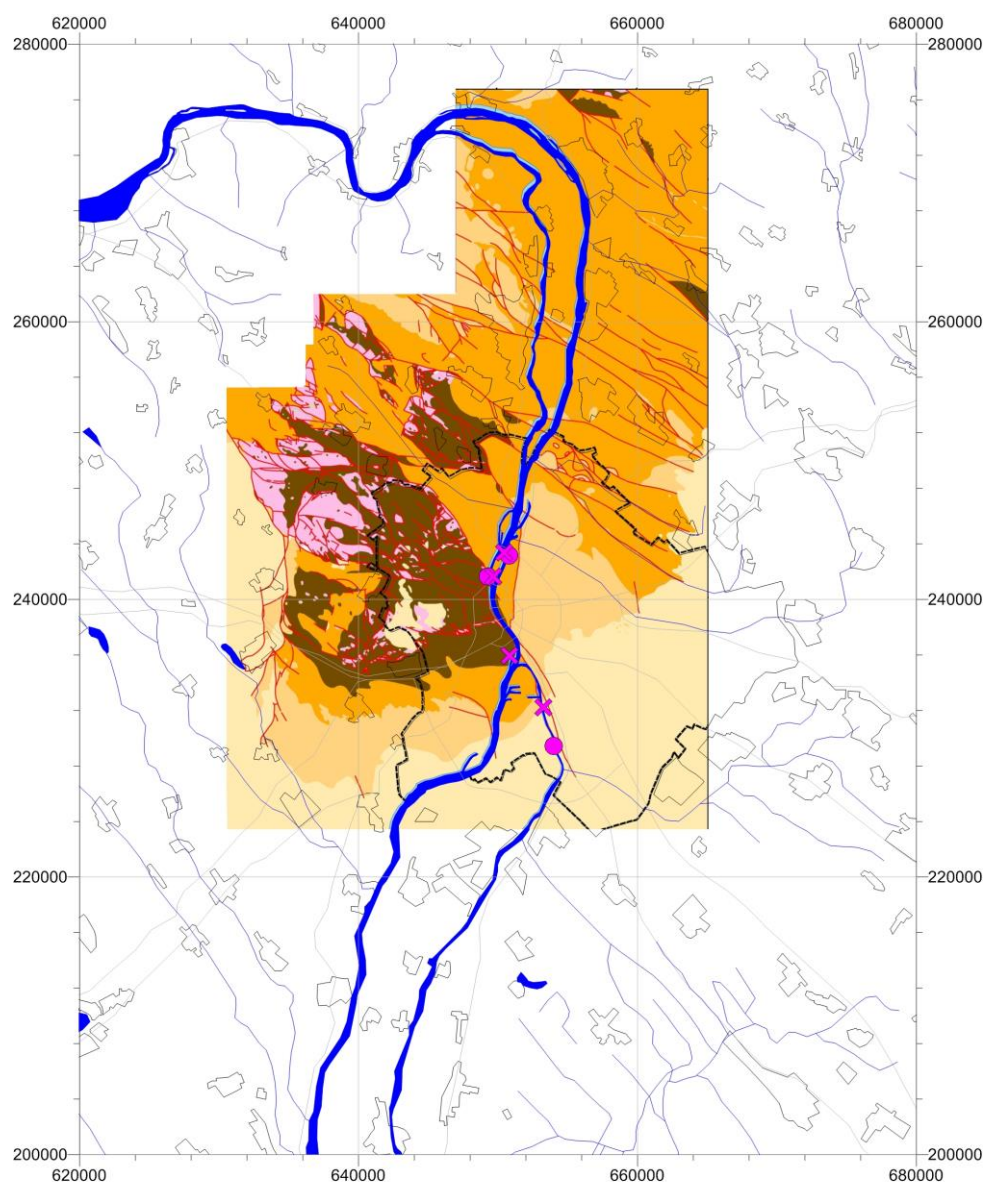
Jelmagyarázat

- Kozárdi VF - észlelt üregesedés és/vagy iszapvesztés
- ✕ Kozárdi VF - nincs sem üregesedés, sem iszapvesztés
- Felső-miocén
- Középső-miocén
- Felső-oligocén és alsó-miocén
- Eocén és alsó-oligocén
- Kréta
- Triász
- Budapest határa
- Szerkezeti elemek

4.7. ábra: A Kozárdi VF egységet harántoló hévízkutak és a vízfogóban tapasztalható üregesedés és/vagy iszapvesztés (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)



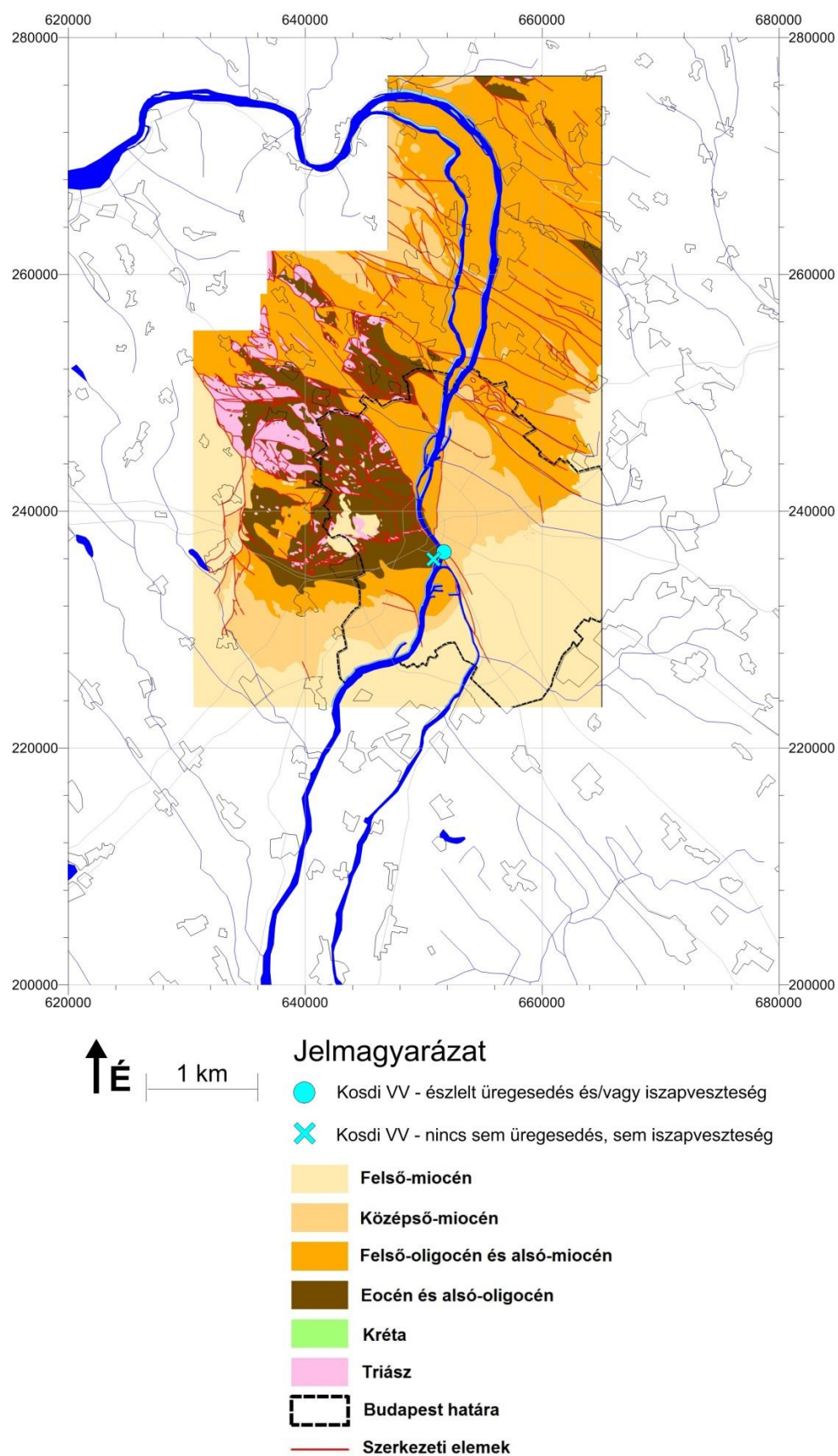
4.8. ábra: A Budai Márga VV egységet harántoló hévízkutak és a vízvezetőben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapvesztesség (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)



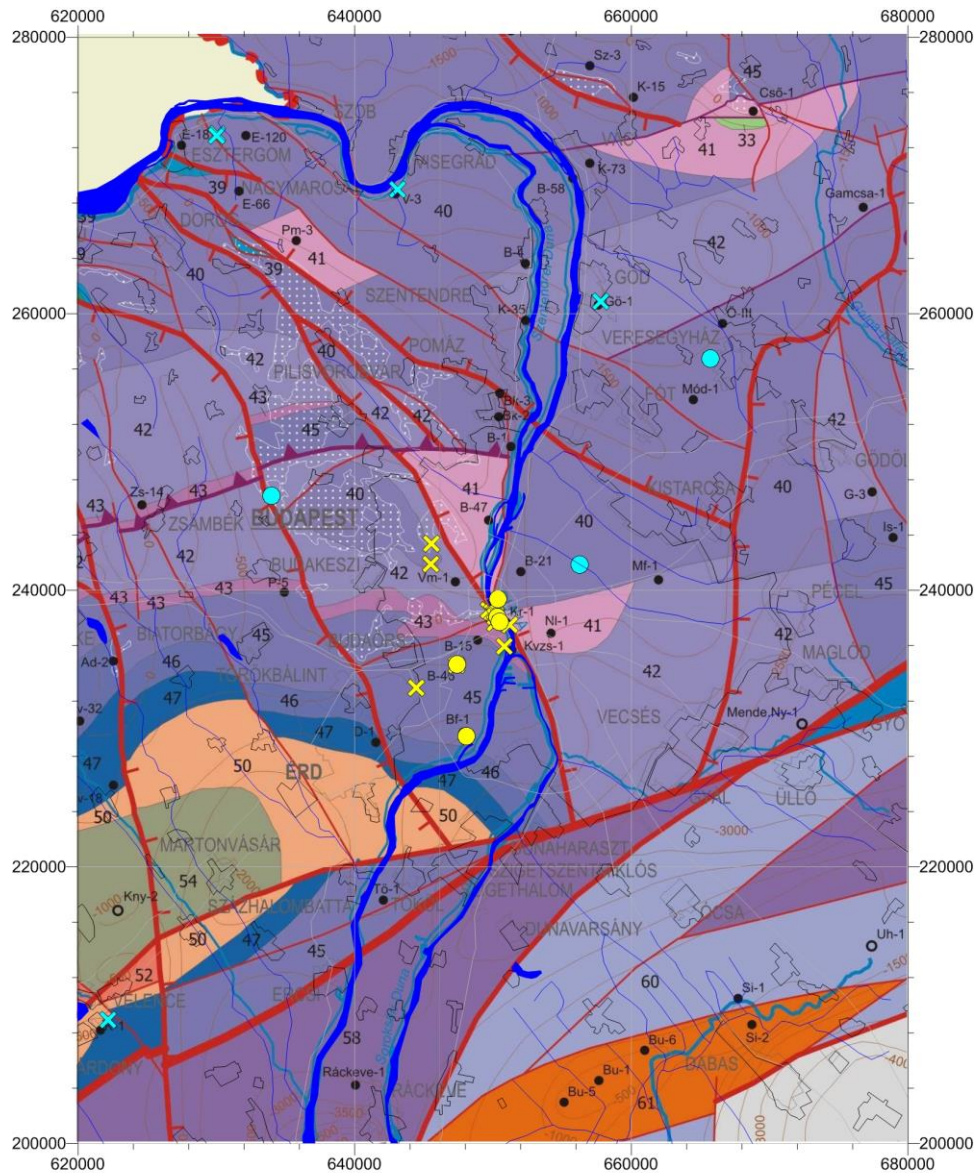
Jelmagyarázat

- Szépvölgyi Mésző VV - észlelt üregesedés és/vagy iszapveszteség
- ✕ Szépvölgyi Mésző VV - nincs sem üregesedés, sem iszapveszteség
- Felső-miocén
- Középső-miocén
- Felső-oligocén és alsó-miocén
- Eocén és alsó-oligocén
- Kréta
- Triász
- Budapest határa
- Szerkezeti elemek

4.9. ábra: A Szépvölgyi Mésző VV egységet harántoló hévízkutak és a vízvezetőben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség
(Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)



4.10. ábra: A Kosdi VV egységet harántoló hévízkutak elhelyezkedése és a vízvezetőben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapvesztés (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)

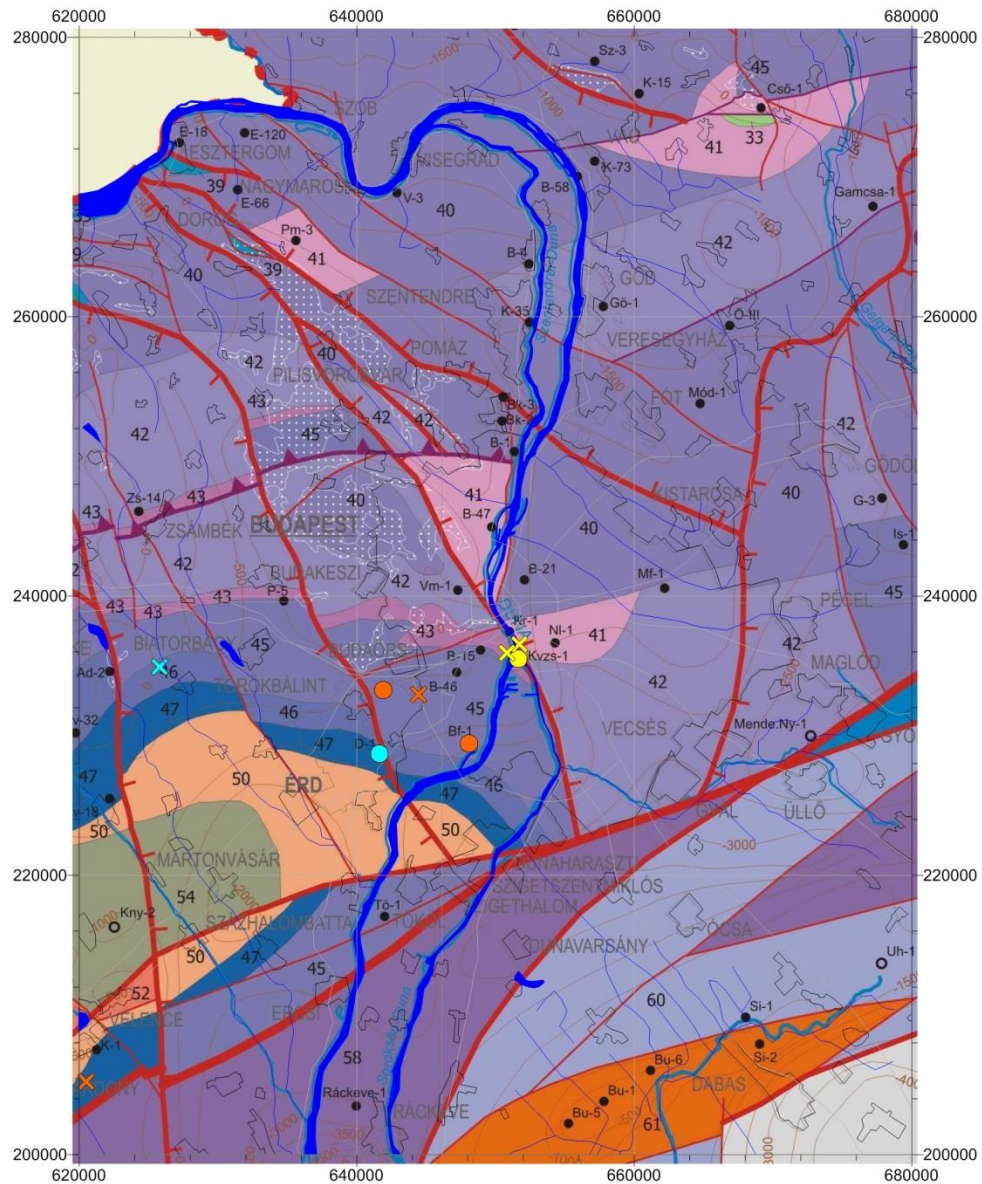


1 km

Jelmagyarázat

- Dachsteini Mész VV - észlelt üregesedés és/vagy iszapvesztés
- ✕ Dachsteini Mész VV - nincs sem üregesedés, sem iszapvesztés
- Földolomit VV - észlelt üregesedés és/vagy iszapvesztés
- ✕ Földolomit VV - nincs sem üregesedés, sem iszapvesztés
- Felső-triász-alsó jura platform fáciesű mész
- Nori-raeti és legaló jura medencefáciesű tüzkes mész, dolomit
- Karni-nori platform fáciesű dolomit
- Alsó-triász sekélytengeri, finom sziliklasztos és karbonátos összlet
- Felső-permi sekélytengeri karbonátok és evaporitok
- Variszkuszi kisfokú metamorf ópaleozoos képződmények
- Újpaleozoos és mezozoos képződmények
- Permi sekélytengeri sziliklasztos és karbonátos összlet
- Szerkezeti elemek

4.11. ábra: A Dachsteini Mész VV és a Földolomit VV egységeket harántoló hévízkutak és a vízvezetőkben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapvesztés (Földtani háttér: HAAS ET AL. 2010)



↑ É 1 km

Jelmagyarázat

- Mátyáshegyi VV - észlelt üregesedés és/vagy iszapvesztés
- ✕ Mátyáshegyi VV - nincs sem üregesedés, sem iszapvesztés
- Budaörsi Dolomit VV - észlelt üregesedés és/vagy iszapvesztés
- ✕ Budaörsi Dolomit VV - nincs sem üregesedés, sem iszapvesztés
- Csopaki és Arácsi Márga kVF - észlelt üregesedés és/vagy iszapvesztés
- ✕ Csopaki vagy Arácsi Márga kVF - nincs sem üregesedés, sem iszapvesztés
- Felső-triász-alsó jura platform fáciesű mészkő
- Nori-rhaeti és legaló jura medencefáciesű tüzkes mészkő, dolomit
- Karni-nori platform fáciesű dolomit
- Alsó-triász sekélytengeri, finom sziliciklasztos és karbonátos összlet
- Felső-permi sekélytengeri karbonátok és evaporitok
- Variszkuszi kistökű metamorf ópaleozoos képződmények
- Úpaleozoos és mezozoos képződmények
- Permi sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos összlet

4.12. ábra: A Mátyáshegyi VV, a Budaörsi Dolomit VV, a Csopaki és az Arácsi Márga kVF és a vízvezetőkben közepes vízfogókban tapasztalható üregesedés és/vagy iszapvesztés (Földtani háttér: HAAS ET AL. 2010)

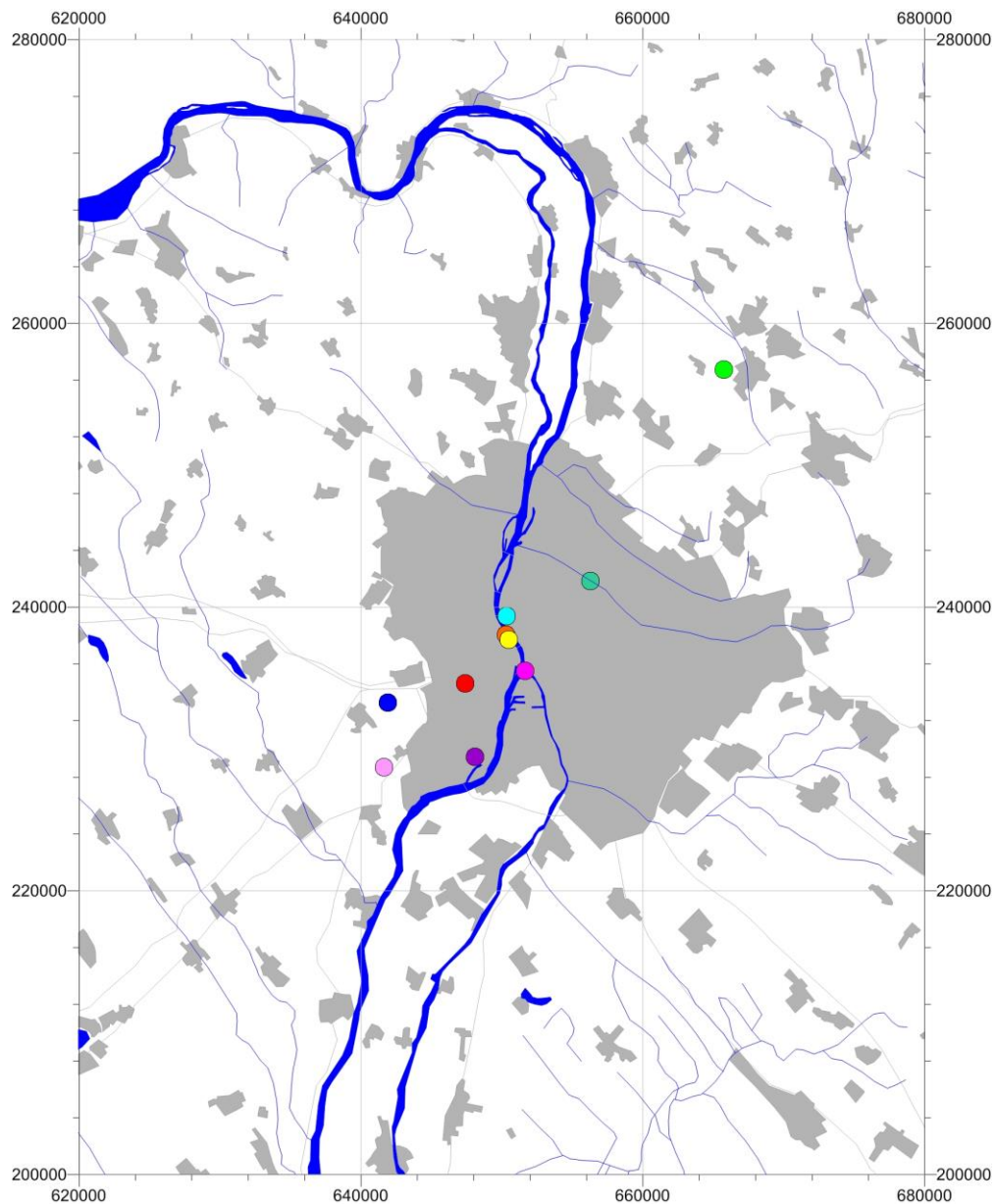
A térképek alapján elmondható, hogy üregesedés gyakorlatilag valamennyi karbonátos képződményben előfordulhat. Az üregesedés szerkezeti elemekkel való kapcsolata bizonyos esetekben kimutatható, más esetekben ez nem bizonyítható. Azonban megjegyzendő, hogy a fúrások pontszerűnek tekinthetők, tehát azok nem összeegyeztethető méretarányúak a térképezett vetőkkel. A térképeken az is megfigyelhető, hogy a fedett és a fedetlen karsztot elválasztó szerkezeti elemek mentén is bizonyos esetekben van üregesedés, máshol nincs. Ugyanakkor üregesedést a fedett karszton több pontban figyeltek meg, míg a fedetlen ez nem jellemző. Fontos megjegyezni, hogy a bemutatott térképeken egy fúrás megjelenhet több térképen is, amennyiben az több üregesedett karbonátos formációt is harántolt. Ugyanakkor a vizsgálatot és értelmezést nehezíti, hogy számos eocént harántoló fúrás nem érte el a triászt.

4.3.3. Az üregesedett szakaszok tengerszint feletti magasság szerinti megjelenése

Tekintettel arra, hogy megállapítható volt az üregesedés formációkon átnyúló megjelenése, a következőkben az üregesedés eleváció szerinti eloszlását vizsgáltam (4.5. *melléklet*). A fúrásokban előforduló üregesedett szakaszok tengerszint feletti magasság szerinti megjelenését térképen ábrázoltam, azzal a céllal, hogy megpróbáljak összefüggéseket keresni az üregesedés vertikális elhelyezkedésében. E térképeken már csak azon fúrásokat ábrázoltam, melyekben direkt módon kimutatható az üregesedés.

A 4.13. ábrán (a 4.5. *melléklet* 1. munkalapja alapján) a hévízkutak által harántolt triász képződmények, a 4.14. ábrán (a 4.5. *melléklet* 2. munkalapja alapján) pedig az eocén és miocén képződmények üregesedett szakaszainak tető és talp elevációját ábrázoltam. Az ábrák alapján elmondható, hogy az üregesedett részek tengerszint feletti magasság szerinti előfordulása térben elég változékony. Az egyértelmű, hogy az alaphegység domborzat hatást gyakorol az üregesedés szintjeinek előfordulására. A triász valamint az eocén és miocén képződmények üregesedéseit bemutató térképeken egyaránt néhány m-től akár 300-350 m-ig terjed az üregesedés előfordulása a közetvázban.

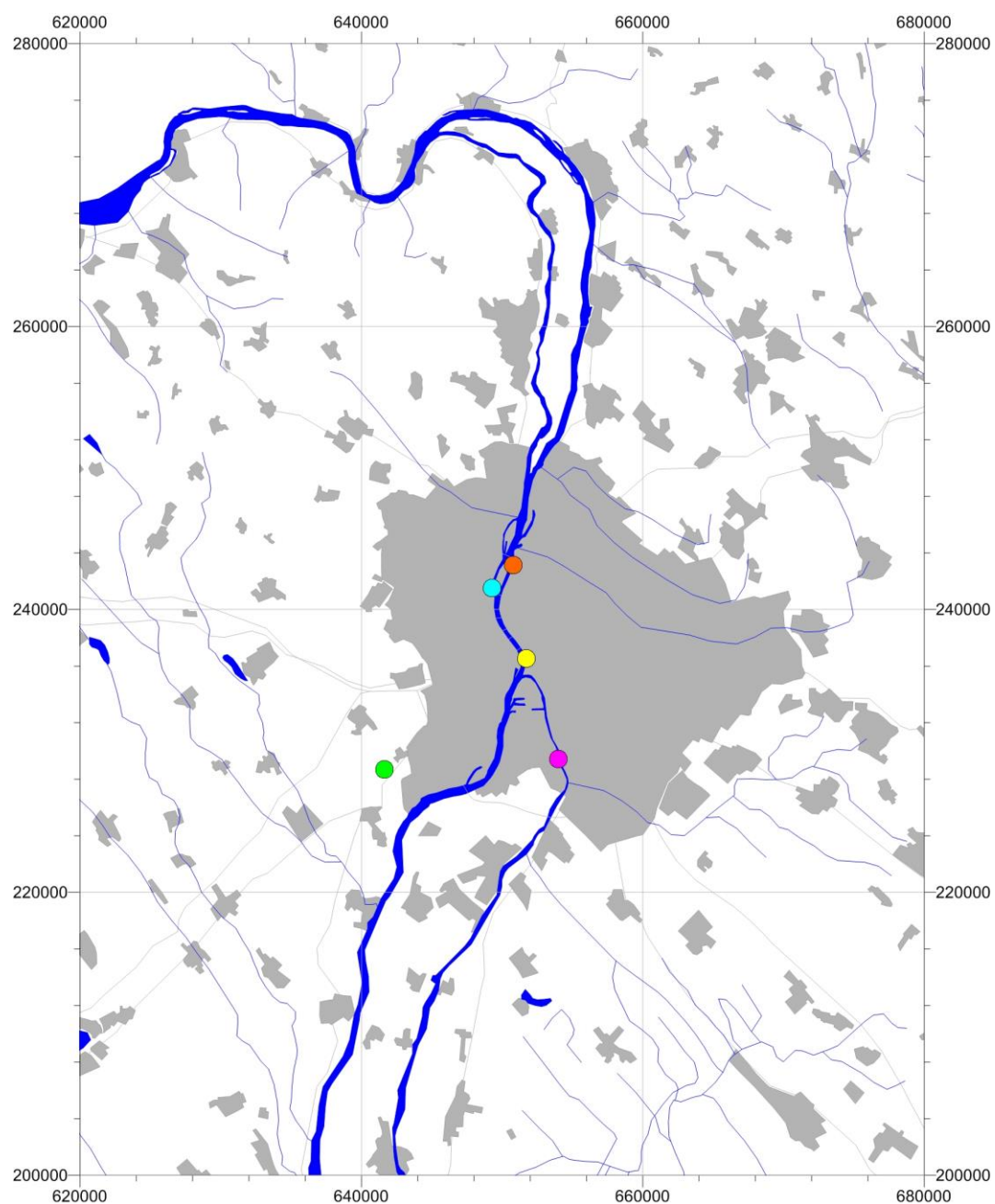
A két térképet összevetve elmondható, hogy a fúrásokban nem tapasztalhatók több szintű üregesedések, vagyis egymás felett, különböző korú képződményekben. Ez alól kivételt képez a Diósd K-14 fúrás, ahol az üregesedés több szintben tapasztalható, triász és miocén képződményekben is. Azt, hogy nem találtam üregesedést egymás felett több szintben is, magyarázhatja, hogy sok fúrás nem jutott le a triász képződményekig, hanem megállt az eocénban, ezért nem tudjuk, hogy mi van alattuk.



Jelmagyarázat

- Üregesedett szakasz: (-1118) - (-1210)
- Üregesedett szakasz: (-564) - (-575)
- Üregesedett szakasz: (-186) - (-187)
- Üregesedett szakasz: 92 - 79
- Üregesedett szakasz: (-262) - (-408)
- Üregesedett szakasz: (-598) - (-894)
- Üregesedett szakasz: (-1482) - (-1899)
- Üregesedett szakasz: (-461) - (-502)
- Üregesedett szakasz: (-916) - (-1062)
- Üregesedett szakasz: (-1280) - (-1625)

4.13. ábra: A hévízkutak által harántolt triász képződmények üregesedett szakaszainak tető és talp elevációja



1 km

Jelmagyarázat

- Üregesedett szakasz: 77 - (-6)
- Üregesedett szakasz: 81 - (-45)
- Üregesedett szakasz: (-216) - (-269)
- Üregesedett szakasz: (-125,4) - (-162,5)
- Üregesedett szakasz: (-1029) - (-1039)

4.14. ábra: A hévízkutak által harántolt eocén és miocén képződmények üregesedett szakaszainak tető és talp elevációja

4.3.4. A kiválások megjelenése a fúrásokban

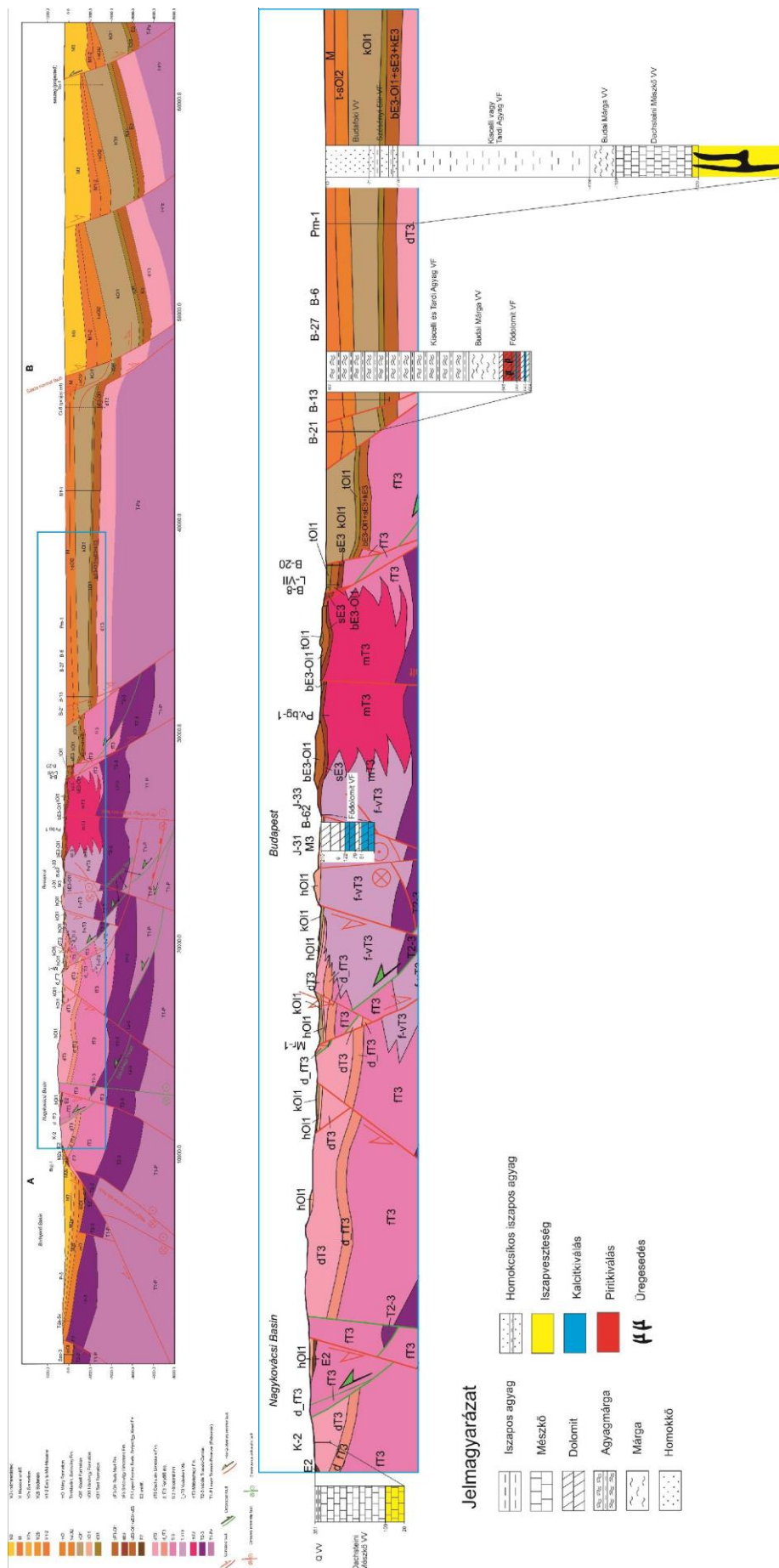
A fúrások vízföldtani naplóiból és jelentéseiből kigyűjtöttem a pirit-, vas-oxid és kalcitkiválások nyomait is, ugyanis ezek gyakran kísérik a hipogén karsztosodást. A karbonátos formációkban a leírások alapján gyakoriak az üreges járatok fennőtt kalcitkiválással, a kalciterek, valamint a víztiszta, kristályos kalcittal kitöltött repedésrendszerek. Ezek egy része bizonyítottan üreg, tehát vagy van köze a jelenlegi és szubrecens hipogén karszthoz, vagy nincs. Ilyen kiválásokat tartalmazó fúrások például a Kozárdi VF egységet harántoló Diósd K-14, a Szépvölgyi Mészke VV egységet harántoló Budapest XX. B-137, a Kosdi VV egységet harántoló Budapest IX. B-43, a Földolomit VV egységet harántoló Budapest II. B-62 és a Budaörsi Dolomit VV egységet harántoló Törökbálint K-22.

Piritkiválásokról ennél ritkábban írtak, de több helyen is előfordult, például a Szépvölgyi Mészke VV egységet harántoló Budapest XIII. B-18, a Földolomit VV egységet harántoló Budapest V. B-21, a Csopaki Márga kVF egységet harántoló Diósd K-14 és az Arácsi Márga kVF egységet harántoló Etyek K-6 fúrásban, ahol leírták, hogy a fenn-nőtt kalcitkristályok és piritcsomók egykor nyílt repedések jelenlétére utalnak. A Budai Márgából már PÁVAI-VAJNA FERENC (1936) is írt le ilyen jelenségeket az egykori Szent Imre-fürdő környékén mélyített első (Budapest I. B-1) és második (Budapest I. B-2) tabáni fúrásnál. Leírása alapján a Budai Márgát elég sűrűn járják át többnyire igen meredek kőzetrepedéseket kitöltő kalciterek és piritkiválások. Megemlíthetjük még a harmadik tabáni fúrást is, ahol szintén kalciteres, pirites a Budai Márga és azt tapasztalták, hogy a fúrás közben az öblítő víz vízszintje apadt, tehát elfolyt a kőzetrepedésekben.

4.3.5. Az üregesedésre utaló jelenségek szelvény menti megjelenítése

A fúrásokban előforduló üregesedésre utaló jegyeket: oldódási üregek előfordulását, az iszapvesztést, és a pirit-, kalcit kiválásokat egy a területre vonatkozó földtani szelvény (FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013) mentén is megjelenítettem (4.15. ábra).

A szelvényen ábrázolt fúrások közül 4 fúrás volt, amelyben valamilyen üregesedésre utaló jelenséget találtam.



4.15. ábra: Az üregesedési jelenségek megjelenése az A-B szelvény menti hévízkutató fúrásokban
(Földtani szelvény: FODOR in: MINDSZENTY szerk. (2013) IN PRESS)

Az adatok mennyisége nem tette lehetővé messzemenő következtetések levonását. Megfigyelhető, hogy a különböző jelenségek megjelentek mészkőben és dolomitban is. A fedett karszton a két fúrásban megfigyelhető üregesedés, a nyílt karszton is a Budajenő K-2 kútban tapasztalható iszapvesztés.

A szelvényen ábrázolt 4 fúrásból kettőnél elmondható, hogy szerkezeti elemhez kapcsolódóan jelenik meg kalcit-, illetve piritkiválás és üregesedés, vagyis a szerkezeti elemek mentén feláramló fluidumok oldják a kőzetet és az oldott anyag ásványok formájában kiválik.

5. Értelmezés és diszkusszió

Munkám során hipogén karsztosodásra utaló jegyeket kerestem a Budai Termálkarszton mélyített hévízkutak rétegsoraiban. Az erre történő egyik első utalás a Paskál-malmi kút fúrása során észlelt kavernára vonatkozik (ALFÖLDI ET AL, 1968). A kigyűjtött hipogén karsztosodásra utaló információkat többféle módon és formában dolgoztam fel. A budai barlangok üregesedési szintjeiből kiindulva elsősorban arra voltam kíváncsi, hogy a fedett karszton az üregesedés a karbonátos formációkkal és a szerkezeti elemekkel mutat-e összefüggést. Továbbá elemeztem azt is, hogy milyen vastagságban és milyen tengerszint feletti magasságon fordulnak elő az üregesedett szintek.

Megállapítottam, hogy az üregesedés nem mutat különösebb formációfüggőséget. A hidrosztratigráfiai kategóriánként talált iszapveszteségeket és az üregesedéseket oszlopdiagram segítségével elemeztem. Az oszlopdiagramok alapján megállapítottam, hogy az elemzett triász, eocén és miocén karbonátos képződmények egyaránt eredményezhetnek iszapveszteséget, azaz előfordulhat bennük üregesedés.

A hidrosztratigráfiai egységenként készített térképek alapján elmondható, hogy üregesedés valamennyi karbonátos képződményben, még a márgában is előfordulhat. Megfigyelhető, hogy a karsztosodás nem minden esetben köthető szerkezeti elemekhez, nem minden szerkezet közeli fúrás esetében tapasztaltak iszapveszteséget. Az is megfigyelhető, hogy a fedett és a fedetlen karsztot elválasztó szerkezeti elemek mentén is bizonyos esetekben van üregesedés, máshol nincs. Ugyanakkor üregesedés a fedett karszton több pontban figyelhető meg, míg a fedetlenben ez nem jellemző.

A fúrásokban előforduló üregesedett szakaszok eleváció szerinti megjelenését bemutató térképek alapján megállapítható, hogy az üregesedett részek eleváció szerinti előfordulása térben igen változékony. Az is megfigyelhető, hogy az üregesedés előfordulása a kőzetvázban néhány m-től akár 300-350 m vastagságig terjed. A fúrásokban tapasztalhatók több szintű üregesedések, vagyis egymás felett, különböző formációkban, de az eocént és a triászt érintő együttes üregesedést nem sikerült találni. A Diósd K-14 fúrásban pedig, ahol az üregesedés több szintben tapasztalható, triász és miocén képződmények érintettek. Annak, hogy nem találtam üregesedést egymás felett több szintben, oka lehet akár az is, hogy sok fúrás nem jutott le a triász képződményekig, hanem megállt az eocénban, ezért nem tudjuk, hogy mi van alattuk.

Az üregesedést gyakran kísérik különböző ásványkiválások, úgymint a pirit- és kalcitkiválások, amit bizonyítanak a fúrási dokumentumok is.

Az üregesedési jelenségeket szelvény mentén is ábrázoltam, és itt is megmutatkozott az üregesedés és az ásványkiválások kapcsolata. Látható volt, hogy a szerkezeti elemek mentén vannak olyan fúrások, amelyeknél valamilyen üregre utaló jelenséget tapasztaltak, tehát azok elősegíthetik a karbonátos kőzetek oldódását.

Bár a fúrások csak pontszerű információkkal szolgálnak, az eddigi feldolgozásokból is látszik, hogy regionális jelenségről van szó, a fúrásokban tapasztalhatók több szintű üregesedések, vagyis egymás felett, különböző formációkban. A kísérő ásványkiválási jelenségek és az előbbi tapasztalatok párhuzamba állíthatók a száraz barlangoknál tapasztalt hasonló jelenségekkel.

6. Összefoglalás és továbblépési lehetőségek

Dolgozatom fő célja a Budai Termálkarszt területén mélyített hévízkutak fúrásleírásainak összegyűjtése és értékelése volt, annak érdekében, hogy megvizsgáljam, található-e a karbonátos rétegsorokban olyan jegyek, amelyek mélybeli oldási üregesedésre, ill. ahhoz kapcsolódó, a felszín alatti vízből történő kiválásokra utalnak. Továbbá célom volt, hogy megállapításokat tegyek, hogy az üregesedések mely karbonátos formációkhoz kötődnek, kimutatható-e összefüggés szerkezeti elemekkel, ill. a rétegsorban ezek milyen szintekben helyezkednek el.

A hévízkutak fúrásleírásaiból kigyűjtött 78 adatból 46-ot vontam be az értékelésbe. Az adatokat többféle módon és formában értékeltem annak érdekében, hogy választ adhassak kérdéseimre. A hidrosztratigráfiai kategóriánként talált iszapveszteségek és az üregesedések oszlopdiagramon történő elemzése, illetve a hidrosztratigráfiai egységenként ábrázolt, üregre utaló jelet tartalmazó fúrások térképi megjelenítése alapján megállapítottam, hogy valamennyi karbonátos képződményből származhat iszapveszteség, ill. előfordulhat bennük üregesedés.

Az üregesedés szerkezeti elemekkel való kapcsolata bizonyos esetekben kimutatható volt, más esetekben viszont ez nem volt bizonyítható. A térképek alapján megállapítottam, hogy üregesedést a fedett karszton több pontban figyeltek meg, míg a fedetlen ez nem jellemző. Ábrázoltam térképen a fúrásokban előforduló üregesedett szakaszok tengerszint feletti magasság szerinti megjelenését is, azzal a céllal, hogy megpróbáljak összefüggéseket keresni az üregesedés vertikális elhelyezkedésében. A térképek alapján megállapítottam, hogy az üregesedett szakaszok eleváció szerinti előfordulása térben igen változékony. Látható volt, hogy néhány m-től akár 300-350 m-ig terjed az üregesedés előfordulása a kőzetvázban. A fúrásokban tapasztaltam több szintű, különféle formációkat érintő üregesedéseket, de a triász és az eocén képződményeket egyaránt érintő üregesedést nem találtam.

A fúrásleírásokból hozott példák felsorolásával bizonyítottam, hogy a mélybeli üregesedést gyakran kísérik pirit-, vas-oxid és kalcitkiválások. Az oldódási üregek előfordulását, az iszapveszteséget, és a pirit-, kalcit kiválásokat egy a területre vonatkozó földtani szelvény mentén is megjelenítettem. Megfigyeltem, hogy a különböző jelenségek különböző litológiájú képződményekben is megjelentek, valamint látható volt néhány esetben az üregesedések szerkezeti elemekkel való kapcsolata.

Mindezek azt mutatják, hogy e kérdés vizsgálatra érdemes. Kiemelném, hogy munkám egy kutatási folyamat első fázisának tekinthető, tehát a hipogén üregek előfordulásainak

megismeréséhez további lépéseket kell tenni. Ennek érdekében érdemes karotázs szelvényeken is megvizsgálni az üregek jelenlétét, ugyanis a fúrásleírások tapasztalata alapján több esetben is a karotázs szelvények elemzése segítségével fedeztek fel üreges szakaszokat a rétegsorban. Az adatbázis is kiegészíthető a hévízkutak mellett más fúrások adatainak feldolgozásával. Az üregesedés kutatásának fontossága gazdasági jelentőségükben rejlik, hiszen ezek a rendszerek elvileg szolgálhatnak szénhidrogén rezervoárként, kialakulhattak bennük Pb-Zn-Cu szulfidos ércesedések, valamint termálvizük hasznosítható balneológiai célokra és geotermikus energia kinyerésére is.

7. Köszönetnyilvánítás

Szeretném köszönetemet kifejezni mindazoknak, akik munkámban segítettek, mindenekelőtt Mádlné Dr. Szőnyi Juditnak kitűnő útmutatásáért és biztató szavaiért, amelyek mindig újabb lendületet adtak munkám folytatásában. Hálás köszönettel tartozom Dr. Erőss Anitának hasznos tanácsaiért, amelyekkel támogatta e dolgozat létrejöttét. Köszönöm Dr. Simon Szilviának a Surfer program használatában nyújtott segítségét. Továbbá szeretnék köszönetet mondani az MBFH és a MFGI adattár dolgozóinak, akik segítségemre voltak az adatgyűjtés során. A dolgozat elkészítése az OTKA NK 101356 támogatásával végzett kutatás keretében valósult meg.

8. Irodalomjegyzék

ALBERT G. (2010): A budapesti Pál-völgyi-barlang üreg- és pórústérfogatának modellezése. – Földtani Közlöny 140/3, pp. 263-280.

ALFÖLDI L. (1979): Budapesti hévizek (a kandidátusi dolgozat kivonata). – VITUKI Közlemények XX, 102 p.

ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KORIM K., LIEBE P., RÉMI R. SZERK. (1968): Budapest hévizei. – VITUKI, Budapest, 365 p.

ALFÖLDI L., CSEPREGI A., KAPOLYI L. (2007): Bányászati karsztvízszint süllyesztés a Dunántúli-középhegységben. – MTA Földrajztudományi Kutatóintézet Budapest, 138 p.

ANDRE B. J., RAJARAM H. (2005): Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems. – Water Resour Res 41: W01015

BAKALOWICZ M. J., FORD D. C., MILLER T. E., PALMER A. N., PALMER M. V. (1987): Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota: Geological Society of America Bulletin, 99: 729-738.

BÁLDI T., BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M., NAGYMAROSY A., (1976): A Hárshegyi Homokkő kora és képződési körülményei. – Földtani Közlöny, 106 (4) 353-386.

BÁLDI T., NAGYMAROSY A., (1976): A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. – Földtani Közlöny, 106 (3): 257-275.

BENNETT P. C., 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.

BISSING P., GOLDSCHIEDER N., MAYORAZ J., SURBECK H., VUATAZ F. D. (2006): Carbogaseous spring waters, coldwater geysers and dry CO₂ exhalations in the tectonic window of the Lower Engadine Valley, Switzerland. – Eclogae Geol Helv 99:143–155.

BISCHOFF J. L., JULIA R., SHANKS W. C., ROSENBAUER R. J. (1994): Karstification without carbonic acid; bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. – Geology 22: 995-998.

BORSODI A., KNÁB M., KRETT G., MAKK J., MÁRIALIGETI K., ERÖSS A., MÁDL-SZÖNYI J. (2012): Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary. – Geomicrobiology Journal 29, pp. 611-627.

BÖGLI A. (1964): Mischungskorrosion, ein Beitrag zur Verkarstungsproblem. – Erdkunde 18: 83-92.

BREDEHOEFT, J. D., PAPADOPULOS, I. S. (1965): Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. – Water Resour Res 1, pp. 325-328.

CSÁSZÁR G. (1997): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 114.

DEMÉNY A., CZUPPON GY., SIKLÓSY Z., LEÉL-ÖSSY SZ., LIN K., SHEN C. C., GULYÁS K. (2013): Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. – Quaternary International 293, pp. 150-156.

DUBLYANSKY Y. V. (2000): Hydrothermal speleogenesis – Its settings and peculiar features. In: KLIMCHOUK A. B., FORD D. C., PALMER A. N., DREYBRODT W. (EDS) Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers. – National Speleological Society, Inc. Huntsville, Alabama, USA, 292-297

ENGEL A. S., STERN L. A., BENNETT P. C. (2004): Microbial contributions to cave formation: new insights into sulfuric acid speleogenesis. – Geology. 32(5): 369-372

ERHARDT I., ÖTVÖS V. (2011): Meteorikus fluidum hozzájárulás vizsgálata a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó vizekben. – Tudományos diákköri dolgozat. ELTE TTK

ERHARDT I. (2012): A Rózsadomb és tágabb környezetének hidraulikai feldolgozása. – MSc Szakdolgozat. ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

ERŐSS A. (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. – Doktori disszertáció, ELTE, 171p.

ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., CSOMA É. A., (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. – Central European Geology 51 (3): 267-281.

ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., CSOMA É. A. (2010): The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. – Shell-EMR Final Report SR.11.11449

ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., SURBECK H., HORVÁTH Á., GOLDSCHIEDER N., CSOMA A. É., (2012): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – Journal of Hydrology 426-427: 124-137.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. (1994): Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. – Földtani Közlöny, 124 (2) 130-305.

GAINON F., GOLDSCHIEDER N., SURBECK H. (2007): Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters - the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps, Swiss. – Journal of Geosciences / Eclogae Geologicae Helvetiae 100/2, pp. 251-262.

GOLDSCHIEDER N., MÁDL-SZÖNYI J., ERŐSS A., SCHILL E. (2010): Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. – Hydrogeology Journal, 18, 1303-1318.

GUNN J., BOTTRELL S. H., LOWE D. J., WORTHINGTON S. R. H. (2006): Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. – Hydrogeology Journal, 14, pp. 868-881.

GYÖRI O., POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L., SZABÓ R. (2011): Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. – Földtani Közlöny, 141/4, pp. 341-361.

HAAS J., (1988): Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. – Acta Geologica Hungarica, vol. 31, no. 3-4, pp. 299-312.

HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD GY. (2010): Magyarország pre-kainozóos földtani térképe, 1:500 000. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest

HAAS J., KÖRPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMOR-VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDI-FILÁCS E. (2000): Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom térségi fúrás vizsgálatának tükrében. – Földtani Közlöny 130/3, 371–421.

HAAS J., KÖVÁCS S., KRYSZTIN L., LEIN R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrain reconstruction in the Alpine-North Pannonian domain. – Tectonophysics 242:19–40

HAAS J., TÓTH-MAKK Á., ORAVECZ-SCHEFFER A., GÓCZÁN F., ORAVECZ J., SZABÓ I. (1989): Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. – Földtani Int. Évk. 65. 2. 1-356.

HILL C. A. (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 C. A. (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 C. A. (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.

KLIMCHOUK A. B. (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., EDITORS. – Encyclopedia of Caves. Chennai: Academic Press, 2012, pp. 748-765.

LEÉL-ÖSSY SZ. (1995): A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. – Földtani Közlöny 125/3-4, pp. 363-432.

LEÉL-ÖSSY SZ. SZANYI GY., SURÁNYI G. (2011): Minerals and Speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary). – International Journal of Speleology 40/2, pp. 191-203.

LOEPPERT R. H. (1988): Chemistry of iron in calcareous systems in: STUCKI J. W., GOODMAN B. A., SCHWERTMANN U. (EDS.) (1988): Iron in Soils and Clay Minerals. NATO ASI Series, Ser.C: Mathematical and Physical Sciences, Vol.217. p 689-710.

LORBERER Á., (1986): A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntéselőkészítő értékelése. – I. Summary Report (TSZ.: 7611/1/62), Budapest, VITUKI, 130 p.

LORBERER Á., (2002): Budapest hévizei mérnökgeológiai szemmel. – „Alagút- és mélyépítő szakmai napok, Eger 2002. május 27-28, Proceedings, Magyar Közlekedéstudományi Egyesület, Budapest, 71-78.

LOVRITY V. (2012): Hipogén karsztosodási jelenségek vízáramlás szempontú értékelése. – BSc Szakdolgozat. ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. 48 oldal.

MACHEL H. G. (2001): Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings. – Sedimentary Geology 140: 143-175.

MÁDL-SZŐNYI J., (1996): Vízartó rendszerek sérülékenységi vizsgálata. Elméleti háttér és gyakorlat (Vulnerability assessment of aquifer systems. Theory and Practice). – PhD Thesis, Eötvös L. University, Budapest, 138 p.

MÁDL-SZŐNYI J. (2012): Részletes projekttervek az OTKA NK 101356 pályázathoz: Hipogén karsztosodási folyamatok tanulmányozása különös tekintettel a mikrobák szerepére. 12 oldal kézirat

MÁDL-SZŐNYI J., CZAUNER B., ERŐSS A., SIMON SZ. (2012): Karbonátos és csatlakozó üledékes medenceterületek fluidumdinamikai összefüggésének vizsgálata a szénhidrogén kutatás hatékonyságának javítása érdekében a Paleogén-medencében. – II. Részjelentés. Készült a MOL NyRt megbízásából és számára, ELTE K+F Jelentés, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék.

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.

MÁDL-SZŐNYI J., ERŐSS A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. – Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development. 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, 71-75.

MÁDL-SZŐNYI J., KIRÁLY L., MÜLLER I., BAROSS G., FARAGÓ É., HALUPKA G., PETHŐ S., NYÚL K., IN MINDSZENTY A. (1999): A rózsadombi termálkarszt monitoring működtetése. – Zárójelentés II. rész. ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék. p.109

MÁDL-SZŐNYI J., TÓTH J. (2009): A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. – Hydrogeology Journal 17 (4): 961-980.

MAJOROS Gy. (1980): A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben. Egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. – Földtani Közlöny, 110: 323-341.

MARTINECZ Á. (2013): Hidrosztratigráfiai értékelés és áramkép szimuláció a Budai Termálkarszton. – MSc Szakdolgozat. ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. in press

MINDSZENTY A. (SZERK.) (2013): Budapest: Földtani értékek és az ember "In urbe et pro urbe" (Városgeológiai tanulmányok 2013). – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, (IN PRESS)

MÜLLER P., MAGYAR I., (2008): The Pannonian deposits of the Buda Mountains (in Hungarian with English abstract). – Földt. Közlöny 138:345–356.

MYLROIE J. R., MYLROIE J. E. (2007): Development of the carbonate island karst model. – Journal of Cave and Karst Studies 69: 59-75.

ÖTVÖS V. (2012): A Gellért-hegy és tágabb környezetének hidraulikai feldolgozása. – MSc Szakdolgozat. ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

PALMER A. N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. – Geological Society of America Bulletin 103: 1-21.

PALMER A. N. (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 A. N. (2000): Hydrogeologic control of cave patterns, in: KLIMCHOUK A., FORD D. C., PALMER A. N., DREYBRODT W. (EDS) Speleogenesis, evolution of karst aquifers. – National Speleological Society, Huntsville, AL, 77–90.

PALMER A. N. (2007): Cave geology. – Dayton, OH: Cave Books.

PALMER A. N., HILL C. A. (2012): Sulfuric acid caves, in WHITE W. B., CULVER D. C. (EDS.). Encyclopedia of Caves. – Chennai: Academic Press, 2012, pp. 810-820.

PAPP F. (1942): Budapest meleg gyógyforrásai. – A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet kiadványa, Budapest, 252 p.

PÁVAI-VAJNA F. (1936): A Tabán új termális gyógyforrásai. – Hidrológiai Közlöny, XVI. kötet 30-43 pp.

PLUMMER L. N., WIGLEY T. M. L. (1976): Dissolution of calcite in CO₂- saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure. – Geochim Cosmochim Acta 40 (2): 191–202

PLUMMER L. N., WIGLEY T. M. L., PARKHURST D. L. (1978): Kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5°C to 855 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. – American Journal of Science, 278 (2): 179-216.

POROS Zs. (2011): Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary – selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks. – PhD Dissertation, Eötvös L. University Ált. és Alk. Földt. Tanszék and ENI SpA, Budapest-Milano, 141 p.

POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., PIRONON J., GYÖRI O., RONCHI P., SZEKERES Z. (2012): Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. – International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.) 101, pp. 429-452.

SASS, I. (2007): Geothermie und Grundwasser (Geothermics and groundwater). – Grundwasser 12/2, 93.

SCHEUER GY., SCHWEITZER F., (1988): A Gerecse és a Budai-hegység édesvizi mészkőösszletei. – Földrajzi Tanulmányok 20, Akadémiai Kiadó, Budapest, 123 p.

SMART P. L., DAWANS J. M., WHITAKER F. (1988): Carbonate dissolution in a modern mixing zone. – Nature 335, pp. 811-813.

STUCKI J. W., GOODMAN B. A., SCHWERTMANN U. (EDS.) (1988): Iron in Soils and Clay Minerals. – NATO ASI Series, Ser.C: Mathematical and Physical Sciences, Vol.217, pp. 893.

SZANYI GY., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ÖSSY SZ., VARGA ZS. (2009): A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. – Földtani Közlöny 139/4, pp. 353-366.

SZANYI GY., LEÉL-ÖSSY SZ., SURÁNYI G., BADA G., VARGA ZS. (2010): Kalcitlemez koradatok a Rózsadomb környéki barlangokból. – Karszt és Barlang 2009/I-II, pp. 27-40.

SZANYI GY., SURÁNYI G., LEÉL-ÖSSY SZ. (2012): Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages. – Quaternary Geochronology 14, pp. 18-25.

SURDAM R. S., BOESE S., CROSSEY C. (1984): The chemistry of secondary porosity. – American Association of Petroleum Geologists Memoir, 37, 127-149.

TÓTH J. (1990): Hydraulic continuity in large sedimentary basins. in: VENTRISS, H. (ED.): Proceedings, International Conference on Groundwater in Large Sedimentary Basins. – Water Resources Council Conference series, Perth, Western Australia, pp. 2-14.

TÓTH J. (1995): Hydraulic continuity in large sedimentary basins. – Hydrogeology Journal 3/4, pp. 4-16.

TÓTH, J. (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the cases, processes and manifestations. – Hydrogeology Journal 7/1, pp. 1-14.

TÓTH J. (2009): Springs seen and interpreted in the context of groundwater flow-systems. – GSA Annual Meeting 2009 (18-21 October 2009) Portland, Geological Society of America, Abstracts with Programs 41/7, p. 173.

VIRÁG M., HEGEDŰS A., MINDSZENTY A., SURÁNYI G. (2013e): Régi-új érdekességek a Mátyás-hegyi-barlangban. – Karsztfejlődés XVI. Konferencia, Szombathely - Bük, Absztrakt kötet, p. 19.

VIRÁG M., KÁLMÁNFINE AST H., KARDOS A., MINDSZENTY A., LEÉL-ÖSSY SZ., TIMÁR G. (2011c): Budai barlangok és travertínó szintek vizsgálata térinformatikai módszerekkel. – Karsztfejlődés XIV., Szombathely, p.32.

VIRÁG M., KÁLMÁNFINE AST H., MINDSZENTY A. (2013): 8.1.2.2.5 Barlangszintek, barlangi kiválások és travertínók térbeli jellemzése. in: MINDSZENTY A. (SZERK.): Budapest: Földtani értékek és az ember "In urbe et pro urbe" (Városgeológiai tanulmányok 2013), ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, (IN PRESS)

VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDŐ ZS. (2013c): Hogyan járulhatnak hozzá a Széchenyi-fürdő tartályának ásványkiválásai a Budai Termálkarszt hipogén barlangjainak vizsgálatához? – Magyarhoni Földtani Társulat, Földtudományi Vándorgyűlés és Kiállítás, 2013. július 4-6. Veszprém, Absztrakt kötet, p. 62.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., BENDŐ ZS., PETNEHÁZI T., LEÉL-ÖSSY SZ., HEGEDŰS A. (2013b): Érdekes „barlangi kiválások” nem barlangi környezetben – a budapesti Széchenyi-fürdő kiegyenlítőtartályainak ásványkiválásai. – Karsztfejlődés XVI. Konferencia, Szombathely - Bük, Absztrakt kötet, p. 21.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., MÁDL-SZŐNYI J., LEÉL-ÖSSY SZ., PÁLL-SOMOGYI K., BENDŐ ZS., VERES V. (2012a): Újabb adatok Gellért-hegyiforrások antropogén befolyásoltágú karbonátkiválásairól. – Karsztfejlődés XV., Szombathely - Bük, Absztrakt kötet, p.15.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., MOLNÁR M., LEÉL-ÖSSY SZ. (2013d): Múltbeli hidrogeológiai viszonyok nyomozása a Pál-völgyi-barlangrendszer cseppkölefolyásában. – Karsztfejlődés XVI. Konferencia, Szombathely - Bük, Absztrakt kötet, p. 18.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., LEÉL-ÖSSY SZ. (2011): Infiltration history of the last 50 thousand years as reflected by the anatomy of a flowstone type speleothem precipitated from dripwaters of the Pál-völgy-Mátyáshegy Cave System (Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary). – In: CAPEZZUOLI E., BROGI A., RICCI M., BERTINI A. (EDS.): Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 16, pp. 39-41.

VIRÁG M., MINDSZENTY A., SURÁNYI G., LEÉL-ÖSSY SZ. (2012c): Infiltration history of the last 54 thousand years recorded by a flowstone type speleothem in the hypogene Pál-völgy Cave System (Budapest, Hungary). – In: MISSONI S., GAWLICK H. J. (EDS.): 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming-Dachstein, Austria, 10-13 September 2012., Abstract Volume, p. 302.

VÖRÖS P., VIRÁG M., NÉMETH T., BENDŐ ZS., LEÉL-ÖSSY SZ., MINDSZENTY A. (2013): Valóban kovás telérek a „kovás telérek”? - újabb eredmények a budai nagybarlangok elváltozott zónáinak keletkezéséhez. – Karsztfejlődés XVI. Konferencia, Szombathely - Bük, Absztrakt kötet, p. 20.

VÖRÖS P. (2013): Kovás elváltozások vizsgálata rózsadombi barlangokban. – Diplomamunka, NyME-SEK-TTK Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, és ELTE-TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 78 p.

WEIN, Gy., (1977): A Budai-hegység tektonikája. – MÁFI Alkalmi Kiadvány, 76 p.

WORTHINGTON S. R. H., FORD, D. C. (1995): High sulfate concentrations in limestone springs: An important factor in conduit initiation? – Environmental Geology 25, pp. 9-15.

9. Ábra- és táblázatjegyzék

2.1. ábra: Karbonátos víztartóban lejátszódó felszínalatti vízáramlási és karsztosodási folyamatok sematikus ábrája (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010).....	5
2.2. ábra: Epigén (EKR) és hipogén (HKR) karsztrendszerek a medenceléptékű felszín alatti vízáramlási rendszer keretén belül (TÓTH (1999) után módosította KLIMCHOUK (2007))	6
2.3. ábra: A mélységi karsztosodás geokémiai folyamatai (GOLDSCHIEDER ET AL., 2010).....	10
3.1. ábra: A Budai Termálkarszt helyzete a Dunántúli-középhegységen belül és a természetes kiáramlási területek Budapesten (ERŐSS, 2010).....	13
3.2. ábra: A Budai-hegység földtani rétegoszlopa (VIRÁG 2013 in MINDSZENTY, 2013 in press)	14
3.1. táblázat: A kutatási területen található formációk hidrosztratigráfiai besorolása (MARTINECZ, 2013 in press; MÁDLNÉ SZÖNYI ET AL., 2013).....	16
3.3. ábra: A Budai Termálkarszt morfológiailag lehatárolt vízgyűjtőjének nyomvonala. (módosítva MÁDL-SZÖNYI ET AL., 1999 in MINDSZENTY; ERŐSS, 2010).....	19
3.4. ábra: A Budai Termálkarszt új áramlás rendszertani modellje (ERŐSS ET AL., 2008 után módosítva in GOLDSCHIEDER ET AL., 2010)	20
3.5. ábra: A Gellért-hegyi megcsapolódási terület általános áramlás rendszertani modellje (ERŐSS, 2010).....	21
3.6. ábra: A rózsadombi kiáramlási terület általános áramlás rendszertani modellje (ERŐSS, 2010).....	22
4.1. ábra: A Gellért-hegy ismert barlangjai (a) szintenkénti gyakorisága (d) helyzete és vertikális kiterjedése (Fotótábla:117 VIRÁG ET AL. IN MINDSZENTY szerk. 2013 IN PRESS).....	25
4.2. ábra: A rózsadombi ismert barlangok (a) szintenkénti gyakorisága (c) helyzete és vertikális kiterjedése (Fotótábla:118 VIRÁG ET AL. IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS).....	25
4.3. ábra: A Wind Cave (South Dakota, USA) és hidrogeológiai képződési koncepciója (FORD, 1989 in KLIMCHOUK, 2012)	26
4.4. ábra: A Paskál-malmi hévízkutató fúrás rétegsora a 300 m-t meghaladó vastagságban harántolt kavernával (ALFÖLDI ET AL., 1968).....	27
4.5. ábra: Az üregesedés vizsgálatába bevont, a területen található hévízkutak (Budapesten a kutak jele és száma csak üregesedést és/vagy iszapvesztiséget mutató kutak mellett szerepel) 30	
4.6. ábra: Hévízkutak által harántolt karbonátos hidrosztratigráfiai egységekben előforduló iszapvesztések és üregesedésre vonatkozó adatok	31

4.1. táblázat: A karbonátos hidrosztratigráfiai egységeket harántoló hévízkutak üregesedésre utaló jegyei	31
4.7. ábra: A Kozárdi VF egységet harántoló hévízkutak és a vízfogóban tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)	35
4.8. ábra: A Budai Márga VV egységet harántoló hévízkutak és a vízvezetőben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS)	36
4.9. ábra: A Szépvölgyi Mészke VV egységet harántoló hévízkutak és a vízvezetőben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS).....	37
4.10. ábra: A Kosdi VV egységet harántoló hévízkutak elhelyezkedése és a vízvezetőben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség (Földtani háttér: FODOR IN MINDSZENTY SZERK. 2013 IN PRESS).....	38
4.11. ábra: A Dachsteini Mészke VV és a Földolomit VV egységeket harántoló hévízkutak és a vízvezetőkben tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség (Földtani háttér: HAAS SZERK. 2010).....	39
4.12. ábra: A Mátyáshegyi VV, a Budaörsi Dolomit VV, a Csopaki és az Arácsi Márga kVF és a vízvezetőkben közepes vízfogókban tapasztalható üregesedés és/vagy iszapveszteség (Földtani háttér: HAAS SZERK. 2010).....	40
4.13. ábra: A hévízkutak által harántolt triász képződmények üregesedett szakaszainak tető és talp tengerszint feletti magassága.....	42
4.14. ábra: A hévízkutak által harántolt eocén és miocén képződmények üregesedett szakaszainak tető és talp tengerszint feletti magassága.....	43
4.15. ábra: Az üregesedési jelenségek megjelenése az A-B szelvény menti hévízkutató fúrásokban (Földtani szelvény: FODOR in: MINDSZENTY szerk. (2013) IN PRESS).....	46

10. Mellékletek jegyzéke

4.1. melléklet: Az üregesedésre utaló jelenségeket tapasztaló fúrások adatai

4.2. melléklet: A hidrosztratigráfiai egységenként rendszerezett, üregesedést, ill. iszapvesztiséget tapasztalt fúrások adatai

4.3. melléklet: A hidrosztratigráfiai egységenként előforduló üregesedésre utaló fúrások számának jegyzéke

4.4. melléklet: A feldolgozott hévízkutak fúrásjelei

4.5. melléklet: A fúrásokban előforduló üregesedett szakaszok tető-talp értékeinek tengerszint feletti magassága

11. Függelék

1. Függelék

Tudományos diákköri dolgozatom célja az volt, hogy a Budai Termálkarszt területére eső hévízkutak fúrásleírásainak összegyűjtésével szisztematikusan megvizsgáljam, hogy találhatók-e a karbonátos rétegsorokban olyan jegyek, amelyek mélybeli oldási üregesedésre, ill. ahhoz kapcsolódó, a felszín alatti vízből történő kiválásra utalnak. Az összegyűjtött adatok térképi és szelvénymenti vizsgálatával arra kerestem választ, hogy e jegyek mely karbonátos formációkhoz kötődnek, kimutatható-e összefüggés szerkezeti elemekkel, ill. a rétegsorban ezek milyen szintekben helyezkednek el.

Munkám során első lépésben a Hidrogeológiai Kutatócsoport hidrosztratigráfiai adatbázisából kiválogattam azokat a hévízkutakat, amelyek a munkám céljából fontosak, vagyis, amelyek valamilyen karbonátos képződményt harántoltak. Ezután kezdődött az adatgyűjtés, a 78 kiválasztott vízkutató fúrás dokumentációinak átnézése és kijegyzetelése az MBFH és MFGI adattárban. Az adatgyűjtés után kiszűrtem azokat a kutakat, melyben üregesedésre vagy kiválásra utaló jelenségek egyikét sem írtak le és az így kapott 46 fúrás kigyűjtött információit táblázatban rendszereztem a kiértékelés érdekében.

Az adatokat többféle módon és formában értékeltem annak érdekében, hogy választ adhassak kérdéseimre. Elsőként azt vizsgáltam meg, hogy az iszapveszteségek mutatnak-e formációhoz kötöttséget. Ennek érdekében a hidrosztratigráfiai kategóriánként talált iszapveszteségeket és az üregesedéseket oszlopdigramon elemeztem. Ezután a különböző karbonátos hidrosztratigráfiai egységekről 6 különálló térképet készítettem a Surfer program használatával és azt vizsgáltam, hogy az üregesedések területileg formációnként hol helyezkednek el, illetve köthetők-e szerkezeti elemekhez. A fúrásokban előforduló üregesedett szakaszok eleváció szerinti megjelenését is ábrázoltam térképen, azzal a céllal, hogy megpróbáljak összefüggéseket keresni az üregesedés vertikális elhelyezkedésében. Végül a fúrásokban előforduló üregesedésre utaló jegyeket szelvény mentén is megjelenítettem a Corel Draw program segítségével.

2. Függelék

MSc szakdolgozatom témája a tudományos diákköri dolgozatomban elkezdett kutatás folytatása (OTKA pályázathoz kapcsolódóan, témafelelős: Mádlné Szőnyi Judit), amelynek célja a fedett karszt alatt található üregesedések helyének és azok összefüggéseinek meghatározása, az áramlási rendszerekkel való kapcsolat kimutatása érdekében. Témavezetőm Mádlné Szőnyi Judit, konzulensem pedig Mindszenty Andrea.

Kutatási területem a TDK dolgozatomhoz hasonlóan a Budai Termálkarszt. Munkám kiindulási alapja KLIMCHOUK (2012) barlangmorfológiához köthető elképzelése, amelyben típusokat ír le tisztán morfológiai alapon. A feladatom ezzel kapcsolatban a Budai Termálkarszton előforduló típushelyzetek keresése, a típushelyzetekben a hidraulikai helyzet értékelése jelenlegi kútatatok alapján, az üregesedések és kiválások felmérése, valamint a kétféle eredmény összehasonlítása.

Feladataim között szerepel még megfigyelni, hogy hol található a felszínen olyan karbonátos képződmény, amelynek karsztosodása kémiai határfelülethez köthető és analógiaként használható a mélybeli folyamatok értelmezéséhez.