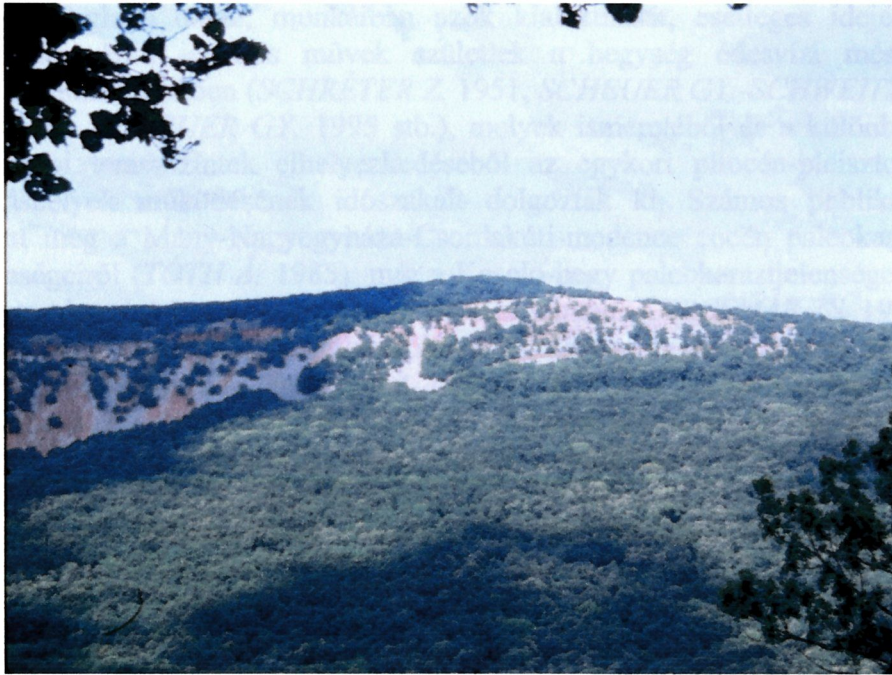


Cholnoky Karszt- és Barlangkutatói pályázat

A Gerecse karsztjának fejlődéstörténete



Készítette: Sásdi László
2006. február

A GERECSÉ KARSZTJÁNAK FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

SÁSDI LÁSZLÓ

1. Bevezetés

A Gerecsé karsztjának fejlődéstörténetét összefoglaló tanulmány ezideig nem jelent meg. Jelentős mennyiségű publikáció tárgyalja a hegység földtani felépítését, de ezekben a felszín és a karszt fejlődését csak érintőlegesen említik a szerzők. A morfológiai jellemzőket *LÁNG S.* (1955, 1956.) foglalta össze, munkáiban azok kialakulását, esetleges idejét is tárgyalta. Igen jelentős művek születtek a hegység édesvízi mészkő előfordulásait illetően (*SCHRÉTER Z.* 1951, *SCHEUER GY.-SCHWEITZER F.* 1988, *SCHEUER GY.* 1995 stb.), melyek ismeretéből és a különböző folyóvízi teraszszintek elhelyezkedéséből az egykori pliocén-pleisztocén forráshelyek működésének időszakait dolgozták ki. Számos publikáció jelent meg a Mátyás-Nagyegyháza-Csordakúti-medence eocén paleokarsztjelenségeiről (*TÓTH Á.* 1985), míg a Keselő-hegy paleokarsztjelenségeivel egyetemi szakdolgozat foglalkozott említés szinten (*KERCSMÁR ZS.* 1995). A gerecséi barlangok és jellemzőiknek részletes, Budai-hegységi szintű részletes feldolgozása még várat magára, bár már külön kiadványban foglalkoztak a barlangokban előkerült gerinces maradványokkal, melyek kora a miocéntől napjainkig terjedő időszakot fogják át (*KORDOS L.* 1994), valamint az itteni, ún. hévizes barlangok genetikájával (*TAKÁCSNÉ* 1994). A hegység fokozottan védett barlangjainak részletes leírása 2003-ban jelent meg (*SZÉKELY K.*) országos feldolgozás részeként.

Jelen tanulmány a terület felszínén és barlangjaiban 2004-ben végzett megfigyeléseim és az irodalmi adatok összesítése alapján készült.

2. Földtani felépítés

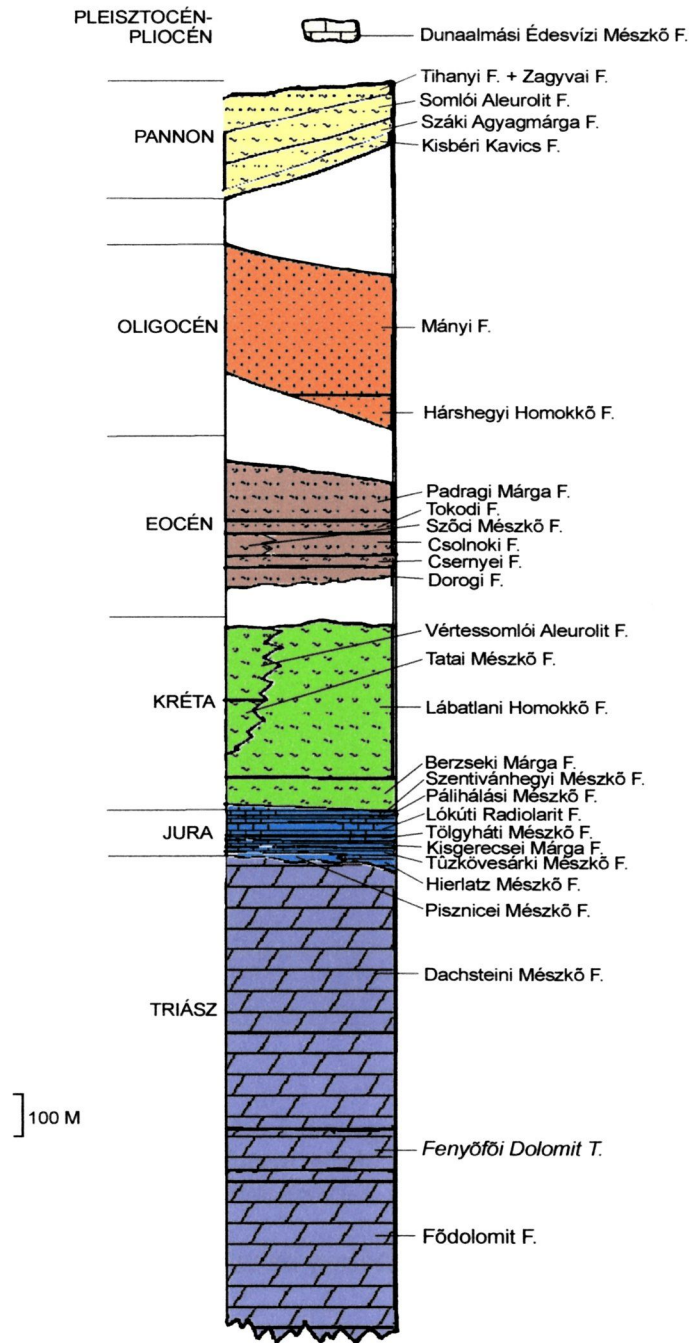
2.1. Mezozoikum

A hegység alpi típusú paleo- és recens karsztjának zömét mezozoós kőzetek alkotják (*SZENTES F.* 1968, *GYALOG L.* 1996, *GYALOG L. ET AL.* 2002). Legidősebb, felszínén is ismert kőzet a felső-triász Földolomit, mely elsősorban a hegység déli, medence-területekkel határos részein

található meg, fiatal üledékek alól kibukkanó rögökben. A dolomitra néhány száz méter vastag dolomitos mészkő közbetelepülésével a többszáz méter vastag felső-triász Dachsteini Mészkő következik, mely a hegység karsztjának zömét építi fel. Ezután üledékhiány mutatható ki, majd a változatos kifejlődésű mészkő, tűzköves mészkő és radiolarit rétegeket tartalmazó jura üledéksor rakódott le. A kréta üledékek zömét a jura-kréta koru Szentivánhegyi Mészkőre üledékhézaggal és enyhe diszkordanciával települő, kb. 100 m vastagságú, alsó-középső-kréta Berzseki Márga, majd a 400 m vastagságban ismert Lábatlani Homokkő alkotja. Ez utóbbi üledékek elsősorban a hegység északi részein találhatók meg felszínen. A középső-kréta Tatai Mészkő, valamint Vértessomlói Aleurolit csak a hegység nyugati és déli szegélyén ismertek (1-2. ábra).

2.2. Kainozoikum

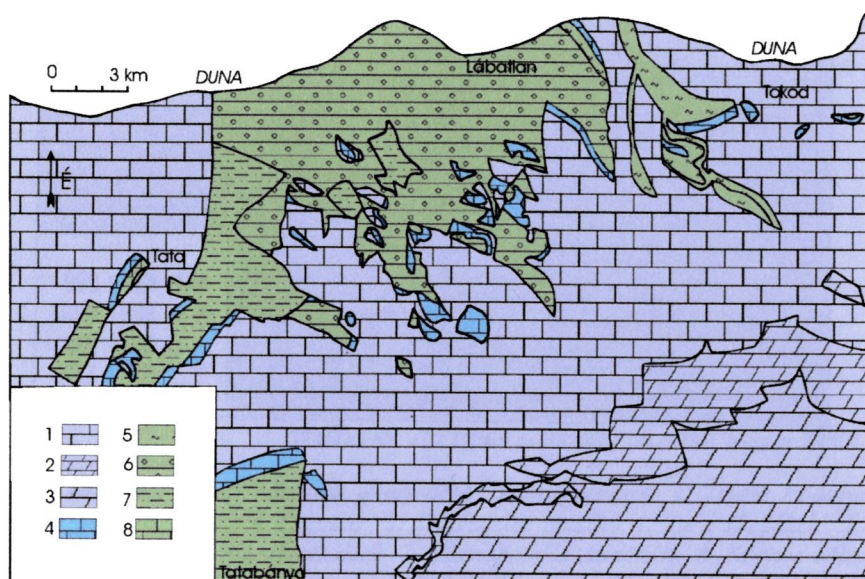
A kainozoós üledékképződés a középső-eocén során indult meg, melynek során eleinte édesvizi kőszéntelepes rétegsor keletkezett, majd brakkvizi, felette további transzgressziós, tengeri üledéksor. Ezek az üledékek elsősorban a környező medenceterületek mélyén ismertek, s csak kisebb foltokban a hegyvidék kiemelt tömbjei között, tektonikusan kialakult lepusztulási árnyékban (Pusztamaróti-medence, Agostyányi Arborétum térsége), vagy igen ritkán hegytetői térszínen (Fekete-kő déli nyúlványa). Az oligocén szárazulati folyóvízi üledékképződést (Csatkai F.), fokozatosan mélyülő tengeri környezetben finomszemű üledékek (Kiscelli F.), majd szintén jelentős vastagságú finomszemű homok, homokkő összlet (Mányi F.) lerakódása követte. Ezek zöme ugyancsak a medenceterületeken ismert, de helyenként a kiemelt karsztrögök tetején is előfordulnak kisebb foltokban (Kis-Pisznice, Csonkás-hát). Alsó-középső-miocén üledékek a hegység területén hiányoznak, csak attól délre, Zsámbék felé nyomozhatók. A felső-miocén (pannon) üledékek jelenleg a hegység északi, nyugati és déli peremvidékén ismertek jelentős elterjedésben és vastagságban, kisebb, agyagból, finomhomokból álló foltja (Tinnyei F.) azonban a Gerecse nyugati tövében kiemelt helyzetben megtalálható (Fekete-hegy). Külön említést érdemelnek a pliocén és pleisztocén folyóvízi kavicsok, valamint az édesvizi mészkő előfordulások. Ezek elsősorban a hegység északi peremén ismertek Süttő-Dunaszentmiklós-Almásneszmély vonalában, kisebb, de így is jelentős elterjedésben találhatók Tata és Vértesszőlős, valamint Mogyorósbánya környezetében.



1. ábra A Gerecse elvi földtani rétegoszlopa

3. Fejlődéstörténeti elemzés

Mint az előző fejezetből kiderül, a gerecsei mezozoós rétegsor a triász Fődolomitól kezdve a triász-jura és a jura-kréta határon történt rövid idejű megszakításokkal tarkítva a Lábatlani Homokkőig ismert. Az üledékképződés kb. az albai időszak közepéig tartott, 100 millió évvel ezelőttig (GYALOG L. 1996). A rétegsor alapján itt az albai során az üledékgyűjtő medence mélyülése indult meg, a jelenleg ismert rétegsor tetején a mélyüléshez kötődő durva kezdőtagjait lehet tanulmányozni. Fentiek alapján tehát a bakonyi Alsóperepusztai Bauxit képződése idején a Gerecse területén még mélytengeri üledékképződés folyhatott.



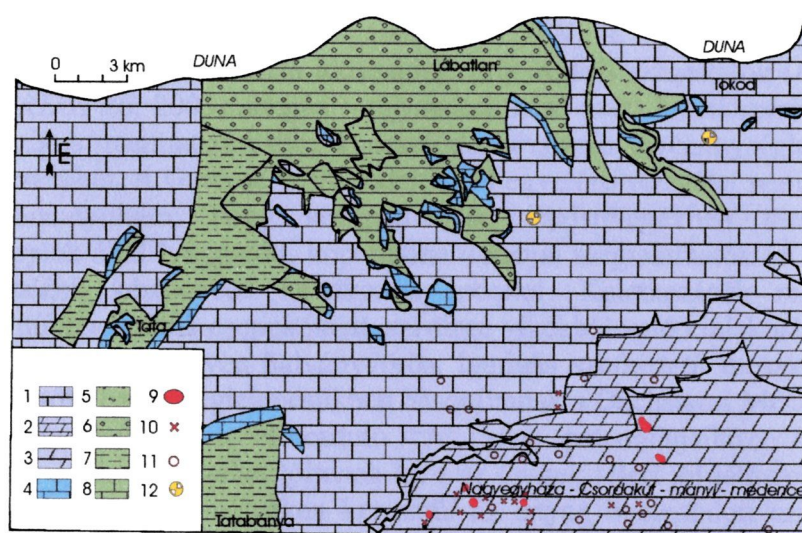
GYALOG ET. AL. (1996a) alapján SÁSDI L. 2004.

2. ábra A Gerecse alaphegységi kőzetei. Jelmagyarázat: 1. Triász Fődolomit 2. Dachsteini Mész 3. Dachsteini mészkő 4. Jura üledékek 5. Kréta Berzseki Marga 6. Lábatlani Homokkő 7. Vértessomlói Aleurolit 8. Környei Mész

3.1. Felső-kréta szárazulati periódus

Az általános, szenont követő kiemelkedés már feltehetően ezt a területet is elérte, s megkezdődött a denudáció. Ekkorra már kialakult az a nagy szinklinális szerkezet, mely a jelenlegi szerkezeti képen is kimutatható. A szinklinális tengelye az Észak-Gerecsében nyomozható, ahol

a kréta kőzetek leginkább megmaradtak, míg a déli szárnyon a lepusztulás a felső-triász dolomitig jutott (2. ábra). Feltehetően erre az időszakra tehető a Mány-Nagyegyháza-Csordakúti-medence első karsztformáinak kialakulása (3. ábra). A folyamatra – bakonyi analógiák alapján - kb. 5 millió év állhatott rendelkezésre. Ez az időtartam természetesen nem bizonyítható, hiszen az itteni bauxitokról és karsztformákról csak az állapítható meg, hogy középső-eocén üledékek fedik be, tehát annál idősebbek.



GYALOG ET. AL. (1996a) és HAAS ET. AL.(1985). alapján SÁSDI L. 2004.

3. ábra Kréta(?) – eocén bauxitok elterjedése *Jelmagyarázat:* 1. Triász Fődolomit 2. Dachsteini Mészke Fenyőfői Tagozat 3. Dachsteini mészke 4. Jura üledékek 5. Kréta Berzseki Márga 6. Lábatlani Homokkő 7. Vértessomlói Aleurolit 8. Környe Mészke 9. Jelentős bauxit előfordulás 10. Bauxit indikáció felszínen 11. Bauxit indikáció fúrásban 12. Tűzkőbreccsa

3.2. Kréta-eocén karsztosodás

A hegység területén a kréta-paleogén határon tektonikai mozgások zajlottak le. Ekkor kezdhettek kialakulni azok a medencék, melyek a későbbi – középső-eocén – üledékképződés és a széntelepes összletek létrejöttében szerepet kaptak (Héreg-Tarjáni-, Bajnai-, Tardosi-medence). Addig a területen szárazföldi lepusztulás zajlott. Ennek során a régebbi karsztos formák a medencékben megmaradhattak, míg a kiemeltebb térszíneken lepusztultak, átalakultak. A Mány-Csordakúti-medencében ismert karsztos formákban bauxit halmozódott fel (HAAS J. ET. AL. 1985,

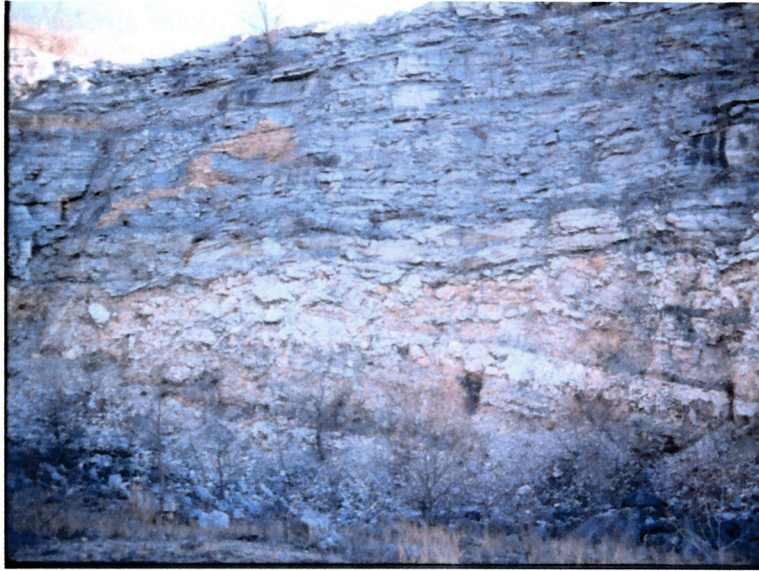
TÓTH Á. 1985). Ezek - ólomizotópos vizsgálatok eredményei alapján - vegyes anomális képet mutatnak (VICZIÁN ET. AL. 1984), így elkülöníthetők a bizonyítottan kréta bauxitoktól. Ezen időszak termékének tarthatjuk azokat a mélyedésekben megmaradt tűzkőbreccsa kitöltéseket (3. ábra), melyek a Sárasi-kő bányájában, illetve a Sárísáp melletti Hegyeskő bányájában található. A koptatlan, enyhén mállott tűzkő feltehetően jura üledékek lepusztulásából származik. A breccsa alatt helyenként vasas-mangános kéreg található, melyet hematit, goethit és groutit alkot.

A hegység területének délnyugati részén (Keselő-hegy) ismertek vörös kalcit telérek. Sümegi vizsgálatok (DEMÉNY A. – KÁZMÉR M. 1994) analógiája alapján ezek kréta időszerűek, míg vértési vizsgálatok (KORPÁS L. – PEREGI ZS. 2003) alapján – ugyancsak késő-kréta keletkezési korról – ultrabázikus magmatizmushoz kapcsolódó hévforrás tevékenységhez kötik keletkezésüket. A Gerecse vörös kalcitjairól egyelőre vizsgálat nem készült. Ami bizonyítható, hogy középső-eocén bázisrétegekben törmelékes, fűrókagylók által lyuggatott, koptatatlan darabjai megtalálhatók (4. ábra), s ez legalább késő-eocén keletkezést indokol. Keletkezésük módjaként valószínűbbnek tűnik cseppkőként, szivárgó vizekből való kialakulásuk.

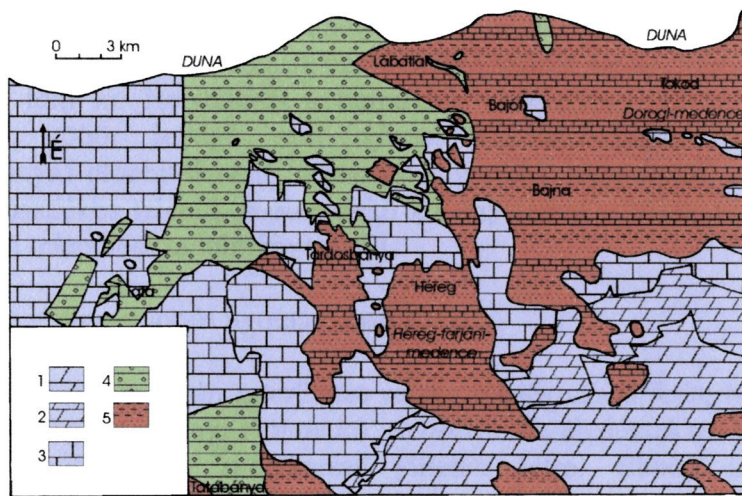
A Keselő-hegyen halványvörös, laminás szerkezetű mészkítöltések is található. Ezek megjelenésükben hasonlítanak a Dachsteini Mészkő lofer ciklusában helyenként előforduló "A" zóna paleotalajaihoz. Az itteni üledékek egykori üregeket töltenek ki, s az üregek felett jól láthatók azok a keskeny hasadékok, melyeken keresztül az anyag bemosódott az egykori felszínről. A kitöltés felső részén helyenként fennmaradó üregeket kalcit-kristályok bélelik, melyek keletkezése - lapos romboéder kristályalakjuk (papírpát) alapján - feltehetően későbbi (oligo-miocén) hévizes tevékenységhez köthető. Magának az üledékes kitöltésnek a keletkezési ideje nem ismert, csak feltételesen kapcsolható a kréta-eocén időszakhoz.

3.3. Eocén tengerelőntés

Az eocén transzgresszió (5. ábra) idején a kőszentelepek képződése előtt közvetlenül édesvízi mészkőrétegek rakódtak le (SZENTES F. 1968). Ezek keletkezésére a belső medencékben a karsztvízszint általános emelkedése miatt kialakult ún. karsztlápokban volt lehetőség, melyek egy-egy környező szűkebb hegységi terület erózióbázisaként határozhatták meg az akkori karsztvízáramlások irányát. A beszivárgási terület a dolomit fanglomerátum (Dorogi F. Nagygyházi T.) anyagát szolgáltató, kiemelt hegyvidéki terület lehetett.



4. ábra Triász Dachsteini Mészköre települő eocén széntelepes rétegsor a Keselő-hegy bányájában. A bázistörmelékben fúrókagyló nyomos vörös kalcit törmelék



GYALOG ET. AL. (1996a) és HAAS ET. AL. (1985). alapján SÁSDI L. 2004.

5. ábra. Eocén üledékek elterjedése a Gerecsében Jelmagyarázat: 1. Triász Fődolomit 2. Dachsteini Mészkö Fenyőfői Tagozat 3. Dachsteini Mészkö és jura üledékek 4. Kréta üledékek 5. Eocén üledékek

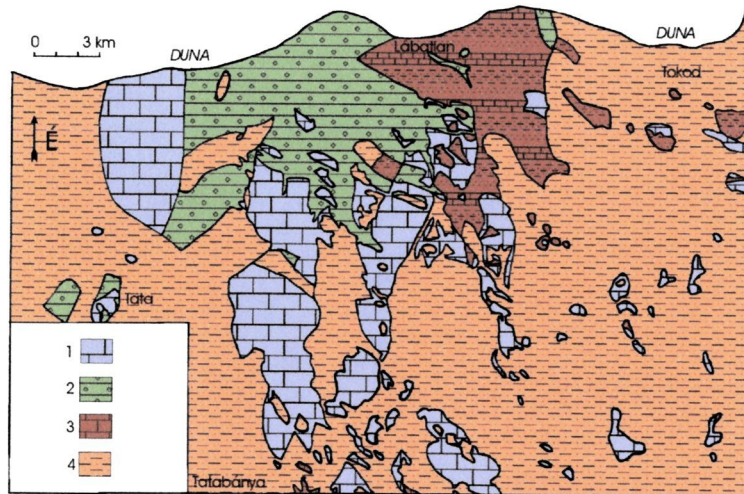
Feltételesen eocén korúnak tekinthető az Öreg-kő déli oldalán levő mészkőbánya laminált szerkezetű, diagenetizálódott meszes üregkitöltése, mely gyéren kagylóhéj törmelékét is tartalmaz.

3.4. Oligocén szárazföldi lepusztulás

A földtani felépítés alapján az oligocén elején ismét jelentős tektonikai események zajlottak le (*SZENTES F.* 1968). Ekkor egyes területrészek kiemelkedtek, mások besüllyedtek. A folyamat során/után szárazföldi lepusztulás zajlott (infraoligocén denudáció). Az oligocén üledékek triász/jura/kréta üledékekre települése (*6. ábra*) alapján arra lehet következtetni, hogy ez a lepusztulás néhol a teljes eocén rétegsort letarolta (*ROZLOZSNIK P.* 1925). Kérdés, hogy a jura-kréta üledékek ezeken a helyeken ekkor, vagy a paleocén - kora-eocén lepusztulás során tűntek-e el. A denudációt néhol jelentős felszíni karsztosodás kísérte, amit az üledékek alól bányafeltárásokban előkerült karsztos formák jeleznek (vértesszőlősi dachsteini mészkőbánya, Öreg-kő DNY-i bánya, + lejtő, Keselő-hegyi bánya felső szint, sárisápi kaolin-bánya, kecskekői mészkőbánya). Ezek általában legömbölyített sziklabörcök, amelyek között sokszor 10 m mélységig is lenyúló hasadékok láthatók. A mészkősziklák felszíne mindenütt limonitos (mangános ?) kéreggel bevont, amely alatt a mészkő akár 10 cm mélységig átítatódott a vasvegyületekkel. A hasadékokat szürke agyag, vagy limonitos homokkő tölti ki. Helyenként a homokkő vörösgyag bázissal települ a mészkőre, töbör jellegű szelvényben (Csonkás-völgy, bajnai volt mészkőbánya) előbbtől nem messze, a homokkő közvetlenül oldásforma mentes hasadékba települ. A Kecsekő kőbányájában vörösgyagos homok hasadékba települése tanulmányozható.

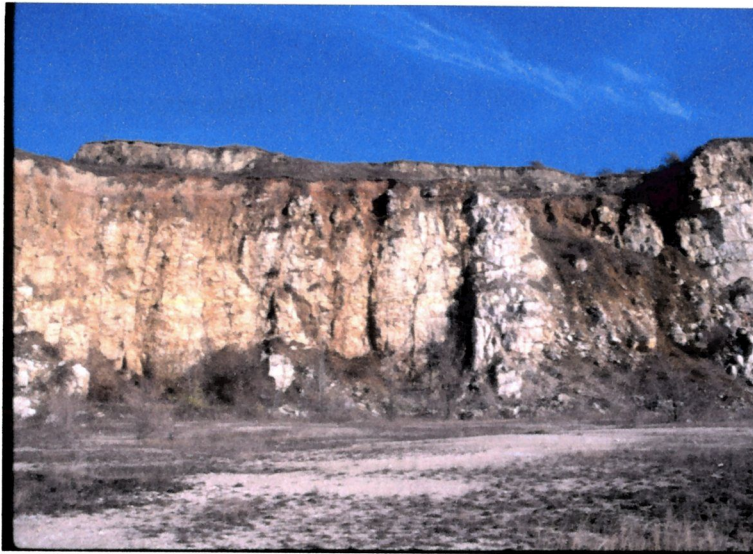
3.5. Oligo-miocén nyomás alatti karszt

Az oligocén során a területet vastag üledéktakaró fedte be (Csatkai F., Kiscelli Agyag, Mányi Homokkő, *6. ábra*). Az üledéktakaró alatt ekkor fedett, nyomás alatti mélykarszt jöhetett létre. Ebben konvekciós vízáramlások alakulhattak ki, oldóhatásuk létrehozhatták azokat az oldott üregeket, melyekben kalcit és barit kristályok váltak ki pl. az Öreg-kői-1. sz. zombolyban (*TAKÁCSNÉ* 1994.). A kalcittelérek helyenként akár 1 m vastagságot, illetve több tíz méter hosszúságot és mélységet is elérhetnek (Kecsekő bánya, *7. ábra*).



GYALOG ET. AL. (1996b) alapján SÁSDI L. 2004.

6. ábra Oligocén üledékek elterjedése a Gerecsében Jelmagyarázat 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek



7. ábra Oligocén homokkővel fedett, korai-oligocén lepusztulási felszín a Keselő-hegyi kőbányában



8. ábra Hidrotermális kalcittelérek a Kecsekői mészkőbányában

3.6. Miocén szárazföldi időszak

A földtani kép és a leírások szerint a Gerecse a kora-miocén folyamán ismét kiemelkedett (SZENTES F. 1968), ennek mértéke egy-egy területen eltérő lehetett. A kiemelkedés következtében az oligocén üledékek néhol alig pusztultak le (Vértestolnai-, Tardosbányai-medence), míg máshol szinte nyom nélkül (hegytetők).

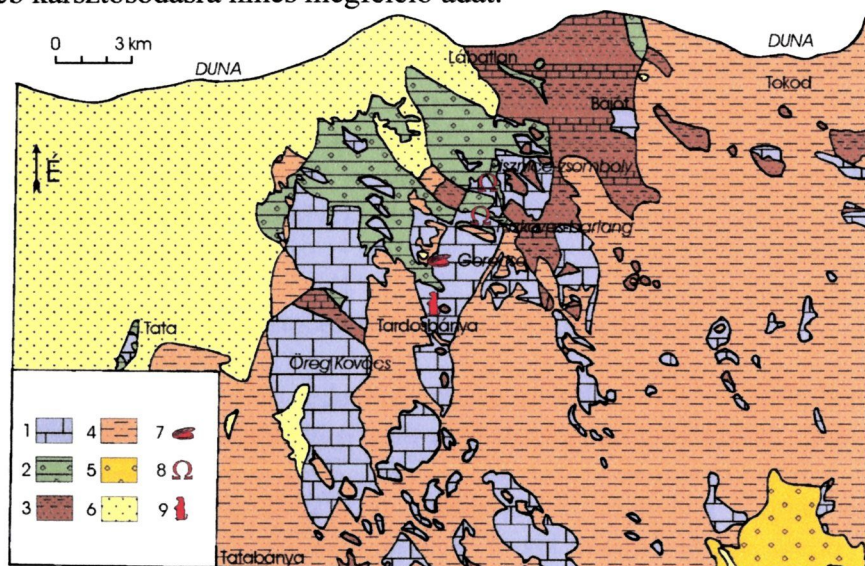
LÁNG S. (1955, 1956) a miocén idősakra teszi azoknak a lepelkavicsoknak a lerakódását, amelyek a kiemelt hegységi triász mészkőblokkokon és a medenceterületek eocén-oligocén üledékein egyaránt előfordulnak. Ezt később ismertető megfontolások alapján fiatalabb idősazaknak tarthatjuk.

A szarmata (13,5 Mé) során a terület tengerpart közeli szárazulat volt (8. ábra).

3.7. Pannon idejű üledékes befedődés, majd lepusztulás

Később, a pannon tó terjedésével 3 millió év során egyre nagyobb terület került víz alá (9. ábra), s végül – ismeretlen vastagságú üledékekkel fedetten - a hegység teljes területe az újabb üledékképződés szintere lett.

(Ősмарadványokkal bizonyított, hogy a Tihanyi F. üledéke a hegység közepén megtalálható (Fekete-hegy), így feltételezhetjük, hogy a Piszniczsomboly és a Tűzköves-barlang szürke agyagja és finomhomokja is ezzel egyidős lehet). Kb. 9 millió évvel ezelőtt a tó területe csökkenni kezdett, s a jelenlegi hegységi területen megindult a szárazföldi lepusztulás. Ez természetesen előbb a legfiatalabb üledékeket érintette, csak ezután érte el az idősebb képződményeket, exhumálva a 13 millió éves egykori felszín. Ennek a folyamatnak az időintervalluma nem ismert, 2 millió évnél nem lehetett több. Ami tény, hogy Tardosbányán a mészkőbánya hasadékkitöltéséből megismert gerinces fauna az MN 12-es emlős biozónához tartozik (KORDOS L. 1994), ami kb. 7 millió éves. Tehát ekkorra a karsztközetek már jelentősebb területen felszínre kerültek. Az egyéb karsztosodásra nincs megfelelő adat.



GYALOG ET. AL. (1996c) .alapján SASDI L. 2004.

9. ábra Miocén-pliocén üledékek a Gerecsében Jelmagyarázat 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek 5. Miocén üledékek 6. Pliocén üledékek 7. Pliocén mikrofauna 8. Pliocén üledékes üregkitöltés 9. Pliocén gerinces fauna

3.8. Pliocén folyóvízi tevékenység

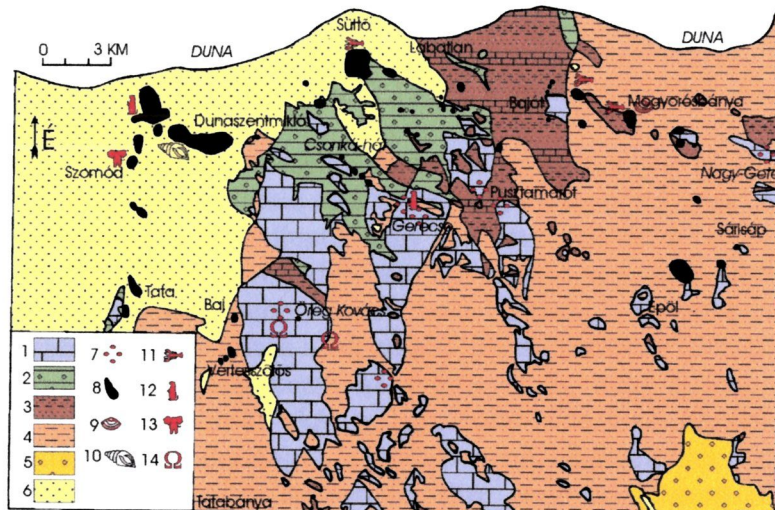
Az említett, a Gerecse legmagasabb hegyein ismert lepelkavics lerakódását a pannon üledékek lepusztulását követő folyóvízi tevékenységhez kapcsolhatjuk. A kavicsok anyaga metamorf, kristályos kőzet, kvarcit, a legnagyobb darab kb. 15 cm átmérőjű (Csonkás, Hajós-völgy), a

szemcsék mérete uralkodóan 1-5 cm közötti. Mivel a paleogén és neogén üledékekben ilyen méretű kvarcít kavicsok nem ismertek, viszont a lepelkavics gyakorlatilag minden korú üledéken előfordul, idekerülésének idejét csak a pliocén időszakra tehetjük. A kavics általános elterjedéséből nem tudjuk igazolni, hogy esetleg a mésztufával is takart 334 m-es pockói, vagy a 300-310 m-es Muzsla-hegyi (sőt a 260-280 m-es dunaalmási, süttöi, Mogyorósbánya Kő-hegyi) előfordulásokkal egyidős-e, vagy azoknál idősebb. A kérdéses korú lepelkavics jelenleg igen különböző tszf. magasságú karsztos és/vagy nem karsztos kőzetblokkok tetőzónájában, illetve medence területek paleogén üledékének fedőjében egyaránt megtalálható. Mivel nem hihető, hogy a kavics egykori hegytömbök közötti 100-200 méter mély medencéket kitöltött, s utána hordódott ki, állítható, hogy a hegytömbök a kavics lerakódást követően kezdték meg újabb, részben önálló tektonikus, részben egész hegységre kitejedő emelkedésüket. Az önálló emelkedés már létező, felújuló törésvonalak mentén történhetett. Számos freatikus (karsztvízszint alatti oldással kialakult) barlang esetében nehéz megmondani, hogy a barlangot tartalmazó hegytömb kiemelkedése kezdeténél idősebb-e, vagy a valamivel későbbi, a terasz szintekhez kapcsolódó édesvízi mészkövekkel tekinthető egyidősnek.

3.9. Pliocén-pleisztocén édesvízi mészkőképződés

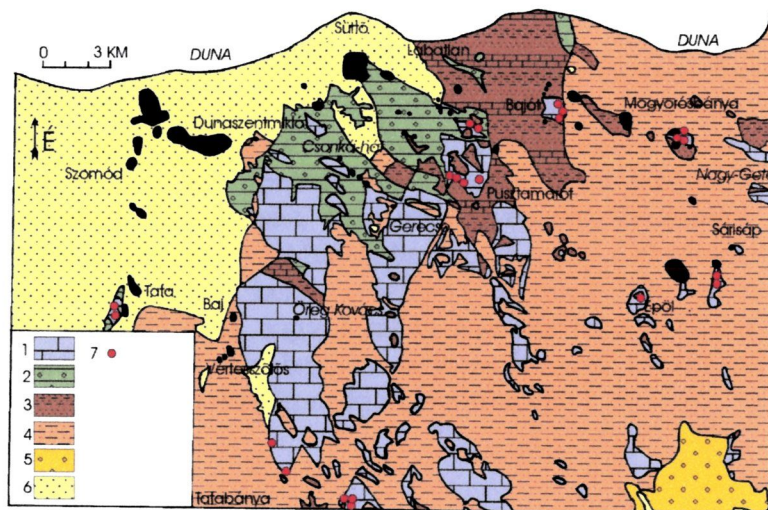
A Gerecse ismert édesvízi mészkőösszleteivel kapcsolatban már számos értelmezés született a plio-pleisztocén karsztrendszer működését illetően (*SCHRÉTER Z.* 1951., *SCHEUER GY.* – *SCHWEITZER F.* 1988, *SCHEUER GY.* 1995, 2002). Az utóbbi évek vizsgálata alapján néhány ponton az elmélet finomításra szorul, mivel meghatározó, újabb terepi adatok váltak ismertté.

A legújabb térképezési tapasztalatok szerint a legmagasabb helyzetben levő édesvízi mészkő előfordulás a Vértesszőlős melletti Öreg-Kovács tetején található törmelék formájában, 520 m tszf. magasságban (*SÁSDI* 2004.). Messzemenő következtetések nem vonhatók le létéből, mivel csak néhány, dm³-es darab vált ismertté. Ha az akkori Gerecsei karsztrendszerrel állt kapcsolatban, akkor a hegy tetősíkjának akkoriban még erózióbázisként kellett elhelyezkedni, s egy másik, kiemeltebb hegytömb lehetett a beszivárgási tápterület.



GYALOG ET. AL. (1996a) és SCHEUER GY. – SCHWEIZTER F. (1988). alapján SÁSDI L. 2004.

10. ábra Plio-pleisztocén édesvízi mészkövek elterjedése a Gerecsésben Jelmagyarázat 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek 5. Miocén üledékek 6. Pliocén üledékek 7. Pliocén kavics foszlányok 8. Plio-pleisztocén édesvízi mészkő 9. Pliocén kagylófauna édesvízi mészkőben 10. Pliocén csigafauna édesvízi mészkőben 11. Pliocén rákmaradványok édesvízi mészkőben 12. Pleisztocén gerinces mikrofauna 13. Pleisztocén Gerinces makrofauna 14. Barlang, kavicskitöltéssel



GYALOG ET. AL. (1996a) és SCHEUER GY. – SCHWEIZTER F. (1988). alapján SÁSDI L. 2004.

11. ábra. A Plio-pleisztocén során freatikus körülmények között keletkezett jelentősebb barlangok elhelyezkedése a Gerecsésben Jelmagyarázat: 1. Triász és jura üledékek 2. Kréta üledékek 3. Eocén üledékek 4. Oligocén üledékek 5. Miocén üledékek 6. Pliocén üledékek 7. Barlang helye

A második legmagasabb helyzetű édesvízi mészkő előfordulás a Gerecse Ny-i peremén vált ismertté, 470 m tszf. magasságban, folyóvízi kavicselőfordulással együtt (SÁSDI 2004). Ennek tápterülete kizárólag a Gerecse tömbje lehetett.

A lejjebbi édesvízi mészkövek már közismertek (10-11. ábra), ezek 340 m tszf. magasságtól lefelé található meg mezozoós kőzeteken, illetve kainozoós üledékeken közvetlenül, vagy közvetve, folyóvízi kavics közbetelepülésével. Ezen édesvízi mészköveket figyelembe véve nem állítható egyértelműen, hogy a magasabb szinten levő barlangok valamelyikkel egyidősek, hiszen nem bizonyított a képződést követő szelektív kiemelkedés.

Természetesen kínálkozik az a feltevés is, hogy a magasán levő barlangok idősebbek, mint akár a legidősebb édesvízi mészkő. Elvileg keletkezettek ezek a barlangok a kora-pannon tengerelőöntés során, vagy akár a miocén lepusztulás közben is. Erre utaló adat azonban nem áll rendelkezésre, hiszen akkori karsztforrásra utaló édesvízi mészkő nem ismert, a késő-miocén karsztra pedig csak a Tardosbánya melletti jura mészkőbánya egyik hasadéka utal. A pannon, vagy annál valamivel idősebb korra csak a Pisznice-zsomboly, illetve a Tűzköves-barlang jellege és pannon jellegű kitöltése utal. Természetesen a barlangok lehetnek lényegesen idősebbek, mint a benne levő üledék által megadott kor, s lehetnek fiatalabbak is, utólagos üledékbemosódást figyelembe véve. Sajnos számos barlang esetében (pl. Pisznice-bg.) nem lehet eldönteni a keletkezés korát.

A Bajót melletti Öregkő freatikus barlangjait és a mellette levő Muzsla-hegy édesvízi mészkő előfordulását kapcsolatba hozva viszont kínálkozik a lehetőség, hogy a hegység karsztos tömbjei a pliocén (esetleg a pleisztocén) barlang és mésztufa képződések fázisai közben is végeztek szakaszos, emelkedő mozgást. Erre utal egyébként Vértestolna felett, az Öreg-Kovács oldalában levő Muflon-barlang is, mely a hegyoldalban nyílik a Vértestolnai-medence helyi erózióbázisa felett 100 m-el. Eróziós képződésű hasadékjáratát nagy részben kvarckavics-kvarchomok anyagú patakhordalék tölti ki, benne holocén gerinces faunával (KORDOS L. 1994), mely az Öreg-Kovács karsztfennsíkjáról származhat !



12. ábra A mogorósbányai Kőhegy keleti oldalának édesvízi mészkő fala



13. ábra . A pliocén során kialakult Jankovics-barlang a bajóti Öreg-kövön

Sajnálatos módon a fejlődéstörténeti rekonstrukciót nehezíti az a körülmény is, hogy a régebbi elképzeléssel ellentétben nem biztos, hogy az egyre lejjebb levő édesvízi mészkő előfordulások egyre fiatalabbak (SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1988). Nem elsősorban a szelektív tektonikai emelkedésre kell itt gondolni, hanem egy adott ősi karsztforrásnak a tápterülettől való távolságára, s így a karsztvíznívó hegyperem felé lejtése alapján a különböző szintek (bizonyos intervallumon belül) lehetnek akár egyidősek is. Ez az egymásutáni, de eltérő morfológiai lépcsőn található édesvízi mészkő előfordulásokra is érvényes lehet.

3.10. Karsztfejlődés a pliocén végétől

A már említett folyóvízi tevékenység ismeretlen vastagságú (10-20 m-nél feltehetően nem több) kavicsösszlete a jelenlegi maradványkavicsok elterjedése alapján nemcsak az alaphegységi, hanem a paleogén üledékek alkotta területeket is részben elborította. A hegység tömbjeinek kiemelkedési folyamata ekkortól indulhatott meg. Az Öreg-Kovács mésztufa törmelékét nem számítva a legidősebb forrás a Gerecse központi tömbjének NyDNY-i peremén fakadhatott. A további emelkedés során a források még a Központi Gerecse területén, illetve északi peremén fakadhattak. Egy részük közvetlenül a karsztos hegytömbök peremén, mások a tömböket határoló, de hosszabb, kréta vízzáró kőzeteket metsző törésvonalak mentén. A karsztvíznívó lejtését figyelembe véve ekkorra (pliocén) tehető a Muzsla-hegyi mésztufa képződése. A források a bajóti Öreg-kő ekkor exhumálódó karsztötömbje szélén fakadhattak, így az ottani barlangok tipikus "A" típusú langyos víz által kialakított forrásbarlangoknak tekinthetők. Az itt felszínre lépő víz mindenképpen mélyből feláramló langyos víz lehetett, hiszen a mészkőtömb keleten 300 m vastag oligocén és kb. 200 m vastag eocén, másfelé kb. 100-150 m vastag eocén vízzáró üledékekkel körülvett sasbérc. Ebben az esetben a Muzsla-hegy mésztufája alatti kavics feltehetően egyidős lehet, ill. azonos a teljes Gerecsét befedő kavicsösszlettel.

A pleisztocénben folytatódott a karsztosodás, feltehetően megnepszakadva. Ezt egyrészt a hideg-időszakok minimális beszivárgási lehetőségei befolyásolták, másrészt a száraz időszakok során a hegység felszínét befedő löszlepel. Ez ugyanis általános, lassú beszivárgásnak adott lehetőséget, a beszivárgás csak a lepusztulása során felszínre kerülő mészkőtérzíneken növekedhetett meg. A hegység tömbjeinek emelkedése során a barlangok egyre magasabb helyzetbe kerültek, ugyanakkor a karsztvízszint relatív süllyedése következtében az újabb üregesedési szint

lejjebb került. A jelenlegi karsztvízszint közelében kialakult járatokat a tatai Kálvária-domb közettömegében ismerünk (Megalódus-barlang).



14. ábra Lösszel fedett Duna teraszok a Gerecse északi lejtőjén

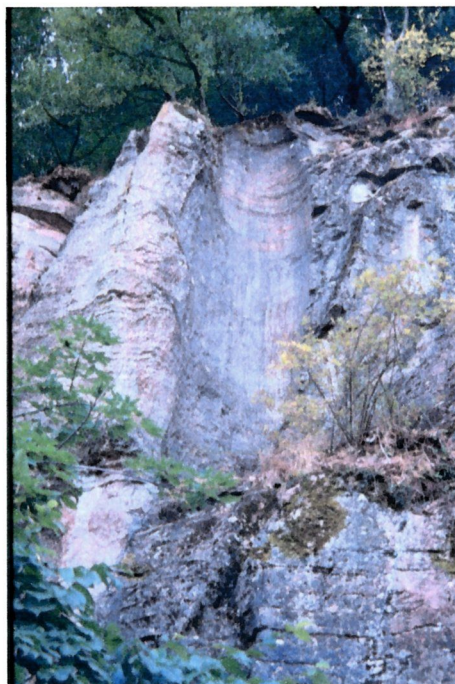
Sajnos a megfigyelések, illetve a korlátozott számú feltárás jelenleg nem teszi lehetővé budai-hegységi részletességű elmélet kidolgozását, ehhez több év munkája, a terület összes barlangjára kiterjedő részletes vizsgálat szükséges.

A hegység barlangjainak kialakulása többféle folyamatra vezethető vissza. Legjelentősebbek a freatikus körülmények között, keveredési korrózióval létrejött barlangok, melyeknek oldásos formakincsét az erre jellemző gömbüstök, gömbfülkék, buborékáramlási csatornák alkotják (Pisznice-hegy barlangjainak nagy része, Öregkő barlangjai (13. ábra)). Számos esetben az ilyen barlangokra jellemző kalcitlemezek is megtalálhatók, az egyéb jellemző kiválásformák mellett. Közöttük említést érdemel a Veres-hegyi-kőfejtő édesvízi mészkőben kialakult, kalcitlemezekkel szinte teljesen kitöltött ürege. A barlangok esetében érdekes módon nem minden esetben a tektonikus törések játszik a fő szerepet. Az Öregkő és a Pisznice-kőfejtő barlangjaiban kimutatható, hogy a barlang alján látható keskeny törésvonalak a járatokat preformáló réteglap felett nem láthatók. Ez arra utal, hogy ezek a járatok a rétegek enyhe gyűrődése, vagy a nagyobb mélységben a különböző vastagságú rétegek

különböző mértékű hőtágulása következtében létrejövő, egymással nem kapcsolatban levő atektonikus törések mentén jöttek létre.

Jelentős járatok alakultak ki víznyelős működés során, ilyeneket elsősorban a Tatabánya közeli területen ismerünk (pl. Vértes László-bg.). A nemkarsztos vízgyűjtőt lösszel fedett mészkőtérshínek alkotják, ahol az olvadékvizek és időszakos záporpatakok vize gyűlik össze, hogy koncentráltan elnyelődve jusson a karszt hasadékhálózatába. Patakos forrásjárat csak elaggott formában található (Muflon-bg., Nagy-Somló-hegyi-bg.). Az ilyen jellegű járatok nem nagy kiterjedésű vízgyűjtővel rendelkeztek, s a járatok is csak egy-egy tömb vizeit vezették felszínre.

Az eddig említett üregesedési módok együttesen is megfigyelhetők, a formakincsek jól tükrözik a terület morfológiai fejlődése során létrejövő változásokat.



15. ábra Félbevágott zsomboly a Kis-Gerecsei kőfejtő jura mészkövében

Tipikus zsombolyok is előfordulnak, bár kis méretekben. Ezek a mészkő feletti félig áteresztő üledékekben összegyűlő, a repedések mentén beszivárgó vizek korróziós-eróziós hatása révén jöttek létre. A félig áteresztő üledéket jelen esetben a jura kori tüzsköves mészkövek oldása során oldási maradékként felhalmozódó, enyhén agyagos tüzskötörmelék

alkotja. A zombolyok tipikus példáját mutatja a Jura-zomboly, valamint a kőfejtés során félbevágott járat a Kis-Gerecsei-kőfejtőben (15. ábra). Egyes zombolyként számoltartott üregek (Pisznice-zs.) nem zombolyként keletkeztek, mélybenyúló járatuk idősebb üreg felszínreszakadása során keletkezett.

Ugyancsak külön említést érdemelnek a jelenlegi, illetve közelmúltban működött forrásbarlangok. Így az Angyal-forrási-barlang pliocén folyóvízi kavics utólag mésszel cementált üledékében kialakult terme, valamint a Tükör-forrási barlang pannon üledékében, és az azt fedő, feltehetően késői-pleisztocén édesvízi mészkőben kialakult forrásjárata.

Irodalomjegyzék

- BURJÁN B. (2002): Néhány gondolat a Pesti-síkság dunai görgeteinek származásával kapcsolatban. – kézirat
- CSÁSZÁR G. (1995): A gerecsei és vértés-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – Általános Földtani Szemle. 27. k. A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa. pp. 133-152.
- DEMÉNY A. – KÁZMÉR M. (1994): A stable isotope study on Cretaceous magmatic influences in the Transdanubian Mid-Muontains. – Acta Mineralogica-Petrographica Szeged. 35. pp. 47-52.
- GIDAI L. (1973): A Dorogi-medence földtani térképe. 1:10000-s sorozat. Mogyorósbányai lap földtani magyarázója. MÁFI kiadvány, Bp.
- GIDAI L. (1973): A Dorogi-medence földtani térképe. 1:10000-s sorozat. Mogyorósbányai lap földtani térképe. MÁFI kiadvány, Bp.
- GYALOG L. (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – MÁFI alkalmi kiadvány.
- GYALOG L. – ALBERT G. – BUDAI T. – DUDKO A. – CSILLAG G. – FODOR L. – PEREGI ZS. (2002): A Dunántúl észak terület fedetlen földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI Adattár.
- GYALOG L. – ALBERT G. – BUDAI T. – DUDKO A. – CSILLAG G. – FODOR L. – PEREGI ZS. (2002): A Dunántúl észak terület prepannon aljzatának földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI Adattár.
- GYALOG L. – ALBERT G. – BUDAI T. – DUDKO A. – CSILLAG G. – FODOR L. – PEREGI ZS. (2002): A Dunántúl észak terület pretercier földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI Adattár.
- HAAS J. – TÓTH Á. – JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. – KNAUER J. – TÓTH K. (1985): A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. MÁFI Adattár.

- JÁNOSSY D. (1979): A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Budapest, 1979.
- KERCSMÁR ZS. (1995): A tatabányai eocén medence keleti peremének öskörnyezeti rekonstrukciója és tektonosedimentológiai vizsgálata. – egyetemi szakdolgozat, kézirat.
- KORDOS L. (1994): A gercsei barlangok ősgerinces kutatásának újabb eredményei (1970-1994). – LIMES Komárom-Esztergom-megyei Tudományos Szemle. 1994/2 különszám. pp. 93-112.
- KORPÁS L. – PEREGI ZS. (2002): Felső-kréta forráskúpok a Vértes-hegységben. Földtani Közlöny. 132/3-4. pp. 477-480.
- KROLOPP E. - SCHEUER GY. – SCHWEIZTER F. (1995): A kelet-gercsei Kő-hegy travertínó takarójának kora. – Földrajzi Közlemények 119. 1. pp. 35-38.
- LÁNG S. (1955): A Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. – Földrajzi Értesítő. (4) 2. pp. 157-191.
- LÁNG S. (1956): A Központi Gerecse geomorfológiája. – Földrajzi Értesítő. (5) 2. pp. 265-280.
- PÉCSI M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. - Budapest, 1959.
- ROZLOZSNIK P. (1925): Földtani jegyzetek az esztergomvidéki paleogén medence nyugati részéről. – Földtani Intézet Évi Jelentése 1920-23-ról. pp. 50-59.
- SÁSDI L. (2004): Újabb földtani adatok a gercsei édesvízi mészkövek keletkezéséhez. – Karsztfelődés VIII. Berzsenyi Dániel Főiskola kiadványa. pp. 129-143.
- SCHEUER GY. (1996): A Nyugat-Gerecse Kőpíte-i és Les-hegyi pliocén és alsó-pleisztocén hévforrástavak paleohidrológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató. 1995. ápr. pp. 23-27.
- SCHEUER GY. (1996): A Dunaalmás Nagy-hegy-vöröskői alsópleisztocén hévforrások paleohidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató. 1995. okt. pp. 28-32.
- SCHEUER GY. (1999): A bajóti Öreg-kő és környékének paleokarszthidrológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny. 1999. 79. 1. pp. 15-18.
- SCHEUER GY. (2002): A nyugat-gercsei pliocén és quarter mészképző hévforrások paleo-karszt-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny. 82. 1. pp. 7-14.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. (1988): A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Budapest, 1988.
- SCHRETER Z. (1953): A budai- és gercsehegységi peremi édesvízi mészkő előfordulásai. – A MÁFI évi jelentése az 1951. évről. pp. 111-146.

- SZENTES F. (1968).: Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához. L-34-I. Tatabánya. – MÁFI kiadvány
- SZÁDECZKY-KARDOS E. (1939): A Gerecse-hegység magas teraszairól. – Földtani Közlöny. 1939. pp. 259-288.
- SZÉKELY K. (ed. 2003).: Magyarország fokozottan védett barlangjai. – Budapest. pp. 313-333.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. (1994): Geológiai és morfológiai megfigyelések a gerecse termálkarsztos barlangjaiban. - LIMES Komárom-Esztergom-megyei Tudományos Szemle. 1994/2 különszám. pp. 63-80.
- TÓTH Á. (1985).: A Gerecse hegység délkeleti előterének eocén ösföldrajzi övezetei és kapcsolatuk a bauxittelepek elterjedésével. – MÁFI Évi jelentése az 1983. évről. pp. 51-60.
- TÓTH Á. (2000).: Egy sajátos paleokarszt jelenség: dolomitfanglomerátum az ÉK Dunántúli paleogénben. - Karsztfejlődés V. köt. Berzsenyi Dániel Főiskola kiadványa, Szombathely. pp. 95-102.
- VÍCZIÁN M. – DUDICH E. – TÓTH Á. (1984).: A Dunántúli-középhegység bauxitjainak ólomizotóp vizsgálata. – A MÁFI Évi jelentése az 1983. évről. pp. 111-115.