

# MAGYAR KARSZT- ÉS BARLANGKUTATÓ TÁRSULAT

1025 Budapest  
Pusztaszeri út 35.  
Tel: 346-0494  
Tel/Fax: 346-0495  
E-mail:  
mkbt@mail.matav.hu



UNGARISCHE GESELLSCHAFT FÜR KARST- UND HÖHLENFORSCHUNG  
HUNGARIAN SPELEOLOGICAL SOCIETY  
SOCIÉTÉ HONGROISE DE SPÉLÉOLOGIE  
ВЕНГЕРСКОЕ ОБЩЕСТВО ПО ИССЛЕДОВАНИЮ КАРСТОВЫХ ЯВЛЕНИЙ И ПЕЩЕР

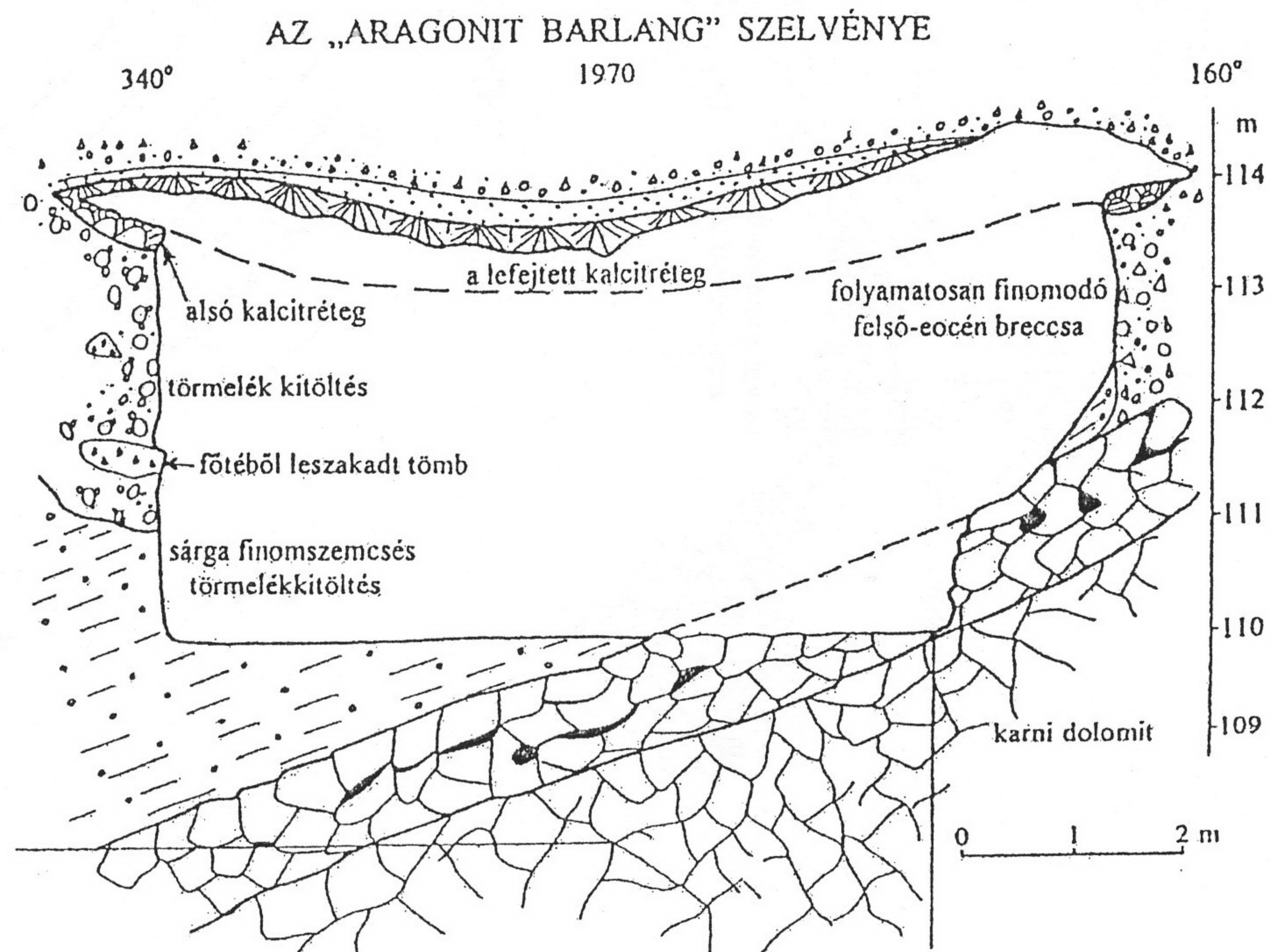
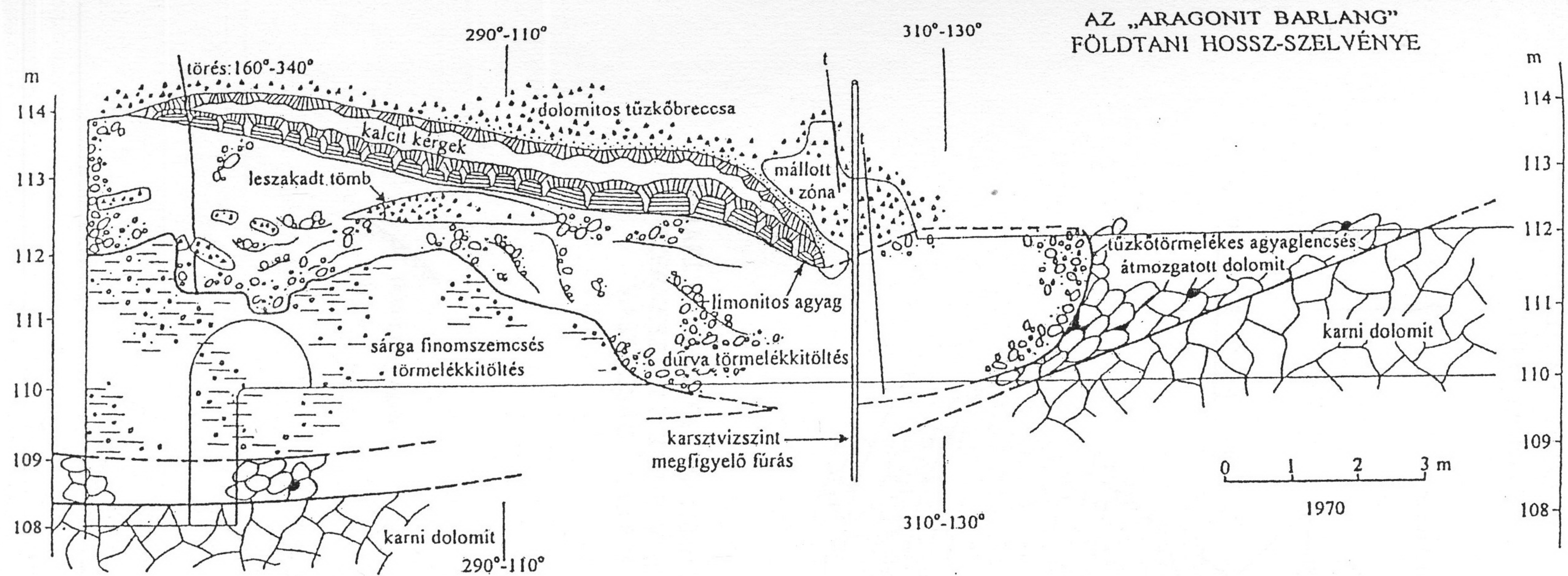
## A GELLÉRT-HEGY TERMÉSZETES ÉS MESTERSÉGES ÜREGRENDSZERÉNEK CÉLVIZSGÁLATA

### Kutatási jelentés

Dr. Korpás László–Dr. Fodor László–Dr. Dénes György–Dr. Oravecz János  
Dr. Magyarai Árpád–Kiss Ada

BUDAPEST, 2001



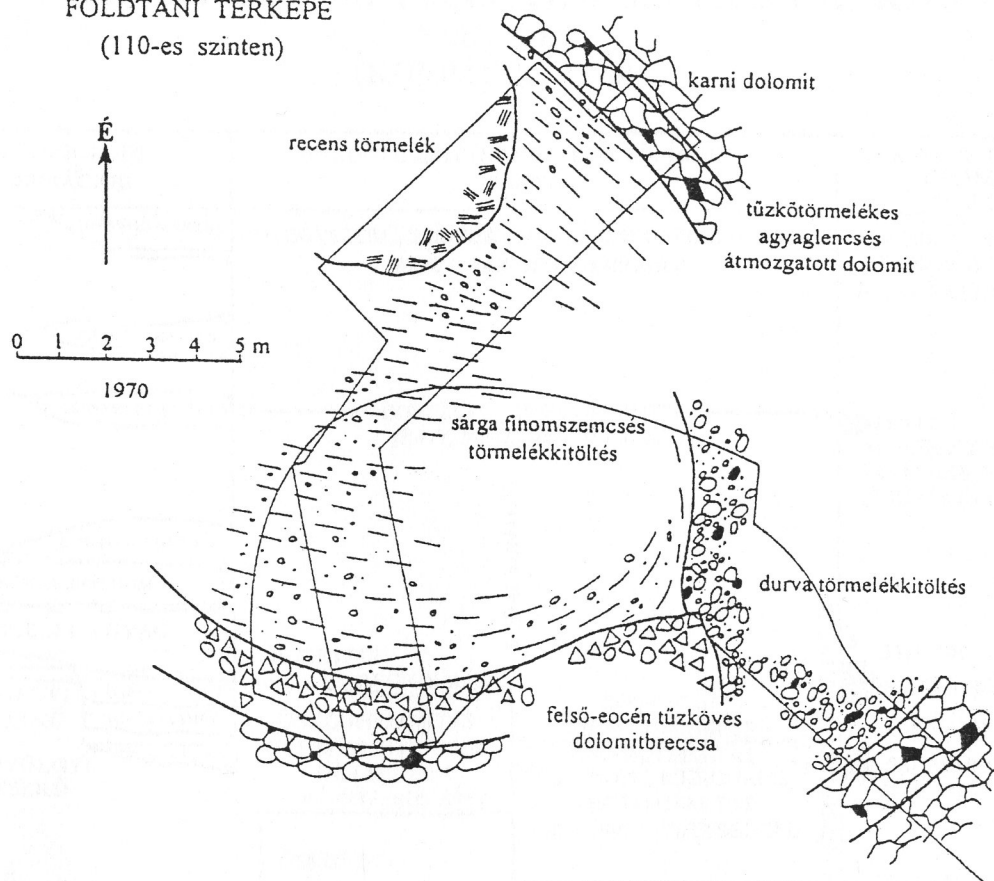


Oravecz J., 1970

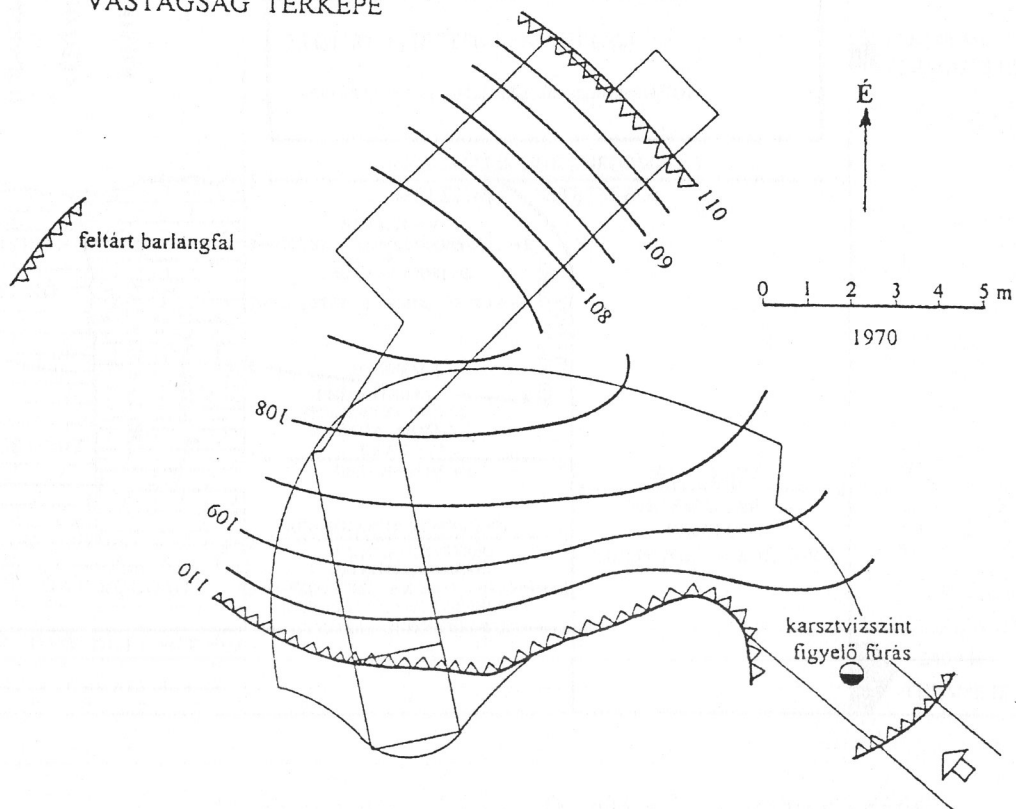
9. ábra Az „Aragonit-barlang” szelvénye



AZ „ARAGONIT BARLANG”  
FÖLDTANI TÉRKÉPE  
(110-es szinten)

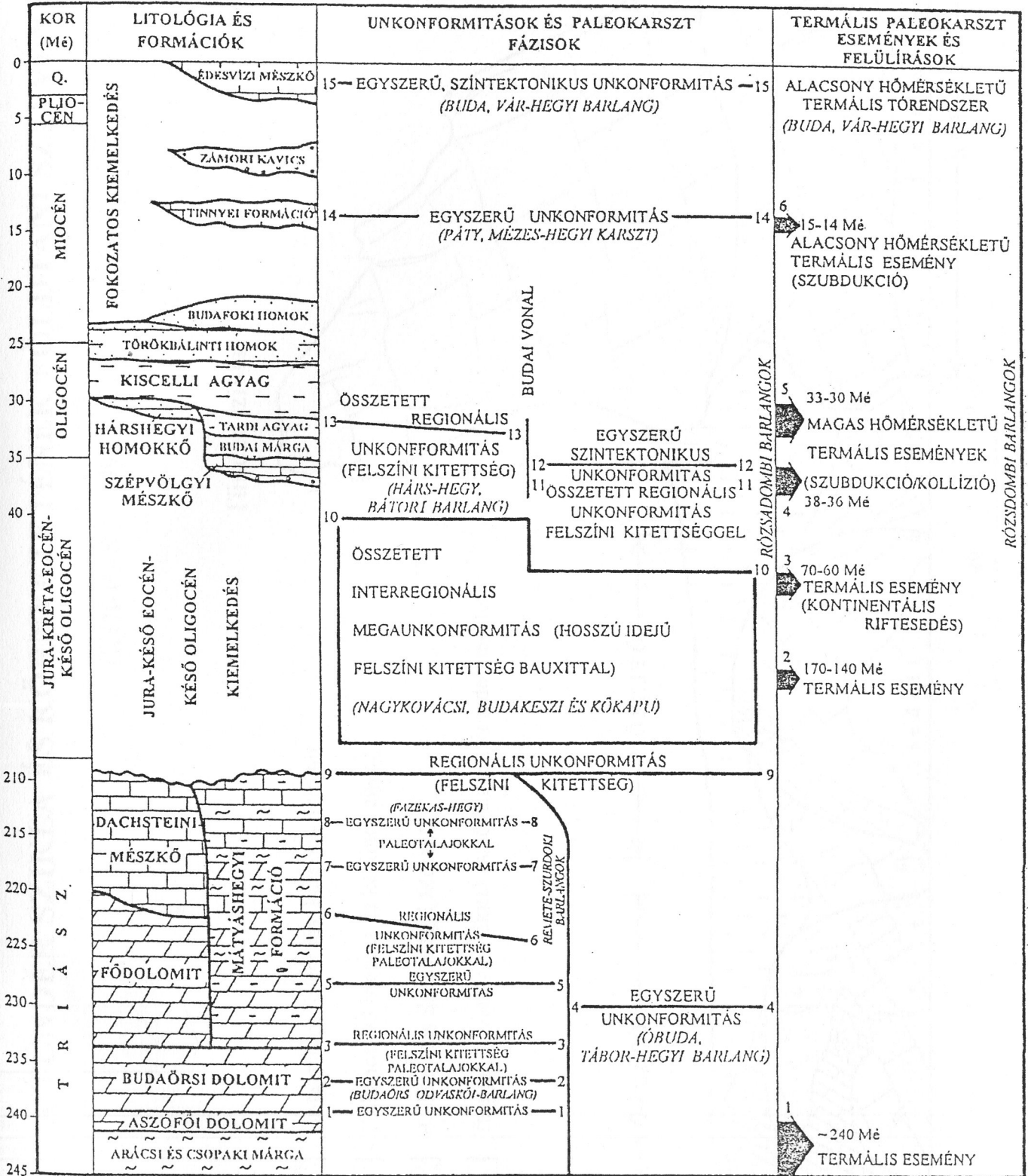


A BARLANGI KITÖLTÉS 110 m-ES SZINTRE  
SZERKESZTETT RÉTEGVONALAS  
VASTAGSÁG TÉRKÉPE



10. ábra Az „Aragonit-barlang” kitöltő üledékei

## A BUDAI-HEGYSÉG FELÉPÍTÉSE ÉS PALEOKARSZT SZINTJEI (KORPÁS L. 1998)



11. ábra: A Budai-hegység felépítése és paleokarszt szintjei



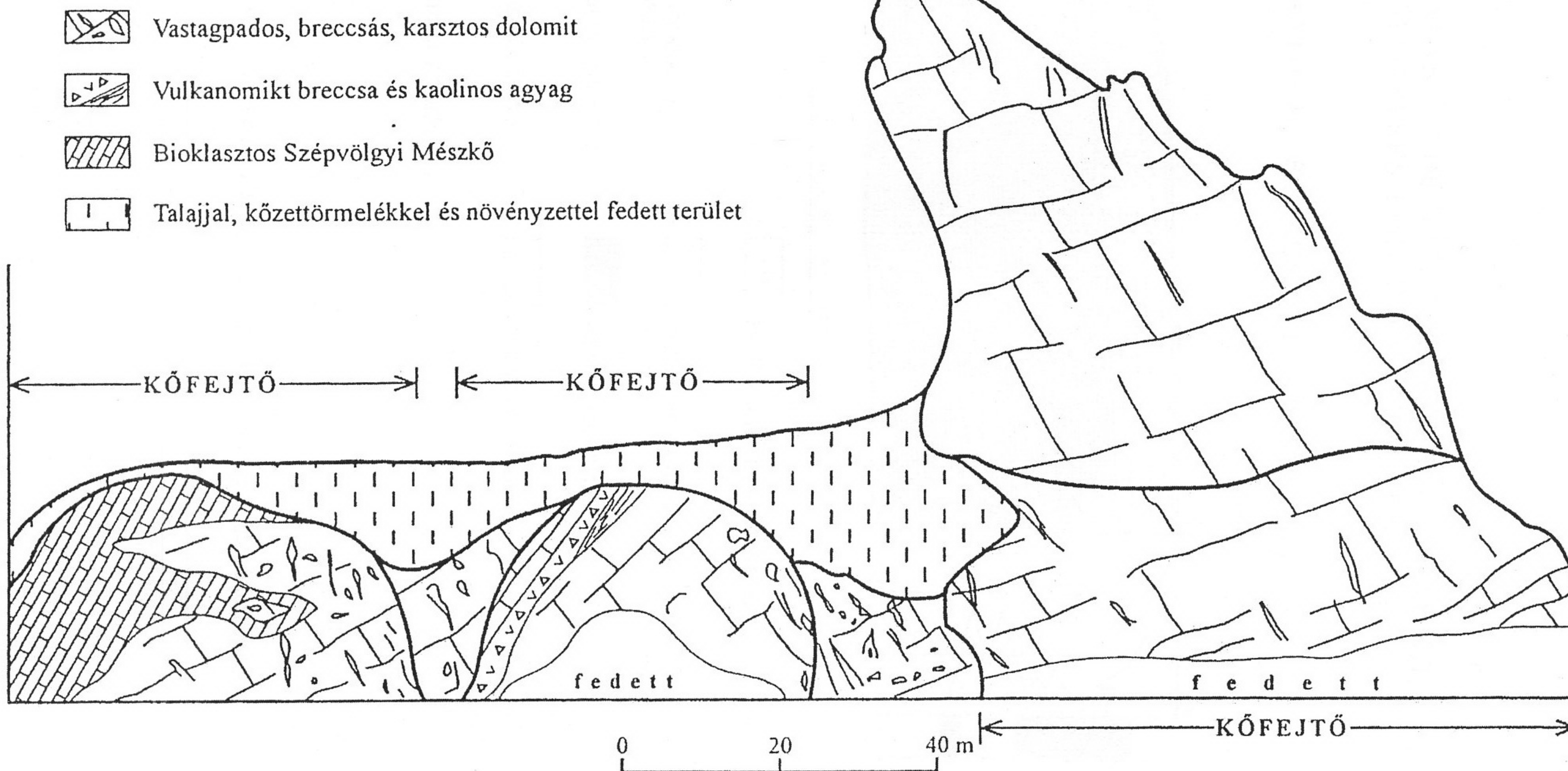
# A TÜNDÉR SZIKLA ÉS KÖRNYEZETÉNEK FÖLDTANI SZELVÉNYE

(KORPÁS L. 1998.)

DDNY

ÉÉK

Tündér szikla

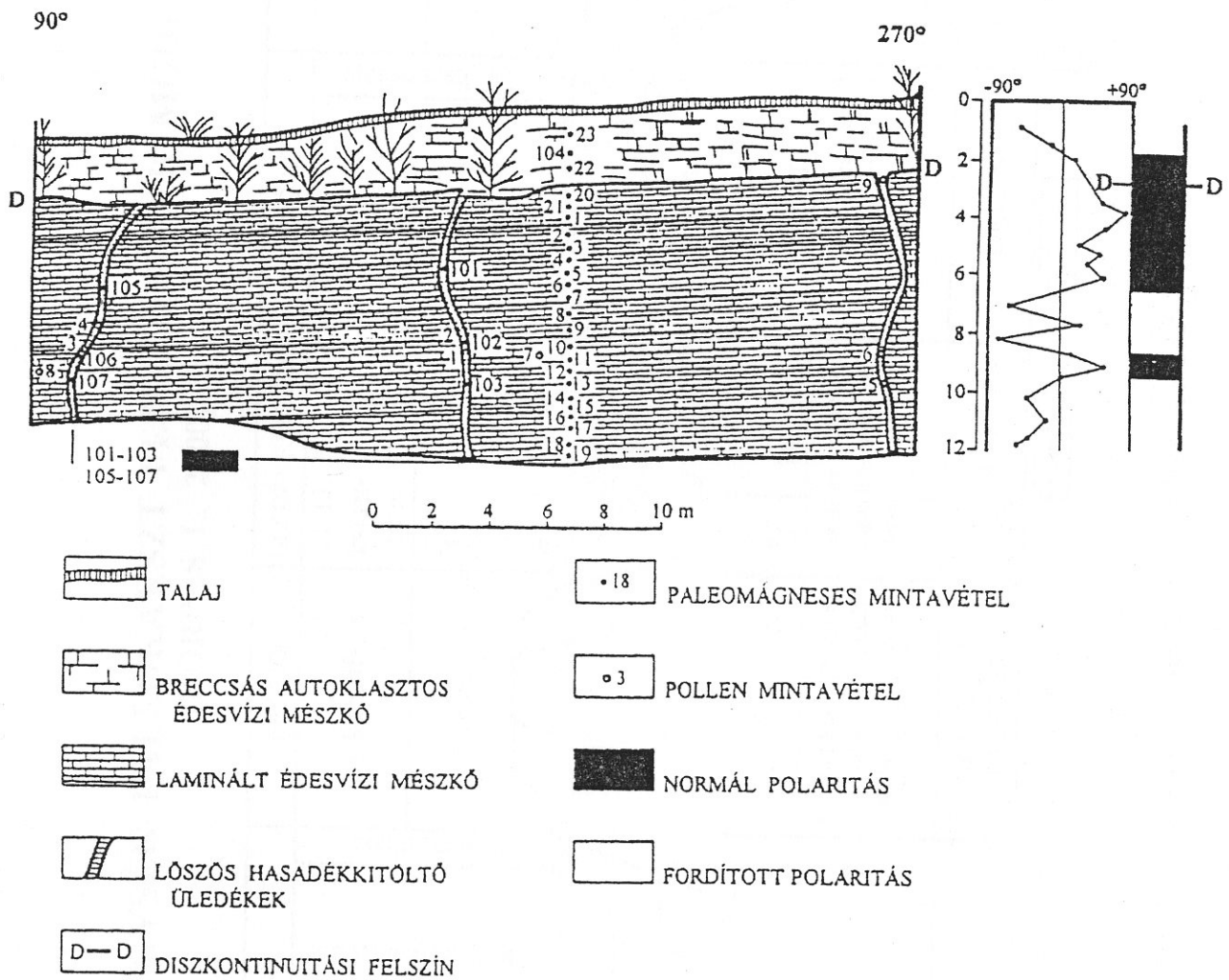


13. ábra: A Tündér szikla és környezetének földtani szelvénye



# A BUDAKALÁSZI ÉDESVÍZI MÉSzkŐ PALEOKARSZT ÉS MÁGNESES POLARITÁS SZELVÉNYE

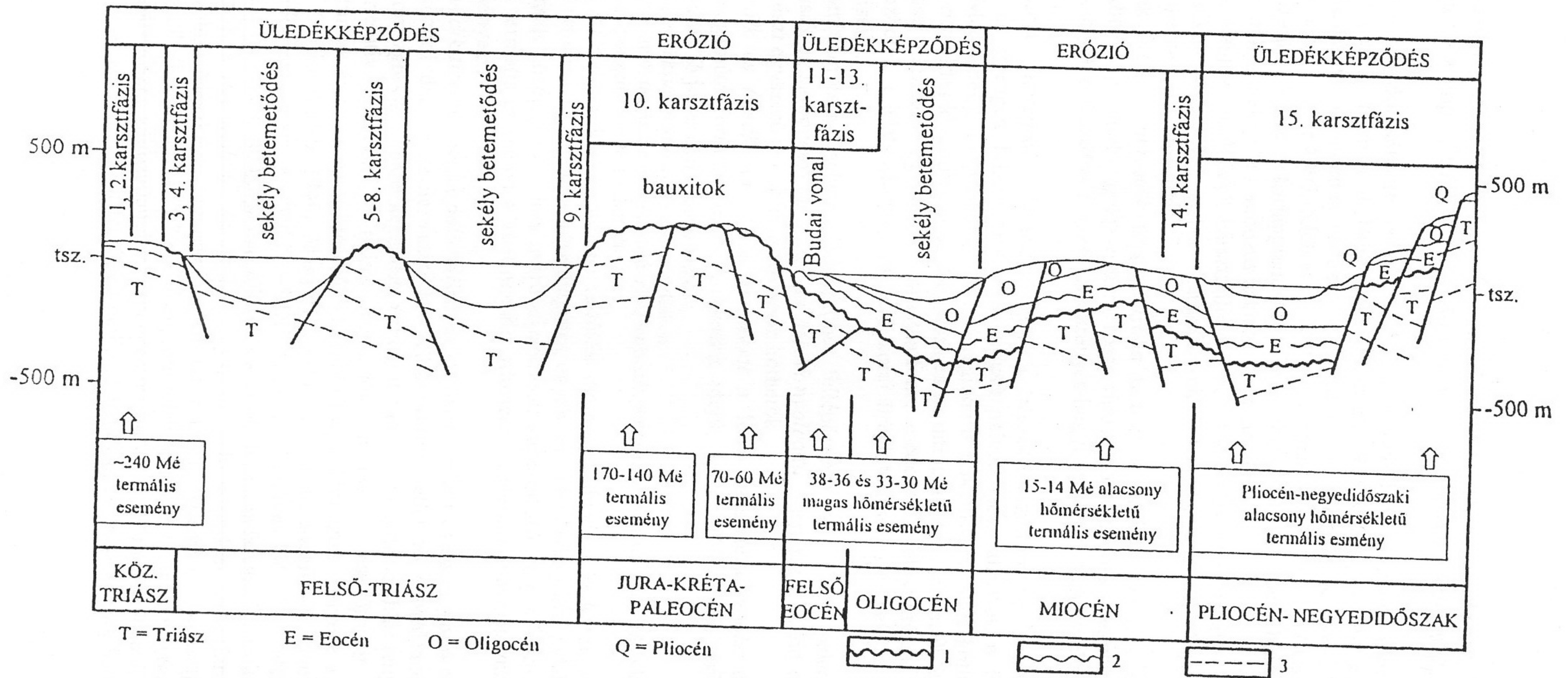
(LANTOS M. - KOVÁCS A. - KORPÁS L. 1996)



25 ábra: A budakalászi édesvízi mészkő szelvénye és mágneses polaritástérképe



## A BUDAI-HEGYSÉG PALEOKARSZT FEJLŐDÉSÉNEK MODELLJE (KORPÁS L. 2000)



26. ábra: A Budai-hegység paleokarszt fejlődésének modellje



A József-hegyi-barlang 45 db ásványkiválás mintájának (telérkalcit, kalcitlemez, borsókő, kalcitkéreg, aragonit és gipsz) U/Th kora > 350 000–9 000 év között változott (Leél-Őssy 1997).

12) A Szépvölgyi Mészke karsztrendszerének fáciése a katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatok (Nádor 1992, Kleb et al. 1993 a, Korpás et al. 1993 és Korpás 1998 a) alapján túlnyomórészt freatikus, alárendelten vadózus. A stabil izotóp vizsgálatok adatai (Ford és Takácsné Bolner 1991, Nádor 1992, Kleb et al. 1993 a, Korpás et al. 1993, Leél-Őssy 1997, Korpás 1998 a) szerint a karszt és barlangrendszer fejlődésében döntő szerepet a hidrotermális folyamatok játszották, s mellettük a vadózus hatások jelentéktelenek.

A fentiek alapján kidolgozott karsztfejlődési modellünk (26. ábra) további lényeges eleme, hogy elkülönítjük az egyes karsztfázisok üledékképződéssel kísért vagy üledékképződés mentes, eróziós voltát.

Területünk *első és második karsztfázisába* tartoznak azok a korai, s egyszerű unkonformitásokhoz kapcsolódó, gyakran terra rossa típusú paleotalajokkal együtt fellépő paleokarsztok, amelyek a Budaörsi Dolomit Szekrényes-hegyi és Zajnáth-hegyi szelvényeiben lehet megfigyelni.

A *harmadik karsztfázis* termékei azok a részben szubaerikus szemcsevázú dolomitbreccsák és gyengén fejlett terra rossa típusú paleotalajok, amelyek a Budaörsi Dolomitot és a Mátyáshegyi Formációt elválasztó regionális unkonformitáshoz köthetők. A dolomitplatform riftesedés kiváltotta feldarabolódása és az intraplatform medencék felnyílása termális felfűtéssel járhatott együtt. Az intraplatform medencék felnyílásának kezdeti szakaszában képződtek a Mátyáshegyi formáció korai üregkitöltései, amelyek a *negyedik karsztfázist* képviselik.

A Földolomitban és a Dachsteini Mészkeben fellépő terra rossa típusú paleotalajok, üregkitöltő breccsák és karbonátos laminitek az *ötödik-nyolcadik karsztfázis* között oszlanak meg és nagyjából egyszerű unkonformitásokhoz köthetők.

A *kilencedik és tizedik karsztfázis* termékeit a felső triász/felső eocén összetett interregionális megaunkonformitás őrzi. A hosszú idejű, közel 160 millió évig tartó karsztosodási időszak fő jellemzői a következők:

bauxitképződéssel kísért hiátus az üledékképződésben,  
az alacsony térszínű, tagolatlan morfológiájú triász karbonát platform folyamatos szubaerikus kitétsége,  
policiklikus és, poligenetikus felszínfejlődés

Ebben az időszakban két jelentősebb felfűtési dátum jelölhető ki. A korai, 170–140 millió év közötti felülírás a Dunántúli középhegység egyéb területein eddig bizonytalanul és kevésbé dokumentált középső-felső jura magmatizmushoz kapcsolható, míg a késői, 70–60 millió év közötti termális eseményt a kontinentális riftesedés generálta magmatizmus helyi központjai eredményezték.

A *tizenegyedik-tizenharmadik policiklikus karsztfázist* a triász és eocén/korai oligocén képződmények közötti diszkordancia vezeti be. Környezetére jellemző a medenceperemi helyzet, a gyors transzgresszív üledékképződés, valamint a tagolt, meredek sziklás tengerparti morfológia. Korrelatív üledékei a triász formációk hasadékait és üregeit kitöltő báziskonglomerátumok és hidraulikus breccsák. További megkülönböztető bélyege a tengeri bioerózió (Vigh és Horusitzky 1940, Magyarai 1994) helyenként megfigyelt nyomai. E karsztfázisok fejlődését már a NyÉNy–KDK irányú kompresszió kontrollálja, s képződményeinek anyaga, morfológiája már tükrözi a későbbi termális fázisok hatásait.

Ide tartoznak a *tizenkettedik karsztfázis* egyszerű, szintektonikus unkonformitásai, amelyek a Szépvölgyi Mészkevet tagolják, illetve azt a Budai Márgától elválasztják. Ez utóbbi karsztfázis időbeli alsó határa 35,2 millió év, míg felső határa 35,0 millió év (Korpás et al. 1999). A karsztrendszer változatlanul medenceperemi helyzetű, környezetében É-on kis kiterjedésű, sekélyvízi karbonátos selffel, D-en pedig sziliciklasztos fandelta torkolattal (16. ábra).



A Szépvölgyi Mészke karbonátos selfje a 34,6 millió éves dátumot követően hirtelen a elsüllyedt. A karsztfázis korrelatív üledékei a Szépvölgyi Mészke barlangjaiban, üregeiben és hasadékaiban gyakori „óraüvegek”, laminitek és caymanitok. A karsztrendszer fejlődését továbbra is a NyÉNy–KDK-i kompresszió vezérli. Ez határozta meg a József-hegyi-barlang késő eocén szerkezetét, a Pál-völgyi-barlang és a Szemlő-hegyi-barlang egyes szintektonikus elemeit (Kleb et al. 1993 a), továbbá a Szépvölgyi Mészke NyÉNy irányú 10°-os szintektonikus kibillenését. A barlangrendszer korai kitöltéseinek anyaga és morfológiája jól tükrözi a későbbi, részben magas hőmérsékletű termális fázisok hatását. A katódlumineszcens és a stabil izotóp vizsgálatok adatai alapján megállapítható, hogy a karsztosodás zömmel tengeri környezetben, s freatikus övben ment végbe. A karsztrendszer fejlődése során, valószínűleg annak korai szakaszában korlátozottan érvényesülhettek vadózus hatások. Ezt a képet támasztja alá a Szépvölgyi Mészke a tengerparttól távolabbi környezet.

A részben szinkron késő eocén-korai oligocén magas hőmérsékletű termális fázisok maximális időtartama mintegy 35–30 millió év közé szorítható be. Az alsó időhatár megvonásánál a következőkből indultunk ki:

a hőhatás forrás Korpás és Kovácsvölgyi (1996) szerint a Wein paleovulkán

a magas hőmérsékletű termális rendszerre Müller (1989) zárt cellás áramlási modelljét elfogadva legalább a Budai Márgának kellett fednie a Szépvölgyi Mészke már korábban kialakult karszt- és barlangrendszerét.

A felső időhatár megállapításakor azt vettük figyelembe, hogy:

az üledékképződéssel szinkron utolsó vulkáni esemény dátuma 32,5 millió év (Balogh 1985, Dunkl és Nagymarosy 1992),

Az utolsó magas hőmérsékletű hidrotermális esemény a Hárshgyi Homokkő kovásodása (Báldi és Nagymarosy 1976), s ennek felső időhatára 30 millió év,

mindkét esemény a Wein paleovulkán (Korpás és Kovácsvölgyi 1996) működésével hozható kapcsolatba

Területünknek a Budai vonaltól K-re eső része ebben az időben pelágikus medence részévé vált, s a Szépvölgyi Mészkeben kialakult karszt- és barlangrendszert 120–150 m vastag üledéktakaró fedte le. Következésképpen korrelatív üledékek a karsztrendszerben nincsenek. A NYÉNy–KDK irányú szerkezeti kontroll ebben az időszakban is érvényesült. A magas hőmérsékletű, szakaszos hidrotermális folyamatok idézték elő a Szépvölgyi Mészke és korai kitöltő üledékei, a Budai Márga és a Tardi Aggyag, valamint a Hárshgyi Homokkő különböző mértékű átalakulását. Hatására alakult ki a barlangrendszer termális eredetű formakincse, jöttek létre annak agyagos-kovás „telérei” és magas hőmérsékletű ásványai. A termális karsztosodás zömmel mélyfreatikus fáciesét jól tükrözik a katódlumineszcens és a stabil izotóp vizsgálatok eredményei (Nádor 1992, Kleb et al. 1993 a, Korpás et al. 1993, Korpás 1998 a).

Annak ellenére, hogy a h idegvizes és magas hőmérsékletű hidrotermális karsztfázis számos részlete nem volt maradéktalanul tisztázható, mégis ezt tekintjük a Szépvölgyi Mészke karszt- és barlangrendszerének kialakulásában és fejlődésében döntő szakasznak. A későbbi fázisok véleményünk szerint ezt a karszt- és barlangrendszert alapjaiban már nem változtatták meg, csupán módosították, gazdagították azt.

A korai oligocén tizenharmadik karsztfázis képződményei a Budai vonaltól Ny-ra fordulnak elő, s összetett regionális unkonformitáshoz kapcsolódnak. Anyaguk a jellegzetes Hárshgyi Homokkő és kaolinos aggyag, amelyek gyakran töltik ki az idősebb karbonátos üledékek karsztos üregeit, esetenként barlangjait.

Csupán a hegység Ny-i peremén, illetve előterében előforduló Tinnyi Mészke kisméretű, gyengén fejlett paleokarsztos üregei és kitöltő üledékei (Korpás 1998 a) képviselik a felső miocén korú és jelentéktelen tizennegyedik karsztfázist. Ez a paleokarszt a Budajenői-medence keleti szegélyének felfelé egyre sekélyebbvízi rétegsorát tagoló egyszerű unkonformitáshoz kapcsolódik.



A termális események sorában alacsony hőmérsékletű felülírásként értelmezzük az idősebb vulkanitokon mért szórványos 14–15 millió év körüli K/Ar radiometrikus korokat (Korpás és Kovácsvölgyi 1996), s ezeket a Visegrádi-hegységi vulkanizmus távoli felfűtő hatásával hozzuk kapcsolatba.

*A tizenötödik, alacsony hőmérsékletű, részben termális karsztfázis* a pliocén-negyedidőszaki tavi édesvízi mészkő alatti regionális unkonformitáshoz, illetve azon belüli egyszerű unkonformitáshoz kapcsolódik. A máig tartó folyamat alsó időhatára Scheuer és Schweitzer (1988) adatai alapján mintegy 3,5 millió évvel ezelőtre tehető. A karsztrendszer környezetére a medenceperemi helyzet és az intenzív szakaszos kiemelkedés a jellemző. Korrelatív képződményei egyrészt az ekkor élő delta (10. ábra) sziliciklasztos mederüledékei, az egyes ágak közötti édesvízi tavak karbonátos laminitjei és helyenként fellépő terra rossa típusú paleotalajai, valamint a legfiatalabb barlangi kiválások. Ez utóbbiak a szakaszos kiemelkedést és az ezzel járó vízszint csökkenést jelezve nagyrészt az elmúlt 350 000 év során képződtek (Ford és Takácsné Bolner 1991, Leél-Őssy 1997).

A kutatók többsége a Budai-hegység karszt- és barlangrendszerének fejlődését nagyrészt fiatal (miocén-negyedidőszaki) termálkarsztos modellel írta le. Ezzel szemben folyamatosan épülő, policiklikus és poligenetikus modellt vázoltunk, amely hideg és melegvízes fázisok váltakozásából, együttes fellépéséből áll, és amelyben gyakoriak a felülírások.

A keleti peremvetővel párhuzamos eocén mészkő hasadékkitöltések a vető korai mozgásfázisára utalnak. A normálvető ágai a Szabadság híd alatt már a felső oligocén Kiscelli Agyagot és a pesti oldalon pedig az eggenburgi Budafoki Homokot is érintik. Kókay (1990) szerint a keleti, levetett oldalon a középső-bádeniben sok, a Kiscelli Agyagból származó „galacsin” és áthalmazott bádeni klaszt van. Ez arra utalhat, hogy a bádeni során a keleti peremvető működött, és nyugati szárnya relatíve kiemelkedett. A peremvető dél felé (Csepel-sziget) még a felső miocén üledékeket is érintheti, így működése egészen fiatal (pliocén) is lehet. Végül nem kizárt, hogy a Duna üledékeinek meredek lejtése akár ma is aktív mozgásokat sejtet. Ezek az adatok egy többé-kevésbé folyamatos vagy legalábbis felújuló működésre utalnak.

### Az ismert barlangok és üregek, a repedezettség, a nyitott repedések, a lineáris breccsás zónák és a lepelbreccsák geometriája.

A Gellért-hegy tárgyalt képződményei közül a felső triász Sashegyi Dolomitban, a felső eocén báziskonglomerátumban-lepelbreccsában és Szépvölgyi Mészkőben, a felső eocén alsó oligocén Budai Márgában és a pleisztocén édesvízi mészkőben található barlangok és üregek. Az említett formációk közül a Szépvölgyi Mészkőnek és az édesvízi mészkőnek vizsgálatunk célja szempontjából nincs jelentősége. A többi formációra az üregesedésen túlmenően jellemző a repedezettség és nyitott repedésrendszerek, továbbá a lineáris breccsás törésszónák fellépése is. A továbbiakban a felsorolt formációk e tulajdonságaira vonatkozó adatokat összegezzük.

A Sashegyi Dolomitból ismert üregek és barlangok nagyjából tektonikus hasadék- (forrás)barlang, kisebb része izometrikus kőfülke. A hasadékbarlangok maximális hossza 5-6 m, szélessége néhány cm és 2 m közötti, míg magassága elérheti a 3,3 m-t. Az izometrikus kőfülkék maximális szélessége 3,5 m, mélysége pedig 3-8 m.

A Gellért-hegyi táró dolomitjában barlang nincs, és nyitott hasadék, valamint üreg is alig fordul elő. A nyitott hasadékok zöme néhány cm széles, s közöttük csak szórványosan található oldott falu, és kristályos kalcittal bekérgezett hasadékok. A ritka, szintén kristályos kalcittal bélelt üregek átmérője nem haladja meg a 0,2 m-t.

A dolomit tagoltságára, látszólagos és repedésporozítására vonatkozó mért adatokkal nem rendelkezünk. Ezért Kleb et al. (1993 a, b) adatait analógiaként elfogadva feltételezzük, hogy a Sashegyi Dolomitot tagoló felületek távolsága 10-15 cm, míg a közettömeg látszólagos porozitása 4,0-9,6 térf. %, repedésporozitása pedig 0,07-0,1 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> között változhat.

A báziskonglomerátumban és lepelbreccsában található a legnagyobb méretű és részben freatikus jellegű barlangok (8. ábra, 9. ábra). Közülük különleges méreteivel kiemelkedik a Gellért-hegyi barlang (Iván-barlang vagy Sziklakápolna), amelynek nyílása a bejáratánál 6 m magas és 12 m széles. Tágas, boltozatszerű csarnoka pedig 12 m hosszú, 11 m széles és 8-13 m magas. Ennél valamivel kisebb az eredeti állapotában sziklabarlangként tátongó Aragonit barlang, amelynek 1963-as feltárásakor megállapított méretei a következők: hossza 10 m, szélessége 8 m és magassága eredetileg 1-1,5 m. A Gellért-hegyi-barlanghoz csatlakozó fülkék hossza maximum 9 m, szélessége 2,6-5,5 m, magassága pedig 2,5-3,0 m között változik. Ezek mellett, elsősorban a felszínen, igen sok kisméretű (néhány cm-néhány dm átmérőjű) izometrikus gömfülke volt megfigyelhető. A lepelbreccsát sűrű, nagyrészt nyitott repedéshálózat járja át, míg a lineáris breccsás zónák közül kiemeljük a Citadella vető több méter széles övét. Ami a breccsa geometriáját illeti, az az ismert szelvények alapján lapos, 1-25 m között változó vastagságú és többszáz méter hosszú lepelszerű test, amely vizsgálataink szempontjából kitüntetett és egyben kritikus képződmény.



Noha a Szépvölgyi Mészköben is található kisméretű gömbfülkék és üregek, ezeket a formáció kis méretei és foltszerű elterjedése következtében nem tárgyaljuk.

A Budai Márgából szinte kivétel nélkül csak hasadék(forrás)barlangokat ismerünk. Ezek maximális hossza elérheti a 27 m-t, észlelt legnagyobb szélessége 0,65–2,25 m közötti, míg magassága 3,0–6,5 között változhat. Az erősen repedezett kőzetben sok nyitott repedés található, azonban ezek vastagsága ritkán haladja meg az 1–2 cm-t. A jelentősebb törésekhez kapcsolódó lineáris, nyitott breccsazonák vastagsága a fúrásleírások alapján 1–2 m lehet. A Budai Márga esetében sem rendelkezünk a tagoltságára, látszólagos és repedésporozitására vonatkozó mért adatokkal. Így ismét Kleb et al. (1993 a, b) adatait használjuk analógiaként és feltételezzük, hogy a Budai Márgát tagoló felületek távolsága 5–10 cm, a kőzettömeg látszólagos porozitása 13,7–18,8 térf. % és repedésporozitása pedig 0,38–0,62 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> között változhat.

A lukacsos és üreges édesvízi mészkőből ismert, néhány kisméretű barlang vizsgálatunk tárgya szempontjából érdektelen.

### Az alkalmazott szerkezeti- és karsztfejlődési modell.

A Gellért-hegy és környezete szerkezetalakulásában és karsztfejlődésében kitüntetett szerepe van a triász és eocén képződmények közötti összetett regionális unkonformitásnak (5. ábra, 11. ábra), amely a Sashegyi Dolomitot és a fedőjében települő felső eocén báziskonglomerátumot, lepelbreccsát választja el. Ez egyben a karsztfejlődés szempontjából is kitüntetett szubaerikus határfelület, és alatta az idősebb triász platform karbonáttömeg eltemetett, policiklikus paleokarszt szintjei várhatók.

A Gellért-hegy szakaszos paleokarszt fejlődésében a legjelentősebb az első, a felső eocénben induló karsztfázis (11. ábra, 11-13. karsztfázisa). Ennek környezetére a medenceperemi helyzet, a gyors transzgresszív üledékképződés, valamint a tagolt, meredek sziklás tengerparti morfológia a jellemző. Korrelatív üledékei a triász formációk hasadékait és üregeit kitöltő báziskonglomerátumok, hidraulikus breccsák és laminált iszapos üledékek. Ez különösen szembeötlő a a Gellért-hegyen, ahol a sziklás tengerparti erősen tagolt morfológiát tükrözi a báziskonglomerátum-lepelbreccsa felépítése, aktív törések menti hirtelen vastagságváltozásai, valamint a neptuni telérek gyakorisága. Ekkor alakulhattak ki a Sashegyi Dolomitban az unkonformitás alatti, változó méretű üregek, valamint a báziskonglomerátum-lepelbreccsa összletből ismert Gellért-hegyi–Aragonit-barlangi rendszer. Ezen értelmezés szerint ezeket a barlangokat és a hozzájuk kapcsolódó üregeket a Csillag-hegyről Kriván (1959) által leírtakhoz hasonlóan sziklás tengerparti abrziós eredetűnek tartjuk. Felső eocén korukat az Aragonit-barlangban található korrelatív üledékek, azaz a báziskonglomerátummal azonos breccsakitöltések és a kísérő neptuni telérek igazolják. Hasonló környezetben képződhetnek a Szépvölgyi Mészkö néhány méter vastag, kis kiterjedésű foltzónáinak üregei és a Budai Márga kisméretű hasadék(forrás)barlangjai is. A rózsadombi analógiák alapján (Korpás 1998, Korpás et al. 1999) a karsztrendszer marin freatikus fáciesű lehetett.

Az így kialakult karsztrendszer a 34,6 millió évvel ezelőtt lezajlott globális tengervízszint emelkedés (Korpás et al. 1999) következtében elsüllyedt, és azt a Budai vonaltól KDK-re elhelyezkedő pelágikus előtérmedence pelites üledékei (Budai Márga, Tardi Agyag) fedték le. A közeli Wein paleovulkán (Korpás és Kovácsvölgyi 1996) működésével kapcsolatos, késő eocén–korai oligocén (35–30 Mé) magas hőmérsékletű hidrotermális karsztfázis (11. ábra, 5. termális fázisa) az eltemetett karsztrendszert felülírva jellegzetes ásványgyűttest hozott létre, kalcittal, barittal és fluorittal.

A Gellért-hegy és környezetének karsztrendszer a korai miocénben érte el maximális betemetődését, mintegy 700 m-es fedőüledék vastagsággal. Lassú exhumálódása ezt követően indult meg, amelynek eredményeként a késő pliocénben (kb. 3,5 Mé) a Gellért-hegy horsztja és környezete szubaerikussá vált. Így a korábbi paleokarszt szintek üregeikkel, barlangjaikkal, valamint kitöltő üledékeikkel és ásványkiválásaikkal együtt fokozatosan feltáródtak.

A regionális fejlődéstörténeti modellek alapján az eltemetett karsztrendszer csaknem 30 millió évig tartó exhumálódási folyamatát 15–14 millió év táján újabb, a középső miocén vulkanizmussal kapcsolatos termális esemény (11. ábra, 6. termális fázisa) szakíthatta meg.

Az utolsó, alacsony hőmérsékletű, részben termális karsztfázis a pleisztocén tavi, édesvízi mészkő alatti regionális unkonformitáshoz kapcsolódik (11. ábra, 15. karsztfázisa). A máig formálódó karsztrendszer környezetére ismét a medenceperemi helyzet és az intenzív szakaszos kiemelkedés a jellemző. Korrelatív üledékei a Gellért-hegyi barlangban, valamint a hegytető kisebb üregeiben található szárazföldi gerinces ősmaradványok csontjait tartalmazó vörös agyagok, valamint az Aragonit-barlangban található limonitos, muszkovitos folyóvízi homok anyagú kitöltő üledékek, illetve a jelenleg is aktív forrásbarlangokban található alacsony hőmérsékletű termális ásványkiválások és szeleotémák.

A fentieket összefoglalva a Gellért-hegy és környezete karsztrendszerének javasolt kronológiai és genetikai modellje következő:

1. Késő eocén karsztfázis (?–34,6 Mé): sziklásparti, marin freatikus abráziós barlangok, üregek és neptuni telérek.

A karsztrendszer hirtelen betemetődése: 34,6 Mé.

2. Késő eocén–kora oligocén, magas hőmérsékletű termális fázis (35–30 Mé): magas hőmérsékletű, hidrotermális ásványkiválás a freatikus övben, sekélybetemetődés mellett.

A karsztrendszer betemetődésének maximuma és az exhumálódás kezdete: kb. 25 Mé.

3. Középső miocén (?) termális fázis (15–14 Mé): alacsony hőmérsékletű hidrotermális ásványkiválás a freatikus övben, sekélybetemetődés mellett.

Az eltemetett karsztrendszer felszínrelépésének kezdete: kb. 3,5 Mé.

4. Pleisztocén: tavi, részben alacsony hőmérsékletű termális fázis: szubaerikus vadózus karsztrendszer reziduális és alluviális kitöltő üledékekkel, valamint alacsony hőmérsékletű termális kiválásokkal és szeleotémákkal.