

Az Aggtelek-Rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete

A hegység fejlődéstörténetével már számos szakember foglalkozott, publikációikban azonban a témának csak 1-2 bekezdést szenteltek, illetve csak részterületekkel foglalkoztak. A 30-as évek első felében a területen végzett földtani újratérképezés eredményeként számos új, bizonyító erejű adat birtokába jutottunk, ami lehetővé tette a régebbi adatok újraértékelését és az Aggtelek-Rudabányai-hegység (1. ábra) fejlődéstörténetének részletesebb kidolgozását.

A hegységben megismert kőzetek alapján a területet a felső-permtől a felső-júráig tenger borította (Grill J. et.al. 1984.). A felső-júrától a felső-krétaig tartott az a folyamat, melynek során a takarós szerkezet kialakult. Felső-kréta üledékek több helyen is előfordulnak: Felsőhegy (CSSR) Miglinc-völgyben tektonikus helyzetű szenon platform mészkő, a Gombaszög melletti kőbányában szárazföldi agyag (Kordos L. 1972.), Dobsinán characeás édesvízi mészkő. Ez alapján az Aggteleki-karsztot is magába foglaló Gömör-Tornai-karszt tengerparti szárazulat lehetett a felső-kréta idején és ekkorra tehető a karsztos lepusztulás kezdete.

Bizonyítottan a kréta kori karsztosodás eredményeként keletkezett felszíni karsztformát vagy barlangot nem ismerünk, ezeket későbbi denudációs hatások átformálták, vagy elpusztították. A gombaszögihez hasonló, pollenekkel bizonyított kréta korú szárazföldi üledékkel kitöltött hasadékokat is csak véletlenszerűen találhatunk, erre az esély minimális.

Természetesen a hegység morfológiai képe semmiben sem hasonlítható a jelenlegihez. Az egyes hegység részek (pl. Alsóhegy, Felsőhegy) néhány km-el K-re helyezkedtek el, s csak a kréta-eocén határon lezajlott balos eltolódásos mozgások során kerültek jelenlegi helyükre. A Rudabányai-hegység a középső oligocénben még több 10 km-el DNy-ra volt, jelenlegi helyét csak a középső miocénben érte el.

Az eocén és oligocén időszakokra vonatkozóan semmilyen konkrét adattal nem rendelkezünk. Egyedüli támpont a Kostisovce (CSSR) melletti fúrás, mellyel miocén bázisrétegek alatti, áthalmozott, bauxitkavicsos vörösagyagot harántoltak, kora azonban kérdéses (Alföldi L. et.al. 1975.).

Az oligocénben a Gömör-Tornai-karszttól DNy-ra nagykiterjedésű üledékgyűjtő medence alakult ki. Az ebben É-i irányba transzgredáló tenger első képződménye egy abrziós tengerparti mészkőkonglomerátum, melynek lithothamniumos mészanyagában helyi, triász mészkőből származó mm-es, cm-es kavicsok cementálódtak. A képződmény legészakibb előfordulási pontjai egyben az akkori tenger partvonalát is adják, mely Spanie-Pole - Bretka - Aggtelek - Bagolyvágás - Imola, Ördöglyuk-víznyelő - Égerszög - Kánó - Rudabánya vonalban húzódik (2. ábra). A képződmény elterjedése és a transzgresszió iránya utal arra, hogy az említett vonaltól D-re levő terület (pl. Alsószuha környéke) - ma fedett karszt - a középső-felső-oligocén idején még szárazulat volt a jelenlegi Észak-borsodi-karszttal együtt, ahol karsztos denudáció fejtette ki hatását.

A konglomerátum felett - de képződésével egyidőben - alsó-miocén slírösszlet települt, mely 60-300 m mélységben ülepedett le. Ennek alapján bátran valószínűsíthetjük - számításba véve a tengermélységet és a későbbi lepusztulás mértékét - hogy az akkoriban feltehetően egységes tönkfelszínű Észak-borsodi-karszt egy része vízzel borított volt (2. ábra), s az ekkor itt keletkezett vékony üledékösszlet későbbi denudációs hatásokra pusztult le, úgy tűnik nyom nélkül. Ez a lepusztulás a helvét-torton időszakban történhetett.

Az eddigi földtani adatok alapján a miocén elején érkezik jelenlegi helyére a Szőlősardótól K-re ismert két, középső-felső-triász kőzetekből álló tektonikai egység, míg a Rudabányai-hegység tömege a középső-miocénben fejezi be ÉÉK-i irányú elvonszolódásos mozgását. Ezek a tektonikailag különálló tömbök hozzányomódtak a Jósva-völgytől D-re levő alsó-triász kőzettömeghez, s valószínűleg ennek következtében nyomódott É felé a Jósva-völgyi antiklinális tengelye.

Torton esetleg szarmata idejű karsztosodásra utaló nyomokat csak a rudabányai vasércbánya területén ismerünk. Itt az ércesedett triász kőzetek felett - a pannon üledékek fekűjében - vörös agyag található (esetleg áthalmozott), melyet a bányásznyelv "lőhús"-ként említ.

A szarmata idején Szlovákiában ill. Putnok környékén andezitvulkanizmus volt, mely tavi-folyó-vízi környezetben zajlott. Az agglomerátum és tufa rétegek között kavics és homokrétegek találhatóak, a kavicsok anyagát Vepor-hegységből származó kvarcit, Gömör-Tornai-karsztról származó triász mészkő és dolomit, továbbá kovásodott fatörzsek alkotják. Ez arra utal, hogy a Gömör-Tornai-karszt szlovákiai részén mindenképpen szárazföldi lepusztulás és jelentős folyóvízi anyagszállítás volt. A magyarországi területrészek szarmata végi szárazföldi lepusztulására csak a pannon üledékek fekűjében helyenként előforduló, helyi anyagú báziskavicsok utalnak.

A szarmata végi, Tokaj-hegységi vulkanizmus az Észak-borsodi-karszton is éreztette a hatását, s a karsztterületet riolittufa lepel borította be. Vastagságát nem ismerjük, csereháti adatok alapján 5-10 m lehetett. Az összlet a pannon elején lepusztult, áthalmozott anyaga a süllyedni kezdő medenceterületek mélyedéseiben, a pannon üledékek fekűjeként található meg. Jelenlétére utal még, hogy a karsztterület vörösayagos üledékeinek iszapolási maradékában dipiramisos kvarckristály szemcsék fordulnak elő.

A pannon elején a pannon üledékgyűjtő medence részeként kisebb részmedencék alakultak ki a karsztterület D-i és K-i határánál. Ezek egy része ÉK felőli anyagutánpótlódással rendelkezett (Kanyapta-, Felső-Bódva-, Rudabányai- és Szendrői-hegység közötti medence), amire az összlet glaukofanit tartalma utal.

A Rudabányai-hegységtől Ny-ra és DNy-ra elhelyezkedő Észak-borsodi dombvidék üledékgyűjtője NyÉNy felől származó anyaggal töltődött fel. (3. ábra). A két területegység határvonala Perkupa környékén volt, kapcsolat csak a pannon végén alakult ki köztük. A pannon üledékeket Aggtelek és Trizs környékén miocén slírre települt agyagos-homokos kavicsösszlet, míg a többi területrészen agyagos-homokos-kavicszinóros-lignitcsíkos összlet

alkotja. Ennek alsó rétegeiből kerültek elő a világhírnévre szert tett Rudapithecus hungaricus 10 millió éves csontmaradványai is (Kordos L. 1985.).

Az alsó-pannon időszakban kialakult karsztos formakincset a Rudabányai-hegység környezetében ismerünk. Alsótelekes mellett a külfejtéses gipszbányában eltemetett fosszilis gipszkarszt található (Sásdi L. 1985.), míg a községtől D-re néhány érckutató fúrás harántolt pannon üledék alatti hallstatti mészkőben légterés üreget, melyben pannon anyagú üledék halmozódott fel.

A tulajdonképpeni karsztterületen bizonyítottan a pannon időszak elejéből visszamaradt formakincset nem ismerünk. Feltételezhető, hogy a riolittufa lepusztulása után folyt felszíni karsztosodás a területen, eróziós barlangképződésre azonban kevésbé voltak kedvezőek a lehetőségek. Egyrészt nem volt olyan anyag a karszton, melynek segítségével a víz eróziós hatást fejthetett volna ki, másrészt nem alakultak még ki olyan völgy- ill. nyelőrendszerek - esetleg töbrök - ahol a csapadék-eredetű vizek összegyűlhettek és koncentráltan jutottak volna a karsztos kőzetek részrendszerébe (kivétel a Szalonnai-karszt!). Az üledékfelhalmozódási szint a medencékben egyre emelkedett a karsztterületekhez képest. Ennek következtében a karsztvízszint is emelkedett, az esetleges forráshelyek agyagos-homokos üledékekkel fedődtek be. Valószínűnek látszik, hogy a pannon végére a jelenlegi karsztterület egy részét is elborították kisebb-nagyobb vastagságban az üledékek, bár erre egyelőre csak a Vecsembükki-zombolyból előkerült nem karsztos üledékek egy része (Szente I. 1971.), valamint az Esztramos Felső -2, -3, -4 számú barlangjából előkerült középső pliocén üledék utal (Kordos L. 1974.). A pannon végén bizonyíthatóan szigetszerűen emelkedett ki a környező mocsaras tájból a Szalonnai-karszt, az Esztramos csúcsa, valamint a Teresztenyei-fennsík (3. ábra).

Feltételezhető, hogy a szorosabb értelemben vett Aggteleki-karszt jelenleg 375-400 m-nél magasabb területrésze szintén nyílt karszt volt, az ettől É-ra elterülő Haragistya-szelcepusztai-karsztról nincs adatunk. A Rudabányai-hegységet elborították a pannon üledékek.

Az Esztramoson ebben az időszakban karsztvízszint alatti (freatikus zóna) barlangképződés folyt (Kordos L. 1974.), míg a Szalonnai-karszton víznyelős járatok alakulhattak ki. Erre bizonyítéknak látszik az egyik, jelenleg 400 m tszf. magasságban levő töbörben található 1 m vastag, 6 m széles fosszilis cseppkőpad. Jelentős forrásműködést bizonyítanak a Szalonna és Martonyi környéki, a pannon üledék fedőjében ill. triász mészkövön elhelyezkedő mésztufa platók (Sümeghy J. 1924.), melyek jelenleg 300 m tszf. magasságban helyezkednek el. (3. ábra).

A Teresztenyei-fennsík szélén szintén pannon üledék (mészkőkavics) fedőjében (300 m tszf.) gyöngy mészhomok utal forrásműködésre. A homok felett pleisztocén kvarcitkavics települ. Cinegés-pusztá környékén szintén ismerünk pannon fedőben mésztufát, ezek azonban csak törmelék feltárások.

A pliocén-pleisztocén határon a terület kis mértékű ($< 5^0$ -os) DDK irányú kibillenési folyamata kezdődött el. Ennek hatására a karszttól É-ra levő területekről nagy mennyiségű kavicsos üledék került a karsztos kőzetekre és a pannon üledékekre egyaránt. Legnagyobb vastagsága területükön kb. 150 m lehetett. Elterjedését az Aggtelektől D-re és Ny-ra levő kavicsösszlet, az Észak-borsodi-domvidék (Kánó-környéke) pannon üledékből álló hegygerincein előforduló kavicsleplek, valamint a karsztterületen számos helyen megtalált maradványkavicsok mutatják. (4. ábra).

A nem karsztos üledékek lepusztulása hamar megindult. A lepusztulás fő iránya K-i volt, a közvetlen erózióbázist a Bódva- és Torna-medencén át a Kanyapta-lapály jelentette, míg Rudabánya környékéről DK-irányú patakok szállították a hordalékot Szuhogy felé. Az alsó-pleisztocénban a karsztterületet kisebb folyóvölgyek hálózta be, vizüket az Űs-Jósva- és az akkor még K-i torkolatirányú Űs-Ménes-patakok vezették a medencék felé. A folyóvölgyek akkori teraszszintjét mutatják a Keresztéte környékén 300 m tszf. magasságban ismert vörös agyagos kvarc kavics anyagú hordalékkúp, valamint a karsztterület egykori völgyeinek - ma függő völgyek töbörrel - torkolati szintjei, melyek pl. Jósvafőnél kb. 350 m-en vannak.

Az alsó-pleisztocén végén a DDK-i kibillenést - melynek tengelyvonala az Esztramos D-i nyergétől a Jósvavölgy tengelyén át húzódhatott - jelentős egyéb tektonikai mozgások kísérték. Eredeti helyzetéhez képest a Haragístyai fennsík D-i része kb. 50 m-t, É-i része több mint 100 m-t emelkedett, míg a Nagyoldal blokkja kb. 200 m-t. Ekkor alakulhatott ki a tektonikus Szelcevíölgy, s ekkor süllyedt a Tohonya-bérc poljéja kb. 50 m-t. Az Alsóhegy tömbje legalább 200 m-t emelkedett, a Dusa tömbje kb. 50 m-t. A Rudabányai-hegység Bódvától Ny-ra eső tömbjei hasonlóképpen 50 m-t emelkedtek, amit a lignittelepek különböző szintbeli helyzetével bizonyítanak (Alföldi et.al. 1974.).

Feltételezhető, hogy a kibillenési és kiemelkedési folyamat későbbi stádiumában jött létre a Bódva-áttörés, valamint a Ménes-patak D-re fordulása Szögligetnél.

A kiemelkedést követően - s miután a nem karsztos törmelékes fedőüledék jelentős része lepusztult - megindult a felszíni karsztosodás és az eróziós barlangrendszerek létrejötte. Ennek idejét az alsó-pleisztocén végén valószínűsíthetjük. Ezt megelőzően a magas fennsíkokon megkezdődhetett a zombolyok kialakulása (esetleg a pannon végén is).

Az Alsóhegyen (kiemelt helyzetű nagy fennsík) a zombolyképződést török kialakulása kísérte. Az erózióbázist a Bódva medence jelentette, ahol 210-240 m tszf. magasságban ismerünk kavicsteraszokat, valamint forrástevékenységre utaló nyomokat a hegy mindkét oldalán. A Ménes-völgytől É-ra kialakult fosszilis víznyelők (Pérecs-, Csempész-barlang) és barlangroncsok (Busa-tető É-i oldala) utalnak arra, hogy a Ménes-völgy Vidomáj-pusztától Ny-ra levő környezetének vizei É-felé találtak le- és/vagy kifolyást.

A Haragístyai-szelcepusztai-karszt vízfolyásai zömmel D-DK-i irányúak voltak. Abban az időszakban keletkezett barlangok ősi forrásszájai: Kecső-barlang, Vass-Imre-bg., Kossuth-bg. felső szintje (Szelelőlyuk), Rókalyuk, (Bolyamér-f.), Kopolya felső-barlangok. Jelentős forrásműködés volt a Kútfej-völgyben, amit az itt 240 m tszf. magasságban talált mésztufa igazol,

továbbá a Csörgő-rendszer kialakulása is megkezdődött. A Dusán egyébként a pleisztocén elejétől kezdődően forrásszint (karsztvízszint) csökkenés figyelhető meg: Rejtek-zsomboly → Dusa-barlang → Csörgő-barlang → Papker-ti-forrás.

A területen akkoriban működő víznyelők voltak pl: Szarvasól-bg., Musztáng-bg., Porlyuk-bg., Csapástetői-bg. esetleg Frank-bg. A felszínen még található volt kavicsos üledék, mely az akkori barlangok eróziós kialakításában szerepet játszhatott.

A Jósua-völgy jelentős bevágódása következtében a tőle D-re elterülő karszt- és a csatlakozó nem karsztterületek vízlevezetési iránya É-i, ÉK-i volt. Ekkor alakultak ki az akkor még különálló Baradla- és Dómica, valamint Béke- és Szabadság-barlangok kvarcitkavics erózióval kialakított járatai, ősi víznyelői és forrásszájai. Érdemes megemlíteni, hogy a Baradla ősi forrása közvetlenül a Kecő-völgyben fakadhatott, a Kaffka réten, amit a morfológia és az új földtani adatok bizonyítanak. D-i lefolyással a Teresztényei-fennsík rendelkezett, bár ősi forráshelyét csak sejteni lehet. A barlangokban több, akkumulációs időszakra utaló kavicsszinlőt ismerünk, sajnos ezek vizsgálatáig eddig csak a Dómica-barlangban történt meg (3 szint). A Jósua-völgy átlagosnál jobban karsztosodó kampili mészkőterületein helyi vízvezető rendszerek alakultak ki a völgy mindkét oldalán. (Vipera-bg., Mélyvölgytől D-re levő terület).

A Szalonnai-karszton az alsó-pleisztocénben kialakult üreget egyenlőre nem ismerünk, csak az Esztramoson. Ősi víznyelők lehettek azok az - jelenleg töbörnek tűnő - objektumok, melyek az alsó- és középső triász kőzetek határvonalán helyezkednek el, mögöttük felső folyás irányban jelenleg működő víznyelők ismertek. Forrás valószínűleg csak DK-en volt Szalonna és Martonyi határában, ahol jelenleg is működő, mésztufát lerakó források ismertek. A Rudabányai-hegységben gyér karsztosodás lehetett, mivel a pannon-pleisztocén üledékek még részben befedték a triász kőzeteket. Megkezdődött a Telek-patak kialakulása ÉK-felé, esetleg már működött a Szalonnai-forrás ősi feltörési helye.

A felső-pleisztocénben erőteljes változások történtek az egész Észak-borsodi-karszt területén. A Ménes-völgy gyors mélyülése következtében lefejeződtek az Alsó-hegy Ny-i részének É-i irányú vízvezető barlangrendszei. Kis, D-i kifolyású rendszerek alakultak ki: Sárogkert K-i és Ny-i forrás, Köpús-, Élestetői-, Kecskés-, Káposztáskerti-, Zugó-, Szádvány Ny-i forrás, továbbá ekkor alakulhattak ki a Bába-völgyi és az Acskó-réti K-Ny-i irányú barlangok ősi járatai. Valószínű, hogy ebben az időszakban keletkeztek a Meteor-barlang környéki víznyelők és barlangok, ezenkívül a Ménes-völgy, - Csemete-kerttől ny-ra - É-i oldalában ismert nyelősor is (Alsó-köpús-forrás rendszere).

A Ménes-völgy mélyülése a Szelcei-karszton is változásokat eredményezett. Kialakultak a Medvekerti-forrás, Patkós-forrás és Fedor-forrás járatrendszei, ezek vízgyűjtő területe a Jósua-völgy irányában fakadó karsztforrások vízgyűjtőjének rovására növekedett. Emiatt jelentősen csökkent a Kútfej- és Kopolya forrása vízgyűjtő területe, amihez hozzájárult a Kis-Kopolya-forrás rendszerének lérejötte is. A Kossuth-barlang vízgyűjtő területe szintén csökkent átmenetileg. A Kecső-völgyben új karsztforrások fakadtak (Néti-lyuk, Imádságos-Kút ősi szájai). A karsztterületen ebben az időszakban még mindig lehettek kiterjedtebb kavics takaró fosszlányok, amik jelenlétére a fosszilis barlangokban talált kvarcit-kavicsok utalnak (pl. Babot kút melletti barlang), ami kis mértékű hordalék eróziós barlangkialakulást is jelez.

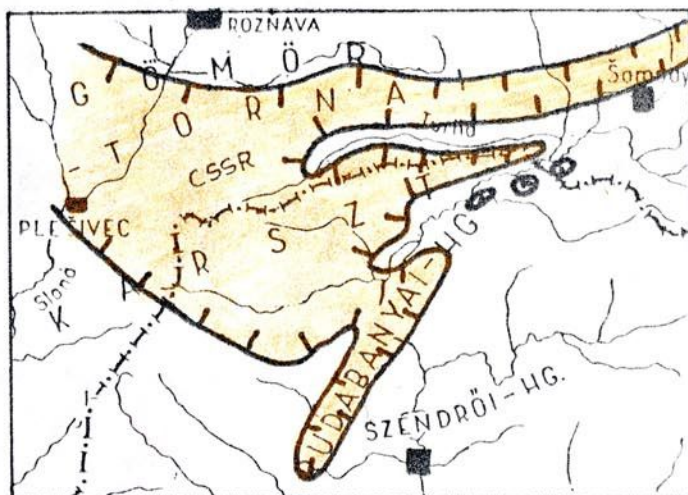
A Galyaságban történt jelentős változásokat tükrözi pl. a Baradla-Domica rendszer összekapcsolódása (Styx-szifonjárat), valamint a 2 alsó-barlang létrejötte. A rendszer forrásai ezáltal a Kecső-völgyből a Törőfej-völgybe helyeződtek át. A Rét patak mélyülése és hátravágódása következtében lecsökkent a Béke- és Szabadság-barlangok nem karsztos és karsztos vízgyűjtője. Kialakult a Dancza-barlang, további rendszerek kialakulása indult meg Szőlőardótól K-re is (Bedela-kút, Sárkánykút). A Trizs és Imola környéki patakok fejlődése szintén a Baradla- és Béke- barlangok forrásainak vízgyűjtőterületét csökkenti.

A Szalonnai karszton kialakulnak a jelenleg is működő víznyelők, valamint az ÉNy-i oldal számos forrása. Az eddig itt ismert barlangok mérete elég szerény, ami az erőteljes tektonikai szétदारaboltság következtében keletkező sok, kis vízgyűjtőterületű víznyelő és forrás kialakulásának a következménye. Völgyek lefejeződése felismerhető (Sivák-tanya), de az erózióbázis csökkenésével lépést tartó szurdokvölgyek is mélyülnek (Mész-völgy, Bik-völgy).

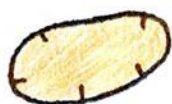
A Rudabányai-hegységben tovább tart a Telekes-völgy mélyülése, s ekkor alakulhatott ki az Őrdöggát-barlang, valamint a "Kerengő" szárazzá válása. Az érces területen karsztosodásról alig beszélhetünk egyrészt a jól karsztosodó kőzetek hiánya, másrészt a viszonylag még jelentős pannon fedőüledékek jelenléte miatt.

Napjainkban a kialakult vízvezető járatok ill. új járatok kialakulása folyik. A víznyomjelzéses vizsgálatok és a jelenleg képződő medernyelők alapján a karsztvíz vezetési irányainak átrendeződése figyelhető meg. Így pl. a Lófejforrás és Ménes-völgyi Mogyorós-forrás vízgyűjtője rákapcsolódott a Nagy-Tohonya-forráséra. Ezáltal csökkent a Medvekerti-forrás vízgyűjtője, de felszínalatti lefejeződési folyamat figyelhető meg pl. a Nagy-Tohonya-forrás és Bolyamér-forrás, Alsó-Acskó-forrás - Benebérci-forrás, Kis-Tohonya-f. - Kecő-forrás, Alsó-köpűs f. - Fedor-forrás viszonylatában is. Újabb vizsgálatok alapján a Kecő-forrásnak az országhatárnál elnyelődő vize a Jósua-forrásban jut ismét felszínre (Szilágyi Ferenc szóbeli közlése), s lecsapolási folyamat figyelhető meg az Égerszögi Delelőkút - Dancza-barlangi forrás, Telekes-patak - Szalonnai-forrás esetében is.

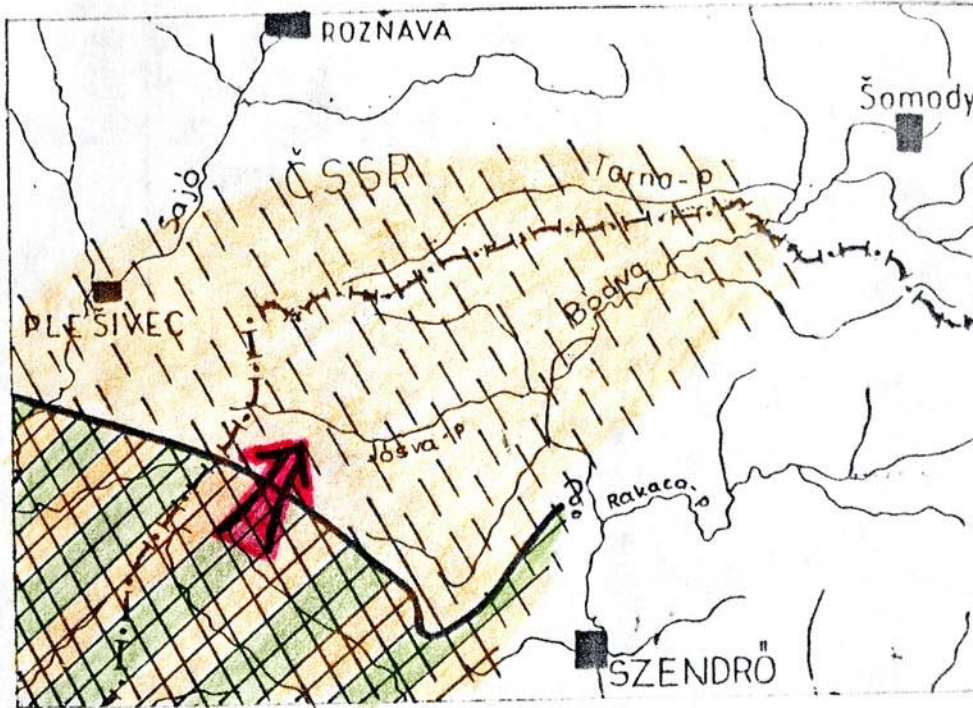
Felszíni karsztformák közül napjainkban az erdő irtások és meredek hegyoldalakban keletkező karrmezők keletkezését ill. a víznyelők fejlődési és pusztulási folyamatait, valamint töbrökben keletkező tavak keletkezését kísérelhetjük figyelemmel.



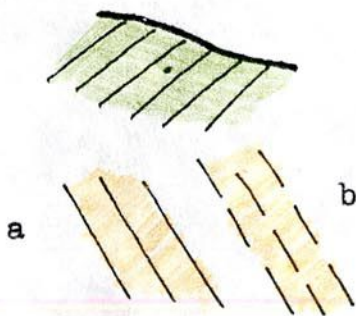
Az Észak-borsodi karszt földrajzi elhelyezkedése



Alaphegységi /mezozoós/ képződmények



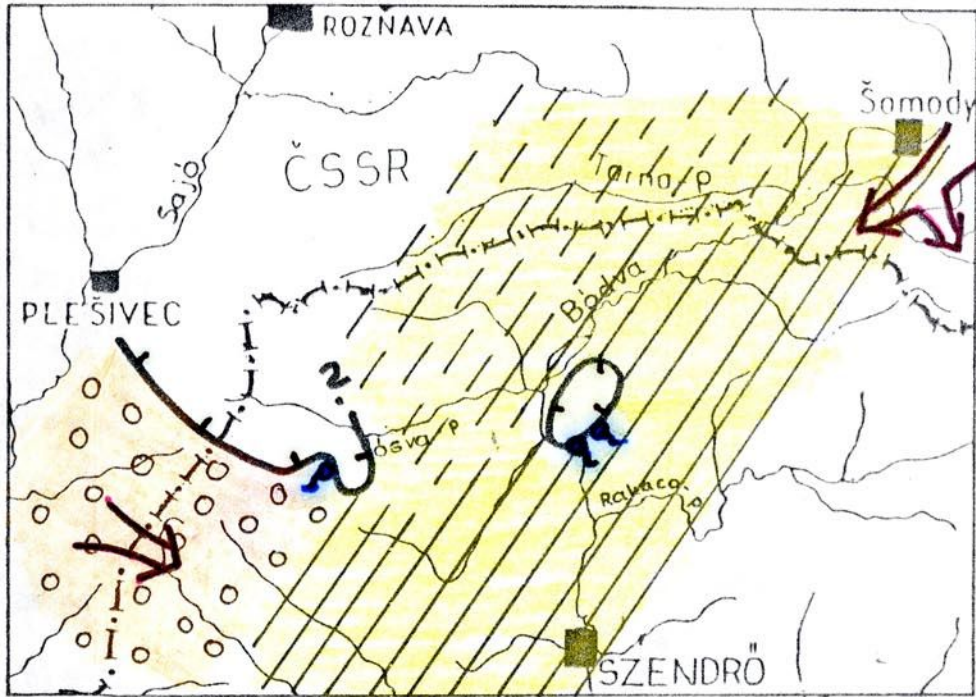
Oligo-miocén üledékek elterjedése az Észak-borsodi karszton



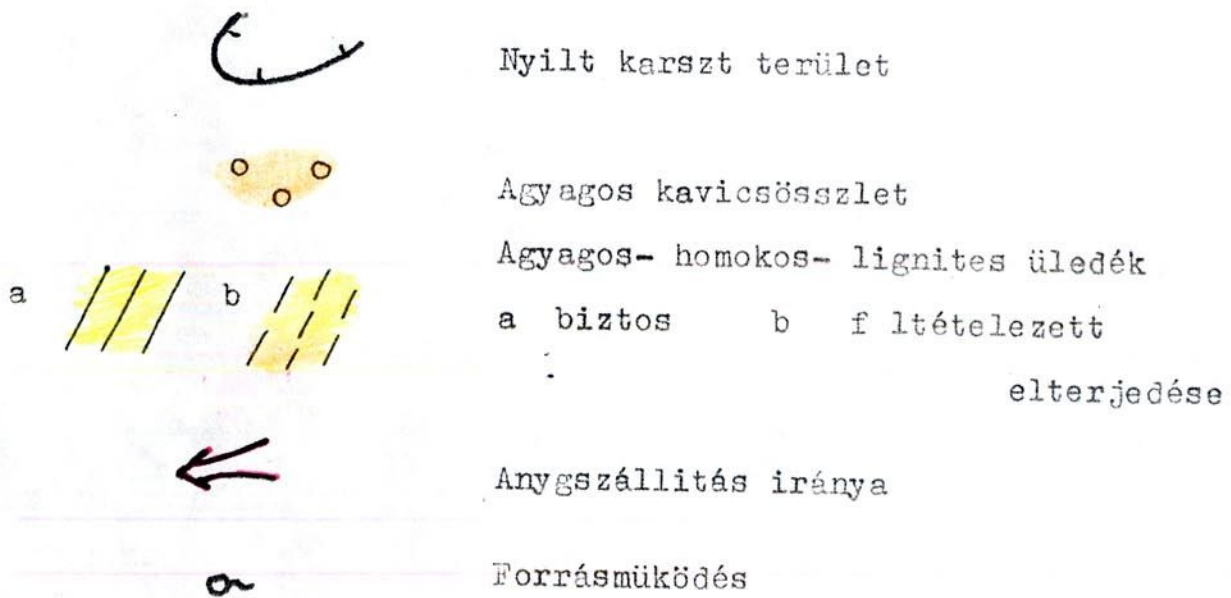
Breckai mészkőkonglomerátum
elterjedése

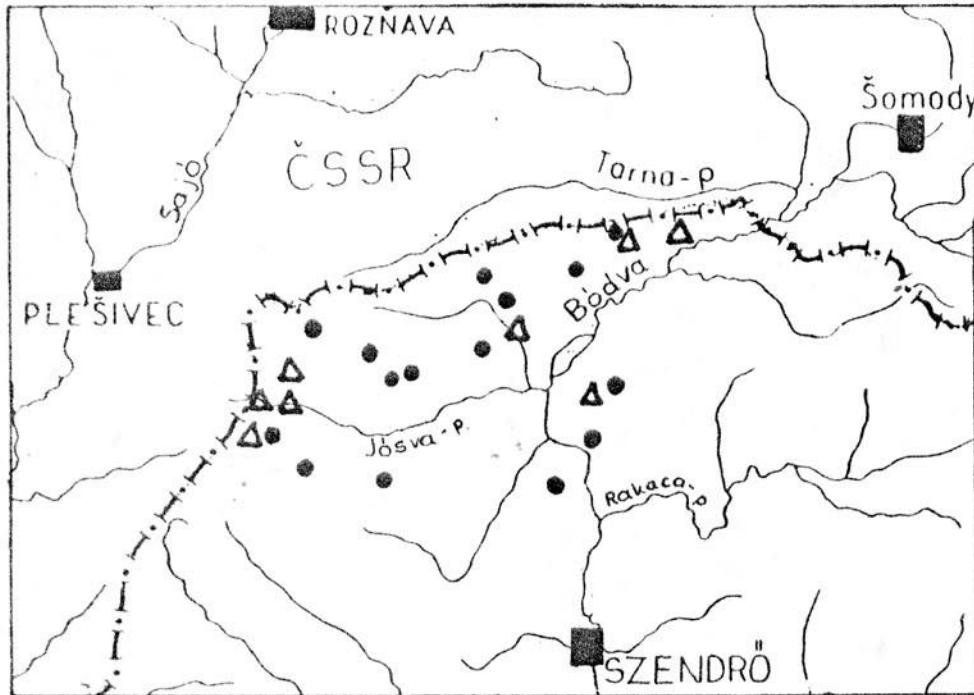
Putnoki slir a biztos
 b feltételezett
 elterjedése

→ Transzgresszió iránya



Felső-pannon üledékek elterjedése az Észak-borsodi karszton





Szórványos "maradvány-kavicsok" előfordulása az
Észak-borsodi karszton

- Kvarckavicsok felszinen
- △ Kvarckavicsok barlangban

IRODALOMJEGYZÉK

- Alföldi L. et.al. 1975: Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térkép sorozatához M-34-XXXIII. Miskolc-Budapest 1975.
- Balogh K. 1953: Földtani tanulmányok Pelsőc (Plesivec) környékén (1942), továbbá Bódvaszilás és Jósmafő között (1943. - Földtani Intézet Évi jelentése 1943-ról)
- Báldi T. 1979: A történeti földtan alapjai. - Budapest, 1979.
- Bidló G. - Maucha L. 1964: A Jósmafő környéki karsztüledékek vizsgálata. - Az Építőipari Közlekedési Műszaki Egyetem Tudományos Közleményei. 10.(1.)p.71.
- Csillag P. 1957: Bauxitnyomok az Aggtelek-Jósmafői mészkőfennsíkon. - Földtani Intézet Évkönyve. 46.(3.)p.472.
- Dénes Gy. 1965: Az Alsóhegy Torna-völgyi forrásai. - Karszt és Barlang 1965/I.p.11-14.
- Grill J. et.al. 1984: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete
Földtani kutatás 1984. XXVII. k.p.49.
- Jakucs L. 1971: A karsztok morfogenetikája. - Budapest 1971.
1975: Aggteleki karsztvidék úticalakuz. - Budapest 1975.
1977: A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai.
- Karszt és Barlang 1977/I-II. p.1-16.
- Jaskó S. 1933: Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör-Tornai karsztvidék délkeleti részében. - Földrajzi közlemények 61.(9-10.)p.245.
1935: A Jósva-patak felső völgyének geológiai leírása. - Földtani közlemények. 65.p.291.

- Kordos L. 1974: Az Esztramos barlanggenetikai, hegységszerkezeti és üledékföldtani vizsgálata. - Karszt és Barlang. 1974/I. p.21-26.
- 1975: Mello, J. - Snopková, P.: Felső-kréta kitöltés a Gombaszögi kőbánya triász mészkőbányájában. - Karszt és Barlang 1975/I-II. p.34.
- 1983: Európa karsztterületei. - Egyetemi jegyzet. Debrecen 1983.
- 1985: Az első ötvenmillió év. - Budapest 1985.
- Láng S. 1955: Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken. - Földrajzi Értesítő. 4. (31.) pp.1-20.
- Leél-Össy S. 1952 a: A magyarországi karsztosodás kezdetei. - Földrajzi Értesítő 1. (1.)p.126.
- 1952 b: Geomorfológiai és hidrológiai vizsgálatok a Szalonnai karszton. - Földrajzi Értesítő 2.(3.)p.323.
- 1953: Karszt- és Barlangkutató a Szalonnai karszton. - Hidrológiai közlöny. 33.(1-2.)p. 67.
- Sárváry I. 1970: A zsombolygenetika kérdéseiről. - Karszt és Barlang 1970/I.p. 5-14.
- Sásdi L. 1987: Fosszilis gipszkarsztjelentések Alsótelekesen. - Karszt és Barlang 1987/I-II