

## **OTKA BESZÁMOLÓ**

# **AZ ÁTMENETI (PUFFER)-ZÓNA GEOLÓGIAI ÉRTÉKVÉDELEMBEN JÁTSZOTT SZEREPÉNEK BEMUTATÁSA AZ EGRI- BÜKKALJA MINTATERÜLETE ALAPJÁN**

*Dobos Anna PhD.*

*2006.*

# GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉSI EREDMÉNYEK

## I. A Bükkalja tájbeosztása, topográfiai határai, általános morfológiai jellemzése

A Bükk döntően mezozoós kőzetekből felépülő alaphegységét délről a *Bükkalja* eróziós-deráziós völgyekkel közepesen, illetve enyhén tagolt hegységelőtéri dombsági jellegű kistája határolja. A tájak homogenitásán alapuló természeti földrajzi tájbeosztások e dombvidéket az Északi-középhegység rendszerén belül már a kezdetektől határozottan elkülönítették (LÁNG S. 1953; PÉCSI M. - SOMOGYI S. 1967; PINCZÉS Z. 1968a/b/c.; FRISNYÁK S. 1970; TÓTH G. 1975; HEVESI A. 1978; ÁDÁM L. 1984). A Bükkalja morfológiai határai nagyrészt élesek, peremeit szerkezeti vonalak, vagy lépcsők jelölik ki. Ny-on a Tarna völgye határolja, D-en a Kerecsend - Maklár - Mezőkövesd - Mezőnyárád - Bükkábrány - Vatta - Emőd vonalától É-ra húzódó szerkezeti lépcsővel emelkedik ki a Heves-Borsodi-sík hordalékkúpi övezetéből, s szintén határozott tereplépcsővel különül el K-en a Sajó-Hernád hordalékkúpjától. A Bükk-háttól ÉK-en a Szinva völgye választja el. Morfológiailag egyedül északi határait nehéz kijelölni, hiszen a Déli-Bükk peremén 350 m-es tetőszintjei fokozatosan alacsonyodnak le D-i irányban, s az idősebb hegyláb felszín területe a völgykijáratoknál a középhegységi övezetre is áttejed.

A Bükkalja a Bükk-vidék (1842 km<sup>2</sup>) 813 km<sup>2</sup>-es területét foglalja el. Változatos felépítésű és arculatú területének 85,8%-a kisebb relíefenergiájú dombsági (544 km<sup>2</sup>) és síksági (153,5 km<sup>2</sup>) térszínekből áll, csak 14,2%-ának (115 km<sup>2</sup>) van középhegységi domborzata (ÁDÁM L. 1984).

Területét Magyarország kistájainak katasztere alapján (MAROSI S. - SOMOGYI S. 1990), Kács és Tibolddaróc vonala mentén két további kisebb tájegységre oszthatjuk: az Egri-Bükkaljára és a Miskolci-Bükkaljára. Geomorfológiailag mindkettő 300 m átlagmagasságú *hegyláb felszínként*, illetve 150 m átlagos magasságú *hegységelőtéri lejtőként* értelmezhető, amelyeket az eróziós-deráziós folyamatok völgyek és völgyközi hátaik rendszerére, valamint aszimmetrikus réteglépcsőkre (kuesztákra) tagolták. Az Egri-Bükkalja 126 és 480 m közötti tszf-i magasságú, enyhén D-DK-nek lejtő felszínét ÉÉNy-DDK-i futású völgyek szabdalják fel. A Bükkalján itt a legnagyobb az átlagos vízfolyássűrűségi érték (5 km/km<sup>2</sup>). A relatív relíef átlagos értéke 70 m/km<sup>2</sup>. A Miskolci-Bükkalja ugyanakkor 115 és 422 m közötti tszf-i magasságú, K-DK-nek lejtő, hegységelőtéri dombság, ahol az átlagos relatív relíef energia 50 m/km<sup>2</sup>, s a vízfolyássűrűség átlagos értéke 2,4 km/km<sup>2</sup>. Mindkét tájegység felszíne szoliflukcióval jelentősen átforgult, a Ny-i, DNy-i részeken a DNy-i kitettségű lejtők, míg Miskolc körzetében a K-i kitettségű lejtők közepesen, vagy nagymértékben erózióveszélyesek.

## 2. Kutatástörténet

A geomorfológiai kutatások **első szakaszában** (1910-1960) a Bükkalja legidősebb, pliocénban megjelent *fővölgyeinek kialakulásával, azok folyóvízi teraszainak értelmezésével és kronológiai besorolásával* foglalkozó tanulmányok jelentek meg. A Tárkányi-medence teraszaival KERÉKES JÓZSEF (1936), a Miskolci-kapu geomorfológiai jellemzésével, az Eger-Laskó vízrendszerének kialakulásával és a hegység völgyeinek teraszmorfológiai vizsgálataival LÁNG SÁNDOR (1944-47, 1953, 1954a, 1954b) és LEÉS-ÖSSY SÁNDOR (1954) foglalkozott. PINCZÉS ZOLTÁN a Hór-patak (1955) és az Eger-patak mentén (1957) végzett részletes megfigyeléseket, s az utóbbi területen KERÉKES JÓZSEF felfogásával összhangban a pliocéntól egészen napjainkig 5 teraszszintet mutatott ki. Az idősebb szintek kormeghatározása megfelelő korrelatív üledékek és paleontológiai leletek hiányában ekkor azonban még bizonytalan maradt. 1956-ban összegző tanulmánya először nyújtott átfogó képet a Déli-Bükk és előterének felszínfejlődési folyamatairól. SZÉKELY ANDRÁS (1958) a Tarna tektonikusan preformált völgyében a folyóvízi teraszok képződését a korábbi elképzelésekkel ellentétben csak a negyedidőszakra korlátozta. A teraszmorfológiai tanulmányok sorát SOMOGYI SÁNDOR (1960) munkája zárta le, amely kimutatta, hogy a teraszok képződése nem vezethető vissza a pannon időszakra (KERÉKES JÓZSEF 1936, PINCZÉS ZOLTÁN 1955, 1957) hiszen akkor még a Bükkalján üledékképződés zajlott. A teraszok kialakulását - a legújabb kutatási eredményekkel összhangban - már csak a pleisztocén és holocén időszejára datálta.

A kutatások **második szakaszában** (1961 - 1980) középpontba került a Bükk-vidék határozottan elkülönülő, különböző magasságú, nagy kiterjedésű *elegyengetett felszíneinek* értelmezése, a tönk- és pedimentfelszínek magyarországi és bükki képződési menetének vizsgálata (PÉCSI M. 1963, 1969; PÉCSI M. - SZILÁRD J. 1969, PINCZÉS Z. 1968/a, 1968/b, 1968/c, 1970, 1977a, 1977b; SZÉKELY ANDRÁS 1969, 1972), valamint a periglaciális éghajlathoz kötődő felszíni formák (deráziós völgyek, krioplanációs formák) és üledékek tanulmányozása (PÉCSI M. 1964; SZILÁRD J. 1965; SZÉKELY A. 1973; PINCZÉS Z. 1979). Ekkor jelentek meg először **nagyobb összegző tanulmányok** a hegység kialakulásáról és geomorfológiai szintjeinek értelmezéséről (PÉCSI M. 1969; PINCZÉS Z. 1968a, 1968b, 1968c, 1970, 1977a/b, 1979; MARTONNÉ ERDŐS K. 1972a, 1972b, 1974a, 1974b; TÓTH G. 1975; HEVESI A. 1978a/b). 1974-ben, Eger részletes földtani felméréssel párhuzamosan készült el Eger és környékének 1:10 000 méretarányú geomorfológiai térképe (BALOGH J. - JUHÁSZ Á. - HEVESI A. 1974). A Bükkalja területét eltérő koradatokkal, de valamennyi tanulmány *hegyláb felszínként, vagy pliocén elegyengetett felszínként* értelmezte.

A kutatások **harmadik szakaszában** (1981 - 1990) teljesedett ki a Bükk-vidék általános felszínfejlődési értelmezése (HEVESI A. 1980, 1986, 1990; PINCZÉS Z. 1980, 1987; TÓTH G. 1983, 1984). Az egyes tanulmányok részletesen tárgyalták a *bükkaljai hegyláb felszín* féligszáraz-száraz éghajlaton, nagy felületeket érintő (areális) pusztító folyamataihoz kapcsolódó képződési menetét, a későbbi tektonikus mozgások és éghajlatváltozások hatásait, a kettős hegyláb felszín kialakulását és annak negyedidőszaki továbbegyengetődését (kriopediment, krioglacis), illetve völgyekkel való felszabdálódását. SCHWEITZER FERENC az egri Vár és az Almagyar-domb közötti szakasz térképezésekor (KROLOPP E. et al. 1989) a 260-280 m magas pliocén hegyláb felszín alatt - a korábbi elméleteket módosítva - már egy holocén (I. sz.) és öt pleisztocén (II. a. sz., II. b. sz., III., IV., V. sz.) teraszt mutatott ki.

A **negyedik szakaszban** (1991 - napjainkig) átfogóbb tanulmányok jelentek meg a kaptárkövek kialakulásáról, földtani-régészeti ismereteiről (BORSOS B. 1991; BARÁZ CS. 2000), a Bükk-vidék - Bükkalja geomorfológiai jellemzéséről, lejtőüledékeiről (MARTONNÉ ERDŐS K. 1998, 2000; PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, 1998), illetve ösvízrajzi képeről (MIKE K. 1991). E munkák már SCHWEITZER FERENC (1993) hazai hegyláb felszínekre tett megállapításait is alapul vették. Kisebb mintaterületekhez (Hór-völgy, egerbaktai Kő-völgy) kötődően a szerkezetgeomorfológiai kutatások, a pliocéni és

negyedidőszaki felszíni formák térképezése, valamint a negyedidőszaki üledékek vizsgálata kapott nagyobb hangsúlyt (PINCZÉS Z. – DOBOS A. 1994; DOBOS A. 1997, 2000b; BALOGH J. - DOBOS A. - PELYHE T. 2000). A Bükki Nemzeti Park D- vagy Pufferzónájának természetvédelmi értékelése keretében ugyanakkor a Bükkalja védett és védelemre javasolható geológiai és felszínalaktani értékeinek újrafelmérése, kataszterezése került előtérbe (DOBOS, A. - ANTAL, P. - VOJTKÓ, A. 1999; DOBOS, A. - SÜTŐ, L. - GASZTONYI É. 1999a; DOBOS, A. - SÜTŐ, L. - GASZTONYI, É. 1999b; DOBOS A. 2000a, 2000b, 2001).

### 3. A Bükkalja felszínfejlődése, a geomorfológiai kutatások eredményei

A Bükkalja területét legújabb ismereteink alapján a Bükk hegységet keretező ÉÉNy-DDK-i fővölgyekkel és erre merőleges mellékvölgyekkel erősen tagolt, kettős *hegylábfelszínként* (pedimentként) értelmezhetjük. Pedimentek általában hegységperemi helyzetben, meleg-száraz, gyér növényzeti borítottsággal rendelkező területeken képződnek, ahol erős az aprózódás és ezt követően a ritka, de heves záporok, illetve a hirtelen nagy víztömeget megmozgató időszakos vízfolyások jelentős felületi (areális) eróziót fejtenek ki (PÉCSI M. - SZILÁRD J. 1969; SZÉKELY A. 1993). A lejtők ebben az esetben szinte önmagukkal párhuzamosan hátrálnak, s a hegység központi területei felől a peremek irányában széles, enyhén lejtő síkok képződnek.

A Bükk hegység peremén több alkalommal, a miocénban és a pliocén/pleisztocén határán is adottak voltak a feltételek ahhoz, hogy nagy területekre kiterjedő felszín-elegyengetés (pedimentáció) menjen végbe (PINCZÉS Z. 1968a/b/c, 1970, 1980; HEVESI A. 1978, 1986, 1990; PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993; MARTONNÉ ERDŐS K. 2000; DOBOS A. 1997, 2000b, 2001).

Az **első hegylábfelszín-képződési periódus** valószínűleg a miocén *ottnangi-kárpáti-bádeni korszakához* (20-14 millió év) köthető (HEVESI A. 1986, 1990). Ekkor a Bükk hegység előterében a Paratethys lassan visszahúzódott, s a Bükk fokozatosan szárazulattá vált. A mediterrán éghajlati adottságok (ANDREÁNSZKY G. - KOVÁCS É. 1955) következtében a domborzat formálásában télen korlátozottabban a mállás, valamint a csapadékvizek és folyóvizek pusztítása, nyáron pedig a hőmérsékletváltozás okozta (inszolációs) aprózódás, és a szél pusztító hatása (defláció) játszott szerepet. Az aprózódás által fellazított törmeléket egy-egy erős záport követően az időszakos (fiumara) vízfolyások szállították el. E széles völgytalppal rendelkező patakok futásukat állandóan változtathatták, így nagy területekre kiterjedő elegyengetést végezhettek.

A **felső-szarmata végére** (12,6 millió év) a Bükk már határozottan kiemelkedett környezetéből, s megkezdődhetett önálló vízhalózatának kialakulása is. Legősibb patakjai a központi magasabb térszínekről a peremi süllyedékek irányába centrifugálisan, kifelé futottak le (PINCZÉS Z. 1968; HEVESI A. 1978, 1986, 1990). Az **alsó-pannonban** (12 - 8,9 millió év) a Bükk D-DK-i peremeit a Paratethys újra előntötte, így a Bükkalján a **felső-pannon baltavári szakaszában (csákvári alszakasz)** (9,6 - 8 millió év) tengeri-tavi üledékképződés zajlott. Az attikai hegységképző fázis hatására a Bükk kiemelkedett, így a hegység és az Alföld közötti szintkülönbség növekedett. A szerkezeti mozgások a déli peremeken további tektonikus feltagolódást eredményeztek, kialakult a Tard-Bükkaranyosi boltozat, a cserépfalu-bogácsi-, valamint a novaji süllyedés. Mivel a bükkaljai **pannon üledékek** bükki eredetű hordalékanyagban szegények, feltételezhető, hogy a Bükk fővízfolyásai ekkor még ÉK- és É-i irányban, valamint a Tárkányi-patak felé futottak le (HEVESI A. 1986, 1990). A Bükkalját jellegzetesen ÉNy-ról DK-i irányban átszelő vízfolyások még nem jelentek meg.

A **hegylábfelszín-képződés második lehetséges időszakát** a miocén *Sümegium és Béraltavárium időszakára* helyezhetjük (8 - 5,5 millió év). Miután a Bükk-fennsík és a Déli-Bükk jelentősen kiemelkedett, s a központi és peremi területek közötti szintkülönbség megnövekedett, megindult a bükki fedőtakarók pusztulása. Ekkor az éghajlat jelentősen megváltozott, s olyan száraz-félszáraz (arid-szemiarid) körülmények alakultak ki, amelyek szintén kedveztek a nagy területekre kiterjedő elegyengető folyamatoknak. A felszín formálásában már a Bükk hegység területéről kilépő időszakos vízfolyások areális tevékenysége is szerepet játszhatott (PINCZÉS Z. 1968, 1990; MARTONNÉ ERDŐS K. 1972a, 2000; HEVESI A. 1978, 1986, 1990). A patakok lefolyási iránya a Bükk-fennsík ÉNy-i területének intenzívebb kiemelkedése, s a mélyben húzódó tektonikus vonalak újraéledése miatt általában ÉNy - DK-i irányú volt. A mai vízrendszer őseinek tekinthető patakok – az Eger-, Laskó-, Tárkányi- és Hór-patak ősei is – részt vettek tehát a Bükk hegység fedőtakarójának areális lepusztításában, s a bükkaljai hegylábfelszín elegyengetésében. A hegységképző fázisok hatására a harmadidőszaki kőzetrétegek eredeti vízszintes helyzetükből kibillentek. Terepen ma is jól megfigyelhető, hogy a rétegek általánosan DK-i irányban lejtnek, de a kistáj ÉK-i részén a kőzetrétegek laposabb, 8-15°-os, míg DNy-on meredekebb, 25-35°-os dőlésűek. A sajátos földtani szerkezeti adottságok miatt a DK-i irányban kibillent, s a felszínre rétegejként kibukkanó harmadidőszaki kőzetrétegeket a planáció folyamata déli irányban enyhén lejtő szintre erodálta (PINCZÉS Z. 1968, MARTONNÉ ERDŐS K. 2000, DOBOS A. 2000b).

E pediment képződési korának meghatározásakor felmerülhet az a kérdés, hogy a bükkaljai roncsoltabb, idősebb hegylábfelszín esetleg egy hosszabb (Sümegium-Béraltavárium) vagy egy rövidebb (Béraltavárium) lepusztulási fázis eredményeként alakult -e ki. Az újabb kutatási eredmények a Pannon-beltől visszahúzódásával párhuzamosan a hazai pedimentáció lehetséges időpontját a *Sümegium, Béraltavárium és Villányium időszakára* teszik (SCHWEITZER F. 1993). PINCZÉS Z. (1968a/b/c, 1970, 1980) e felszín képződését először a későpannonra, majd a Sümegium időszakra datálta, HEVESI ATTILA (1986, 1990) ugyanakkor a Csákváriumtól a Csarnótánúmig tartó hegylábfelszín-képződésről számolt be. MARTONNÉ ERDŐS KATALIN (2000) a magasabb hegylábfelszín képződését a Béraltavárium időszakához, míg DOBOS ANNA (2001) - szintén hosszabb lepusztulási időintervallumot feltételezve - a Sümegium-Béraltavárium időszakához köti.

A hegységi előtérben a harmadidőszaki kőzetekhez, ezen belül elsősorban a miocén összesült ártufákhoz (ignimbritek) kötődő idősebb pediment-maradványok napjainkban környékükből markánsan kiemelkedő, izolált, *aszimmetrikus réteglépcsőket* (kuesztákat) alkotnak. A Bükkalját Budapest vagy Mezőkövesd irányából felkereső látogatóknak is ezek a karakteres felszíni formák tűnnek fel először. A Miskolci-Bükkalján az ignimbrít rétegek laposabb dőlése miatt egységesebb, szélesebb maradványfelszínnek maradtak fent, míg az Egri-Bükkalján az ignimbritrétegek DK-i elcsúszása és bezökkenése következtében azok két párhuzamos vonulatban jelentkeznek.

Az idősebb hegyláb felszín maradványait\* (Sümegium-Bérbaltavárium, 8-5,5 millió év) napjainkban a 300-360 m tszf-i magasságú, de különböző geológiai felépítésű tetősíntekben fedezhetjük fel:

- Középső-felső – triász Bervai Mészke Formáció mészköve: Kút-hegy (350 m), Perpác (+ miocén riolittufa: 341,2 m);
- Eocén Szépvölgyi Mészke Formáció tarka agyag, homok, kavics öszzletek: Bükkserctől ÉNy-ra (330,8 m); Nagy-galya déli előtere (330-350 m);
- Oligocén Kiscelli Aggyag Formáció agyag, agyagmárga: Ravaszlyuk-tető (358,4 m);
- Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció összesült ártufa: Nyomó-hegy (340,2 m), Kecet-tető (350,2 m), Major-ház (333,5 m), Nagy Dobrák-tető (349,9 m);
- Miocén Tari Dácittufa Formáció összesült ártufa: Mész-tető (367,8 – 353 m), Kőkötő-hegy (318 – 309 m), Karud (371,2 m), Mangó-tető (305 m), Szentkeresztbérc (322,5 m);
- Miocén Egyházasgergei Formáció kavics, homok, szárazföldi agyag: Nyírjes (332,7 m), Barát-bérc (336,3 m), Kecskéfar (359,7 m);
- Miocén Mónosbéli Formáció csoport: Dobogó-bérc (327 m).

A nagyobb patakok tölcseres völgytorkolatában az idősebb hegyláb felszín áterjed a Déli-Bükk mezozoikus kőzeteire is (Hór-völgy: Kút-hegy, Perpác), sőt a nagyobb patakok mentén behúzódik a völgyekbe és a pleisztocén teraszok felett, mint keskenyebb *völgyi pediment* jelenik meg (PINCZÉS Z. 1955, PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, MARTONNÉ ERDŐS K. 1998, DOBOS A. 2000b).

Az említett idősebb hegyláb felszíni maradványok közel azonos tetőmagasságai hajdan egységes, nagyterjedésű felszín maradványait őrzik. Ez a pediment a terület újabb kiemelkedése után (*rhodáni fázis, 5,5 millió év*), a tektonikus vonalak által előrejelzetten darabolódott fel. A pliocén *rusciniai-csarnótai* szakaszában (5,5 - 3 millió év) fokozatos nedvesedés és hűvösödés indult meg, így a hegyláb felszín-képződés szünetelt. Az újromán szerkezeti mozgások (Csarnótánium, 3,5 - 3 millió év) megemelték a Bükköt, délre továbbsüllyedt a Tisza-Zagyva háromszöge. A Bükkből kilépő patakok a megnövekedett reliefenergia miatt völgyüket a korábbi hegyláb felszín szintjébe mélyítették, s állandó völgygel rendelkező vízfolyásokká fejlődtek. A Bükkalját feldaraboló nagyobb patakokkal ettől az időtől kezdve már számolnunk kell: Tárkányi-patak (KEREKES J. 1936), Hór- és Kánya-patak (PINCZÉS Z. 1955), Eger-patak (PINCZÉS Z. 1957), Laskó (HEVESI A. 1986, 1990).

A pliocén végén a villányi (villafrankai) szakaszban (3 - 2 millió év) fokozatos hűvösödés és szárazodás indult meg. Csökkent a mállás és a folyóvizek domborzatformáló szerepe, de ezzel párhuzamosan növekedett az aprózódás és a szél ereje. A *Villányiumban* (2 - 1,8 millió év) szárazabb, szemiarid éghajlati adottságok mellett alacsonyabb szinten egy új, fiatalabb pediment képződése indult meg (HEVESI A. 1986, 1990; PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, MARTONNÉ ERDŐS K. 2000; DOBOS A. 1997, 2000b, 2001).

E **harmadik hegyláb felszín** (*Villányium*, 2 - 1,8 millió év) kivésásával párhuzamosan az idősebb szint területe csökkent, a keményebb ignimbit-vonulatok kimaradva a lepusztulásból fokozatosan magasodtak a kialakuló új felszín fölé. A meredek ÉNy-i és lankásan lealacsonyodó DK-i lejtővel jellemezhető, aszimmetrikus formák megjelenése egyrészt az említett köztrétegek kibillent helyzetével és azok eltérő kőzetani összetételével, másrészt az egyes külső erők váltakozó időbeni megjelenésével magyarázható. A felszínre kibukkanó ellenállóbb és lazább kőzetsávok rétegfelépítésük szeptikív denudációval formálódtak tovább. A keményebb kőzetsávok jobban ellenálltak a külső erők pusztításainak, míg a puhább kőzetek erodálódása intenzívebb volt. A formaképződésben a külső erők közül ekkor először a csapadék és folyóvíz, majd az inszolációs aprózódás, a szél, illetve a lejtős tömegmozgások munkája játszhatta a fő szerepet.

A féligszáraz éghajlati adottságok alatt képződött fiatalabb hegyláb felszín darabjai - a *pleisztocéni pedimentáció hatására tovább alacsonyodva* - a jelenlegi 200-280 m magas völgyközi hátaik tetősíntjében maradtak fent. E pediment a Bükkalján szintén különböző korú kőzetsávokat elnyesve - az idősebb maradványfelszínnek alatt mintegy 100 m-rel alacsonyabban - összefüggőbb, szépen fejlett szintként jelenik meg:

- Oligocén Kiscelli Aggyag Formáció: Almagyar-domb (269,5 m);
- Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció összesült ártufa: Pünkösöd-hegy (266,9 m), Kolompdugó-tető (254,4 m);
- Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció nem összesült riolittufa: Kerek-hegy (270,5 m), Ispán-szél (255-245 m), Hidegkút-lapos (250-270 m), Ortvány (Noszvaj) (285,6 m), Új-fogás-tető (266 m), Aranybika-tető (265,8 m);
- Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció freatomagmás tufa: Égés-tető (280 m), Vilasmár (270 m);
- Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció áthalmozott tufa: Menyecske-hegy (240 m);
- Miocén Tari Dácittufa Formáció összesült ártufa: Ör-hegy (271,8 m), Gyűr-hegy (293,3 m), Ravaszka-tető (250 m);
- Miocén Tari Dácittufa Formáció freatomagmás tufa: Bánya-tető (252 m);
- Miocén Galgavölgyi Riolittufa Formáció áthalmozott tufa: Nyerges-tető (260 m);
- Pliocén homok, agyag: Berezd-tető (273,9 m), Cseres-erdő (240-270 m), Zöldvár (257,4-224 m); Harmadik nyomás (231,5 m, 200,8 m), Seres (222,6 m, 210 m), Sugaró-hegy (222,6 m), Gunyhó-tető (259,7 m), Kis-Kocs (277 m).

A napjainkban is látható hegyláb felszín-maradványok alaptérszíneinek kialakulása a Sümegium - Bérbaltavárium (8-5,5 millió év), illetve a Villányium (2-1,8 millió év) időszakához kötődnek. E jól elhatárolódó felszínnek völgytalpához viszonyított relatív magassági adatai az idősebb pediment maradványainál 100 - 110 m, míg a fiatalabb szint esetében 40 - 90 m közötti értéket adnak (DOBOS A. 2000, 2001).

A fiatalabb elegyengetett felszín további alacsonyodása és felszabdálódása már a *negyedidőszak* (2,4 millió év - napjainkig) eseményeihez köthető (HEVESI A. 1986, 1990; PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, MARTONNÉ ERDŐS

\* Az idősebb és fiatalabb hegyláb felszín-maradványok névanyaga nem teljes, itt csak jellemző példákat mutatunk be.

K. 2000; DOBOS A. 2000b, 2001). A pleisztocénban és a holocénban a Bükkalját is szakaszos tektonikus mozgások és éghajlatváltozások érintették.



A Bükkalja kettős hegyláb felszíne. Háttérben a Kövek-vonulata és a Déli-Bükk, az előtérben a Nyomó-hegy és a Bükkalja fiatalabb, egységesebb hegyláb felszíne Noszvaj és Bükkzsérc között.

A pleisztocénban (2,4 millió év – 10 000 év) világméretben bekövetkezett jelentős lehülési tendencia hazánkat is érintette, s ekkor hidegebb ún. *periglaciális (jégkörnyéki)* éghajlat uralkodott. A periglaciális időszak alatt a felszínformálódás feltételei állandóan változtak, a hidegebb jégkorszakokban (glaciális) a domborzat elegyengetése került túlsúlyba, míg a melegebb jégkorszakokban (interglaciális) megeléknült a völgyképződés, valamint a domborzat felszabdálódása.

A jégkorszakokban (Günz, Mindel, Riss, Würm) a *periglaciális pedimentképződés* bizonyítékait és folyamatát a magyar közephegységek peremén több esetben és helyen rekonstruálták (PÉCSI M. 1963, 1964; SZÉKELY A. 1964, PINCZÉS Z. 1977a/b., 1980, 1990). A hőmérséklet csökkenése következtében, a Bükkalját felépítő harmadidőszaki kőzetrétegek és üledékek, valamint az ezeket fedő talajok felső szintjeiben ún. fagyváltozókéony réteg (*aktív réteg*) alakult ki. A fagyás-olvadás folyamata itt évszakos (téli-nyári), az átmeneti évszakokban pedig napszakos (éjjeli-nappali) ingadozást eredményezett. A mélyebb szintekben a fagy már több éven keresztül is fennmaradt, így az aktív réteg alatt ún. állandóan fagyott föld (*permafrost*) képződött. Az erőteljes fagyváltozókéonyosság következtében igen intenzív volt a *fagy okozta aprózódás*. A felszínen kibukkanó riolittufák, összesült ignimbritek repedéseibe bejutó víz megfagyott és továbbrepesztette a kőzeteket; a laza harmadidőszaki üledékek ugyanakkor egyre kisebb szemcseméretre estek szét. E folyamat az egyes kőzettípusoktól függően eltérő intenzitásban, de jelentős törmelék (*kriofrakció*) termelt (DOBOS A. 2000b). Olvadáskor a fagyott réteg fölött az olvadékvizek összegyűltek, s a felső felengedett réteg kifagyott törmelékét teljesen átitatták. A fagyott aljzaton a vízzel telített laza, képlékeny üledék a lejtőn folyamatosan áttelepítődött, lefolyt. Ez a lassú tömegmozgás, vagy fagyos talajfolyás (*geliszoliflukció*) csaknem az egész dombvidéket átformálta.

A periglaciális pedimentek ferde lejtőibe az esetek túlnyomó részében száraz, általában széles, sekély, enyhe homorú lejtőjű, tál keresztmetszetű martvölgyek (*derázios völgyek*); vagy enyhén homorú lejtőjű, valódi völgytalp nélküli sekély völgyek, völgyhajlatok (*dellék*); illetve *derázios-, és eróziós-derázios völgyek* sorozata mélyül.

A *pedimentek* kialakulása szoros kapcsolatban áll a derázios völgyképződéssel (PÉCSI M. 1962, SZILÁRD J. 1965, SZÉKELY A. 1964), hiszen e formák kialakításában a fagyás és olvadás váltakozása (regeláció) nyomán az areálisan ható, fagyott talajon végbemenő *geliszoliflukciós, kongeliszoliflukciós és pluvionivációs* (nyári záporok leöblítő tevékenysége) *folyamatoknak* volt elsőrendű szerepe. E folyamatok a lejtőket lassan, de tartósan, s nagymértékben letarolták; a völgyközihátakat keskenyítették és lealacsonyították; a völgyeket feltöltötték, vagyis végeredményben a domborzatot intenzíven egyengették.

A Bükkalján, az idősebb hegyláb felszín maradványaként fennmaradt aszimmetrikus réteglépcsők esetében számolnunk kell azzal, hogy a felszínen kibukkanó összesült ignimbritek meredek, kifagyásos ún. *krioplanációs falaknak* adtak helyet. A falak a további aprózódás hatására függőleges repedések mentén, több helyen kőoszlopsorrá tagolódtak (1. kép). A kifagyott törmelék közvetlenül a falak előtt, az enyhébb lejtőszakaszokon hatalmas kőzetblokkok, kötömbök, kavics-, vagy murva méretű törmelék formájában halmozódott fel (Nyomó-hegy, Túr bucka, Felső-szoros, Karud, Kőkötő, Pipis-hegy). Bár a kifagyással történő elegyengetés - a kriopedimentek és krioglacisok képződése - a Bükkalján nem volt olyan jellemző folyamat, mint a Tokaj-Zempléni-hegyvidék területén (PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, DOBOS A. 2000b), mégis kisebb *kriopediment* a Nyomó-hegy É-i és K-i előterében, valamint a Perpác déli előterében és az Ispán-szél területén is kimutatható.

A hideg száraz glaciálisokban megeléknült a *szél deflációs (eolikus) tevékenysége*. A szél helyenként a kaptárkövek és a magasabb pedimentek formálásában is szerepet játszott, de az alluviális üledékek homokfrakciójának feldúsulása is jelzi időszakos hatásait (DOBOS ANNA 1997, 2000b).

A *pleisztocén elején, továbbá a melegebb és csapadékosabb éghajlati periódusokban* (interglaciálisok) a felszín areálisan formáló záporpatakok helyét egyre inkább a *lineáris eróziót kifejtő vízfolyások* vették át (PINCZÉS Z. 1955, 1956, 1968a/b/c, 1977a/b, 1979, 1980; MARTONNÉ ERDŐS K. 1972, 1998, 200; HEVESI A. 1986, 1990; PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, DOBOS A. 2000b). Megkezdődött a fiatalabb hegyláb felszín feldarabolódása.

A pliocén/pleisztocén határán (2,4 millió év) jelentkező *tektonikus mozgások* következtében egyrészt a korábbi szerkezeti vonalak elevenedtek fel, másrészt az új törések mentén további egyenetlen süllyedések, illetve kiemelkedések mentek végbe. A Bükkben az *idősebb DNy-ÉK-i csapású törésekre* merőlegesen *fiatalabb, aktívabb ÉNy-DK-i irányú vetők* jelentek meg, amelyek több esetben patak lefejezéseket, kaptúrákat okoztak (PINCZÉS Z. 1955, HEVESI A. 1990). Ennek szép példáját nyújtja a Vér (Kánya)-patak, valamint a Tardi-patak (Szaduszka) kaptúrája. A Mezőkövesdi-süllyedék bezökkenése a Hór- és a Kánya-patakot vonzotta magához. A hegyláb felszín területét e törések saktáblaszerűen feldarabolták (BALOGH K. 1964), kis medencék és ferdére kibillent

lépcsők jöttek létre (PINCZÉS Z. 1968a/b/c, HEVESI A. 1978). A Déli-Bükkből kilépő patakok futását kijelölő *ÉNy-DK-i csapású főtörésvonalak* (Laskó-, Eger-, Ostoros-, Novaji-, Kánya-, Hór-, Lator-, Kácsi-, Sályi-, Geszti-, Csincse-, Kulcsár-völgyi- és Nyéki-patak) mellett *ÉÉK-DDNy-i* (Hór-patak-Felső-rét), *NY-K-i* (Mész-patak-Hidegkút-laposa), és *É-D-i* (a Hór-patak Túrbucka és Mész-berek közötti szakasza, Csincse-patak Harsánytól délre, Laskó-patak Demjénél) irányú törések határozták meg a patakok lefolyását. A kisebb mellékvölgyek irányának kijelölésében a fő tektonikus vonalakra merőleges törések is jelentős szerephez juthattak. Az említett tektonikus vonalak és a közzethatárok mentén indult meg tehát az egyes vízfolyások bevágódása és a *hegylábfelszín feldarabolódása*. Helyenként megfigyelhetjük, hogy az egyes szerkezeti vonalak és elemek átöröklődtek a mai morfológiai kép kialakulásakor, illetve annak megjelenését jelentősen befolyásolták. A lineáris erózió előrehaladtával az állandó mederbe kényszerített patakok völgyüket a szerkezeti vonalak mentén mélyítették, s a *hajdan egységes pediment* ennek következtében *oldalvölgyekkel tagolt, hosszú fő-völgyközi hátaakra darabolódott*. Az újonnan bezökkent medencék (Cserépfalui-medence, Tárkányi-medence) több oldalvölgy hátravágódását is felerősítették (HEVESI A. 1978, 1986).

A szakaszosan jelentkező tektonikus fázisok és a melegebb, csapadékosabb *interglaciális időszakok* elősegítették a Szóllati-, Laskó-, Eger-, Ostoros-, Novaji-, Kánya-, Hór-, Lator-, Csincse-, Kulcsár-völgyi- és Nyéki-patak *széles, teraszos, eróziós völgyének kialakulását*, valamint mellékvölgyeik *intenzívebb be-, ill. hátravágódásait*. A patakok munkavégző- és hordalékszállító képességének változását igazolják a folyóvízi teraszok is. A teraszmorfológiai kutatások eredményei alátámasztják azt a megállapítást, miszerint a Bükkalja legidősebb völgyei közé a Laskó- (HEVESI A. 1978), az Eger- (PINCZÉS Z. 1957, BALOGH J. - HEVESI A. - JUHÁSZ Á. 1974, KROLOPP et al. 1989), a Tárkányi- (KEREKES J. 1936) és a Hór-patak (PINCZÉS Z. 1955, DOBOS A. 2000b) tartozik. E völgyek mentén valóban szépen fejlett, több generációs teraszrendszer (V., IV., III., II.a., II.b. sz. terasz) alakult ki (5., 6. kép). A többi patak fiatalabb, pleisztocéni megjelenésének bizonyítékát igazolja egyrészt a teraszszintek kisebb számú jelenléte, másrészt az, hogy e patakok völgyfőik hátrálásával a Déli-Bükk magasabb területének még csak kisebb részét hódították el. A Lator-, Kácsi-, Sályi-, Geszti-, Csincse-, Kulcsár-völgyi- és Nyéki-patak mentén a II. sz. pleisztocén teraszok szépen fejlett szintekként jelennek meg. A teraszok oldallejtőjét az agyagosabb felépítésű területeken *szeletes csuszamlások és suvadások* tagolják (Felső-Csókás, Csókás-völgy). Az említett teraszokat természetesen nemcsak a morfológiai megjelenés alapján tudjuk elkülöníteni, hanem a terepen azok felszínét terasz kavics is jelzi. A pleisztocénban a tektonikus mozgások újabb és újabb források fakadását tették lehetővé, így több helyen képződtek édesvízi mészkövek. Az egri Vár és a Tetemvár édesvízi mészkőösszletei például közvetlenül a miocén képződmények denudált felszínére települtek, ahol szép tatarata gátrendszerek képződtek a középső-pleisztocén második felétől egészen a würm első feléig (KROLOPP et al., 1989).

A riolitufafelszínükbe bevágódó vízfolyások alakították ki azokat a völgyoldalakat is, ahol az aprózódás, a mállás, a szél, valamint a csapadék leöblítő és barázdás talaj- majd kőzetlehordása a kovásabb, tömörebb tömegekből "kifaragta" a kaptárkövek sajátos kúpjait (MARTONNÉ ERDŐS K. 1972b, HEVESI A. 1978, BORSOS B. 1991, BARÁZ CS. 2000).

A mellékvölgyek méretük és alakjuk alapján igen változatosak, genetikájukat tekintve azonban nagy hasonlóságot mutatnak. A völgyközi hátaikat tagoló *dellék és a kisebb méretű völgyek* kialakításában az areális folyamatok játszottak vezető szerepet. A völgyek hosszának és vízgyűjtőterületének növekedésével azonban már az időszakos, vagy állandó vízfolyások is bekapcsolódtak a völgymélyítésébe. Ennek megfelelően a tálalakú deráziós völgyek mellett *eróziós barázdák, eróziós árkok* (a Gyűr-tető keleti, a Vén-hegy nyugati kitétségű lejtője, Csurgó-völgy, Almár-völgy, Ostorosi-völgy, Kő-völgy), *deráziós-eróziós és eróziós-deráziós völgyek* jelentek meg (a Kőkötő és a Gyűr-tető közötti delle, eróziós-deráziós, deráziós-völgyek sorozata; a Szoros-, Cseresznyés-, Hór-, és Csókás-völgy mellékvölgyei, ill. a Bogácstól délre eső mellékvölgyek). A hegylábi szakaszon igen jellegzetes formákként tanulmányozhatók a fővölgyekre kifelé futó *deráziós völgyek sorozatai* (Fidóc, Ór-hegy, Tárkányi-medence). A mellékvölgyek torkolatában legyezőszerűen elterülő *hordalékkúpok* futnak ki az allúviumra, míg a lejtők előterében a *geliszoliflukciósan mozgatott lejtőüledék* akkumulációja figyelemre méltó.

A holocén **preboreális** (10 200 - 9 000 év) és **boreális** (9 000 - 7 500 év) szakaszában még az utolsó jégkorszak (würm) idejében uralkodó, döntően elegyengető folyamatok vettek részt a felszínnek formálásában (GÉCZY B. 1972). A boreális fázis második felében azonban már fokozódott a felmelegedés, s Magyarország nagy része elerdőtlenedett. A "mogyoróskorszak" száraz és meleg éghajlatán a fagy okozta aprózódás, valamint a talaj- és sárfolyások felszínformáló hatásait egyre inkább a szél szerepe szorította háttérbe. Az eolikus folyamatok egyrészt szerepet játszhattak a kaptárkövek kifermálásában, valamint helyenként a homokfrakció feldúsulásában. Az **atlantikus** szakaszban (7 500 - 5 000 év) beköszöntő óceáni éghajlaton a nagy mennyiségű csapadék hatására megnövekedett a patakok vízhozama, s így munkavégző képessége is. Felülénkült a lineáris erózió hatása. A **szubboreális** szakaszban (5 000 - 2 500 év) a hőmérséklet és a csapadék mennyisége csökkent, újabb klímaromlás következett be. Ezek a tendenciák a **szubatlantikus** fázisban (2 500 év - napjainkig) is folytatódtak, az éghajlat hidegebbé és csapadékosabbá vált. Egészen a jelenkorig kisebb felmelegedések és lehűlések váltották egymást, amelyekhez a felszínformáló erők is igazodtak. Ez utóbbi szakaszban egyre nagyobb tért nyert az ember természeti környezetet átalakító szerepe, s az erdőirtások, a földművelés valamint az építkezések elterjedésével párhuzamosan új elem, a kultúrtáj jelent meg.

A Bükkalja negyedidőszaki üledékei igen változatosak. A rendkívül tagolt dombsági terület eltérő geológiai- és lejtőadottságai, kitétségi viszonyai és időben váltakozó éghajlati adottságai (glaciális, interglaciális) hatására képződtek itt a kőzetomladékok (kolluvium), a csuszamlásos üledékek (delapszium), a törmelék- és sárfolyások üledékei (szoliflukcium), a periglaciális törmelék- és sárfolyásos üledékek (geliszoliflukcium), a lejtőleemosásos hordalékok (deluvium) és az időszakos vízmosásokhoz kötődő hordalékanyagok (proluvium, PÉCSI M. 1968). Figyelemre méltó a széles körben elterjedt, helyben keletkezett típusos löszök, újratelepített anyagból képződött típusos löszök, löszszerű üledékek, áttelepített löszszerű lejtőüledékek (PINCZÉS Z. 1979), grézis lités (PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1997), valamint a vörösesbarna lejtőagyagok megjelenése is (BALOGH K. 1964). Ezek az üledékek néhány cm, dm, esetleg méteres vastagságúak. Kisebb területeken eolikus üledékek felhalmozódás is megfigyelhető. A folyóvízi teraszok területén folyóvízi kavicsok halmozódtak fel, az ártereken alluviális üledékek rakódtak le (öntésagyag, iszap, homok, kavics).

Napjainkban a nedvesebb évszakokban a csapadék leöblítő hatása, valamint a *szoliflukciós folyamatok* dominálnak. Egy-egy nagyobb árvíz alkalmával intenzív a *patakok lineáris eróziója, a medermélyítés*. A középhegységi szakaszon 2000. tavaszán a heves esőzéseket követő árvíz levonulása után mintegy 30-50 cm-es medermélyítést figyelhetünk meg, a bükkaljai előtérben ugyanakkor a



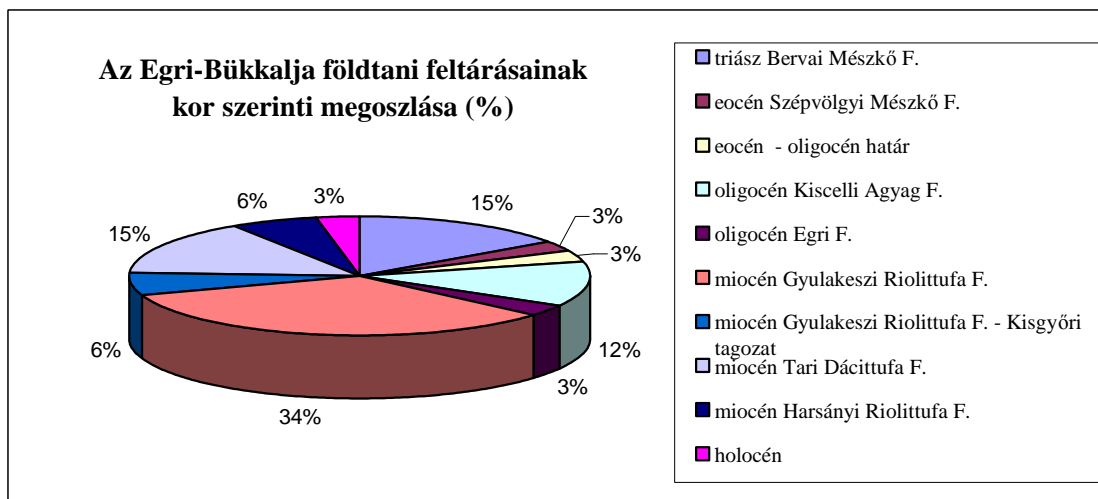
*hordalék akkumulációja* volt intenzív. Az átmeneti évszakokban ma is (bár korlátozottabb intenzitással) a *periglaciális folyamatok* jellegzetesek, ilyenkor előtérbe kerül a felszín areális pusztulása, a lassú lejtős tömegmozgások hatása. Télen a *fagy okozta aprózódás, a geliszoliflukciós lejtős tömegmozgások és a hólé leöblítő hatása* számottevő.

## AKTUÁLIS TÁJVÉDELMI PROBLÉMÁK, ILLETVE A GEOLÓGIAI ÉS GEOMORFOLÓGIAI ÉRTÉKEK HELYZETE A BÜKKALJÁN, KATASZTEREZÉSI EREDMÉNYEK

Az Egri-Bükkalja kistáj (MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990) közigazgatásilag Heves és Borsod-Abaúj-Zemplén megyéhez tartozik, területe 480 km<sup>2</sup>. Települései (Andornaktálya, Bogács, Bükkzsérc, Cserépfalu, Cserépváralja, Demjén, Eger, Egerbakta, Egerszalók, Egerszólát, Felnémet, Nagytálya, Noszvaj, Novaj, Ostoros, Szomolya és Tard) a Bükki Nemzeti Park déli előterében idegenforgalmi, gyógyüdülési, rekreációs lehetőségeket biztosítanak és táji értékeket tekintve frekvenciált helyzetben fekszenek (LÁZÁR T. 1998). Az elmúlt években ezek a települések igen intenzív fejlődésen mentek keresztül. Több idegenforgalmi, rekreációs és infrastrukturális beruházás indult meg ebben a térségben, mely veszélyezteti az eredeti tájszerkezet fennmaradását, illetve a helyi természeti és kultúrtörténeti értékek optimális fennmaradását, felújítását és bemutatását.

### I. Az Egri-Bükkalja földtani értékvédelme

Az Egri-Bükkalján a törvényi védelem 32 geológiai feltárássra, bányaudvarra, vagy speciális formakincsre terjed ki (1. táblázat). A Természetvédelméről szóló törvény értelmében a földtani feltárások, felszíni kibukkanások, bányaudvarok és falak, valamint a felszínalaktani formák is a *földtani értékek* kategóriába sorolandók. A területen elsősorban az utóbbi 20 millió év fejlődéstörténetét átfogó és bizonyító kőzeteket bemutató feltárások (PELIKÁN P. 2002, PENTELENYI L. 2002) találhatóak meg, a morfológiai formák kisebb arányt képviselnek.



*Az Egri-Bükkalja földtani feltárásainak kor szerinti megoszlása*

Legnagyobb számban a területet felépítő miocén *vulkáni kőzetek* felszíni kibukkanásai jelennek meg, ide sorolhatók a Gyulakeszi Riolittufa Formáció kőzeteit bemutató feltárások (34%) és a Tari Dácittufa Formáció összetevőinek szelvényei (15%). A fiatalabb miocén Harsányi Riolittufa Formáció védett objektumai kisebb számban fordulnak elő (6%). Jelentősebb a triász Bervai Mészke Formációhoz kötődő bányafalak és feltárások (15%), illetve az oligocén Kiscelli Aggály Formáció aggály rétegeit bemutató szelvények aránya (12%). Helyenként - a geodiverzitást bizonyítva - megtaláljuk a noszvaji eocén-oligocén határszelvényt (3%), az eocén Szépvölgyi Mészke Formáció fossziliákban gazdag lelőhelyeit (3%), valamint az oligocén Egri Formáció (3%) és a holocén üledékek feltárásait (3%) is.

Napjainkban a bemutatott értékek környezeti állapota nem kielégítő. Több bányaterület, feltárás és alapszelvény környezete elhanyagolt állapotú, illegális hulladék lerakóhelyként működik és helyenként másodlagos vegetáció borítja a falakat – hátráltatva ezzel a feltárás szakmai értékének korrekt megtekintését, vizsgálatát. Mindenképpen ügyelnünk kell arra, hogy az üledékes rétegeket bemutató feltárások falai a külső erők hatására erőteljesebben pusztuljanak (lsd.: lineáris barázdák, árkok). Állagmegóvásuk állandó felügyeletet igényel, a környezetük tájrehabilitációja aktuális feladatként jelentkezik. A feltárások megközelítése és bemutatása így helyenként nehézkes, a kihelyezett bemutató táblákat állandóan pótolni kell a rongálások miatt. Védelmi javaslatunk mindenképpen az, hogy *ex lege védettség* élvezzenek a rétegtani alapszelvények és minden kaptárkő a Bükkalján. Megoldatlannak látjuk a kaptárkövek helyzetét is, hiszen ezek kultúrtörténeti értékűek védettek a területen, annak ellenére, hogy azoknak igen jelentős közéleti és felszínalaktani értékeik és érdekességeik is vannak.

1. Táblázat: Az Egri-Bükkalja védett geológiai és felszínalaktani értékei

Település	Földtani és felszínalaktani érték megnevezése	Formációk kora, neve
Andornaktálya	<i>Homokbánya</i>	Oligocén, Egri Formáció
	<i>Riolittufa feltárások</i>	Miocén (ottnangi) Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Harsányi Riolittufa Formáció
Bogács	<i>Vén-hegy gerince és Ábrahám-hegyi kőfejtő</i>	Miocén, Tari Dácittufa Formáció - Bogácsi Ignimbrít Tagozat (dácit ártufák, ignimbritek)
Cserépfalu	<i>Hór-völgyi feltárások</i>	Felső-triász Bervai Mészke Formáció (BNP)
	<i>Suba-lyuk</i>	Felső-triász Bervai Mészke Formáció (BNP)
	<i>Hór-völgyi-barlang</i>	Felső-triász Bervai Mészke Formáció (BNP)
	<i>Ördögtorony</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Ördögcsúszda</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Berezd-oldali feltárás</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Túr-bucka</i>	Miocén Tari Dácittufa Formáció
Cserépváralja	<i>Kaptárkövek - Mangó-tető</i>	Miocén Tari Dácittufa Formáció
	<i>Kaptárkövek - Csordás-völgy</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Kaptárkövek - Furgál-völgy</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Kaptárkövek – Nagy-Bábaszék</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Kő-völgy</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Kisgyőri Ignimbrít Tagozat (riolitignimbrít tornyok)
Szomolya	<i>Kaptárkövek</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Ispán-hegyi kőfejtő</i>	Miocén Tari Dácittufa Formáció - Bogácsi Ignimbrít Tagozat
Egerszalók	<i>Sódomb</i>	holocén
	<i>Pásztorkunyhó</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
Felnémet	<i>Mészkebánya</i>	Bervai Mészke Formáció
Demjén	<i>Kaptárkövek</i>	Miocén, Tari Dácittufa Formáció (dácitignimbrít)
Eger	<i>Windt-téglagyár alapszelvénye</i>	Oligocén Kiscelli Agyag, Egri Formáció
	<i>Jegec-barlang a Kis-Egeden</i>	Eocén Szépvölgyi Mészke Formáció
	<i>Kaptárkövek - Cakó-tető</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Kaptárkövek - Nyerges</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció
	<i>Kaptárkövek - Mész-hegy</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Kisgyőri Ignimbrít Tagozat
	<i>Mész-völgy</i>	Felső-triász Bervai Mészke



Település	Földtani és felszínalaktani érték megnevezése	Formációk kora, neve
Noszvaj	<i>Síkfőkúti felhagyott kőbánya feltárása</i>	eocén – oligocén határszélvénye
	<i>Nagyimányi pincesor</i>	Oligocén, Kiscelli Agyag Noszvaji Tagozat
	<i>Kisegedi útbevágás</i>	Oligocén, Kiscelli Agyag Formáció, Rétegtani alapszélvény.
	<i>Riolittufa-bánya</i>	Miocén Gyulakeszi Riolittufa Formáció és a Harsányi Riolittufa Formáció
	<i>Szőlőskei bánya</i>	Oligocén Kiscelli Agyag Noszvaji Tagozata

*Felszínalaktani értékek* megjelölésével az Egri-Bükkalján hivatalosan védett formákat nem találtunk, ezek vagy földtani érték kategóriaként, vagy kultúrtörténeti kategóriaként védettek! A vizsgált terület geomorfológiai térképezése azt bizonyítja, hogy számos, még a helyi önkormányzatok és a lakosság által sem ismert érdekes morfológiai formák találhatóak itt. Szinte minden település esetében 10-15 olyan mezo- vagy mikroformát tudunk kijelölni, amelyek a táj sajátos és jellegzetes képviselői.

Legjelentősebb kategóriákként az alábbiakat emelhetjük ki:

1. *idősebb hegyláb felszín maradványok (aszimmetrikus kuesták)*
2. *fiatalabb hegyláb felszín maradványok (egységesebb felszín területei)*
3. *eróziós fő völgyek negyedidőszaki teraszmaradványokkal (pleisztocén II. a. és II. b. sz. terasz, illetve holocén I. sz. terasz)*
4. *szurdokok*
5. *deráziós völgyek, delle sorozatok*
6. *tömegmozgásos jelenségek (csuszamlás, omlás, geliszoliflukciós jelenségek, stb.)*
7. *krioformák*
8. *antropogén morfológiai elemek.*

Az említett kategóriákon belül a Bükkalja egyes karakteres formáit mindenképpen védelemre javasoljuk és azok megfelelő bemutatását szorgalmazzuk helyi, önkormányzati szinten is. Az ismeretlen felszínalaktani értékek kataszterezését, bemutathatóvá tételét és fejlesztési tervbe való beépítését szintén kezdeményeztük. Erre az utóbbi időben szép példaként hozható fel Cserépfalu, Cserépváralja, Noszvaj, Egerszalók és Felsőtárkány terület- és tájrendezése, valamint tanösvényeinek útvonal kijelölései. A kiemelkedő értékkel bíró és a táj megjelenését meghatározó felszínalaktani formák egy-egy példáját tanösvényekbe beépítetten javasoljuk bemutatni, hiszen így védelmük és későbbi kezelésük is nagyobb óvatosságra inti a helyi lakosságot és a hivatalos közigazgatási, gazdasági szerveket. A kihelyezett bemutató táblákat ez esetben is állandóan pótolni kell.

## II. Bányaterületek tájképi léptékű működtetésének megoldása, a felhagyott bányák rekultivációja és védelem alá helyezése

A bányaterületek kezelése a Bükki Nemzeti Park közvetlen déli előterében igen ellentmondásos, hiszen ez az antropogén tevékenység a Nemzeti Park 3 fő prioritásával sem egyeztethető össze: (1) a táj- és természetvédelemmel, (2) a karsztvíz védelemmel és (3) az ökoturizmussal. A *külszíni bányák*, mint *tájsebek* csökkentik a települések esztétikai vonzerejét (pl.: Eger-Felnémet, Bervabánya, Egerszólát, Demjén, Szomolya), s a turisztikai folyosókban tájképi szempontból kedvezőtlenek. Jelenleg ezek a bányaterületek magántulajdonban vannak, így azok tájképi léptékű működtetése nem megoldott. A felvásárolt telkeken az ásványvagyonhoz viszonyítva túlméretezett kitermelések indultak meg, ami veszélyezteti az eredeti bükkaljai tájkép harmónikus egyensúlyának fenntartását. Több helyen megfigyelhető, hogy a *felhagyott bányák rekultivációja* nem történt meg. A bányaudvarok rendezetlen állapotokat tükröznek, helyenként illegális hulladéklerakó helyként működnek, közúti megközelítésük nehézkes. Számos felhagyott bányaudvar fala ad lehetőséget arra, hogy megfelelő területrendezéssel azokat bemutatószélvényként működtessük (pl.: Tard – pannon homok és negyedidőszaki üledékek, Bogács DNY-i határa – Tari Dácittufa F., stb.), és védelem alá helyezzük. Ez utóbbit nemcsak a feltároló kőzetrétegek és üledékes összletek egyedisége indokolja, hanem az is, hogy a bányafalak több helyen védett madaraknak (gyurgyalag) nyújtanak élőhelyet (pl.: Tard, Bogács, Egerszólát, stb.).

## III. A bükkaljai tájkarakter és település jelleg megőrzése, a hagyományos vegyes jellegű szőlő- és gyümölcsművelés, telepítés fenntartása

Az Egri-Bükkalja, mint a miocén vulkáni tufarétegeket feltáró ÉNy-DK-i csapású párhuzamosan futó, fő eróziós völgyekkel tagolt kettős hegyláb felszín - sajátos színtöltje Magyarországnak. A 126 és 480 m tszf-i magasságú, tagolt hegyláb felszín borító termékeny barnaföldek, csernozjom barna erdőtalajok, agyagbemosódásos barna erdőtalajok és öntés talajok kedvező feltételeket nyújtanak az ökofolyosókkal tagolt, változatos mezőgazdasági, szőlő- és gyümölcssterületeknek, sztyepprétekeknek. Mindenképpen feltűnő és értékes a kutatási terület változatos tájképi, földhasználati rendszere. Ennek megővését, illetve a hagyományos vegyes jellegű szőlő- és gyümölcsművelés és telepítés fenntartását javasoljuk (pl.: Szomolya: cseresznye; Egerszólát, Eger: szőlőtermelés, stb.). A kislélekszámú, földszintes beépítésű, folyóvízi teraszokra épült települések fejlesztése csak a tájképi, ökológiai, környezetvédelmi és településszerkezeti érzékenység figyelembevételével engedhető meg (Cserépváralja, Bükkzsérc, Cserépfalu, Noszvaj). Sajátos kulturális értéket képvisel a települések (alföldi jellegű) halmazos és (hegységi jellegű) soros szerkezeti elemeinek

keveredése, illetve a fehér tornácos gazdaházak és kisebb zsellérházak, barlanglakások, tájházak nagy száma. Ezen épületek állagmegóvása nem megoldott, az egységes tájkarakter fenntartása miatt közös kistérségi összefogást igényelne.

#### IV. A települések belterületeihez és infrastrukturális fejlesztéséhez kötődő tájvédelmi feladatok

Az Egri-Bükkalja településeinek adottságait és értékeit a főutakra sugarasan szerveződött *térségi jelentőségű úthálózattal* tárhatjuk fel. Sajnos a Bükki Nemzeti Park környezetére a sugaras térszerkezet jellemző, mely nem kedvez a hegységperemi települések közvetlen kapcsolatának kialakításában. Fontos tehát *a községek közötti, oldalirányú közvetlen közúti és kerékpárút kapcsolatok kiépítése, a „zsákutcás település” jelleg feloldása*. Emellett fontos a *települések fejlődését, feltárását szolgáló infrastruktúra nyomvonalának megfelelő tájba illesztése, a közutak javítása*. Általános jelenség, hogy a közúti burkolatok kifagytak, erodálódtak, így a közlekedés biztonságát a keletkezett burkolati mélyedések, kátyúk veszélyeztetik. A külterületeken a mellékutak, feltáró- és mezőgazdasági utak állapota szintén kétségbeesítő. Egy-egy zápor után a lejtőagyag átázik, és lepelként borítja be az utakat, máshol mély eróziós barázdák szelik át a mezőgazdasági- és földutakat. A *magas feszültségű vezetékek és vevőállomások* általában a Bükkalja legszebb kilátópontjait (Cserépfalu), frekventált üdülőhelyeit (Noszvaj), vagy a patakok alluviumát (Tárkányi-patak: Eger) foglalják el. *Megfelelő tájba illesztésük csak az eredeti tájészterítikai elemek fenntartásával* együttesen oldható meg.

A belterületekhez kötődő, érzékeny és pusztuló riolitufa kőzetekbe vajt *barlanglakások védelme, karbantartása az utóbbi években kezdődött meg*. Pályázati-, vagy magán pénzügyi forrásokból sikerült kitisztítani, helyenként rekultiválni a barlanglakások környezetét (pl.: Noszvaj művésztelepe, Cserépfalu geológiai bemutatószelvénye). Számos lakást ma is lakófunkciókkal hasznosítanak, ezek felújítása közös tájvédelmi érdek lenne.

Az elmúlt évek viszontagságos, csapadékosabb éghajlata mutatott rá arra, hogy biztosítanunk kell a *településeken keresztül folyó patakok medrének eredeti természetes állapotban való megőrzését*. A korábban több belterületi szakaszon betonagyakba, medrekbe kényszerített patakok a nagy esőzések során kiléptek medrükből, s jelentős anyagi károkat okoztak a településeken. A Bükk hegység peremén a *foglalt források környezetében fellelhető értékes vizes élőhelyeket szintén megóvásra javasoljuk, a még nem foglalt források katasztrerezése, megóvása* a BNP Igazgatóságának kezdeményezésére már megindult.

#### V. Összegzés

A Bükkalján tapasztalt megoldandó tájvédelmi feladatok természetesen Magyarország hasonló, hegylábi fekvésű és kis lélekszámú települési rendszereinél (pl. Mátraalja, Hegyalja, Balaton-felvidék, stb.) is jelentkeznek. Az általunk bemutatott, figyelemfelkeltő példák jelzik, hogy az intenzíven fejlődő, de hazai tekintetben gazdaságilag nem a kiemelten ipari prosperáló térségekhez tartozó hegylábi területek táji értékekben gazdagok. Az itt található diverz geológiai, felszínalaktani, botanikai, zoológiai értékek, élőhelyek, valamint a kultúrtörténeti értékek és egyedi tájértékek a bükkaljai kultúrkör szerves részei. Napjainkban a túldimenzionált beruházások, települési fejlesztési tervek sajnos figyelmen kívül hagyják a fent bemutatott tájvédelmi feladatok megoldását. A térség kedvező és vonzó tájszerkezetének fenntartása és az itt található erőforrásokkal való gazdálkodás mindenképpen kihat a jövő generációk életterének jellegére és az itt élő népesség életminőségére is, így ezek megőrzése továbbra is aktuális feladatként hárul ránk.

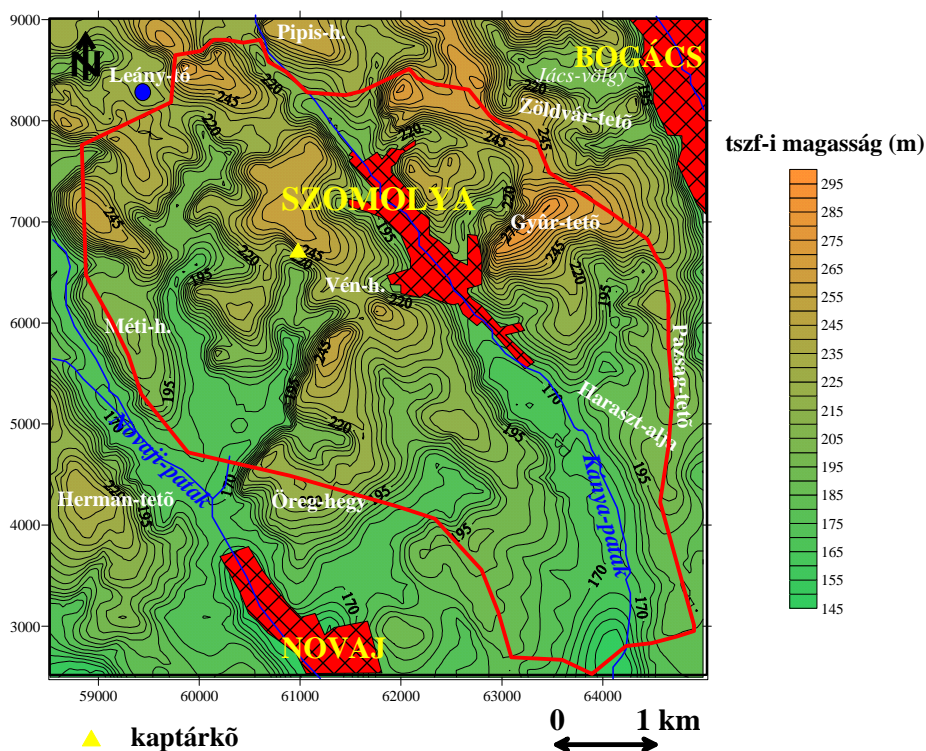
***A továbbiakban (a formai követelmények korlátai miatt helyenként a szakcikkben szereplő ábrák elhagyásával!) példaként egy-egy mintaterület feldolgozását mutatjuk be, ahol az alkalmazott módszereket, terepi felvételezési eredményeket is részletesen közöltük. A Bükk hegység és a Mátra között fekvő verpeléti Várhegy példáján egy vulkáni embrió természetvédelmi tájélemzését mutatjuk be.***

# SZOMOLYA GEOLÓGIAI ÉS GEOMORFOLÓGIAI ÉRTÉKEI

## SZOMOLYA TOPOGRÁFIAI HELYZETE

Szomolya az Egri-Bükkalja kistáján, Borsod-Abaúj-Zemplén megyében fekszik. 1811 főt számláló település. Budapest irányából az M3-as autópályán, míg Eger felől Noszvajon keresztül és Mezőkövesd felől a 3-as számú főúton közelíthető meg. Területe a Bükk hegység déli dombsági előteréhez, hegylábfelszínéhez tartozik. A Bükki Nemzeti Park déli puffer-zónájának tagja, mely napjainkban egy prosperáló idegenforgalmi terület része.

A település ÉNy-i és középső területeit a 290 - 260 - 230 m magas, aszimmetrikus megjelenésű dombhátak uralják, míg a település D-i részét egységesebb, lankásan DK-i irányban lejtő kiterjedt felszínek alkotják. Szomolya a bükkaljai folyóvízi teraszokra épült, több szintben elhelyezkedő lakóház sorozattal, pincesorokkal jellemezhető települések egyike. Központja a Kánya-patak ÉNy - DK-i csapású és 200 m széles alluviumára települt. A lakosság fokozatosan foglalta el a magasabban fekvő teraszszinteket, illetve a település déli 400 - 500 m széles árterén virágzó mezőgazdasági területet alakított ki.



Szomolya topográfiai helyzete

## SZOMOLYA GEOLÓGIAI FELEPÍTÉSE

Szomolya legidősebb alapkőzeteit a Kutya-hegy nyugati peremén az alsó oligocén *Kiscelli Agyag Formáció* (33-31 Ma) törmelékeny üledékes rétegei építik fel. A Kiscelli Agyag nagyrészt fakószürke, agyagos, agyagmárgás aleurit vagy aleuritos agyag, amelyet helyenként homok, vagy kavicsos anyag közbetelepülések tagolnak (Pelikán P. 2005).

A felső oligocént az *Egri Formáció* (31,5 - 27,5 Ma) zöld, tufás, glaukonitos homokkőve, lepidocyclinás márgája, lithothamniumos mészkőve, glaukonitos agyagja és nagyforaminiferás homokkőve képviseli. Ez az összlet jelenik meg a Leány-tó, Kánya-patak, Novaji-patak és Méti-hegy által határolt területeken. A település alapkőzeteinek mintegy 1/3-át miocén kori vulkáni tufarétegek alkotják. A legkeményebb közetsávokat a Gyűr-tető - Ispán-hegy - Pipis-tető, illetve a Borda-hegy ÉK - DNy-i csapású sávjában találhatjuk meg. Ezeket a miocén kori *Tari Dácittufa Formáció* (17,5 - 16 Ma) vörös rózsaszínű, vagy világoszürke színű kemény dácittufája építi fel. Ezekhez a kőzetekhez kapcsolódnak a területre jellemző aszimmetrikus réteglépcsők (kueszták). A dácittufa vonulatot északról (Zöldvár-tető) és délről (Gyűr-tető és Ispán-hegy déli előtere, Óreg-hegy) a fiatalabb miocén *Harsányi Riolittufa Formáció* (14,6 - 13,5 Ma) riolitos összetételű, hullott, lavina-, áthalmazott riolittufa és tufit összelete határolja le. Ezek a rétegek áthalmazott jellegűknél fogva könnyebben pusztulnak, így felszínüket mély eróziós völgyek és árkok harántolják. A miocén Harsányi Riolittufa a kemény összesült dácittufa vonulattól északra és délre jelenik meg 500 - 1000 m széles sávban. Csapása DNy - ÉK-i irányú. A könnyen aprózódó és málló, fehér és szürkésfehér színű riolittufa felszíne ÉK - DNy-i és ÉNy - DK-i irányú völgyekkel erősen tagolt.

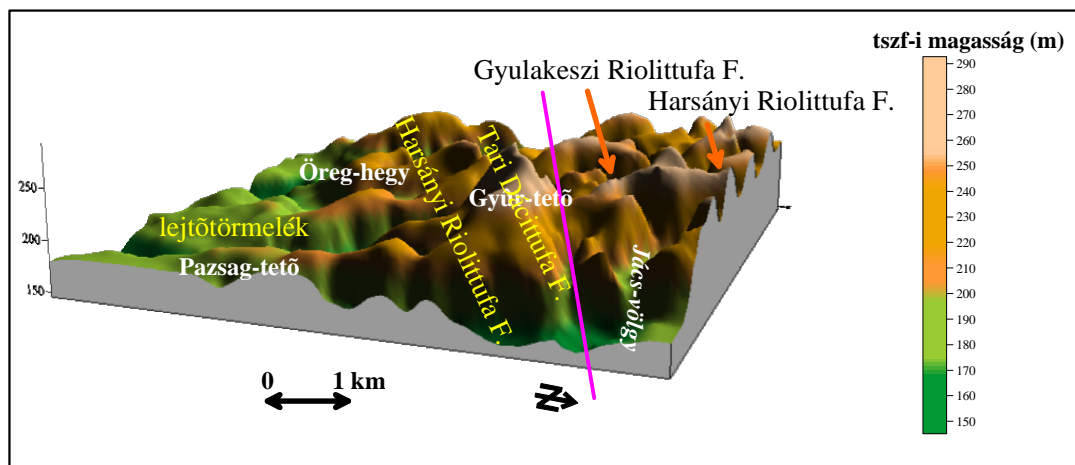
A Borda-hegy környezetét, a Gyűr-hegy északi előterét, valamint a kueszták északi előterét Szomolya és a Hermann-tető között a miocén *Gyulakeszi Riolittufa Formáció* (21 - 18,5 Ma) kőzetei építik fel. Legismertebb kibukkanásai a szomolyai kaptárkövek esetében ismertek. A zömében hullott, lavina-, áthalmazott, vagy gömbkonkréciós - tufagalacsinos riolittufák már jobb megtartásúak, mint a Harsányi Riolittufa rétegei. A savanyú, szürkésfehér színű riolittufarétegek adnak helyet az egységesebb, fiatalabb hegylábfelszín maradványainak Szomolyán. A szürkés fehér színű, jól pusztuló és faragható riolittufát építőként is használják, illetve ebbe mélyítették a híres szomolyai borpincéket is. A kaptárkövek felé vezető pincesoron a riolittufára (3) települve

világos barna színű kavicsban és murvában gazdag folyóvízi üledéket, illetve áttelepített riolittufa anyagot (2) találunk, amelyet sötétbarna színű pleisztocén lejtőagyag (1) fed le. A vulkáni tevékenység befejeztével a Bükkalja területe megsüllyedt, s azt a Pannon-tenger borította el. A Haraszt-aljától északra kisebb foltokban, a völgy mentén alsó pannóniai korú tufás, tufakavicsos homok, agyag, agyagmárga rétegek találhatóak. Ezek a *Csákvári Agyagmárga Formáció* rétegei.

Pannon homok és negyedidőszaki üledékretegek tanulmányozhatók a település déli határában, a szilosi homokbánya területén. A feltárás 1. rétegét 1 m vastag, sötétbarna színű negyedidőszaki üledék adja, melyben helyenként mészkiválásokat figyelhetünk meg. A rétegből vett minta szemcseösszetételében a 0,2 mm-nél kisebb szemcseméret dominál (67%), a folyóvízi kavics 19,9%, a murva 5,8%. A 2. réteg egy átmeneti szint, ahol a világos szürke színű pannon homok, folyóvízi üledékekkel is keveredett. Az anyag 64,8%-át közepszemű homok, 9,4%-át durvaszemű homok alkotja. A mintában 7%-os a folyóvízi kavics és murva aránya. A 3. rétegben már a sárgásbarna színű, jellegzetes pannon homok tárul fel. Az anyag 95%-a 0,2 mm-nél kisebb szemcseméretű finom homok, iszap és agyag. Itt a kavics frakció 0,5%, a murva frakció 0,6%. A feltárás alsó rétegeiben tehát a pannon homok található meg, amelyre egy jelentős folyóvízi tevékenységre utaló kavicsos, homokos réteg települt.

A település déli részén, a Kánya-patak nyugati oldalában egy kisebb felhagyott bánya területén szintén pannon homokréteg, illetve az erre települő negyedidőszaki lejtőagyag tanulmányozható. A feltárás a déli kereszt melletti földúton közelíthető meg, ma felhagyott terület és illegális hulladéklerakóként működik. A felső rétegből vett minta fekete és vörös színű agyagos réteg (ABET), amelyben a finom homok, iszap és agyag frakció 68,5%, a közepszemű homok 18% és a durvaszemű homok 12%. A kavics és murva csak 1,5%-ban fordul elő a mintában. A második, alsó réteg világosbarna és sárgás színű folyóvízi homok. 33,6%-ban tartalmaz 0,2 mm-nél kisebb szemcséjű anyagot, amit a Krudener-féle módszer segítségével a laza homok kategóriába sorolhatunk. Az anyag 30,5%-a kavics, 7,1%-a murva, 11,4%-a durvaszemű homok és 17,6%-a közepszemű homok. A feltárás mindenképpen arra utal, hogy a pannon rétegekre folyóvízi kavicsot, homokot tartalmazó sötétebb színű lejtőagyag települt.

A település déli domboldalait, tetőszintjeit pleisztocén - holocén lejtőagyag, lejtőtörmelék építi fel. Az agyagos rétegek jó feltételeket teremtenek a kisebb csuszamlások megjelenésének. A Kánya-patak és a Novaji-patak, illetve a nagyobb eróziós mellékvölgyek folyóvízi teraszait pleisztocén kavics, homok, agyag, iszaprétegek borítják. Az árterek mentén a holocén fluviális képződmények jelennek meg.



A kutatási terület geológiai metszete.

## SZOMOLYA DOMBORZATÁNAK KIALAKULÁSA

Szomolya területe az Egri-Bükkalja tagolt heglábfelületének része. Mai domborzatának alapjai 8 - 5,5 millió évvel ezelőtt alakulhattak ki, amikor a Bükk hegység déli előterében arid-szemiarid éghajlati körülmények között időszakos vízfolyások léptek ki a hegységből (Martonné Erdős K. 1972a, Hevesi A. 1980, Pinczés Z. - Martonné Erdős K. - Dobos A. 1993, Baráz Cs. 2002).

A patakok az előtérben medrüket állandóan változtatva nagy területekre kiterjedő elegyengető tevékenységet végeztek. A patakok, így az ős-Kánya-patak lefolyásiránya is a Bükk-fennsík ÉNy-i területének kiemelkedése miatt ÉNy - DK-i irányú volt. Ekkor képződött az idősebb pediment térszíne, amelynek maradványa napjainkban a Gyűr-tető szintjében (293,3 m) ismerhető fel (4. ábra). A keményebb dacitufa összletek a külső erők pusztító tevékenységének hatására idővel környezetük fölé magasodtak, s ma mint izoláltabb, aszimmetrikus réteglépcsők (kueszták) jelennek meg. ÉNy-i lejtője igen meredek (> 25 %), DK-i lejtője lankásabban (25-17 %) lejt.

E felszínmaradványok karakteres tájlelmékként jelennek meg Noszvaj, Cserépfalu és Cserépváralja környezetében. A hajdan egységes idősebb pediment feldarabolódása 5,5 millió évvel ezelőtt kezdődhetett meg, amikor a terület kiemelkedett, majd éghajlatváltozások hatására a heglábfelület képződése megszakadt. Az újrómán szerkezeti mozgások (Csarnótánium 3,5 - 3 millió év) megemelték a Bükköt, délre tovább süllyedt a Tisza-Zagyva háromszöge. Az ős-Kánya-patak ekkor medrét a nedvesebb klimatikus adottságok hatására a pediment felszínébe mélyítette, s állandó völgygel rendelkező felszíni vízfolyássá alakult.

2 - 1,8 millió évvel ezelőtt a Villányiumban újra szárazabb, szemiarid viszonyok mellett alacsonyabb szintben egy új, fiatalabb heglábfelület képződése indult meg Szomolya környezetében. Ez a morfológiai szint a Gyűr-tető alatt 30 - 40 m-rel alacsonyabban egy egységesen kimutatható felszínként látható. Maradványai az Ispán-hegy (260,7 m), a Borda-hegy (271,7 m) és a kaptárkövek fölötti tetőszint (267,9 m) esetében mutatható ki. Ez a szint tulajdonképpen a mai völgyek korábbi alapját adja. Az elegyengetett felszín további alacsonyodása és felszabdálódása már a negyedidőszak eseményeihez köthető.

A pleisztocénban Szomolya környezetében periglaciális éghajlat uralkodott, ezen belül a hidegebb (glaciális) szakaszokban a felszín elegyengetése (kriopediment), a fagy okozta aprózódás és a geliszoliflukciós tömegmozgások kerültek túlsúlyba, míg a

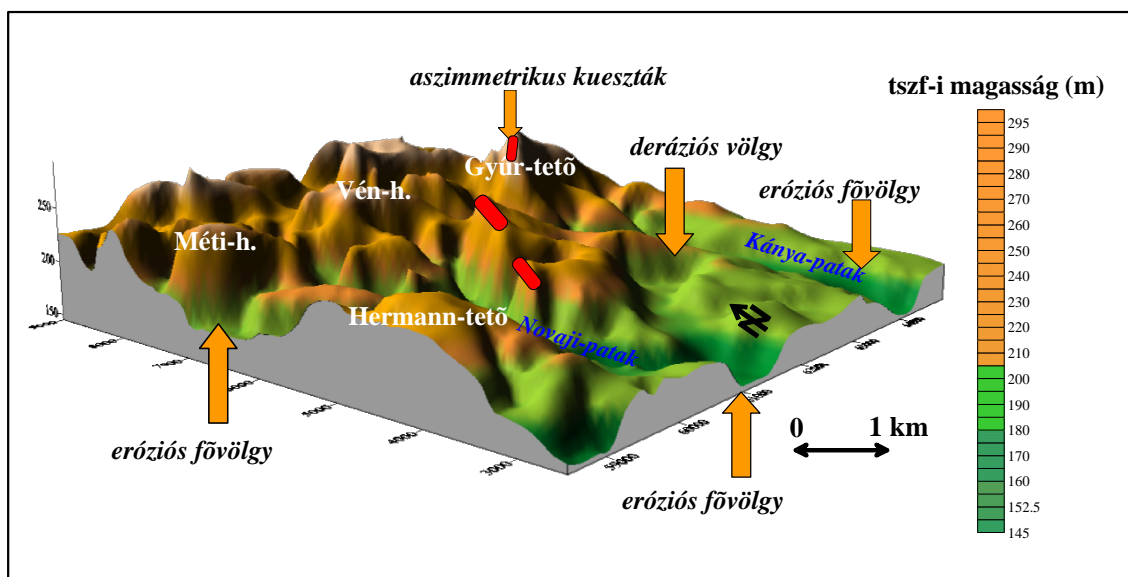


melegebb (interglaciális) fázisokban a völgyképződés, a felszíni leöblítés, valamint a mállás és a domborzat felszabdaldódása vált meghatározóvá. A ciklusos éghajlatváltozások miatt a Kánya-patak fokozatosan mélyítette medrét és szélesítette árterét. Ennek következtében a korábbi fiatalabb hegylábi terület szintjét feldarabolta. A patak medermélyítésével párhuzamosan kerültek felszínre a mélyben húzóódó üledékrétegek, s új formavilág kialakítása indult meg. Ennek szép példája nemcsak az egyes folyóvízi teraszszintek megjelenése, hanem a völgyoldalokban kibukkanó kaptárkövek tornyai is. Ez utóbbiaknál először a riolittufarétegek felszínre bukkánása, fokozatos pusztítása indulhatott meg. A riolittufa könnyen aprózódó és málló anyaga a külső erők hatására képes gyorsan erodálódni.

Mivel a tufa különböző ásványi anyagokat tartalmaz - amelyek eltérő módon reagálhatnak az aprózódási és mállási folyamatokra - megfigyelhető, hogy a horzsakőben és finomabb szemcsékben gazdagabb részek pusztulása erőteljesebb volt. A porózus szerkezet hatására mind a vízfelvétel, az aprózódás és mállás folyamata itt intenzívebbek. A kibukkanó sziklák felszínének pusztulása először a kisebb repedések, réteglapok mentén kezdődik meg, majd a folyamat egyre mélyebbre hatol és fokozatosan hátrál. Mikromeanderek, medrek alakulnak ki, ahol a kőzet pusztulása már koncentráltan, vonalasan jelenik meg erősítve a külső erők hatásait. Ezt a folyamatot természetesen a tufát borító mohapárna bioeróziós hatása, mállási folyamata, és a terület vegetációjának gyökér általi aprózódási, repesztő hatása is erősíti. A felszínre került sziklák felületét mind a hidegebb időszakok fagy okozta aprózódása, mind az interglaciálisok mállási, csapadékleöblítési folyamatai is formálták. Napjainkban már nagyon szépen megfigyelhető, hogy az egyes tornyak a köztes, hátravágódó mellékvölgyek hatására helyenként elkülönültek egymástól. A mellékvölgyek hátráló és eróziós tevékenységének hatásáról, illetve ez által a tufagerincek és tornyak kialakulásáról korábban Martonné Erdős K. (1972a, 1972b, 1974) és Borsos B. (1991) számolt be részletesen.

A kaptárkövek sajátos formájának kialakulása a negyedidőszak folyamán tehát folyamatos volt, a patak bevágódási fázisainak megfelelően különböző időszakok generációi jelenhetnek meg a Bükkalján.

A pleisztocénban és a holocénban a lineáris erózió mellett a hidegebb időszakokban az ún. deráziós völgyképződés volt jellegzetes. Kisebb nagyobb tál alakú, mart völgyek, ún. deráziós völgyek és dellék keletkeztek, amelyek ma igen gazdagon tarkítják a település déli részeinek domboldalait. A periglaciális éghajlati hatás következtében – melyre a napi fagyváltozékonyság (regeláció) jellemző - a lefagyott altalajon a naponta felengedő aktív rétegben lassú lejtős mozgások (geliszoliflukció) indultak meg. Ez a nagyobb térszínre kiterjedő, lassú talajfolyás a lejtő anyagát áthalmozta és jellegzetes tál alakú völgyeket, völgyrészleteket alakított ki. A holocénban keletkeztek Szomolya termékeny alluviális területei a Kánya-patak, az Ispán-berek és a Méti-hegytől keletre futó völgyben.

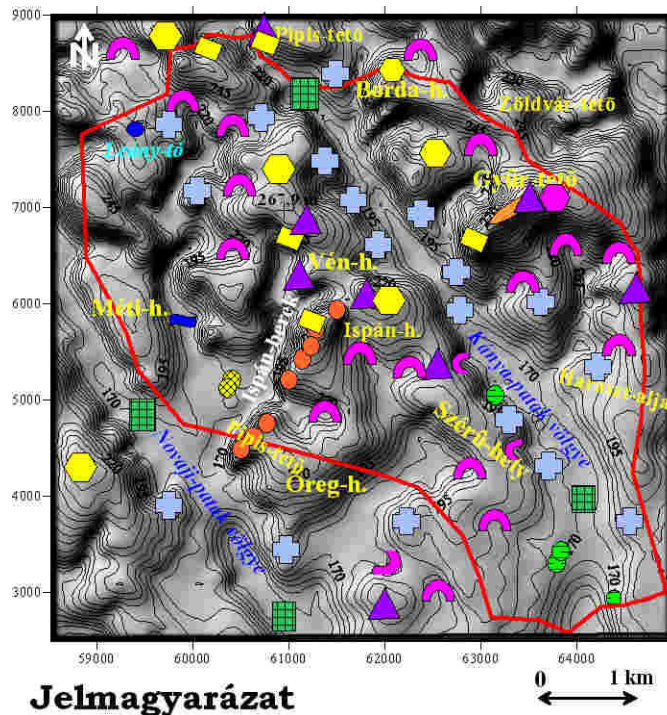


Szomolya domborzati metszete, a folyóvízi eróziós völgyekkel és deráziós völgyekkel felszabdalt hegyláb felszín területe.

## SZOMOLYA GEOLÓGIAI ÉS GEOMORFOLÓGIAI ÉRTÉKEI (+szakcikk ábrái!)

Szomolya települése, mint látható a Bükkalja tájelemeinek, jellegzetes makro- és mikrorformáinak egyik szép példáját adja. A településen található, katasztrerezett geológiai és morfológiai értékek sajnos nem védettek. Csak a kaptárkövek élveznek helyi védettséget a területen, míg a többi érték jelenlétéről, azok eszmei, turisztikai, oktatási értékeiről, lehetőségeiről a helyi lakosság kevés információval rendelkezik.

A geológiai értékek közé sorolhatjuk a kaptárköveket, a miocén Tari Dácittufa Formáció (Ispán-hegy), a Gyulakeszi Riolittufa Formáció (Ispán-berek oldalában, pincék környezete, és a pannon homok, agyagrétegeket és negyedidőszaki üledékösszleteket (Kánya-patak völgye, feltáró bányákat, feltárásokat. Szomolyán a kaptárkövek területének tisztításáról, tanösvény kijelöléséről mind a Polgármesteri Hivatal, mind az egri Kaptárkö Egyesület gondoskodik. Ennek állapota, bemutathatósága így kedvező. A többi bányaterület nagyrészt felhagyott és elhanyagolt állapotokat tükröz, az egyes rétegek vizsgálata helyenként gondokat okoz, hiszen az értéktelen, nem védett fajokban gazdag vegetáció elburjánzása általános jelenség. A bányaterületeket mindenképpen rekultivációra javasoljuk, több helyen megfigyelhető már sajnos illegális hulladék lerakása is. A bányaterületek megközelítése, bemutathatósága jelenlegi körülmények között nem megoldható, a bemutató szelvények helyi kijelölése, a falak állapotának megóvása aktuális feladat lenne. A felhagyott bányákat jelenleg nem hasznosítják, azok oktatási, környezeti nevelési, vagy erdei iskolai programokba való beintegrálása javasolt.



### Jelmagyarázat

#### GEOLÓGIAI ÉRDEKESSEGEK, FELTÁRÁSOK

- kaptárkövek
- bányák (Miocén Tari Dácittufa F.)
- ⊗ bányák (Miocén Gyulakeszi Riolittufa F.)
- bányák (Pannon homok - negyedidőszaki üledékek)

#### FELSZÍNALAKTANI ÉRDEKESSEGEK, ÉRTÉKEK

- ▲ jó kilátópontok
- ◆ idősebb hegyláb felszín maradványa (kueszta)
- ◆ egységesebb fiatalabb hegyláb felszín maradványa
- + folyóvízi teraszokkal tagolt völgy (P1 - H)
- ⤴ deráziós völgyfők, dellék
- termékeny alluvium (H)
- ~ értékes mocsárvilág
- kaptárkövek

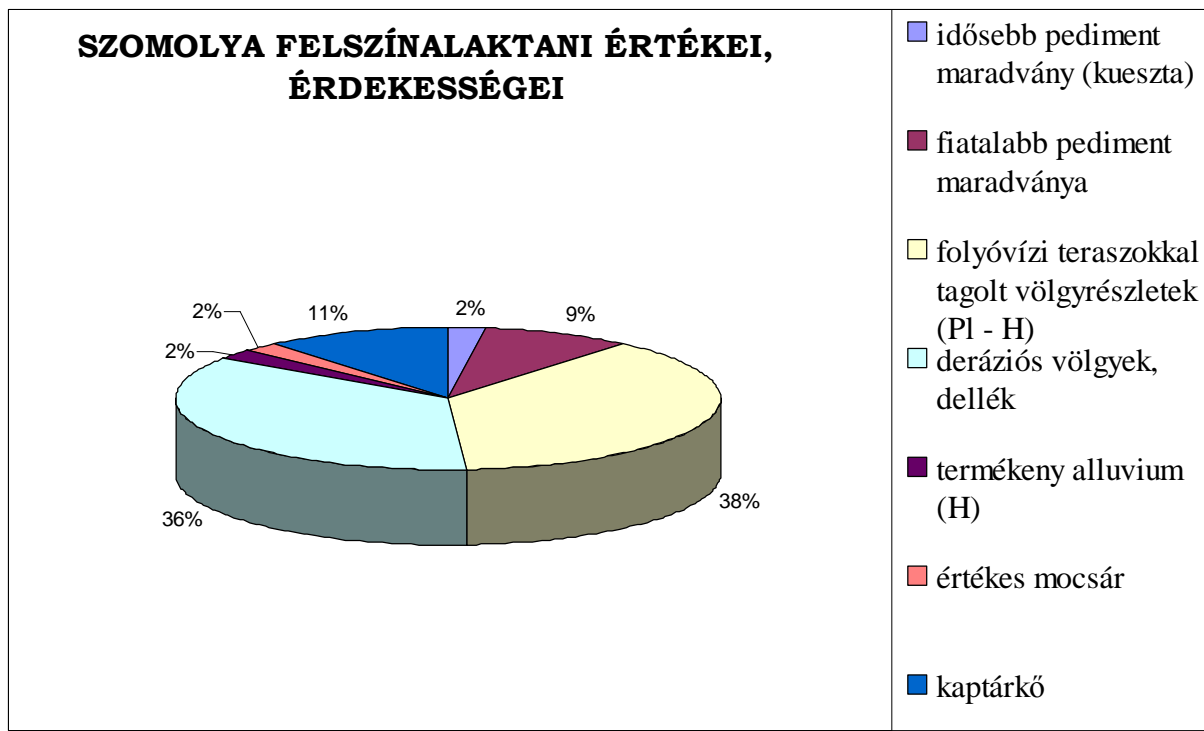
Szomolya geológiai és geomorfológiai értékei, érdekességei  
(P1 - pleisztocén, H - holocén).

Szomolya *geológiai értékei* elsősorban a vulkáni kőzettestekhez, illetve a Pannon-tenger homokos, agyagos összleteihez és a negyedidőszaki üledéksorozatokhoz kötődnek. Ezek közül a miocén vulkáni törmelékes kőzeteket bemutató bányaterületek képviselnek jelentős arányt (55 %: 44% Tari Dácittufa Formáció, 11% Gyulakeszi Riolittufa Formáció), pedig ezek vannak jelenleg a legrosszabb környezeti állapotban. A kaptárkövek szintén fontos értékei a településnek (28 %). A pannon homokot, negyedidőszaki üledékeket feltáró szelvények aránya 17%.

A *felszínalakítási értékek* tekintetében szintén gazdag a terület. Itt a Bükkalja főbb jellegzetes makro és mikroformái jelennek meg, amelyeket szintén beépíthetőnek tartunk egy átgondolt településfejlesztési terv esetében. Jelentősebb értéket képvisel a Gyűrű-tető idősebb hegyláb felszíni maradványa, mely egyben jó kilátópont is, és egy kaptárkő is megtekinthető a területén. A fiatalabb hegyláb szintjeit a Borda-hegy, a Vén-hegytől északra eső 269,7 m magas tetőszint, valamint az Ispán-hegytől DK-re eső dombhatár képviselik. Kilátópontok kijelölését a Vén-hegy környezetében javasoljuk. A Kánya-patak és a Méti-hegytől keletre futó völgy mentén szép folyóvízi teraszszintek alakultak ki. Ez a morfológiai formakincs tulajdonképpen pozitív esztétikai és településképi alakító elem, amelynek fenntartását, a tájbaillő építészeti elvekkel együttesen javasoljuk. A lineáris völgytípusok mellett karakteres tájalkotó forma a deráziós völgyek és dellék megjelenése, amelyek a hidegebb időszakok völgyképződési folyamatainak bizonyítékai. Széles, tálalakú deráziós völgyfők, dellék alakultak ki a Kánya-patak nyugati és keleti lejtőjén, a Gyűrű-tető északi és déli előterében, a Székely-hegy és Óreg-hegy környezetében, valamint a település északi oligocén üledékösszletekkel borított területein.

A Kánya-patak ártere szintén jellegzetes morfológiai elem a Bükkalján, e területek mezőgazdasági művelését, és nem beépítését javasoljuk. Sajnos az utóbbi évek idegenforgalmi fejlesztései miatt a bükkaljai területek termékeny öntéstalajjal rendelkező árterei esnek sorozatban áldozatul az irracionális fejlesztési beruházások következtében.





2. diagram: Szomolya felszínalkatani értékeinek, érdekességeinek százalékos megoszlása

### ÖSSZEGZÉS

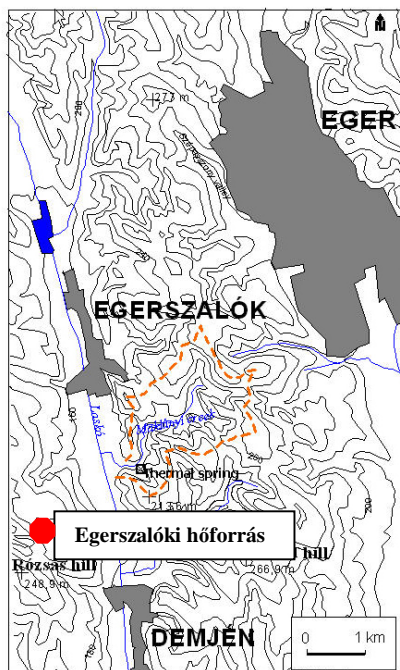
Mint a fent leírtakból is kiderül, Szomolya települése a bükkalja jellegzetes földtani és felszínalkatani értékeinek ad otthont. A bemutatott értékek közül ex lege védelemre javasoljuk a kaptárköveket. A főbb érték kategóriák egy-egy típusos képviselőjét, pedig kiterjedtebb tanösvénybe javasoljuk beépíteni

# A MAKLÁNYI-VÖLGY GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉSE, AZ EGRSZALÓKI HÓFORRÁS TERMÉSZETI ÉRTEKEI

## Bevezetés

Napjaink új fejlesztési tervei, nagyobb idegenforgalmi, ipari és mezőgazdasági beruházásai jelentős ökológiai változásokat idéznek elő, egy-egy korábbi, természetközeli élőhely károsításával. Az Észak-Magyarországi Régióban, jelentős idegenforgalmi fejlesztések indultak el a termálvizek hasznosítására. Az egyik jelentős gyógy- és idegenforgalmi beruházás célpontja az Egerszalóki hőforrás és környezete, amely a Bükk-hegység hegylábi övezetében terül el, Heves megye központjától, Egeről délnyugati irányban 5 km-re. A hőforrás az Egerszalókot és Demjént összekötő út keleti oldalán, a Laskó-patakba torkoló Maklányi-völgy vízgyűjtőterületén fekszik.

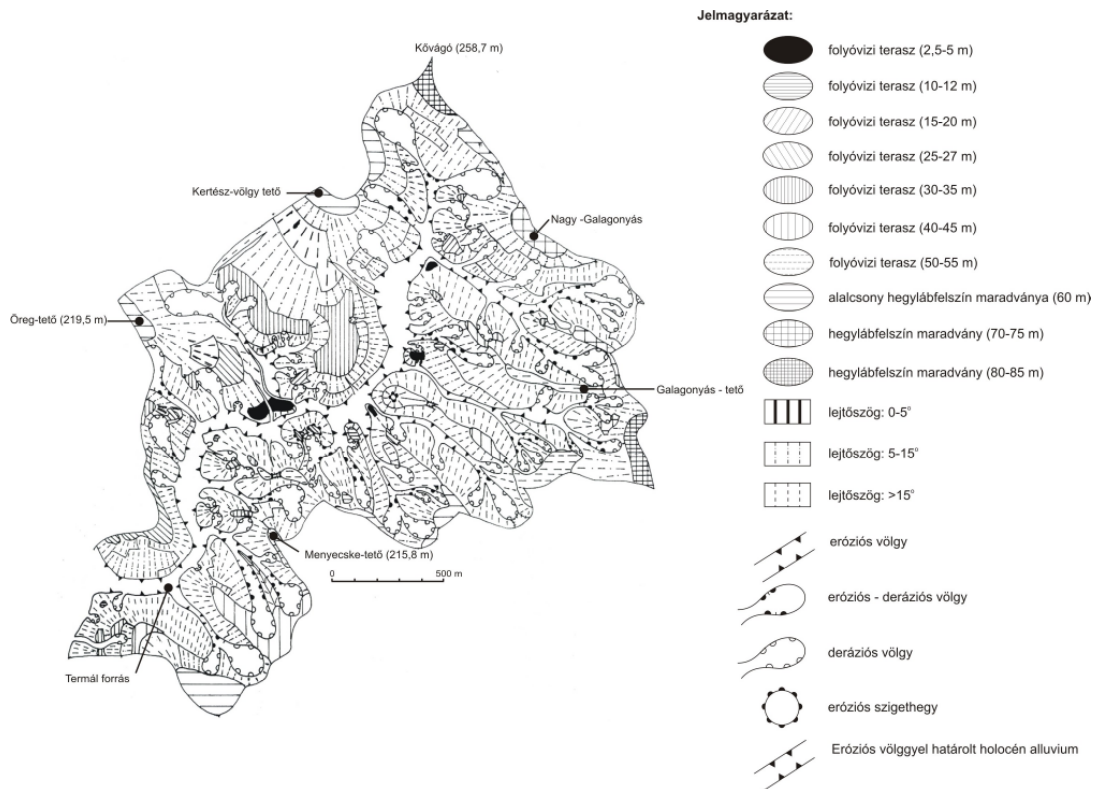
A Maklányi-völgy vízgyűjtőterületének aljzatát felső-triász mészkövek (Bervai Mészkő Formáció, 240-235 Ma), felső-eocén képződmények (Szépvölgyi Mészkő Formáció, Budai Márga Formáció, 38 Ma) és alsó-oligocén agyagmárga, homokkő és mangános agyagmárga (Tardi Agyag Formáció, 37 Ma) építi fel. Ezekre települtek azok a vulkáni összletek, amelyek a Bükkalja kiterjedt miocén vulkáni működéséhez kötődnek (BALOGH K. 1964; HÁMOR G. 1996; CSÁSZÁR G. 1997; SZAKÁCS, A. - ZELENKA, T. - MÁRTON, E. - PÉCSKAY, Z. - PÓKA, T. - SEGHEDI, I. 1997; PÓKA, T. - ZELENKA, T. - SZAKÁCS, A. - SEGHEDI, I. - NAGY, G. - SIMONITS, A. 1997). Egerszalók körzetében, az Alsó Riolitufa Komplexum, vagy *Gyulakeszi Riolitufa Formáció* (17,4 - 20,4 Ma, eggenburgi-ottnangi emelet) anyagai sekély, savanyú, riolitos magmakamrából származnak. A völgy felső szakaszán, a Kertész-völgy-tetőt (238 m) és a Kővágó (258,7 m) délnyugati lejtőit könnyen pusztuló *nem összesült ignimbritek* építik fel. A Nagy-Galagonyás és a Galagonyás-tetőtől délnyugati-nyugati irányban fekvő eróziós völgyek alapját *freatomagmás tufák* adják, míg a völgy középső részét *áthalmazott tufák* építik fel. A keményebb, *összesült ignimbritek* a Maklányi-domb körzetében foltokban, a völgy torkolatában és a völgy alsó szakaszát határoló lejtők aljzatában pedig nagyobb, összefüggőbb területet fed le. A Galagonyás-tetőtől délre *oligocén homokos agyagmárga* bukkan a felszínre. Az oligocén és miocén alapközeteken a negyedidőszakban pleisztocén *vörösapagy, lösz, és löszszerű üledékek* képződtek. A Maklányi-völgy alluviumát holocén *folyóvízi agyag, iszap, homok* építi fel.



A kutatási terület topográfiai helyzete.

## A Maklányi-völgy felszínalaktani sajátosságai

A vizsgált terület geomorfológiai értelemben eróziós, eróziós-deráziós völgyekkel és deráziós völgyfőkkel tagolt alacsony hegyláb felszín (geomorfológiai térkép – lsd. cikkben). A pliocén végén, a *Villányiumban* (2 - 1,8 millió év) szárazabb, szemiarid éghajlati adottságok mellett indult meg a Bükkalja új, fiatalabb és alacsonyabb pedimentjének képződése (HEVESI A. 1986, 1990; PINCZÉS Z. - MARTONNÉ ERDŐS K. - DOBOS A. 1993, MARTONNÉ ERDŐS K. 2000; DOBOS A. 2000, 2002). E felszín maradványai - *a pleisztocéni pedimentáció hatására tovább alacsonyodva* - a jelenlegi 210-250 m magas völgyközi hátak tetőszintjében maradtak fent.



A Makláni-völgy geomorfológiai térképe (Dobos A. 2003).

A hajdani egységes hegyláb felszín további alacsonyodása és feldarabolódása a *negyedidőszak* eseményeihez kötődik. A pleisztocénban és a holocénban a Bükkalját szakaszos tektonikus mozgások és éghajlatváltozások érintették. A pleisztocén *periglaciális* éghajlatán a felszínformálódás feltételei állandóan változtak, a hidegebb *glaciálisokban* a domborzat elegyengetése került túlsúlyba, míg a melegebb *interglaciálisokban* megélenkült a völgyképződés, valamint a domborzat felszabdálódása. A hegyláb felszínét itt a Laskóba torkoló Makláni-patak völgymélyítő tevékenysége darabolta fel. A patak nyomvonala igen szabályos, derékszögű váltásokkal ÉÉK-DDNy-i és Ny-K-i irányú szakaszokkal jellemezhető. Az ÉÉK-DDNy-i szakaszok vonala a keményebb összesült és nem összesült ignimbritek, valamint a puhább áthalmazott, preatomagmás tufaközetek határához kötődik. A patak futását valószínűleg a közethatárok, illetve a Bükkaljára jellemző saktáblaszerűen megjelenő tektonikus vonalak feljúlása jelezte előre.

A pleisztocén elején, továbbá a melegebb és csapadékosabb éghajlati periódusokban (interglaciálisok) a felszínt areálisan formáló záporpatakok helyét egyre inkább a *lineáris eróziót kifejtő vízfolyások* vették át (PINCZÉS Z. 1956, 1968; MARTONNÉ ERDŐS K. 1972, 2000; HEVESI A. 1986, 1990; DOBOS A. 2000, 2002). A Laskó-patak a Bükkalja legidősebb völgyei közé tartozik (HEVESI A. 1978), így értelem szerűen mellékvölgyei is szép *teraszos, eróziós völgyekké* fejlődtek. A Laskó mellékvízfolyásának bevágódásával újabb ÉNy-DK-i irányú mellékvölgyek *intenzívebb be-, ill. hátravágódásai* indultak meg. E mellékvölgyek nagyrészt *eróziós, vagy eróziós-deráziós völgyek*. Napjainkban helyenként mély *eróziós vízmosások* kialakulása is megfigyelhető. A riolittufa felszínbe vágódó völgyek egyrészt eróziós szigethegyet határoltak le, másrészt feltárták azokat a völgyoldalakat, ahol az aprózódás, a mállás, a szél, valamint a csapadék leöblítő és barázdás talaj- majd kőzetlefordása a kovásabb, tömörebb tömegekből "kifaragta" a kaptárkövek sajátos kúpjait (MARTONNÉ ERDŐS K. 1972b, HEVESI A. 1978, BORSOS B. 1991, BARÁZ CS. 2000). A különböző szintekben megjelenő pleisztocéni folyóvízi teraszok a patak munkavégző- és hordalékszállító képességének változását igazolják.

A glaciálisokban az erőteljes fagyváltozékonyság miatt igen intenzív volt a *fagy okozta aprózódás*. A felszínen kibukkanó riolittufák, összesült ignimbritek repedéseibe bejutó víz megfagyott és továbbrepesztette a kőzeteket, a finomabb összletek ugyanakkor egyre kisebb szemcseméretre estek szét, így megnövekedett a finomabb homokfrakció aránya. A vízzel telített laza, képlékeny üledék olvadáskor a fagyott réteg fölött a lejtőn folyamatosan áttelepítődött. A lassú *geliszoliflukció* csaknem az egész dombvidéket átforgatta. A lejtőkbe *deráziós völgyek*; vagy *dellék*; illetve *eróziós-deráziós völgyek* sorozata mélyül. A felszín elegyengetésében az areálisan ható *geliszoliflukciós, kongeliszoliflukciós és pluvionivációs folyamatoknak* volt elsőrendű szerepe. A hideg száraz glaciálisokban megélenkült a *szél deflációs tevékenysége*, s helyenként a kaptárkövek és a magasabb pedimentek formálásában is szerepet játszott.

A *holocénban* formálódott ki a patak 100-200 m széles alluviuma, amelyet helyenként mocsarak tarkítanak. A völgyet határoló 15°-nál meredekebb lejtők pusztulása igen intenzív, a terület erózió által erősen veszélyeztetett kategóriába sorolható. A vízgyűjtőterület igazi érdekességét azonban egy mesterséges eredetű, és csak mesterséges beavatkozással fenntartható morfológiai képződmény, a *mész tufadomb* adja.

### Az Eggerszalóki-hőforrás mésztufadombja, természeti értékei

1961-ben, a demjéni kőolajmező feltárásakor a völgy alsó szakaszán mélyítették a De-42. sz. meddő CH-fúrást, amelyet azóta K-4(9-2) sz. hévízkútként tartanak nyilván. 1961 és 1987 között az oligocén rétegekből 8 000 000 m<sup>3</sup> víz jutott a felszínre és kb. 1 000 m<sup>3</sup> mész kiválásával egy 2 500 m<sup>2</sup>-es területű mésztufadomb képződött (VASI et al., 2002). Az artézi kúton keresztül felszínre jutó 67 C°-os víz gyógyvíznek minősülő nátriumot is tartalmazó kénes, kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátos mélységi, fosszilis

eredetű (kb. 20 000 éves) karsztvíz, amely igen sok értékes kémiai komponenst tartalmaz. A terepen történt mérések eredményeit az 1. táblázat, a mért vízkémiai jellemzőket pedig a 2. táblázat tartalmazza. A patak vize a 68 °C-os vízhőmérsékletű termál kifolyók közelsége miatt a téli hideg időszakban sem fagy be. A mért vízhőmérsékleti adatok alapján a patak vízhőmérséklete az év folyamán általában 14 és 35 °C között változik, a fajlagos elektromos vezetőképesség értékei 750 és 830 µS/cm érték közötti, a pH 7,8 és 8,1 közötti tartományban volt mérhető. Az oldott oxigén és oxigén telítettség paraméterek már nagyobb értékhatáron belül változtak, a nyáron mért legalacsonyabb érték 4,1 mg/l=60% (35 °C) volt, míg a legmagasabb 7,32 mg/l=84% (20,5 °C) volt. A hőforrás hidrokémiai viszonyairól egy korábbi tanulmány közölt adatokat (ANDRIKOVICS ÉS SEBŐ 1998).

1. TÁBLÁZAT: Az Egerszalóki-hőforrás terepen mért fiziko-kémiai paraméterei (Pelyhe T. 2002).

Mérés időpontja	Levegő hőmérséklet °C	Víz hőmérséklet °C	pH	Fajlagos elektromos vezetőképesség µS/cm 25 °C-on	Oldott oxigén mg/l	Oxigén telítettség %
1999. 12. 18.	0,7	14,5	-	-	-	-
2000. 02. 23.	3,0	21,0	-	-	-	-
2000. 05. 04.	21,5	19,5	8,01	-	-	-
2000. 10. 22.	21,2	25,9	8,05	799	6,4	77
2001. 01. 06.	8,0	22,2	-	-	-	-
2001. 02. 21.	7,2	20,5	8,12	826	7,32	84
2001. 04. 20.	18,5	25,4	7,97	825	6,75	84
2001. 05. 07.	23,8	28,8	7,9	787	5,46	72
2001. 06. 21.	24,5	32,1	7,83	764	5,22	74
2001. 07. 31.	28,8	35,0	7,84	756	4,1	60
2001. 10. 15.	24,0	31,5	7,87	765	4,95	66
2001. 11. 19.	-1,5	21,8	8,06	765	6,43	74
2002. 01. 22.	5,3	23,4	8,05	753	6,54	79
2002. 03. 05.	12,5	20,2	8,0	771	7,02	81

2. TÁBLÁZAT: Vízkémiai jellemzők (Pelyhe T. 2002)

Víztípusi jellemzők	Mintavételek időpontja		
	Mértékegységek	2001. 07. 31	2002. 03. 05.
Levegő-hőmérséklet	°C	28,8	12,0
Vízhőmérséklet	°C	35,0	20,2
Oldott oxigén	mg/L	4,1	7,02
Oxigéntelítettség	%	60	80,7
Ammóniumion (NH <sub>4</sub> -N)	mg/L	<0,05	<0,05
Nitrition (NO <sub>2</sub> -N)	mg/L	0,09	0,01
Nitrátion (NO <sub>3</sub> -N)	mg/L	2,3	
Ortofoszfát (PO <sub>4</sub> -P)	µg/L	100	98
pH		7,84	8,0
Fajlagos elektromos vezetőképesség 20 °C-on	µS/cm	696	771
Vas	mg/L	<0,04	<0,05
Mangán	mg/L	<	<
p-Lúgosság	mmol/L	-	-
m-Lúgosság	mmol/L	6,1	5,7
Összes keménység	CaO mg/L	167	159
Nátrium	mg/L	87	110
Kálium	mg/L	13,4	13
Kalcium	mg/L	76,5	76
Magnézium	mg/L	26	23
Szulfátion	mg/L	73	110
Kloridion	mg/L	32	40
Szín		színtelen	színtelen
Szag		szagtalan	szagtalan
Átlátszóság	cm	-	-

A kútból kifolyó vizet a hidrotermális rendszer belső gravitációs nyomása juttatja a felszínre. A magas belső nyomás hatására jelentős a forrásvíz oldott széndioxid tartalma, amely enyhén savas 6,2 - 6,5 pH értéket eredményez. A kiömlő víz szénsav tartalma a bekövetkező nyomás csökkenés és a viszonylag magas, 67 °C-os hőmérséklet hatására elbomlik, a keletkező széndioxid a légkörbe illan. Ennek következtében csökken a vízben oldott formában lévő kalcium, magnézium ionok mennyisége is, így a kifolyók közelében intenzív mészsó kiválás, felhalmozódás figyelhető meg. Ezzel párhuzamosan az elfolyó víz pH értéke emelkedik, fajlagos elektromos vezetőképessége, illetve összesó-tartalma csökken.



I. A mészsó nagy része a forráskifolyók környezetében kicsapódik, felhalmozódik és változatos felszínű, *teraszos mésztufa lépcsőket és csobogókat* alakít ki. A domb további épülésének biztosítója az állandó vízutánpótlás biztosítása. A domb keleti oldala napjainkban is szépen épül, mm-es vastagságban rakódnak egymásra a kalcitrétegek hullámos felszínű, cm-es vagy dm-es nagyságrendű medencéket kialakítva. A domb nyugati részén azonban a folyamatos vízborítás megszűnt, így a korábban kialakult mikroformák erodálódtak, a kiválás elvesztve fehér ragyogását kiszürkült és kiszáradt. A formák pusztulásában az inszolációs aprózódás, a defláció, az areális leöblítés, a fagy okozta aprózódás és az antropogén taposó erózió is szerepet játszik. A pusztuló térszíneket helyenként ma már a növényzet is meghódította.



A mésztufa épülő keleti része, és a mésztufa-domb pusztuló nyugati térszíne

A mésztufa képződmény környezetében nemcsak morfológiailag idegen, individuális elemként jelenik meg, hanem új élőhelyként annak ökológiai potenciálja előnyös feltételeket teremt új, értékes fajok megjelenéséhez is.

II. A forrás kifolyók közvetlen közelében, a 67 °C-os vízben csak a redukált kénvegyületeket oxidáló *kénbaktériumok* képesek megélni, kemolitotróf tevékenységüket a sárgás színű, pelyhes, „fonalas” kiválások jelzik.

A forráskifolyóktól távolodva kb. 50 °C-os vízhőmérsékletnél jelennek meg a cianobaktériumok (*Oscillatoria spp.*, *Lyngbia spp.*), amelyek a mésztufa felületén

sűrű, zöld, sötétzöld, „fésült” telepeket képeznek. Az édesvízi mésztufa lépcsők és a rajta kialakult mikrovegetáció az ősi thermális mikroközösségek recens képviselője. Ehhez hasonló hidrogeológiai képződmény Ny-Törökországban Pamukkale mésztufadombja. A hőforrások vize a változatos felszínű mésztufadombon keresztül folyik a fürdőmedencékbe. Az elfolyó víz útját mesterségesen szabályozzák, a medencék kedvező vízellátása érdekében. A mesterséges kanalizálás jelentősen módosítja a védett mészsóhegy természetes állapotát. A lecsurgó víz nagy részét esőcsatornákon keresztül vezetik a fürdőmedencékbe. A medencék után langyos vizű kispatakként, előbb nádas-gyékényesen, majd üde füzes ligeten keresztül folyik a patak, a műutat elérve, azzal párhuzamosan tovább folyva torkollik a Laskó-patakba. A patak hossza a forrásoktól a Laskó-patakig mintegy 950 m.

III. A hőforrás és az általa kialakított tufadomb értékes élőhely, amelyet az *algológiai megfigyelések* is alátámasztanak. A forráskifolyók környékén élő algák florisztikai jellegű, korábbi összehasonlító vizsgálatát (MILINKI É. - ESTÓK B. 1998) 1999-től a patak középső „langyosvizű” szakaszán végzett florisztikai jellegű felmérésekkel egészítettük ki. Itt helyenként tiszta, önálló állományokat alkot a *Potamogeton crispus* L., és a *Vallisneria spiralis* L.. A fent említett két leggyakoribb növény mellett előfordult még a *Zannichellia palustris* L., *Sium erectum* Huds., *Reynoutria sachalinensis* (Schm.) Nakai. A patak e szakasza változatosabb összetételű algaflórát mutatott, mivel a felsőbb patakmeder növényzettel sűrű (*Phragmites australis*, *Typha sp.*) borított.

A perifiton mintákban főként a téli, kora tavaszi időszakban a kovamoszatok *Achnanthes spp.*, *Cocconeis placentula* Ehrb., *Cymatopleura elliptica* (Bréb.) W. Smith, *Cymatopleura solea* (Bréb.) W. Smith, *Fragilaria ulna* (Nitzsch.) Lange-Bertalot, *Gomphonema truncatum* Ehrb., *Gyrosigma acuminatum* (Kütz.) Rabh., *Hantzschia amphyoaxis* (Ehrb.) Grun., *Melosira varians* Agardh, *Nitzschia spp.*, *Nitzschia linearis* W. Sm., *Nitzschia sigmoidea* (Nitzsch.) W. Smith, *Rhoicosphaenia abbreviata* (Agardh) Lange-Bertalot, *Surirella elegans* Ehrb. (Bacillariophyceae) domináltak. A koratavaszi időszakban az iszapos patakmederben rögzült *Vaucheria sp.* telepek szintén jellemző fonalas algái a pataknak. A vízhőmérséklet és a fényviszonyok kedvezőbbé válása után, tavasszal és kora nyáron a magasabbrendű növények közül a *Potamogeton crispus* L. és a *Vallisneria spiralis* L. állományai szinte az egész patakmederben sűrű hínármezőt alkottak. Egynemű és kevert állományok is megfigyelhetők voltak, amelyek között több fonalas zöldalgafajt *Spirogyra sp.*, *Cladophora sp.*, *Pithophora sp.* (Chlorophyta) találtunk. A fonalas algák olykor több méteres, kuszált fonálszövedékében megtalálható volt az *Euglena klebsii* (Lemm.) Mainx., *Euglena spirogyra* Ehrb., *Phacus caudatus* Hübner (Euglenophyta), illetve a *Closterium moniliferum* Bory Ehrb., *Cosmarium sp.*. A műút mellett egy betonmedence található, a patak ezen keresztül bukik át és folyik a Laskó-patak irányába. A medencében a *Vallisneria spiralis* L. levelein olykor szinte „örvszerű bundát” képeznek az *Oedogonium sp.* (Chlorophyta) fonalai. A nyári időszakban, amikor a vízhőmérséklet már 30 °C feletti értéket ér el, csak kevés algafaj él a patakban. A *Fragilaria ulna*, *Cocconeis placentula*, *Melosira varians*, *Nitzschia sigmoidea* egész év folyamán fellelhető.

1999 decemberében a hőforrás-patak vizében egy különös, Magyarországról eddig csak kevés helyről közölt vörösalga faj (FILARSZKY N. 1930; UHERKOVICH G. 1957; TAMÁS G. 1958, 1959; Tamás, X. 1981; KRAMMER K. – LANGE-BERTALOT H. 1986, 1991; SCHNEPF, E. 1992), a *Thorea ramosissima* Bory (Rhodophyta) (15. ábra) határoztunk meg (PELYHE T. ÉS BALOGH J. 2000).

Az MSZ 12749: 1993. Magyar Szabvány szerint a patak vize I. - II. (kiváló-jó) vízminőségi osztályba sorolható (3. táblázat).

3. TÁBLÁZAT: Vízkémiai és bakteriológiai jellemzők (\*Országos Közegészségügyi Intézet (OKI) vizsgálati eredményei, 1997).

Vízminőségi jellemzők	Mértékegységek	DE-42 jelű kút*	Hőforrás-patak	
		1987. 04. 18.	2001. 07. 31.	2002. 03. 05.
Levegő-hőmérséklet	°C	20,5	28,8	12,0
Víz-hőmérséklet	°C	67,0	35,0	20,2
Oldott oxigén	mg/L	0	4,1	7,02
Oxigéntelítettség	%	0	60	80,7
Ammóniumion (NH <sub>4</sub> -N)	mg/L	0,62	<0,05	<0,05
Nitrition (NO <sub>2</sub> -N)	mg/L	0	0,09	0,01
Nitrácion (NO <sub>3</sub> -N)	mg/L	0	2,3	
Ortofoszfát (PO <sub>4</sub> -P)	µg/L	-	100	98
Összes foszfát PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	mg/L	0,06	-	-
pH		6,32	7,84	8,0
Fajlagos elektromos vezetőképesség 20 °C-on	µS/cm	-	696	771
Vas	mg/L	0,10	<0,04	<0,05
Mangán	mg/L	0	<	<
p-Lúgososság	mmol/L	-	-	-
m-Lúgososság	mmol/L	-	6,1	5,7
Összes keménység	CaO mg/L	-	167	159
Nátrium	mg/L	65	87	110
Kálium	mg/L	6	13,4	13
Kalcium	mg/L	147	76,5	76
Magnézium	mg/L	31,2	26	23
Szulfát	mg/L	68	73	110
Hidrogénkarbonát	mg/L	630	-	-
Szulfid	mg/L	3,3	-	-
Klorid	mg/L	28	32	40
Bromid	mg/L	0,23	-	-
Jodid	mg/L	0,031	-	-
Fluorid	mg/L	1,7	-	-
Metaborsav	mg/L	11		
Metakovasav	mg/L	57	-	-
Szabad szénsav	mg/L	397	-	-
Arzén	mg/L	0,024	-	-

Bakteriológiai jellemzők	Mértékegységek	2001. 11. 12.	
		D-42 jelű kút	Hőforrás-patak
Összcíra szám 37 °C-on	Ind/ 1 ml	0	350
Coliform szám 37 °C-on	Ind/ 1 ml	0	2
Termotoleráns coliform szám 44 °C-on	Ind/ 1 ml	0	0,1
Enterococcus szám 37 °C-on	Ind/ 1 ml	-	1,1
Clostridium szám	Ind/ 50 ml	-	3440
Salmonella	50 ml	-	0

IV. A kutak környékén, és magán a mésztufadombon az állati élet csak nyomokban, illetve időszakosan van jelen. A terepen megfigyelt fajokat ASKEW, R. (1988) és ROZKOSNY, R (1980) munkái alapján határoztuk meg. Karakterisztikus képviselők a nagy testű katonalégy lárvák (*Stratiomys sp.*), melyek alkalmanként az extrém sós szikesekben, és a hőforrás környékéhez hasonló melegvizekben is megjelenő alga- és törmelékező szervezetek. Az álló és áramló vizekben élő lárvák nem magukban a forráslefolyókban, hanem a mellettük lévő pocsolyákban figyelhetőek meg. A télen is meleg, párás környezetet biztosító sódomb az alsóbb szakaszokon fejlődő vízirovarok imágóinak lehetőséget teremt az elhúzódo repülésre, így a kutak környékén még decemberben is megfigyeltük a törpe légivadász (*Ischnura pumilio*, Charpentier 1825) hím egyedét.

A mésztufadombról leérve, a medencék alatt jelenik meg állandóbb és gazdagabb közösség, melyre azonban a fürdőzés okozta terhelés erősen rányomja bélyegét. A közösség legnagyobb egyedszámú tagja egy csövíjóféreg faj (*Tubifex sp.*). Ez a telepeket alkotó bentikus szervezet az itt már konkrét mederrel bíró vízfolyás iszapjában szezonálisan jelenik meg, a nyári hónapokban szétszóródik az alsóbb nádas részekben. Szintén szezonálisan, a téli időszakban vándorolnak fel ide a halak és a kétlábú lárvák. Tömegesek az akváriumból származó csigák szubfosszilis házai, élő csigákkal azonban ezen a szakaszon nem találkoztunk az utóbbi tíz évben. Érdekes módon rendszeresen megtalálható az itt még 40 °C körüli vízben az ásó életmódú, védett pataki szitakötő (*Orthetrum brunneum*, Fonscolombe 1837) lárvája.

Alighogy a kutak vize egy mederben egyesül, máris szétterül a strand alatti nádasban. Ezen a nehezen mintázható szakaszon a fenti, melegkedvelő csövíjóféreg egyedek kívül megjelennek a szintén bentikus életmódú árszúnyog (Chironomidae) lárvák. Az akváriumi csigák élő egyedek is előfordulnak, valamint a Limnephilidae családba tartozó tegzesek (Trichoptera), és néhány borsókagyló (*Pisidium sp.*) is.

A nádas alatt a patak vize újra egy mederben gyűlik össze. Iszapos aljzatában tömegessé válnak az árszúnyogok és a borsókagylók, rendszeres a pataki szitakötő lárvája. Az akváriumi csigák mellett jelen van a hazai pocsolyacsiga (*Lymnea peregra*, Müller 1774) is.



A köveken, fadarabokon és növényeken teleszkópszemű kérész (*Baetis sp.*) és közönséges álkérész (*Nemoura cinerea*, Retzius 1783) lárvák (16. ábra) legelik az algákat és a detrituszt. A hazai természetes vízfolyásokhoz képest állandóbb hőmérsékletű környezetet biztosító patakban fejlődésük jellegzetesen egyenletesebb, a téli pauzának jóformán nyoma sincs. A tegeseket a Limnephilidae lárvákon túl szövőtegesek (*Hydropsyche sp.*) is képviselik, és megjelenik néhány lassúvízi poloskafaj, valamint a sávós szitakötő (*Agrion splendens*, Harris 1782) és a levéllábú szitakötő (*Platycnemis pennipes*, Pallas 1771) lárvája. A két betelepített fogasponty faj, a szivárványos guppi (*Poecilia reticulata*, Peters 1859) és a mexikói kardfarkú hal (*Xiphophorus helleri*, Heckel 1848) majdnem egész évben megfigyelhető, a zöldbékákhoz (*Rana spp.*) hasonlóan.

Ettől kezdve a patak állatvilága nem sokat változik a Laskó-patakba való torkollásig. A közút alatti, felduzzasztott részén kifejezetten tavi szervezetek, mint a botpoloska (*Ranatra linearis*, Linnaeus 1758) is előfordulnak, de leginkább itt is a tágtűrűsű folyóvízi fajokkal találkozhatunk.

Összefoglalva elmondható: a kutaktól lefolyó patak állatvilágának legnagyobb értékét az az unikalitás jelenti, hogy rajta keresztül bepillantunk abba, miként vesznek birtokba akvatikus faunánk tagjai egy számukra idegen biotóp adta lehetőségeket, és miként küzdenek le olyan nehézségeket, melyekkel természetes körülmények között nem kerülhetnének szembe. A patak élővilága korántsem kialakult, és évről évre nagy változásokat mutat, amelyek nyomon kísérése igen tanulságos mind az ökológiai kutatások, mind a természetvédelmi gyakorlat számára. Külön szerencse, hogy ebben az esetben a betelepített egzotikus fajok nem jelentenek veszélyt a természetes társulásokra, mivel a hideg vízű, és eléggé terhelt Laskó-patak nem biztosítja életfeltételeiket.

### **Tájhasználati változások, gyógy- és idegenforgalmi fejlesztési irányvonal**

A Maklányi-völgy vízgyűjtőterülete a szénhidrogén kutatófúrások előtt ökológiai szempontból egységes tájképet alkotott érdekes geológiai és morfológiai (Maklányi-domb - folyóvízi szigetehely, kaptárkövek, érdekes geológiai feltárások), kultúrtörténeti (kaptárkövek, Maklányi-vár), botanikai, zoológiai és tájképi értékeivel.

Az antropogén beavatkozás következtében (kutatófúrás) keletkezett mésztufadomb új morfológiai elem a tájban. A Közép-Európa legnagyobb, működő mésztufa kiválását kialakító termálfvíz hasznosítása már az 1960-as évektől megkezdődött. 1961 után a vizet az egerszalóki termelőszövetkezet melegházak fűtésére használta, de mivel a sókiválás hamar eltömítette a csöveket, így azokat felszedték. A gazdasági hasznosítás felfüggesztése után 1990-ig szabadstrand működött itt. Napjainkban -évente megújuló bérleti szerződéssel- a területet Egerszalók Önkormányzata hasznosítja, a termálfürdő és környezete jelenleg magántulajdonban van, a strand csak fizetés ellenében látogatható.

A Maklányi-völgyben, évek óta egy komplex tájhasznosítású beruházás megvalósítása a cél gyógyszálló, strand és egy mesterséges tó létrehozásával. A beruházásra elkészített tervek sajnos eddig nem vették figyelembe a terület botanikai és zoológiai értékeit, s csak egy tervben kaptak kitüntetett figyelmet természetvédelmi és tájvédelmi szempontból a hidrogeológiai és földtani értékek.

A beruházás megnövekedett termálfvíz igénye miatt különös figyelmet érdemel a fokozott termálfvíz kitermelés, ami hosszabb távon a statikus vízkészletek kiaknázását és ezzel a természeti kincs pazarló felhasználását eredményezi. Korábbi tanulmány részletesen tárgyalja a budapesti termál-karsztvízkészlet veszélyes túlfogyasztásának előzményeit, következményeit (SÁRVÁRY 1992). Jelen esetben is szükségszerű lenne, ha a beruházások megkezdése előtt mérési adatok szolgálnának a karsztvízkészlet jelenlegi állapotáról és ennek függvényében a lehetséges további kitermelésről. Mint ismeretes, a mélységi vizek utánpótlása, regenerálódása igen hosszú, s csak a földtörténeti koroknak megfelelő időben fejezhető ki.

A mésztufadomb közvetlen környezete, valamint a Maklányi-völgy évek óta felhagyott parlagterületek, művelés alatt csak a völgy középső szakasza áll. E természetközeli állapotban lévő terület - mint ökofolyosó - a tervezett nagyberuházások miatt elveszítheti eredeti funkcióját. Az infrastrukturális fejlesztésekkel kiegészített gyógy- és idegenforgalmi beruházás a völgy teljes vízgyűjtőterületét érinti, de a völgy alsó szakasza kiemelten veszélyeztetett helyzetbe került.

### **Összegzés**

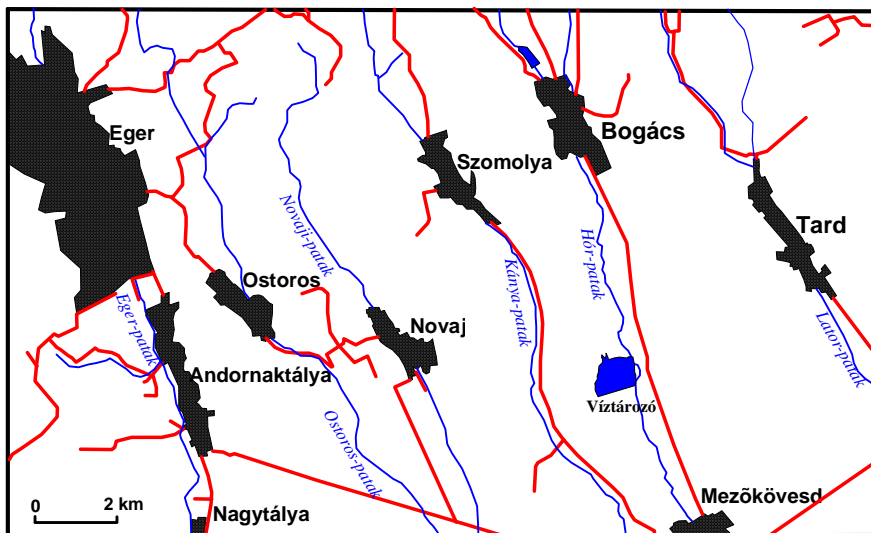
A várható radikális tájhasznosítási változások azért is figyelemre méltóak a kiválasztott kutatási területen, mert az OKHT vezetősége a sókiválás természetvédelmi oltalom alá helyezését már 1984-ben kezdeményezte. Anyagi eszközök hiányában, vagy a védelmi eljárás elakadása miatt azonban a védettség nem valósult meg. Az önkormányzat 1994-ben körbekerítette a mésztufa dombot, így biztosítva átmenetileg az objektum védettségét és a vízbázis belső védőterületének határát. A hévízkút maga *hivatalosan nem áll védelem alatt*, így annak gazdasági kiaknázása határtalan lehetőségeket kínál.

# A HÓRVÖLGYI VÍZTÁROZÓ GEOLÓGIAI FELÉPÍTÉSE, FELSZÍNFEJLŐDÉSE ÉS DOMBORZATA

## Bevezetés, a kutatási terület topográfiai helyzete, általános jellemzése

A Hórvölgyi víztározó az Egri-Bükkalja 126 és 480 m tszf-i magasságú, enyhén D-DK felé lejtő, tagolt hegységelőteri dombosági kistáj keleti részén fekszik (Marosi S. – Somogyi S. 1990). Bogácstól délre 5 km-re található, míg Mezőkövesdtől északra 3,76 km-re. Megközelítése közúton Egerből Noszvaj és Bogács érintésével lehetséges, délről pedig Mezőkövesden keresztül az M3-as autópályáról és a 3-as főútról érhető el. A víztározót mesterségesen hozták létre 1983-1985 között a Hór-patak vizének felduzzasztásával. A víztározó kialakításának célja az volt, hogy szabályozzák a patak lefolyás viszonyait, segítsék az árvízmentesítést, a terület mezőgazdasági (öntözési) hasznosítását, illetve teret adjanak a horgászat és üdülőhely kialakításával a rekreációs lehetőségeknek is. A tározó vízgyűjtő területe 131 km<sup>2</sup>, a tározott vízmennyisége 5 300 000 m<sup>3</sup>, illetve üzemvízi vízfelülete 160 ha. A víztározó az Északmagyarországi Vízügyi Igazgatóság felügyelete alá tartozik.

A Hór-patak árterén (alluvium) fekvő mesterséges objektum környezete kevésbé tagolt, a völgyet kísérő dombhátak fokozatosan lejtnek DK-i irányba és 180-170, illetve 145 m magasak. A terület átlagos vízfolyássűrűsége 1-2 közötti, a relatív relief átlagos értéke 50 m/km<sup>2</sup>. A kutatási terület a mérsékelt meleg – mérsékelt száraz éghajlati övezetbe tartozik. Az évi középhőmérséklet 9,5-9,8 °C, a nyári abszolút hőmérsékleti maximumok sokévi átlaga 33,0-33,5 °C, a téli abszolút minimumoké -16,2 °C (Marosi S. – Somogyi S. 1990). A napsütés évi összege alig haladja meg az 1900 órát, nyáron ez 760-780 nap, télen 180 nap. Az évi közepes csapadék értéke 630 mm. Az átlagos maximális hóvastagság 16 cm. Az ariditási index 1,10-1,13. Általában a völgy mentén a csatornahatás érvényesül, így itt ÉNy-i és DK-i szelek fújnak. Az átlagos szélsősebesség 2,5 m/s körüli értéket mutat.



A Hórvölgyi víztározó topográfiai elhelyezkedése a Bükkalján.

## Kutatástörténet

A mintaterület geológiai felépítésének kutatása 1949-ben kezdődött el, amikor megindultak a szénhidrogén lelőhelyek térképezései (Csíky G. 1960). A Bükkalja a sekélyfúrású kutatás klasszikus területe volt, ahol a földtani térképezési módszerrel kimutatott szerkezetek vizsgálatát végezték, valamint vázlatos földtani-geofizikai térképeket készítettek. A felépítő kőzetek részletes leírása és ezek alapján az első 1:100 000 méretarányú geológiai térkép szerkesztése a Bükk hegységben Balogh K. (1963, 1964) nevéhez kötődik. Pinzés Z. az alluviumot keretező dombhátak negyedidőszaki üledékeivel foglalkozott (1979). A terület felépítő főbb formációk részletesebb leírásai az 1990-es évek végén Barabás A. et al. (1998), Szakács, A. – Zelenka, T. – Márton, E. – Pécskay, Z. – Póka, T. – Seghedi, I. (1998), Pelikán P. és Pentelényi L. (2002) munkáiban jelentek meg. A Magyar Állami Földtani Intézet 2002-ben adta ki a mintaterületet is bemutató, új 1:100 000-es méretarányú földtani térképét (Pelikán P. et al.).

A felszínfejlődési és geomorfológiai kutatások közül az első részletes hór-völgyi leírás 1955-ben jelent meg, ahol Pinzés Z. a Bogács és Mezőkövesd közé eső területet, mint a pliocén eleji tönkfelszint délről lezáró ó-középleisztocén törmelékűpöt jellemzi. A magyarországi hordalékűpök átnézetes térképét Schmidt E. R. – Láng G. – Németh L. 1961-ben készítette el. A magyarországi középhegységi területek geomorfológiai szintjeinek kérdésével és eredetével Pécsi M. (1964, 1988) foglalkozott. Martonné Erdős K. (1972) a „Déli-Bükk középső részének felszín- és völgyfejlődési problémái” című értekezésében a pliocén hegyláb felszín és az előtte elterülő hordalékűp kialakulásáról és annak éghajlati háttéréről, valamint a negyedidőszakban lezajló folyamatokról közölt újabb adatokat. Tóth G. (1975, 1983) e terület problémáit csak részlegesen érinti a Bükk hegység különböző felszín maradványainak leírásakor, illetve a hegység keletkezésének kutatásakor. A Bogácstól délre eső területet, mint a Bükkalja 200 és 100 m magasan fekvő akkumulációs felszínét említi. Hevesi A. (1978, 1980, 1985) a földtani kutatások alapadatait figyelembe véve összegzi a Bükk hegység szerkezet- és felszínfejlődését, majd részletes leírást ad a negyedidőszakban bekövetkező éghajlati, szerkezeti változásokról és azok következményeiről. Az Észak-alföldi hordalékűp képződését és térbeli kiterjedését Borsy Z. (1990) kutatta. A magyarországi geológiai képződmények rétegtani leírásakor Barabás A. et al (1998) érzékletesen, fúrású adatokkal alátámasztva jellemzi az alföldi medenceperemi formációkat és azok keletkezési körülményeit. A Hór-völgy vízgyűjtő területének eltérő felépítésű szakaszairól, azok

eredetéről, geomorfológiai szintjeiről és jellemzéséről Pinczés Z. – Martonné Erdős K. – Dobos A. (1993) és Dobos A. (2000) között részletes adatokat és felszínalaktani térképeket.

## A Hórvölgyi víztározó környezetének geológiai felépítése

Bogács környezetében a felszín alatt mintegy 250-300 m mélyen tárták fel (Bo-1. és Bs-4. fúrás) a *triász mészkövet* (Csíky G. 1961). A karsztosodó kőzet fedőjében *oligocén* rétegek találhatóak. Erre felső és középső *miocén korú vulkáni képződmények*, majd helyenként szarmata és pannon rétegek települtek. A rétegsort a negyedidőszaki képződmények zárják le. A szénhidrogén kutatások a mélyben, a szomolyai teraszszerű alakzattól keletre egy hirtelen kiemelkedő boltozatrögöt tártak fel Bogácsnál, amelyet keletről újabb mélyedés zár le.

A terület alapkőzetének tekinthető pliocén rétegeket (alsó- és felső-pannóniai összletek) Balogh K. (1963) jellemezte részletesen. Az alsó-pannóniai rétegek Bogács környezetében közvetlenül a negyedidőszaki rétegek alatt fekszenek, illetve helyenként felszínre is bukkannak. A víztározó alatt azonban ezek a kőzetösszletek mélyebben fekszenek, s ezekre felső-pannóniai homok, agyag, kavics, földes-fás barnaköszén rétegek települtek.

Az *alsó-pannóniai összletek* a Pannon-tenger előrenyomulásakor a miocén riolittufa rétegekre rakódtak le, így fekküjük átdolgozott tufaanyagot is tartalmaz, az összlet fehéres, sárgás vagy zöldes tufás homok- és agyagréteg. A rétegsor domináns részét sárga homok, homokkő, sárga és szürke agyag, meszes agyag, agyagmárga alkotja, amelyet helyenként vékony aprószemű kavics, murva és barnaköszén agyagcsíkok tagolnak. A *felső-pannóniai rétegek* itt konkordánsan fejlődtek ki az alsó-pannóniai összleten. A felső-pannóniai összletet zöldes és szürke agyag, agyagmárga, szürkés és sárgás homok, homokkő váltakozása adja. A rétegek közé gyakran több m vastag földes-fás barnaköszén telepek ékelődnek be. E rétegsor Pázsag-pusztán környezetében tanulmányozható.

Az újabb térképezési eredmények alapján napjainkban különböző, megváltozott elnevezésekkel illetik a főbb földtani formációkat. Szakács, A. – Zelenka, T. – Márton, E. – Pécskay, Z. – Póka, T. – Seghedi, I. (1998, 2. ábra) a Bs-4. fúrásban már a miocén vulkáni összleteiben elkülöníti az Alsó Riolittufát (*Gyulakeszi Riolittufa Formáció*, 18,5 – 21,0 Ma), illetve a Középső Riolittufát (*Tari Dácittufa Formáció*, 16,0 – 17,5 Ma). A pannon képződményeket ezek fedőjében mutatta ki.

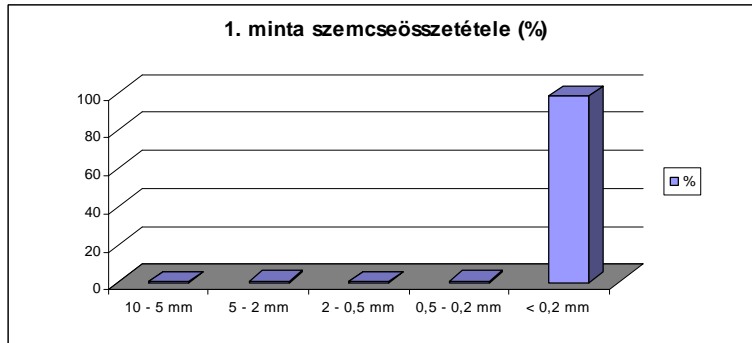
A magyarországi geológiai képződmények rétegtani besorolása után (1996, 1998) Pelikán P. és Pentelényi L. (2002) leírásaiban is megfigyelhetjük, hogy a pannóniai rétegek elnevezése megváltozott. Az alsó-pannóniai rétegeket a *Csákvári Agyagmárga Formáció* képviseli. Mivel a pannóniai emelet kezdetén a Bükk hegység környékén befejeződött a vulkáni tevékenység és a Bükkalja megsüllyedt, a pannon beltenger jelentős területeket hódított meg. A Csákvári Agyagmárga Formáció delta síksági (folyóvízi, mocsári, tavi) kifejlődésű és 50-300 m vastag (Barabás A. et al. 1998), ahol gyengén rétegzett, lemezes elválású, diatómás agyagmárga és agyagmárgás aleurit halmozódott fel. Jelentős az összlet szervesanyagtartalma is (Phytoplankton, Diatoma, Mollusca, Ostracoda). A felső pannóniai rétegeket képviselő *Zagyvai Formáció* alluviális síkságon – ártéren, folyómedrekben, mocsarakban, sekély tavakban képződött. Vékonypados, sűrűn rétegzett összlet, amelyen belül agyag, aleurit és homokkő sávok váltakoznak. Az összletben a finom- és középszemcsés frakció dominál.

A kutatási terület északi részén, közvetlenül a Hór-patak árterének nyugati peremén egy *felhagyott homokbányában* tárul fel a Zagyvai Formáció pannon homokja (2/b. ábra). A vastag homokréteg felett változatos negyedidőszaki üledéksor települt.



2/b. ábra: A kutatási terület ÉNy-i részén fekvő felhagyott homokbánya jobb oldala.

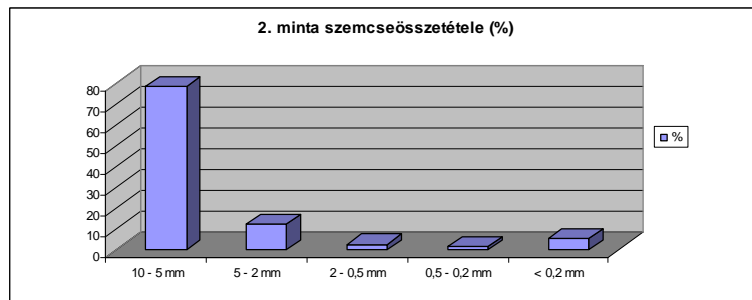
A bánya *1. rétegét* pannon homok építi fel (2/b. ábra – *geológiai feltárás metszete – lsd. cikkben*). A bevett minta 98,054 %-a a 0,2 mm-nél kisebb szemcsekategóriába esik. A kavics, murva, durva és közepes szemcséjű homok aránya elenyésző, e kategóriák együttesen 1,946 %-ot képviselnek. A durvább szemcsék között folyóvízi eredetű mészkő kavics, kvarcit és homokkő murva található. A minta tehát zömében az apró-, finom-, nagyon finom szemű homokot, iszapot és agyag frakciót foglalja magába. Az anyag zömmel fehér apró kvarchomokból áll, a minta kiszáradást követően könnyen szétesett, így agyagtartalma alárendelt.



A bányafal 1. rétegéből származó 1. minta szemcseösszetétele (%).

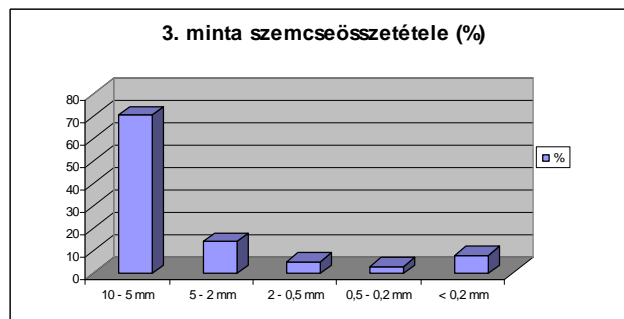
A fehér pannon homokra diszkordánsan egy durvább, nagyobb méretű folyóvízi kavicsokat magában foglaló réteg (2. réteg – 2/b. ábra) települ. A két közet határa jól elkülöníthető, a határt egy 0,5 cm vastagságú vaskéreg képviseli. A mintában a kavics frakció uralkodik (78,53%), 12,15 % a murva, 5,29% a 0,2 mm-nél kisebb szemcsék aránya, és elenyésző a durva szemű homok (2,43%) és közepes szemű homok mennyisége. A réteg kavicsanyagában lekerekített folyóvízi anyagot találunk, benne radiolarit, mészkő, kvarcit, breccsa, agyagpala, homokkő és meszes kötőanyagú konglomerátum ismerhető fel. A durva szemcséjű homok tartományában már megjelennek a kvarcsemmcsék, s a 0,2 mm-nél kisebb frakcióban apróbb kvarc, biotit és vöröses színű, magas agyagtartalmú ásvány ismerhető fel. Ez utóbbi összetétel anyaga kötöttebb, több benne az agyagtartalom.

A 3. réteg középső részén egy folyóvízi meder található (2/b. ábra). Itt a kavicsok, murvák elhelyezkedése félköríves mintázatot mutat, ami a meder fokozatos feltöltődésére utal. Az innen származó 3. minta szemcseösszetételében a kavics (70,06 %) és a murva (13,89%) frakció dominál. Ezek anyaga szintén koptatott, lekerekített, folyóvízi üledék, amely fehér Bervai és szürke Felsőtárkányi mészköveket, homokkövet, konglomerátumot, agyagpalát és kvarcitot tartalmaz. A 3,15 és 2 mm-es szemcsetartományban már radiolarit- és kalcitdarabok, illetve kvarcsemmcsék is megjelentek. A durva szemű homok aránya 5,08%, a közepes szemű homok aránya 2,98%. A minta 0,2 mm-nél kisebb tartományában apró-, finom és nagyon finom homok, iszap és agyag található (7,99%).

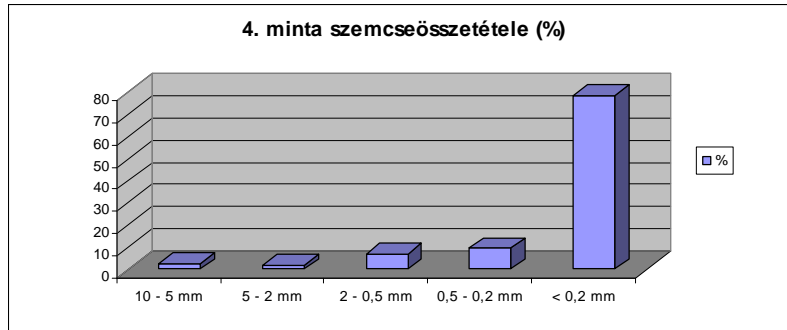


A bányafal 2. rétegéből származó 2. minta szemcseösszetétele (%).

A feltárás baloldalán található szürke színű 4. réteg a 2. réteg fölött egy mederkitöltés anyaga (2/b. ábra). Itt a finomabb frakciók túlsúlya mutatható ki. A 0,2 mm-nél kisebb szemcsék az anyag 78,79%-át teszik ki. Kiszáritás után ez a minta kötött volt, felületén poligonális elválás volt látható, ami nagy agyagtartalmára utal. Anyagában kvarc, biotitszemcsék, agyagásványok fordulnak elő, döntően homokos agyag. A kavics (2,65%), a murva (2,13%), a durva szemű homok (6,83%) és a közép szemű homok (9,6%) a minta kisebb részét teszi ki.

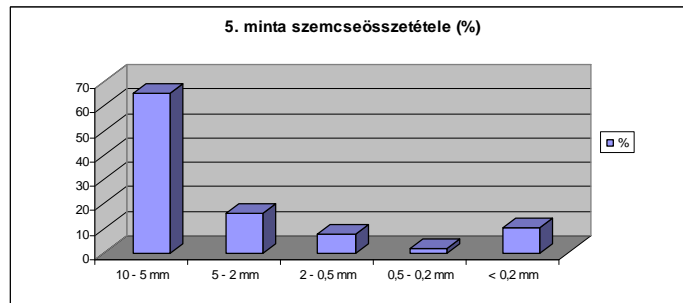


A bányafal 3. rétegéből származó 3. minta szemcseösszetétele (%).



7. ábra: A bányafal 4. rétegéből származó 4. minta szemcseösszetétele (%).

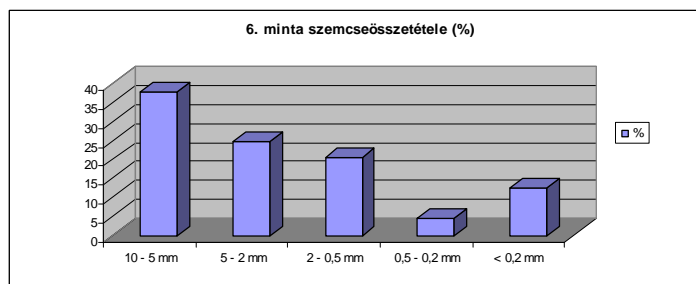
A bányafal 5. rétegében található szürkés, vöröses árnyalatú folyóvízi anyag a 3. és 4. rétegre települt (2/b. ábra). A rétegben párhuzamos murva és kavicsávok jelennek meg. A begyűjtött minta anyagában a durvább szemcseátmérő uralkodik. A kavics 64,77%, a murva 16,27%. Mindkét frakció lekerekített, folyóvízi üledék jelenlétét mutatja, amelyben radiolarit, fehér és szürke mészkő, agyagpala, meszes kötőanyagú konglomerátum, kvarcit és homokkő található. A kavics anyaga kisebb átmérőjű, mint a 2. rétegben. Jelentős a finomabb frakció jelenléte is, a 0,2 mm-nél kisebb átmérőjű anyagok 10%-ot tesznek ki. Ennek anyaga nagyrészt világos szürke színű apró homok és lösz, kevés agyagtartalommal. A durva szemű homok aránya 7,28%, a közép szemű homok aránya pedig 1,68%.



A bányafal 5. rétegéből származó 5. minta szemcseösszetétele (%).

A feltárás szürke színű 6. rétegében az egyes összetevők már közel azonos arányban képviselik magukat. Az összlet folyóvízi eredetű üledék, amelyben a kavics 37,76%, a murva 24,71%, a durva szemű homok 20,54% és a 0,2 mm-nél kisebb frakció 12,38%. A kavics és murva anyaga mészkő, lekerekített riolittufa, radiolarit, kalcit, kvarcit és agyagpala. A 0,2 mm-nél kisebb szemcséjű anyagban jelentős az agyagtartalom.

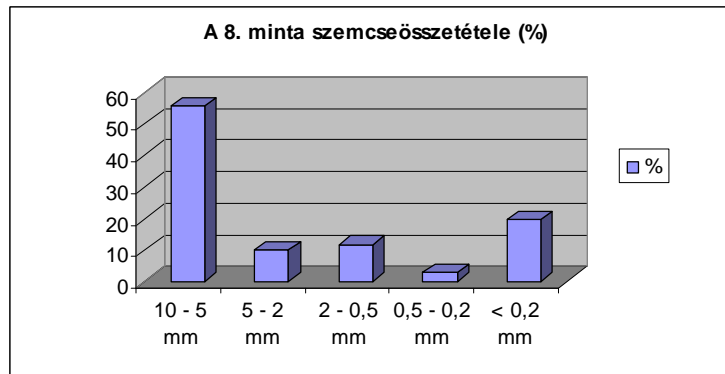
A vöröses barna színű 7. réteg valószínűleg egy delle-kitöltés anyaga, amely a 6. réteg folytonosságát szakítja meg. Ez az összlet tálalakú formában jelenik meg, ahol nagyobb méretű folyóvízi eredetű kavics és murva frakció nem mutatható ki. Anyaga homogén, finomabb frakciójú üledék, zömmel homokos iszapos agyag (2/b. ábra).



A bányafal 6. rétegéből származó 6. minta szemcseösszetétele (%).

A 8. réteg feketés, sötétbarna színű anyaga zárja le a rétegsort, amelyben 55,67% kavics, 9,91% murva, 11,78% durva szemű homok, 2,89% közép szemű homok és 19,75% apró-, finom- és nagyon finom szemű homok, iszap és agyag található. A kavics és murva anyaga koptatott, lekerekített mészkő, radiolarit, kvarcit, kalcit és homokkő.





A bányafal 8. rétegből származó 8. minta szemcseösszetétele (%).

A feltárás egyes rétegeinek elemzése után azt mondhatjuk, hogy a fehér pannon homokra diszkordánsan egy pleisztocén korú folyóvízi üledéksor települt. A bányafal teljes területén 3 folyóvízi meder is kimutatható. A meder aljában található a feltárás legnagyobb méretű kavicsai, ezért azt kell feltételeznünk, hogy ez az üledék egy nagyobb szintkülönbségekből adódó felszínlepusztulás hatására alakult ki. A medrek kitöltő anyaga változatos, a 3. rétegnél ezt nagyrészt körívszerűen rendeződött kavics és murva adja, míg a 4. réteg szélesebb medrében már a finomabb szemcsék (homok, lösz) dominálnak. Az első 4 minta vöröses színe és a mintákban növekvő agyagtartalom arra utal, hogy ezen üledékek keletkezése *melegebb, csapadékosabb* közegben ment végbe. Az 5. réteg egy kiegyenlített folyóvízi feltöltésre utal, hiszen párhuzamosan fekvő kavics és murva rétegek váltakoznak itt finomabb, apró homokba, löszbe ágyazottan. A réteg felső részében több helyen is találhatóak több cm vastag és 20-30 cm hosszú mészkövek. Ez esetleg arra utalhat, hogy a folyóvízi lerakódás megszakadtával a terület szárazulati térszín volt és egy *szárazabb periódus* köszöntött be, ahol a lerakódott löszüledékből a párolgás mértékének növekedésével megindult helyenként a mészkiválás folyamata. Az 5. rétegre ezt követően egy újabb folyóvízi anyag települt. A 7. réteg egy hidegebb *periglaciális éghajlaton* keletkezett *delle képződmény* kitöltő anyaga. Mivel a delle alapja az 5. és a 6. rétegbe is benyúlik, azt feltételezhetjük, hogy a delle kialakulása már az 5. réteg lerakódásának záró szakaszában megkezdődött. A feltárás delle képződménye és az 5. réteg mészkiválásai egy szárazabb, hidegebb klímaperiódust feltételeznek a kutatási területen. A delle kitöltő anyaga vöröses barna színű homokos agyag, ami újabb éghajlati váltásra utal (*melegebb, nedvesebb környezet*). Ez az üledék valószínűleg a magasabb térszínnek áthalmozott felső pleisztocén lejtőagyagja. A feltárás utolsó, sötét barna, feketés árnyalatú 8. rétege 30-20 cm vastagságban fedi be az említett rétegeket. Anyaga iszapos agyag, a rétegben jelentős mennyiségű folyóvízi kavics és murva található. A feltárás teteje 155 m tszf-i magasságú, ahol a felszínen nagy mennyiségű folyóvízi terasz kavics (mészkő, kvarcit, radiolarit, homokkő, riolitifa, stb.) található. A tetőszint megegyezik a II/a. sz. terasz szintjével, amely a würmben (felső pleisztocénban) alakult ki. Ezek alapján a bányafalban feltáruló rétegek szintén fiatal, felső pleisztocén korú üledékeket képviselhetnek (0,1 – 0,01 millió év).

A fent bemutatott negyedidőszaki rétegek mellett igen jellegzetes a Hór-patak két oldalát kísérő alsó- és középső pleisztocén hordalékkúp területén kimutatható *középső pleisztocén* korú *sötétbarna vagy vöröses árnyalatú lejtőagyag*. A lejtőagyag a felső kőzetek málladékának szoliflukciós felhalmozódásával keletkezhetett, ahol az anyagba hullópor, illetve az idősebb pleisztocén vörös agyag lemosódásából származó anyag is belekeveredhetett.

A *felső pleisztocén* korú üledékek közül a *lejtőagyagokat, a löszös üledékeket és a II. sz. teraszok folyóvízi kavicsát* emelném ki. A vörös és barna színű lejtőagyagok 120 - 100 m tszf-i magasságnál jelennek meg, anyaguk teljesen kevert, az idősebb agyagok mellett jelentős felső pleisztocéni hullóport is tartalmaznak. A Bükkalja déli peremi övezetében Pinczés Z. (1979) mutatott ki az alapközetten kialakult típusos löszöket (Andornaktálya), lösszerű üledékeket (Ostoros) és áttelepített, lösszerű lejtőüledékeket (Szomolya). E kőzetösszletek a Hórvölgyi víztározót határoló tetőszintekben és lejtőkön is kimutathatók. A II/a. sz. folyóvízi terasz kavicsanyagát a korábban elemzett homokbánya feltárása mutatja be részletesen.

A *holocénban* (10 000 év – napjainkig) keletkezett I. sz. teraszt többnyire folyóvízi kavics vagy durva homok borítja be, míg a Hór-patak széles árterén több méter vastag alluviális üledék rakódott le (kavics, murva, homok, iszap, agyagrétegek).

### A Hórvölgyi víztározó környezetének felszínfejlődése, domborzata

A Hórvölgyi víztározó környezetét északon 190, 180 m tszf-i magasságú dombhátak övezik, amelyek dél-délkeleti irányában fokozatosan lejtnek (130 m). A mellékvölgyekkel tagolt lejtők a Hór-patak 1 000 – 800 m széles alluviumát (árterét) határolják. A víztározót a patak nyugati oldalán képezték ki, tengerszint feletti magassága 135 m, a gát hossza 1329 m.

A víztározó környezete a Bogács – szomolyai töréstől délre képződött morfológiai egységhez, a *Hór-patak hordalékkúpjának* (Pinczés Z. 1955) *területéhez* tartozik. A hordalékkúp épülése a pliocén végén kezdődött meg és a pleisztocén hidegebb (glaciális) és melegebb (interglaciális) szakaszaiban hol erőteljesebben, hol kisebb intenzitással folytatódott egészen napjainkig. A hordalékkúp területén megjelenő üledékretegek vízszintesen és függőlegesen váltogatják egymást, anyaguk agyagos homok, homokos agyag, lösz, agyag, kavics és murva frakcióból áll. Itt a szárazföldi eolikus és folyóvízi üledék egy időben és egymás mellett, egymást váltogatva alakult ki. A kavicsok között legnagyobb mennyiségben kvarckavics fordul elő, ami a tektonikusan feldarabolt korábbi morfológiai szintek felszínéről lemosott kvarckavics-takarókból eredeztethető. A kvarckavics mellett jelentős a triász Bervai és Felsőtárkányi mészkő, agyagpala, homokkő, kvarcit és eocén mészkő megjelenése is (2/a. – 10. ábra). Dél felé haladva a hordalékkúp anyaga finomodik, megnő a murva frakció aránya. A durva szemű kvarchomokon kívül a hordalékkúp tufából és kisebb mértékben palamurvából áll.



A Hór-patak tehát már a pliocén végén, vagy a pleisztocén elején megjelent ezen a területen. Az alsó pleisztocén és a középső pleisztocén kavicsos homokos üledéke a Bogács – szomolyai töréstől délre fekvő pannon térszínre rakódott le. A patakok később, valószínűleg az utolsó interglaciális, vagy valamelyik würm interstadiális kori bevágódás, illetve völgyezésítés következményeként a hordalékkúp anyagának jelentős részét elhordták.

A Hórvölgyi víztározó környezetének részletes, 1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképe 2000-ben készült el (Dobos A.). A felszínalakítási tömszelvényen és a geomorfológiai térképen is jól követhető, hogy a Hór-patak völgye itt aszimmetrikus megjelenésű. A pataktól nyugatra eső *alsó- és középső pleisztocéni hordalékkúpot* képviselő háta magasabban fekszenek (190 – 170 m), előterük is tagoltabb. A lejtők mentén északon, a Papsag-aljától nyugatra kisebb foltokban jelennek meg a 25 - 30 m relatív magasságú *középső - felső pleisztocén korú folyóvízi teraszok* (II/b. sz. – riss-würm) maradványai. Ezek kiterjedtebb felszíneket a terület DNy-i részén képeznek. A II/b. sz. folyóvízi teraszok előterében 12,5 m relatív magasságban található meg a *felső pleisztocén korú folyóvízi teraszmaradványok* (II/a. sz. - würm). A Hór-patak nyugati oldalával ellentétesen a keleti oldal alacsonyabb, de egységesebb szinteket képvisel. Legmagasabb pontja ÉK-en 180 m, amely dél felé hirtelen 155 m-re alacsonyodik, majd innen a Hosszú-dűlőn fokozatosan lejt a terület 135 – 130 m tszf-i magasságra. A víztározótól keletre nagy kiterjedésű, egységes szintként jelenik meg a 12,5 m relatív magasságban fekvő folyóvízi terasz (II/b. sz. – riss-würm). Ettől délre - a Hosszú-dűlő területén - az 5 m relatív magasságú *hordalékkúp-terasz* mutatható ki.

Az alsó- és középső pleisztocénban kialakult *hordalékkúp* területe, mint azt a 15. ábra teraszszintjeinek maradványai is jelzik, a középső- és felső pleisztocénban, illetve a holocénban tovább formálódott. A Hór-patak völgymélyítő tevékenysége a *pleisztocén melegebb, nedvesebb klímaperiódusaiban*, egy-egy emelkedési szakaszt követően több alkalommal is felélénkült. Ilyenkor a patak munkavégző képessége megnövekedett, s jelentős mennyiségű hordalékot szállított el a területről. Ennek eredményeként alakult ki a patak széles völgytalppal rendelkező, *teraszos, eróziós fővölgye*. Az oldalvölgyek intenzívebb be-, illetve hátravágódása, az *eróziós mellékvölgyek* képződése szintén ezekhez az időszakokhoz kötődnek.

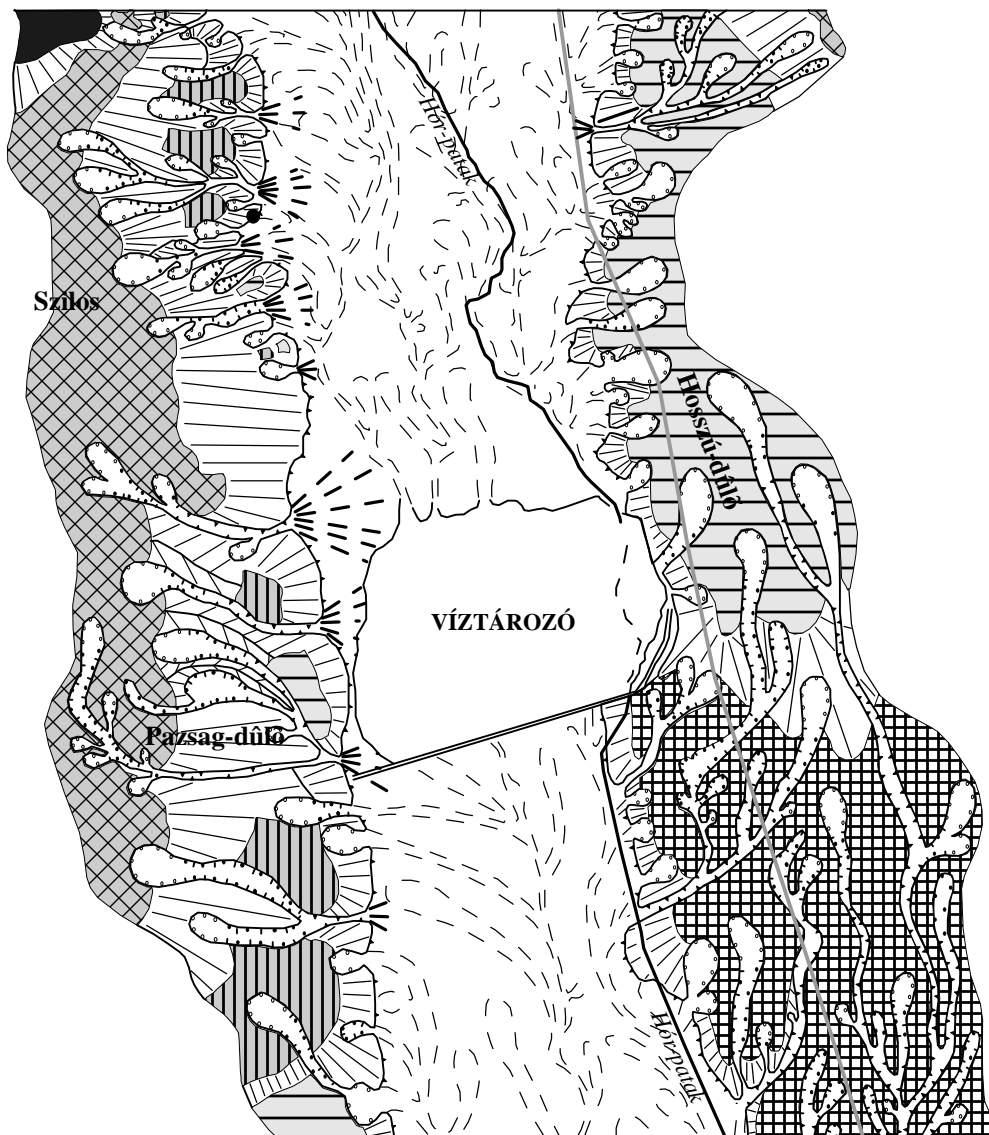
A pleisztocén köztes *hidegebb klímaszakasaiban*, a Hór-patak völgyezésítő tevékenysége volt jelentős, ekkor a patak által elhagyott területek szárazulati térszínekké váltak. A szélmozgás következtében a kiszáradó, hajdani folyóvízi üledékes területeken megindulhatott a kisebb szemcséjű anyagok kifúvása, majd kissé távolabb a poranyag lerakódása. A Hór-patak bükkaljai vízgyűjtő területén több helyen sikerült talajfúrásokban és bányafeltárásokban kimutatni a folyóvízi üledékrétegek közé települt löszös, eolikus homokrétegeket (Dobos A. 1997, 2/a-b. ábra). A hidegebb periódusok a lejtők mentén az ún. *deráziós völgyek* keletkezésének kedveztek. A deráziós völgyek hosszabb-rövidebb tal keresztmetszetű vagy keskeny félhenger alakú száraz völgyek. Sem mederrel, sem állandó vízfolyással nem rendelkeznek, völgyfőjük pedig jelentéktelen kiszélesedik. Benne vízfolyás által létrehozott lineáris eróziós nyomok nem láthatók, s a völgy lejtőit és talapatát különböző összetételű lejtőüledékek bélelik ki. A völgy kialakulása a lejtőkön és völgytalpon lineáris pályán lefutó időszakos vizek munkájával indult meg, majd ennek szerepét a nagy felületekre ható ún. areális erózió vette át. Az areális erózió a lejtőket borító talaj- és üledékréteg lemosásával, pusztulásával (geli- és kongeliszoliflukció), s így a völgy szélesítésével járt. A völgyképződés a lejtő aljáról, peremről, vagy a már meglévő fő eróziós völgy pereméről indult meg és hátrált a lejtőn felfelé. A deráziós völgyképződés fő időszaka a területen a pleisztocénra tehető, hiszen ekkor a hidegebb, periglaciális feltételek elsősorban az areális felszínalakító folyamatoknak kedveztek. A kutatási területen a deráziós völgyek két típusa jellemző: a fővölgyre kifutó *deráziós fülkék és az eróziós – deráziós völgyek*. Ez utóbbiak átmeneti állapotot jeleznek, s a deráziós völgyek eróziós völgyekké alakulásának folyamatát mutatják be a meredekebb lejtőszakaszokon.

A *holocénban* a Hór-patak árterének peremén, a benyúló hordalékkúpok feltöltő tevékenysége következtében egy 1,5 m magas *holocén folyóvízi terasz* alakult ki (I. sz.). A völgyek előterében megjelenő hordalékkúpok részt vesznek a Hór-patak *árterének* lassú feltöltésében is. Az ártér 1000 – 800 m széles, melyet több méter vastag friss öntésanyag (kavics, homok, iszap, agyag) épít fel.




















Napjainkban a lejtők formálásában a hóolvadákvizek (niveális ablúció) és a csapadékvizek leöblítése (pluviális ablúció) játszik jelentős szerepet. Ha a kutatási terület *lefolyásviszonyait elemezzük*, azt figyelhetjük meg, hogy a területre lehulló csapadék jelentős része a völgyet keretező vízváltóvonalától a Hór-patak árterének irányában vezetődik le. A völgy nyugati részén a meredekebb lejtőviszonyok miatt a víz gyorsabban juthat le, s lineáris erózió alakul ki. Ezek a feltételek a mélyebb eróziós völgyek képződésének kedveznek. A völgy keleti oldalán ugyanakkor meredekebb lejtőrészletek csak ÉK-en mutathatók ki, s ettől délre a domborzat tagolatlansága miatt a víz nagyobb területen tud areális, nagy területekre kiterjedő pusztítást végezni.

Az elemzett lefolyásviszonyokból adódóan az egyes geomorfológiai szinteket határoló meredekebb lejtőket napjainkban több méter mély és szélesebb völgytalppal rendelkező *eróziós mellékvölgyek* tagolják. Ezek előterében legyezőszerűen elterülő nagyobb hordalékkúpok futnak ki a Hór-patak árterére. A hordalékkúpok fejlődése napjainkban csak nagyobb esőzésekkor figyelhető meg, ekkor ugyanis jelentősebb lejtőanyag pusztul le és szállítódik ki az alluviális előtérre. Ezen eróziós völgyek felső szakaszán több helyen is megfigyelhető, hogy *eróziós-deráziós völgyszakaszok* alakultak ki, illetve a völgyfők mart, *deráziós* eredetűek. A lejtők alján ugyanakkor völgytalp nélküli, tálalakú deráziós völgyek, dellék mélyülnek. Ezek képződése napjainkban korlátozottabb, inkább csak az átmeneti évszakokban jelentősebb. Szép eróziós, deráziós - eróziós völgyrendszer fejlődött ki a tagolatlan, kisebb lejtésű Hosszú-dűlőn.

A völgyeket határoló lejtők fejlődésében napjainkban nagyobb szerepet kapnak a *tömegmozgásos folyamatok*. A lejtőket felépítő agyagos rétegek jó alapul szolgálnak a csuszamlásos, szoliflukciós formák megjelenésének. Nyáron esőzések alkalmával ugyanis a feltalaj átmedvesedik, az alatta fekvő rétegek azonban száraz állapotban maradnak és jó csúszópályát képeznek. Ilyenkor a lejtők egyes szakaszai gyors mozgásnak indulnak, illetve a lejtők aljára kisebb sárfolyások futnak le. Télen és az átmeneti évszakokban ugyanakkor jelentősebb a fagy hatása, az altalaj átfagyása, s ez lassú ún. geliszoliflukciós folyamatok kialakulását eredményezi. Ebben az esetben az átfagyott altalaj fölötti a naponként felengedő és átmedvesedő talajréteg mozdul el és okoz kisebb, pár cm-es nagyságrendű mozgásokat. Ilyenkor a talajtakarón fekvő növényzet is felszakadozik.



### Jelmagyarázat:

- |   |  |   |                               |
|---|--|---|-------------------------------|
|  | Fiatal hegyláb felszín   |  | Delle                         |
|  | Ó- és közép-pleisztocén korú hordalékkúp   |  | LejtQ                         |
|  | 25-30 m relatív magasságú pleisztocén korú felszín maradványa (II/b. Számú folyóvízi terasz) |  | Hordalékkúp                   |
|  | 12,5 m relatív magasságú pleisztocén korú felszín maradványa (II/a. Számú folyóvízi terasz)  |  | Holocén idQszakos vízfolyások |
|  | 5 m relatív magasságú pleisztocén korú felszín, hordalékkúp-terasz fagyékekkel               |  | Hór-patak medre               |
|  | Holocén alluviális sík, alluviális teraszmaradványokkal                                      |  | Település                     |
|  | Eróziós völgy  |  | Mqút                          |
|  | Eróziós vízmosás   |  | Gát                           |
|  | Eróziós-deráziós völgy   |  | Bánya                         |
|  | Deráziós völgy   |   |                               |

A Hórvölgyi víztározó környezetének geomorfológiai térképe (Dobos A.).

## **Összegzés**

A kutatási terület fent bemutatott geológiai és felszínalaktani adottságai mindenképpen lehetővé tették a Hórvölgyi víztározó kialakítását. A Hór-patakban a felsőbb vízgyűjtő területről érkező víztömeg jelentős hordalékanyagot szállít, amelyet a felduzzasztott területen le is rak. Ezért a víztározó környezetében ajánlott az állandó mederkotrás. A víztározó környezete a bemutatott változatos domborzattal egy hangulatos, esztétikai szempontból egységes területet biztosít az ide látogatók számára. A terület mezőgazdasági, horgászati és rekreációs hasznosításának alapjai a területen adóttak.

## Tájtényezők kapcsolatának vizsgálata a verpeléti Várhegy és környezetének példáján.

### Bevezetés

A verpeléti Várhegy a Mátra harmadidőszaki parazitavulkánja. Földtani értékei miatt VIDACS ALADÁR (1965) javaslatára 1975-ben nyilvánították *helyi jelentőségű természetvédelmi területté*. A Várhegy az Északi-középhegységben fekszik, a Mátra és a Bükk hegység között határként húzódó kistáj, a Tarna-völgy déli részén, Verpeléttől 300 m-rel ÉNy-ra. A Tarna-völgy kistája 129 és 260 m tszf-i magasságú, É-D-i csapású teraszos eróziós völgy. Az átlagos relatív relief értéke Verpelét környezetében 0 – 25 m/km<sup>2</sup>, az átlagos vízfolyás sűrűség 1,5 km/km<sup>2</sup>. A kistáj déli része medencedombsági környezetben fekszik (MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990). A Várhegyet műtonról délről Kisnána és Verpelét, míg északról Tarnaszentmária irányából közelíthetjük meg (1. ábra).

A Várhegy a Tarna 137,5 - 140 m tszf-i magasságú, 900 – 1 000 m széles árterének nyugati peremén található, ahol környezetéből izoláltan emelkedik ki. Jelenlegi abszolút tengerszint feletti magassága 196 m. A Tarna völgytalpához viszonyított relatív magassága 50-60 m. A vulkáni kúp valószínűleg a XIX sz. közepén még 5-10 méterrel magasabb volt, eredeti formáját és magasságát a kőbányászat csonkította meg. Nyugaton a 160 – 170 m magas Szent Mária-dűlő, északon a mellékvölgyekkel és folyóvízi teraszokkal tagolt Várhegy-dűlő, valamint a Torzom-patak völgye határolja. Keleten a Várhegy pereme meredek lejtővel ereszkedik le a Tarna medrére. A vulkáni kúp tetejéről déli irányban kitekintve már 250 - 300 m-re Verpelét házai és a vasútállomás épületei láthatók.

### A Várhegy földtani felépítése

A verpeléti Várhegy első földtani kutató feltárását (Verpelét 1. sz. fúrás) az Országos Földtani Főigazgatóság Északmagyarországi Kutató-fúró Vállalata rendelte el 1963-ban (CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E). A 258,5 m mély fúrás egy változatos *miocén kori bádeni emeleti vulkáni rétegsort* tárt fel. A Várhegy és környezetének részletesebb földtani felépítését – a mintaterület átmeneti fekvéséből adódóan – mind a Mátra, mind a Bükk hegység geológusai vizsgálták (BALOGH K. 1963, VIDACS A. 1965, VARGA GY. – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1974, VARGA GY. 1975, VARGA GY. – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. – FÉLEGYHÁZI ZS. 1975).

A kiválasztott terület (2. ábra) legidősebb képződményei a Mátra fő vulkáni időszakához (*miocén bádeni emelet, 15–16M év*) kötődnek. Ekkor a fő tektonikus vonalakon hatalmas hasadékvulkánok működtek, a centrolabiális sztrato-vulkánok környezetében pedig vastag hamu- és törmelékrétegek ülepedtek le. Ez a *középső riolittufa* adja a Várhegy közvetlen környezetének alapkőzetét is (BALOGH K. 1963). A savanyú plagioklászos riolittufa-összlet világosszürke színű, kisebb szemmagyságú és rétegzetlen. Anyagában horzsakődarabok, sötétzöld vagy világosszürke, legömbölyített, üveges dácitzárványok, plagioklászok, biotitok és zöld amfibolok ismerhetők fel.

*Piroxénandezit jelenik meg agglomerátum- és tufa, illetve riolittufa betelepülésekkel* a Várhegy központi tömegében, illetve Tarnaszentmáriától nyugatra, a mintaterület ÉNy-i részén. Az összlet nagyrészt tömbös-vastagpados, olykor lemezes megjelenésű. A lávaárakat helyenként nagy vastagságú lávaagglomerátum tarkítja. Az agglomerátum anyagai különböző nagyságú és színű, tömött vagy lyukacsos augitos hiperszténandezittömbök, amelyeket erősen bontott, vöröses- vagy szürkésbarna színű lávaanyag cementál. A lávaárakat elkülönítő rétegek között durva breccsát, agglomerátumot, illetve finomrétegzésű, erősen bontott portufát is találhatunk.

A bádeni emelet végén az alföldi területek megsüllyedtek, s így dél felől a területet elérte a tenger. Mivel a szarmata emeletben (11,5–14M év) a Mátra megemelkedett, így a szubtrópusi éghajlaton hatalmas szárazföldi lepusztulási időszak indult meg. A tenger ekkor visszahúzódott és elkezdett kiédesedni. Ennek következtében *szarmata csökkentsősvízi agyag, homok, riolittufit, mocsári agyag és barnakőszén* építi fel a terület középső nagy részét, a Várhegy és Verpelét határában. Ez a kőzetréteg egy áthalmazott, keresztarétegzett riolittufa, amelynek sárgás vagy zöldesszürke színű, üveges, homokos vagy agyagos kötőanyagú, finomabb rétegei sötétebb szürke, durva kavicsrétegekkel váltakoznak. A finomabb rétegekben kvarc, földpát, mállott biotitlemezek, perlit szemek és horzsakőtöredékek ismerhetők fel. A kavicsos szintek 3-4 cm átmérőt is elérő törmelékanyaga dácittufa és különböző színű andezit. Erre a rétegre váltakozva zöldesszürke agyag, agyag márga, finom tufitos, agyagos homok, meszes homokkő, homokos agyag, valamint homok és riolittufa települ (BALOGH K. 1963).

A nagy intenzitású lepusztulás és felszínképződés bizonyítékát a Tarnaszentmáriától keletre feltárt *szarmata emeleti kavics, homok, szárazföldi agyag összletek* jelzik, amelyekbe helyenként 1-2 m vastag *riolittufa-rétegek* települnek.

A *pannóniai emeletben* Kisnána – Tarnaszentmária – Egerbakta vonalán húzhatjuk meg a lepusztulási és felhalmozódási területek határát. A Mátraalján ekkor már az egyre sekélyesedő Pannon beltó helyezkedik el. Verpeléttől DK-re ennek hagyatéka a váltakozva megjelenő *pliocén* (1,5–4M év) *zöldes és szürke agyag, agyagmárga, szürkés és sárgás homok és homokkő*. A rétegsort számos, gyakran több m vastag földes-fás barnakőszéntelep közbeiktatódása jellemzi. A mintaterület DNY-i részén, Verpeléttől Ny-ra vastag *pliocén hordalékkúp-jellegű összlet* van, ahol a vöröstarka agyag tufa-kötőanyagú andezitkavicsal és –konglomerátummal váltakozik. Az összlet vagy andezitre, vagy a szarmata rétegsor különböző üledékeire települ.

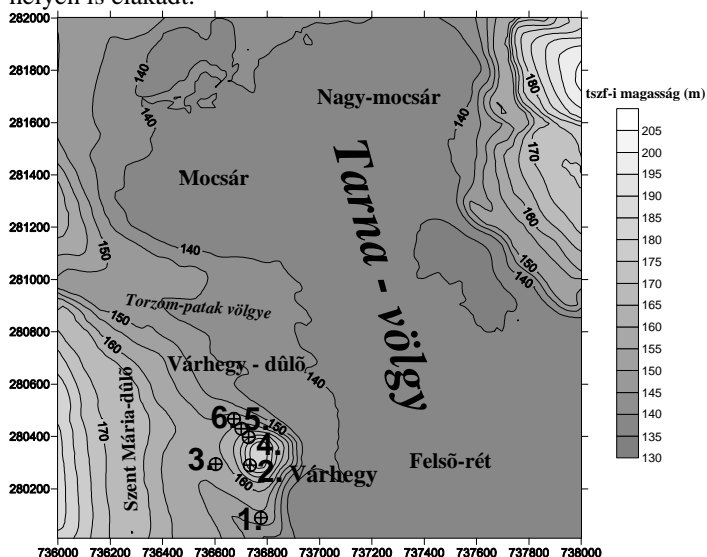
Napjainkban a felszínt több méter vastag *negyedidőszaki* képződmények (2,4M év – napjainkig) fedik. Ezek közül a legjellemzőbbek a pleisztocén agyagok, lejtőagyagok; a folyóvízi teraszok kavics- és löszrétegei, Verpeléttől délre az alluviumot borító futóhomok összletek, illetve a holocén friss öntés agyagok, kavics-, homok- és iszap rétegek.

A Várhegy a Tarna-völgy szerkezeti vonalai és az arra merőleges hegységperemi törések metszési pontjában aktivizálódott. A vulkáni kúp aljzatában 1500 m-es mélységben triász mészkövet és dolomitot tártak fel, amelyre eocén márga és oligocén agyagmárga települt (ZELENKA T. 2002). 250 m mélyen tengervízbe hullott (szubmarin) kovás miocén andezittufa található vékony tufit és agyagrétegekkel. Ezen andezitkavicsokat tartalmazó agyag és andezittufit fekszik. 53,8 - 239,9 m mélyen a miocén horzsaköves dácit-ártufa egy egykori ignimbrít ár jelenlétére utal. 0-50 m mélyen ugyanakkor váltakozva jelennek meg a sztratosorozat tagjai: piroxénandezit tufa és agglomerátum, illetve középső piroxénandezit. A *parazitakúp* főbb geológiai érdekességét andezittufa és -láva anyagú *sztrato(réteg)vulkáni szerkezete* adja. A hajdani bányaudvarban szinte épp állapotban tanulmányozható a vulkáni kúp *központi csatornája* és a benne megszilárdult *andezit lávadugó* (VIDACS A. 1965, TÓTH G. 1981,

ZELENKA T. 2002). A függőleges andezit láva felnyomulások oszlopos elválásúak. A kürtőben az andezitláva mellett a magas gáztartalmú, salakos *kürtőbreccsa* is megjelenik. A különböző méretű *vulkáni törmelékcretegek* (agglomerátumok, vulkáni por, hamu, vulkáni bombák, lapilli) a csatornától a vulkáni kúp lábazata felé haladva körgyűrűszerűen, radiálisan 45-50°-os rétegdőlésben helyezkednek el, s az ismétlődő vulkáni működésre utalnak. Ezt a szerkezetet leginkább az alsó bányaudvarhoz vezető bevágásban tanulmányozhatjuk. Mivel a láva megrekedett a kürtőben, így a kúpot a *vulkáni dómok* csoportjába sorolhatjuk (VIDACS A. 1965). A lávadugó közelében a *vulkáni utóműködések* különböző formáit figyelhetjük meg: a feltörő hidrotermális (forró vizes) oldatok, gőzök, gázok a kőzettestekben csatornahálózatokat alakítottak ki, a fumarolás működések és az agresszív gázok kimarták a kőzet felületét, a kőzetpedésekben ásványkiválások, opálerek, oxidációs, redukciós, agyagásványos, szulfátos, limonitos és egyéb kőzetátalakulások mentek végbe. A szarmata emeletben a Mátra központi területéről lepusztult kőzetrétegek áttelepültek a peremi részekre, így azok befedték a vulkáni kúpot, megvédve a lepusztulástól (TÓTH G. 1981). A Pannon-tenger *parti abrázációs nyomai* a Várhegy andezitszkláin kimutathatók (ZELENKA T. 2002). A vulkáni kúp kitakaródása a negyedidőszakban ment végbe, amikor a folyóvízi erózió és defláció a fedőrétegeket elszállította. A vulkáni kúp eredeti magassága ekkor csonkolódott. A kúppaláston és környezetében negyedidőszaki üledékcretegek rakódtak le. Ezen üledékek (lejtőagyagok, folyóvízi kavics, homok, lösz és futóhomok) elemzésével érintőlegesen LÉNÁRT L. (1933) és BALOGH K. (1963) foglalkozott.

## Negyedidőszaki üledékek vizsgálata a Várhegyen

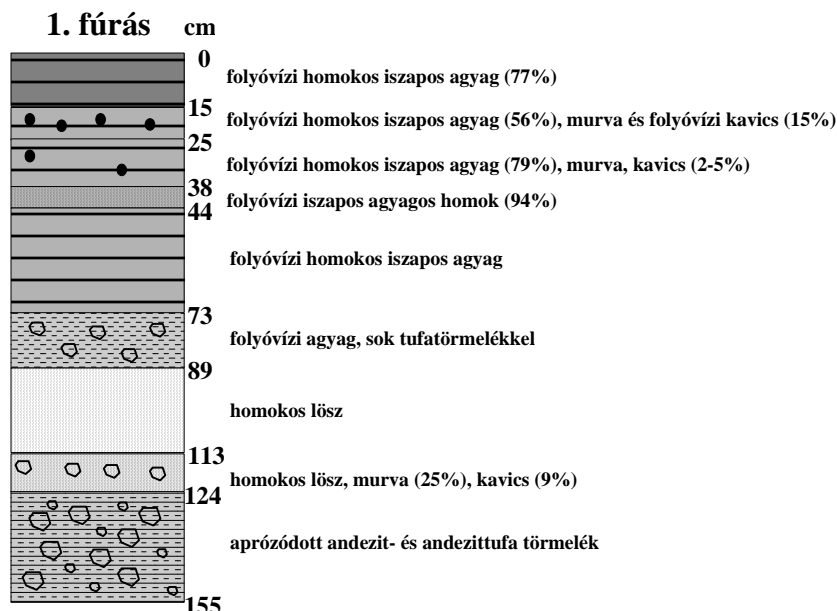
A Várhegy negyedidőszaki üledékcretegeinek feltárására 2004 augusztusában és októberében, illetve 2005 májusában került sor. Mivel a mintaterület felszíni üledékcretegei a bányászat során a központi és keleti oldalon jelentősen roncsolódtak, a kúp természetes állapotokat megőrző nyugati és déli részein mélyítettünk 6 sekély fúrást kézfűró alkalmazásával. A begyűjtött üledékminták szemcseösszetételi analízisét laboratóriumban szitasor segítségével végeztük el. Mivel Khön-pipetta nem áll rendelkezésünkre, így eredményeinkben a 0,2 mm-nél finomabb szemcsék aránya együttesen jelenik meg, azon belül az egyes frakciókat pontosan nem tudtuk elkülöníteni. A lösz, iszap és agyag frakciók feldúsulásának meghatározására a terepi gyors tapasztalati módszert alkalmaztuk. A fúrások helyét úgy választottuk ki, hogy figyelembe vettük a terület értékes vegetációjának megjelenését, valamint a vulkáni kúp különböző geomorfológiai adottságait. A vulkáni törmelék közeli megjelenése miatt a fúró több helyen is elakadt.



1. fúrás – A Várhegy déli oldalában, a folyóvízi terasz középvonalában mélyített fúrás.
2. fúrás – A kráter DNy-i peremén, közvetlenül a tető alatt mélyített fúrás.
3. fúrás – A bekötő út végén, az úttól délre 5 méterrel mélyített fúrás.
4. fúrás – A vulkáni kúp ÉNy-i oldalában, a lejtő közepén mélyített fúrás.
5. fúrás – A vulkáni kúp ÉNy-i oldalában, a 4. fúrás alatt 7 méterrel mélyített fúrás.
6. fúrás – A vulkáni kúp ÉNy-i oldalában, az 5. fúrás alatt 10 méterrel, a kúp alapjánál, a folyóvízi

A Várhegy negyedidőszaki rétegfúrásainak topográfiai térképe

Az 1. fúrás 0 – 25 cm mélyen egy sötétbarna színű, kötött, finom és nagyon finom homokban, iszapban és agyagban gazdag (77-56%) réteget tárt fel kevés murva (6-13%) és durva - középszemű homok (16 – 29%) jelenlétével. 25 és 38 cm mélyen a sötétbarna iszapos agyag, agyag (79%) dominál (4. ábra). A nagyon kötött mintában apró murvaszemek (5-2%) találhatóak. A durva és középszemű homok aránya 15 – 20%. 38 – 52 cm mélységben az anyag nagyrészt sötétbarna színű finom és nagyon finom homok, iszap és agyag (66-83%), ahol az agyag frakció az uralkodó. A durva- és középszemű homok aránya először feldúsul (28%), majd jelenléte jelentősen csökken (11%). A mintában nagyobb murvaszemcsék találhatóak, amelyek anyaga andezittufa és kvarcit. A szemcsék koptatott felülete folyóvízi szállításra utal. 52 – 73 cm között barna színű, nagyon kötött agyag jelenik meg. A fúrásban itt a legnagyobb a 0,2 mm-nél kisebb átmérőjű szemcsék aránya (89%). 73 – 89 m mélyen sárgásbarna színű agyagos homok jelenik meg (63%), sok tufatörmelékkel és kevesebb kavicsal, murvával (8 és 12%). 89 – 124 m mélyen világos barna, sárgásbarna színű, porhanyós, morzsalékos üledék található. A minta homokos lösz, CaCO<sub>3</sub> tartalma 5%-nál nagyobb. A löszbe kavics (9-12%) és murva méretű (16-25%) vulkáni törmelék ágyazódik. A durva szemű homok (13-18%) és a közép szemű homok (12-14%) aránya az előbbi szintekhez képest jelentősen megnövekedett. A fúrás legdurvább rétegét az alsó 31 centiméteres szint mutatja. A durvább, világos barna, sárgásbarna színű üledékben az egyes frakciók szinte azonos arányban képviselik magukat: kavics (21-28%), murva (19-23%), durva szemű és közép szemű homok (27%), finom szemű homok, lösz, iszap és agyag frakció (24-31%). A kavics és murva szemcsék anyaga andezittufa és andezit.

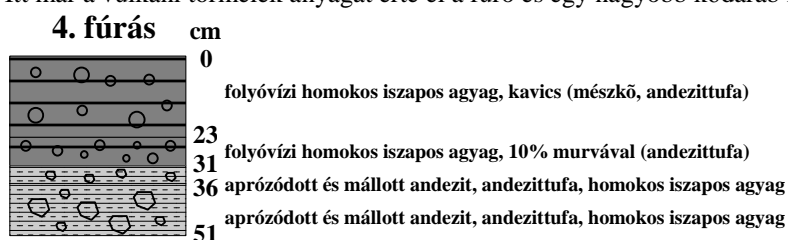


Az 1. fúrás szelvénye

A 2. fúrás a kráter DNy-i pereméről származik, ahol a kürtő anyaga igen közel van a felszínhez. 0 – 10 cm mélyen egy barna, sötétbarna színű, homokos iszapos agyag (51%) található kisebb kavics és murva méretű (12-8%) törmelékkal. 10 – 30 cm mélyen gesztenyebarna színű durvább homokos iszapos agyag (41%) fekszik. A mintában a kavics (19%) és murva (12%) aránya növekszik, a durva- és közép szemű homok 16-12%. A kavics és murva szemcsék szögletesek, így a szálban álló kőzet in situ aprózódásából származnak.

A 3. fúrásban a felszín közelében (0-25 cm) sötétbarna színű, iszapos agyag van, amelybe szürke és téglavörös színű, kavics méretű andezittufa darabok keverednek. 25-34 cm mélyen sötétbarna színű, finomabb szemcséjű szürke színű andezittufa jelenik meg löszszerű agyaggal. 34 – 47 cm között világosabb barna homokos iszapos agyagba keverten sötétszürke színű tufadarabok láthatók. 47 – 58 cm mélyen az agyagos mintában megnövekszik a szürke színű 0,5 – 3 cm átmérőjű tufadarabok mennyisége. 58 – 74 cm között már sárgásbarna színű, homokosabb anyag jelenik meg kevesebb tufatörmelékkal. A fúrás fekjében nagyobb tufadarabok is előfordulnak, amelyben a fúró elakadt.

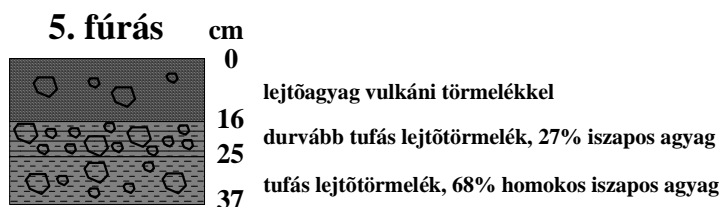
Az 4 - 6. fúrás a vulkáni kúp ÉNy-i lejtőjének üledékeit tárja fel katéna szerint. A legfelső, 4. fúrás felső szintjében (0 – 23 cm) sötétbarna színű iszapos agyag van, jelentősebb kavics (11%), murva (7%) és durva homok (17%) jelenlétével (6. ábra). 23 – 31 cm között a sötétbarna színű homokos iszapos agyagban csökkent a kavics (4%) és nőtt a murva (10%), illetve durva homok (26%) frakció aránya. A kavics és murva szemcsék koptatottsága folyóvízi üledékszállításra utal. 31 – 36 cm mélyen egy durvább, barna színű finomabb homokos iszapos agyag (36%) található 9% kavics, 15% murva, 30% durva szemű- és 10% közép szemű homok megjelenésével. A mintában sok a fehéres árnyalatú szögletes tufatörmelék. A fúrás alsó szintjében (36 – 51 cm) a legdurvább barna színű összlet jelenik meg. Az anyag 11% - 11% -a kavics és murva, 21% - 10% -a durva és közép szemű homok, illetve a 0,2 mm-nél kisebb szemcsék aránya 47%. Itt már a vulkáni törmelék anyagát érte el a fúró és egy nagyobb kődarab miatt el is akadt.



A 4. fúrás szelvénye

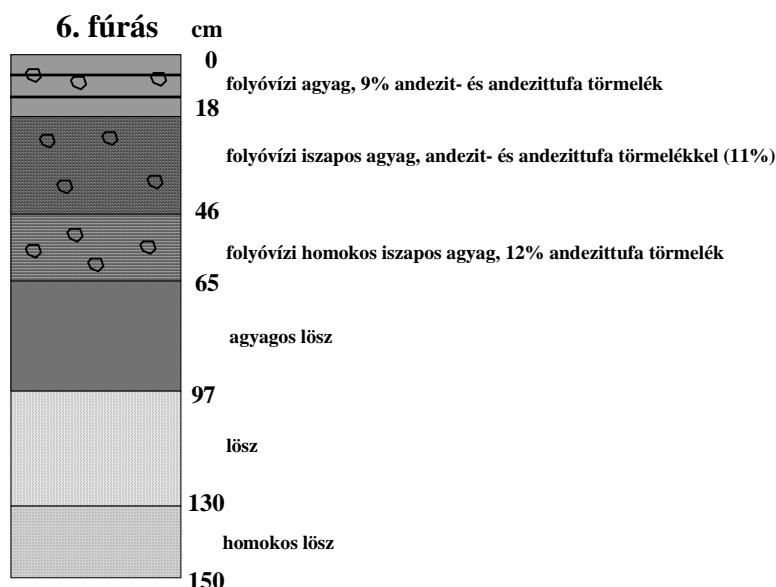
A kúppaláston 7 méterrel lentebb mélyített fúrás (5. fúrás) szintén sekély fúrás, hiszen a felszín közeli vulkáni törmelék és agglomerátum miatt a fúró 37 cm-nél itt is elakadt. 0 – 16 cm között sötétbarna színű, morzsalékos, széteső iszapos homokos agyag (72%) van, amelybe szürke színű nem koptatott andezitdarabok keverednek (7. ábra). A mintában elenyésző a durvább kavics (4%) és murva (2%) frakció mennyisége. 16 – 25 cm mélyen már egy sötétbarna színű, durvább szemcséjű szint található. Az iszapos homokos agyagba (27%) ágyazva jelentős mennyiségű kavics (59%) frakció jelenik meg. Ez egy durvább nem koptatott, szögletes alakú vulkáni törmelékben gazdag réteg. 25 – 37 cm között újra csökken a kavics (25%) aránya és megnövekszik a finomabb szemcsék mennyisége: 14% durva szemű homok, 7% közép szemű homok, 47% finom és nagyon finom szemű homok, iszap és agyag. Innen a lejtő nagyobb vulkáni törmelékben, agglomerátumban gazdag homokos, agyagos üledéket mutat.





Az 5. fúrás szelvénye

A 6. fúrás a Várhegy ÉNy-i lejtőjének alján, a folyóvízi terasz felső részén mélyített fúrás. Itt már nemcsak a domborzati adottságok, de a növényzet karaktere is jelentősen megváltozott. A fúrás felső szintjében (0 – 18 cm) barna színű, kötött, vizes folyóvízi iszapos agyag (86%) jelenik meg. A finom szemcsék között csak elvétve találunk kisebb kavics (8%) és murva (1%) darabokat. A kavicsok koptatott felülete jelzi, hogy ez egy folyóvízi szállítású üledékösszlet. 18 – 46 cm mélyen vöröses sárgásabb barna színű, finomabb folyóvízi iszapos agyag (83%) fekszik andezittufa darabokkal (6 – 5%). 46 – 65 cm mélyen még szintén a vöröses barna színű agyag (85%) dominál kisebb andezit törmelékkel (12%). 65 cm-től az agyagban már érzékelhetően megjelenik a világos sárga színű lösz. Az üledék  $\text{CaCO}_3$  tartalma 5%-nál nagyobb. A minta 87%-a a 0,2 mm-nél kisebb szemcse kategóriába sorolható. 97 – 130 cm mélyen uralkodóvá válik a világos sárga színű lösz megjelenése. Az anyag 92 - 88%-a a 0,2 mm-nél kisebb szemcse kategóriába esik. A fúrás fekéjében (130 – 150 cm) sötétebb sárgás barna színű homokos iszapos agyag (92%) jelenik meg. A durvább frakciók itt nem képviseltetik magukat. A lejtőn a 4. és 5. fúrástól nyugatra, a lejtő oldalában nagy andezittömbök, bombák fekszenek a lejtőagyagba ágyazódva.



A 6. fúrás szelvénye

A talajfúrások adatai (4-8. ábra, 1. táblázat) az alábbi összefüggéseket mutatják:

- A vulkáni kúp tetőszintjében a felszínhez viszonyítva 0,3 – 0,5 m mélyen fekszik az alapkőzet. A kihantolódást követően a szálkőzet aprózódásából és mállásából adódóan itt csak vékonyabb negyedidőszaki üledék alakult ki, amelyben szögletes, fagy okozta aprózódás során kialakult vulkáni törmelék található.
- A kúp ÉNy-i oldalán feltárt fúrások (4.-5.-6. fúrás) azt bizonyítják, hogy a pleisztocénban a Tarna és mellékvizei valóban részt vettek a parazitavulkán exhumálásában. A 4. fúrás felső szintjében talált lekoptatott mészkő és andezittufa kavicsok ezt egyértelműen bizonyítják. A mészkő csak a Tarna vízgyűjtő területének északabbi részeiről származhat. A 4. fúrás 0-31 cm közötti rétegeiben *folyóvízi eredetű üledék* települ a mélyebben fekvő *lejtőtörmelék*re (aprózódott és mállott andezit, andezittufa, homokos iszapos agyag). Az 5. fúrás ezzel ellentétben már csak a *vulkáni törmelékes lejtőagyagot és a durvább tufás lejtőtörmeléket* tárja fel. A vulkáni kúp magasabb szintjében tehát a korábbi folyóvízi folyamatokra utaló rétegek fennmaradtak.
- A lejtő alján és az ÉNy-i előtér folyóvízi teraszán elhelyezkedő 6. fúrás egy pleisztocéni rétegsort mutat. 97 – 150 cm mélyen egy *löszös réteg* található, amelyre kisebb átmeneti periódust követően (65 – 97 cm) *folyóvízi agyag* települt. Az agyagban nem koptatott andezit és andezittufa törmelék üledett le, ami arra utal, hogy a folyóvízi üledék kialakulása közben a lejtő magasabb részéről *vulkáni törmelékben gazdag lejtőüledék* áttelepülése zajlott.
- Az 1. fúrás a Várhegy déli előterének folyóvízi teraszán mélyült. Itt sikerült 124 cm mélyen elérni az alapkőzetet, *az aprózódott andezit és andezittufa réteget*. Erre a korábbi felszínre *homokos lösz* települt (89 – 124 cm). A lösz fölött *folyóvízi agyag* található (73 – 89 cm), benne nem koptatott tufatörmelékkel. Ez a tufatörmelék itt is a lejtő magasabb térszíneiről származik és a folyóvízi üledékek leülepedése közben települt át. 0 – 73 cm között váltakozva *finomabb és durvább folyóvízi rétegek* jelennek meg. Az üledékben koptatott kavicsokat és murva szemcséket is találunk, amelyek egyértelműen a terasz kavics anyagára utalnak.

- A folyóvízi terasz szintje alatt a középső és felső pleisztocén löszös és iszapos agyagos, kavicsos üledékei tárultak fel. E rétegek összetétele egyrészt az éghajlat, másrészt az uralkodó külső erők jellegének változására utalnak. A löszös rétegek egy hidegebb, eolikus eredetű felhalmozódást mutatnak, míg az agyagban gazdag folyóvízi rétegek már egy melegebb, humidusabb időszakot jelölnek.

## Geomorfológiai vizsgálatok

A verpeléti Várhegy kialakulása a Mátra miocén korú szigetengeri vulkanizmusához kötődik. A hegység területén 18-16 millió évvel ezelőtt, a kárpáti és bádeni emeletben andezites és dácitos anyagú vulkáni működés zajlott. A Várhegy *rétegvulkáni szerkezetű parazita kúpja* a középső miocénban, kb. 16 millió évvel ezelőtt alakult ki (VIDACS A. 1965, TÓTH G. 1981, ZELENKA T. 2002). A vulkáni kúp felszínének szárazföldi pusztulása már a bádeni emeletben megindulhatott, s folytatódott a szarmata emeletben is (14-12M év). A Mátra területe ekkor kiemelkedett és a szubtrópusi éghajlaton (évi középhőmérséklet 17°C, évi csapadék mennyiség 870 mm) lehetővé vált a friss vulkáni anyag lepusztulása (ANDREÁNSZKY G. 1954). A felsőbádeni – alsószarmata időszakában a Mátra központi területein egy igen intenzív denudációs ciklus és egy nagy területre kiterjedő, kis reliefenergiájú, enyhén hullámos elegyengetett felszín kialakulása zajlott (SZÉKELY A. 1958, 1964). A központi térszínekről lepusztult üledékek a peremi Mátraaljára telepítődtek át, ahol a korábbi felszíni formákat (a parazitakúpot is) befedték. A Várhegy területe így már az akkumulációs zónában helyezkedett el (SZÉKELY A. 1958, TÓTH G. 1981), erre utalnak a mintaterület szarmata emeleti riolittufa betelepülésekkel tagolt kavics, homok és szárazföldi agyag összeletei (BALOGH K. 1963, DOBOS A. – SCHMIDT J. 2005). A pannonban délről fokozatosan borította el a Mátraalját a Pannon-tenger. Üledékei Verpeléttől DK-re megtalálhatók. A Várhegy andezitszikláin pedig a Pannon-tenger parti abrázációs nyomai is megfigyelhetők (ZELENKA T. 2002). A beltő visszahúzódása és kiszáradása egy jelentős éghajlatváltozással esik egybe. A miocén végén, a Sümegi időszakban sivatagi – félsivatagi éghajlat köszöntött be, ami a Béraltavári szakaszban (miocén/pliocén határa) teljesedett ki. Magyarországon ez a tavi állapot megszűnését eredményezte (PÉCSI M. 1986, SCHWEITZER F. – SZŐÖR GY. 1992). A Pannon-beltő visszahúzódását követően három fázisban – Sümegi (8,5 – 8 M év), Béraltavári (kb. 5,4 M év) és Villányi korszak (1,8 – 1,4 M év) - mutatható ki a Mátra területén a pediment képződése (SCHWEITZER F. 1993). A sivatagi-félsivatagi éghajlaton a meleg, száraz időszakokban intenzív volt a kőzetek inszolációs aprózódása, jelentőssé vált a törmelék képződés. A fellazult, aprózódott törmelék elszállítását és mállását a hirtelen megjelenő, nagy intenzitású időszakos esőzések és patakok (ős-Tarna) végezték el. Az időszakos vízfolyások állandóan változtatták medrük helyzetét, miközben areális, nagy területekre kiterjedő pusztító tevékenységet végeztek. A meleg-száraz és időszakos esőzésekkel jellemezhető humidusabb periódusok változásaként kis reliefenergiájú, elegyengetett hegyláb felszín (pedimentek) képződtek. A Rusciniái – Csarnótai korszak meleg és nedves éghajlata ezeket a fejlődési szakaszokat választotta el egymástól (SCHWEITZER F. 1993), a korábbi félsivatagi üledékeket és formákat vörösagyag-takaró borította be. A bő csapadék és a hegység intenzív kiemelkedése következtében a korábbi egységes felszín helyenként feldarabolódtak. A Markaz – Tarnaszentmária – Egerbakta vonalától délre eső verpeléti terület az akkumulációs zónában helyezkedett el, vagyis itt az elegyengetés (planáció) során lepusztult rétegek felhalmozódása volt jellemző.

A pliocén és pleisztocén határán (Villányium), a pediment képződését követően melegebb, humidusabb éghajlat köszöntött be és a Tarnaszentmáriától északra fekvő területek újra kiemelkedtek. A Tarna ekkor Tarnaszentmáriánál a már kialakult hegyláb felszín területébe vésődött és a korábbi areális lepusztulást a lineáris erózió váltotta fel. A völgybevágódás folyamata a tektonikus mozgásokkal lépést tudott tartani, így felsőszakasz jellegű, szűk antecedens szurdok képződött. A szurdokból kilépve a Tarna elhagyja hegyvidéki szakaszát és a Mátraalja 200-300 m magas dombvidékére lép ki. A Tarna a verpeléti előterében magával hozott folyóvízi hordalékát – csökkenő munkavégző képessége miatt - lerakta, s a riss glaciális végéig (0,2 M év) hatalmas hordalékkúpot épített. A riss-würm interglaciális kezdetén a süllyedék határa délebbre tolódott, s már csak a Kápolnától délre eső térszín süllyedtek meg. Tarnaszentmária és Kápolna között ekkor jelentős folyóvízi eróziós időszak köszöntött be (SZÉKELY A. 1958). Az egykori hordalékkúp nagy része elpusztult, a hordalékkúp anyagát a süllyedő délebbi alföldi térszín felé szállította el a folyó. A Verpelét környezetében lerakódott, s a vulkáni kúpot is befedő üledékretegek elszállítása tehát a Tarna medrének negyedidőszaki bevágódásával párhuzamosan zajlott. Ezt a folyamatot a tektonikus mozgások és az éghajlatváltozások állandó váltakozása kísérte.

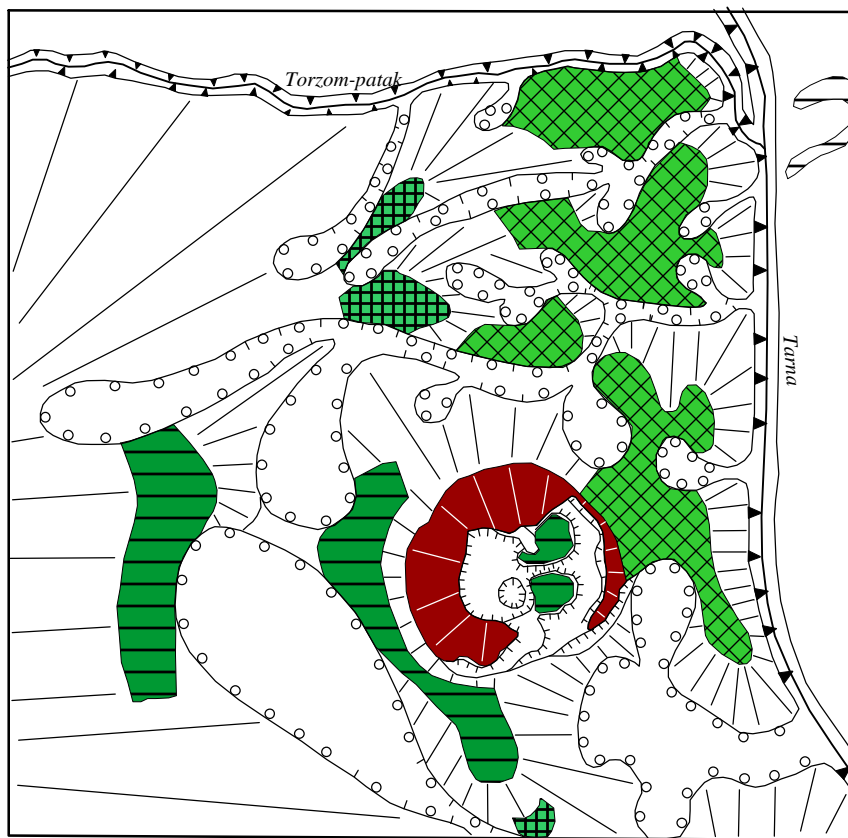
Verpelét közvetlen környezetében több folyóvízi terasz is képződött. LÉNÁRT L. (1933) 200 m tszf-i magasságban és e fölött az ún. „fellegvári” teraszt, míg a Várhegy előterében a „városi” teraszt írta le. SZÉKELY A. (1958) elkülönítette az idősebb pleisztocén hordalékkúp-teraszt, mely a település és a Kígyós-patak között 45 m magasan (180 tszf-i magasságban) fekszik, valamint a 12-15 m magas új-pleisztocén (würm) hordalékkúp-teraszt (II/b. sz., II. sz. terasz). Az említett formák valóban szépen fejlettek a mintaterületen is (2-3. ábra).

1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképezésünk során a II. sz. folyóvízi terasz (würm glaciális) maradványát találtuk meg a Várhegy D-i, Ny-i és ÉNy-i előterében, a Szent Mária dűlő, valamint a Várhegy-dűlő területén. A vulkáni kúp keményebb kőzetein ez a szint jobban fennmaradt, az északi oldal könnyebben pusztuló üledékein ezt a szintet alacsonyabban találjuk meg. A teraszok üledékeinek részletes elemzését a tanulmány első részében közöltük (DOBOS A. – SCHMIDT J. 2005).

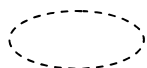
A II. sz. terasz a Tarna mai völgytalpához viszonyítva vagy 18-20 m, vagy 7,5-8 m magasan fekszik. A Várhegy keleti oldalán, a kőbányászattal roncsolt területen ez a terasz szint sérült. A würmben itt a folyó oldalazó eróziójával megbontotta a vulkáni kúp oldalát, illetve lábát fedő törmelékeket és feltárta a központi lávatestet. A mintaterületen feltűnő még a Torzom-patak eróziós völgye, mely nyugat-keleti irányban fut le a Várhegy-dűlőn és torkollik a Tarnába. A mai völgytalpat elérve legyezőszerű hordalékkúpot épített a Várhegy ÉK-i és K-i előterében (2-3. ábra). Alsó szakaszán 3,5-5 m magas hordalékkúp-terasz alakult ki.

A würm glaciálisban képződött II. sz. terasz felszíne, mint azt a 3. ábra is jelzi a *hidegebb időszakokban* tovább formálódott. A teraszmaradványok közötti lejtőkbe *deráziós, eróziós-deráziós völgyek* vágódtak be. A deráziós völgyek és völgyfők elsősorban a teraszszintek oldalában jelennek meg. Ezek tál keresztmetszetű, illetve keskenyebb félhenger alakú száraz völgyek, amelyek állandó vízfolyással nem rendelkeznek. Kialakulásuk a lejtőkön lefutó időszakos vizek eróziójával indult meg, majd a fagyott altalajon ennek szerepét az areális erózió vette át. A lejtőt felépítő üledékek mozgásában és a forma kialakulásában a geliszoliflukció játszott

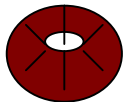
jelentős szerepet. A Várhegy területén intenzív volt a felszínre bukkanó andezit és andezittufa szálban álló kőzetek fagy okozta aprózódása, a krioplanációs törmelékek képződése, valamint a lejtők menti geliszoliflukciós tömegmozgások.



*Jelmagyarázat*



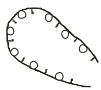
A vulkáni kúp pereme



A vulkáni kúp palástja



*Eróziós völgy*



Eróziós-deráziós völgy



Deráziós völgy



Nyereg



Patak



Teraszmaradvány

(relatív magasság: 3,5-5 m)



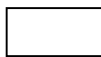
Teraszmaradvány

(relatív magasság: 7,5-8 m)



Teraszmaradvány

(relatív magasság: 18-20 m)



Alluvium (ártér)



Holtág



Felhagyott bányaterület

A verpeléti Várhegy és környezetének geomorfológiai térképe.

A holocénban (10 000 évtől napjainkig) a Tarna új-pleisztocén hordalékkúpjának Ny-i szárnya megsüllyedt, ezért ettől északra a déli terület süllyedése és a holocénban beköszöntő nedvesebb klímaperiódus miatt hatalmas eróziós tevékenység zajlott le (SZÉKELY A. 1958). A Tarna korábbi völgytalpába vésődött és pár méterrel alacsonyabban megkezdte fiatalabb holocén eróziós fővölgyének kimélyítését (2. ábra), árterének kialakítását.

A 137,5 - 140 m tszf-i magasságú, 900 – 1 000 m széles árter nyugati peremén napjainkban is zajlik a Torzom-patak hordalékkúpjának épülése, s így az árter feltöltődése. Mint láthatjuk, a Tarna fokozatosan mélyítette völgyét és tárta fel az eltemetett vulkáni kúp területét. E folyamatok eredményeképpen emelkedik ma a verpeléti Várhegy folyóvízi teraszszintjeivel övezve a völgytalp fölé 50-60 m-rel. Domborzatát a továbbiakban a kőbányászat és a recens külső erők formálták.

### Lejtőkategória vizsgálatok

A mintaterület lejtőkategória térképét a 1:10 000-es méretarányú topográfiai térkép felhasználásával készítettük el. A térkép híven adja vissza a környezetéhez képest meredeken kiemelkedő és elkülönülő Várhegy morfológiai helyzetét. A vulkáni kúp palástja 25%-nál meredekebb lejtőkkel határolt, a lejtő aljának meredeksége 17-12%. A térképen a kúp D-i és ÉNy-i előterében a folyóvízi teraszok környezete jól kirajzolódik, itt a lejtők meredeksége 5-12%. Hasonló értéket mutatnak a mintaterület ÉNy-i részén a Torzom-pataktól délre eső teraszmaradványok is. A II. sz. terasz felszíne alatt már alföldi jellegű domborzat jelenik meg, ahol a lejtők dőlése 5% alatti. A kapott lejtőkategória értékek jól mutatják, hogy a legmeredekebb vulkáni kúppalást az, amelyik jelentősebben erodálódik, itt a lejtőüledékek és talajok intenzívebb pusztulásával és lejtőirányú áthalmazódásával kell számolnunk. A folyóvízi teraszok szintje nyugodtabb dinamikát tükröz, ahol kevésbé erodált talajok jelenhetnek meg. Mérsékelt talajpusztulásra azonban itt is számolhatunk. Az 5%-nál kisebb meredekségű, kis reliefenergiával jellemezhető területek akkumulációs térszínek, ahol a magasabb szintekről lepusztult üledékek és talajszintek felhalmozódnak. Ebbe a kategóriába esik a folyó széles ártere is. Ezek a területeken termékeny alluviális talajok, réti öntés talajok alakulhatnak ki.

### Éghajlati adottságok

Verpelét környezete napjainkban a *mérsékelt meleg – mérsékelt száraz éghajlati területbe* tartozik. Az évi középhőmérséklet értéke 9-9,5 °C, a tenyészidőszak átlag hőmérséklete 15,3-16,5 °C. Az abszolút hőmérsékleti maximumok sokévi átlaga 32,3-33,6 °C, a minimumoké -16,2 és -17,5 °C közötti (Marosi S. – Somogyi S. 1990). Az évi napfénytartam 1920 óra, nyáron 740-770 óra, míg télen 160-180 óra napsütés várható. Az évi csapadékmennyiség 620-650 mm, a nyári félévben átlagosan 380-400 mm. A Tarna-völgyben az egy napra eső csapadék maximumot Verpeléten mérték: 81 mm. Télen a hó 40 napon keresztül marad meg, az átlagos maximális hóvastagság értéke 16 cm. Az ariditási index 1,21-1,24. Verpelét környezetében általában K-i, ÉK-i és DNy-i szelek fújnak. Az átlagos szélsébség 2 m/s.

### Vízrajzi adottságok

A mintegy 100 km hosszú Tarna Szlovákiában, Tajti (Tachty) falu határában ered, s Jászfákóhalmánál torkollik a Zagyvába. Felső folyásvidéke a Heves-Borsodi-dombságra esik, majd a Mátra és Bükk hegységek határfolyójaként fut le a hordalékkúpi előtérbe. A folyó viszonylag csapadékból szegény területéről származik. Forrásvidékének évi csapadék mennyisége 600 mm. Vízsztintingadozása, vízjárása igen szélsőséges (HANGRÁD L. 1986). Nyár közepén és kora ősszel alacsony a vízállása, ekkor kevés a csapadék, jelentős a víz párolgása és mezőgazdasági hasznosítása. A tavaszi hóolvadás és a nyári záporok, őszi árvizek alkalmával azonban medre hamar telítődik és nagy mennyiségű víz zúdul le az alföldi előtérbe. Az őszi árvizek pusztító hatása nagyobb, mint a kora nyáriaké. Az árvíz felfogó árterületi kiterjedése igen jelentős: 45,6 km<sup>2</sup>. Ebből 4 km<sup>2</sup> belterület, 23,5 km<sup>2</sup> szántó, 16,2 km<sup>2</sup> rét és legelő, valamint 1,9 km<sup>2</sup> erdőhasznosítású terület.

Verpelét környezetében a humidusabb időszakokban lezúduló csapadék egy része beszivárog a talajba, másik része viszont a feltalaj telítődését követően lejtőirányban elmozdul. A lefolyási viszonyokat ábrázoló térkép (5. ábra) azt mutatja, hogy a terület erózióbázisát itt a Tarna völgytalpa adja. A folyó mindkét oldalán, a magasabb dombhátak és folyóvízi teraszok területéről a Tarna irányában indul meg az areális, vagy lineáris vízmozgás.

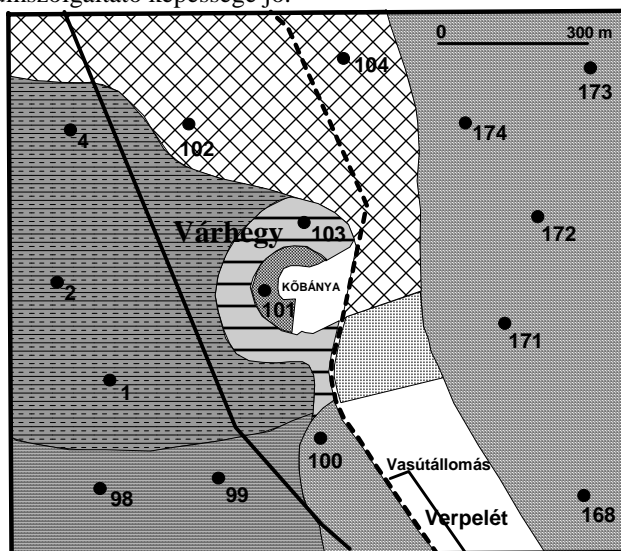
Az areális pusztulás elsősorban nagy területen eredményezi a talajszemcsék mozgását, a lejtők üledékeinek elmozdulását, lemosását. Erre jó példa a Szent Mária-dűlő, a Várhegy, illetve a Tarna bal oldali teraszainak felszíne. Lineáris erózióval a Várhegy-dűlőtől északra, a nyugat-keleti irányban lefutó Torzom-patak és az É-D-i futású Tarna esetében kell számolnunk. A Torzom-patak hordalékkúpjának épülése kisebb-nagyobb ütemben még napjainkban is tart. A főmeder hordalékát a Tarna szállítja el, árvíz alkalmával azonban a folyó kilép medréből és a szállított folyóvízi üledéket az árterén rakja le. A Tarna mentén több helyen is találunk lefűződött, vagy levágott folyókanyarulatokat, morotva tavakat (3. ábra). Jelentősebb árvizek a XIX. században alakultak ki, ezt követően a védelmi munkák során szabályozták a folyót, a nagyobb kanyarulatokat levágták, illetve gátrendszert építettek ki. Verpelétnél a Tarna legkisebb vízállása 19 cm, legnagyobb vízállása 568 cm. Kisvízhozama 0,06 m<sup>3</sup>/s, közepes vízhozama 2,6 m<sup>3</sup>/s, nagy vízhozama 90 m<sup>3</sup>/s (Marosi S. – Somogyi S. 1990). A völgy talajvízszintje átlagosan 2-4 m mélyen fekszik, mennyisége 100 l/s. Rétegvíz készlete 50 l/s, artézi kútjai sekélyek, vízhozamuk mérsékelt.

### Talajtani vizsgálatok










A verpeléti Várhegy környezetében igen változatos talajtípusok alakultak ki, amelyek tulajdonképpen visszatükrözik a terület alapközeteit, negyedidőszaki üledékeit, a morfológiai formák karakterét és fejlődési dinamizmusát, illetve a terület lejtőkategória, éghajlati és vízrajzi adottságait. Az egyes talajok jellemzésénél korábbi üledékfúrásaink eredményeit (Dobos A. – Schmidt J. 2005), valamint a Heves megyei Növényegészségügyi- és Talajvédelmi Állomás alapadatait használtuk fel.

A Várhegy éppen maradt Ny-i tetőszintjében a helyben aprózódó és málló vulkáni alapkőzet (Dobos A. – Schmidt J. 2005, 2. fúrás) sekély köves sziklás váztalaj alakult ki. A terméketlen talaj felső szintjének pH-ja 6,3, kötöttsége 50, humusztartalma 1,9% (101. talajfúrás). A meredek oldalon (>25%) a talajpusztulás erőteljes, az aprózódás és a mállás termékei közvetlenül keletkezésük után elszállítódnak. A humuszban szegény talaj kevés vizet képes tárolni, sötét színe miatt felmelegszik és párolog, tápanyag-ellátottsága nem megfelelő. A magasabb rendű, nagyobb szervesanyagot igénylő növénytársulás számára már nem tud elegendő vizet és tápanyagot szolgáltatni.

A tetőszint alatti kúppalást oldalát andezitre, andezittufára települt löszön és löszös agyagon kialakult *csernozjom barna erdőtalaj* fedi (6. ábra). A talaj 0-15 cm-es szintjében a pH értéke 6,6, kötöttsége 46, humusztartalma 1,79%. 25-90 cm mélyen pH értéke 7,2, kötöttsége 53-55, humusztartalma 1,22% (103. talajfúrás). A közepesen erodált talajt a 4-6. *üledékfúrások* tárták fel (DOBOS A. - SCHMIDT J. 2005). A 4.-5. fúrások alsó rétegeit aprózódott, durvább andezittufa-darabok építik fel iszapos agyaggal együttesen. Itt a tufa aprózódásából származó lösz helyenként feldúsult és lehetőséget biztosított az adott talajtípus kialakulására. A 6. fúrásban ugyanakkor típusos lösz jelenik meg, mint alapkőzet 97 – 150 cm mélyen. A *csernozjom barna erdőtalaj* képződésénél uralkodó folyamat a kilúgozás, jellemző folyamat a humuszosodás és az agyagosodás. E talajtípus valójában átmenetet képez a *csernozjomok* és a *barna erdőtalajok* között. A kevésbé savanyú talaj vízgazdálkodása kedvező, jó víztartó és közepes vízvezető képességű. Nitrogén, foszfor- és káliumszolgáltató képessége jó.



#### Jelmagyarázat

	Köves sziklás váztalaj		Erdő		Műút
	Réti jellegű öntéstalaj				Vasút
	Erdős területek lejtőhordalék talaja				
	Csernozjom barna erdőtalaj, alapkőzet: agyag				
	Csernozjom barna erdőtalaj, alapkőzet: karbonátos agyag				
	Csernozjom barna erdőtalaj, alapkőzet: andezit				

A verpeléti Várhegy és környékének talajtani térképe  
(a Heves megyei Növényegészségügyi- és Talajvédelmi Állomás adatai alapján)

A Várhegytől nyugatra eső területeken és a Szent Mária-dűlön agyagon képződött *csernozjom barna erdőtalaj* jelenik meg. 1. *üledékfúrásunk* a II. sz. folyóvízi teraszon mélyült (DOBOS A. – SCHMIDT J. 2005), ahol 0 – 89 cm között folyóvízi homokos iszapos agyag, helyenként kavics és murva tárult fel. Ez alatt, 89 – 124 cm mélyen homokos lösz jelent meg. Ezen üledékek tehát kedvező feltételeket nyújtottak a *csernozjom barna erdőtalaj* képződésének.

A Talajvédelmi Állomás 1. *talajfúrásában* (6. ábra) a pH értéke mélység szerint növekszik: 0-90 cm-nél 6,6; 90 – 150 cm között 7,2. Kötöttsége 0 – 20 cm mélyen 43; 20 – 90 cm között 51; és 90 – 150 cm-nél 60. A talaj humusztartalma 0 – 20 cm: 2,62%; 20 – 90 cm között: 1,85% és 90 – 150 cm mélyen 1,1%. A 2. *talajfúrás* felső szintjében (0 – 20 cm) a pH értéke 7, kötöttsége 46, humusztartalma 2,28%. 20 – 60 cm mélyen pH értéke 7,4 – 7,3, kötöttsége 60-65, humusztartalma 1,7-1,2%. A 4. *talajfúrás* felső 20 cm-ben a pH értéke 6,8, kötöttsége 45, humusztartalma 2,46. 20 – 110 cm mélyen pH értéke 6,8, 110 – 150 cm között 7,6. Kötöttsége változó: 20 – 60 cm-nél 48; 60 – 150 cm között 52-53. Humusztartalma 60 – 70 cm mélyen 1,36%; ez alatt 1,2-1,1%.

Az 5%-nál kisebb dőlésű térszíneken képződött *csernozjom barna erdőtalaj* gyengén erodált, vízgazdálkodása, tápanyag ellátottsága kedvező.

A mintaterület DNy-i részén *karbonátos agyagon képződött csernozjom barna erdőtalaj* található (6. ábra). A gyengén erodált talaj vízgazdálkodása, tápanyag ellátottsága kedvező.



A 98. talajfúrás felső szintjében (0 – 20 cm) a pH értéke 7,2, kötöttsége 50, humusztartalma 1,96%. 20 – 70 cm között pH értéke 7,4, kötöttsége 50-60, humusztartalma 1,58%. 70 – 110 cm mélyen pH értéke 7,7, kötöttsége 52. A talajszelvény alsó szintjében a CaCO<sub>3</sub>-tartalom 3,4%. A 99. talajfúrás 60 cm-es feltárásának rétegeiben a pH értéke 7. Kötöttsége 0-20 cm mélyen 50, 20 – 40 cm között 60, 40 – 60 cm között 63. A talaj humusztartalma a mélyebb szintek felé haladva csökken: 2% -ról 1,04%-ra.

A Várhegy-dűlő és a Torzom-patak völgye mentén mély humuszos rétegű lejtőhordalék talaj képződött. Az 5%-nál kisebb meredekségű területen napjainkban is időszakosan jelentősebb üledékáthalmazás és talajmozgás figyelhető meg. Az alacsonyabb teraszszinteket övező lejtők mentén lassú tömegmozgás zajlik, illetve itt épül a Torzom-patak hordalékkúpja is. A talaj rétegei között genetikai kapcsolat nem alakult ki, hiszen az újabb és újabb áttelepülés ezt nem teszi lehetővé.

A 102. talajfúrás felső szintjében (0-30 cm) a pH értéke 6,8, kötöttsége 50, humusztartalma 2,18%. 30 – 90 cm mélyen pH értéke 7,2, kötöttsége 60, humusztartalma 1,54%. 90 – 110 cm között pH értéke 7,1, kötöttsége 56. A feltárás alsó szintje (110 – 150 cm) savanyú pH-jú (7,7), kötöttsége 49. A 104. talajfúrás felső rétegének pH értéke 6,8, kötöttsége 48, humusztartalma 2,9%. 30 – 150 cm között a talajrétegek pH értéke 6,7-ről 6,5-re csökken; a talaj kötöttsége 58-ról 51-re változik; míg humusztartalma 2,18%-ról 1%-ra redukálódik.

A lejtőhordalék talaj jellemző talajképző folyamata a hordalékbóritás, kísérő jelensége a humuszosodás. A talaj vízgazdálkodása általában jó, tápanyag-gazdálkodása viszont erősen függ a lerakódott hordalék humusztartalmától.

A Tarna medrétől keletre eső alluviumon, a holocén folyóvízi kavics, homok, iszap és agyagrétegeken réti jellegű öntéstalaj képződött. A folyóvízi üledék jelenléte miatt a talajvízszint közel, 2-3 m mélyen fekszik. A humuszképződés mellett jellegzetes az öntésterület hordalékának rétegzettsége és kialakulatlansága.

A 168. talajfúrásban (0 – 150 cm) a pH értéke szintenként változó (7 – 8 közötti), kötöttsége a mélyebb rétegekben jelentősebb agyag felhalmozódásra utal (81 – 87), míg humusztartalma az eddigi talajtípusokhoz viszonyítva magasabb értéket mutat (4,4 – 2,1%). A 171. talajfúrás felső szintjében (0 – 30 cm) a pH érték 6,8 – 7,1; kötöttsége 65 – 76; humusztartalma 3,37 – 2,4%. 30 – 150 cm mélyen a pH értéke (7,7 – 7,9) és kötöttsége nő (76 – 78), humusztartalma ugyanakkor 1,7%-ra csökken. A 172. sekély fúrás felső rétegének (0 – 30 cm) pH értéke 6,7, kötöttsége 60. 30 – 60 cm mélyen pH értéke 7,8, kötöttsége 75. A mintaterület ÉK-i részén mélyített 173. fúrás 20 cm-es felső szintjében a pH értéke 6,8, kötöttségi értéke 55, humusztartalma 3,34%. 20 – 150 cm között a pH értéke növekszik (7,4 – 7,6), kötöttsége (54 – 51) és humusztartalma (2,3%) csökken. A 174. talajfúrásban 0 – 55 cm mélyen a pH értéke 6,5 – 6,8; kötöttsége 53 – 58; humusztartalma 3,06 – 3,45%. 55 – 120 cm mélyen pH értéke 7,3 – 7,6, kötöttsége 67 – 62. a fúrás alsó rétegében (120 – 150 cm) a pH értéke 8,3, kötöttsége 47.

A réti jellegű öntéstalaj itt bemutatott fúrásadatai azt igazolják, hogy az ártéren váltakoznak az eltérő, agyagosabb vagy homokosabb összetételű üledékretegek, itt jelennek meg a mintaterület legkötöttebb, legagyagosabb talajrétegei, valamint az egyes üledékretegek eltérő alapadatai a talajsintek „éretlenségére” is utalnak. A mély humuszos rétegű talaj vízgazdálkodása és tápanyag-gazdálkodása kedvező, de a kisebb szervesanyag-tartalom miatt nitrogénellátó képessége gyenge.

## Botanikai felmérés

A Tarna-völgy középső szakasza mentén fekvő mintaterületünk tájhasználatára a mezőgazdasági művelés jellemző. Szántó területek találhatók a Tarna-völgy Nagy-mocsár, Mocsár, Felső-réti szakaszán, a Várhegy-dűlőn, a Szent Mária-dűlőn és a Várhegytől délre eső folyóvízi teraszokon és az ártéren (1, 5. ábra). Ezen intenzív művelés alatt álló területekből a Várhegy nem csak geológiailag, morfológiailag, hanem növényzeti értékei alapján is szigetként emelkedik ki.

Az egykori erdősztyepp vegetáció maradványai a verpeléti Várhegy közvetlen közelében, valamint a régióban nyomokban még mindig fellelhetőek. Erről tanúskodnak a közvetlen környéken található magányos, ritkán kisebb csoportokban található kocsányos tölgy (*Qercus robur*), tatárjuhar (*Acer tataricum*) fragmentumok. A fellelhető növény együttesek (társulások) - másodlagos jellegűkből kifolyólag - a klasszikus cönoszisztematikai rendszerbe nem besorolhatók, ezért a társulások latin megnevezéseitől eltekintettünk. A dolgozat botanikai része kísérletet tesz az egykori és a mai napig fennmaradt vegetáció egységeinek a geomorfológiai elemzések, illetve az elvégzett talajminta vizsgálatok szerinti elkülönítésére. Munkánkban elsődleges célja a folyó által kialakított teraszok és az azon kifejlődött talajok vegetációs egységeinek megkülönböztetése volt. A munka szinte úttörő jellegű, hiszen a vizsgált természetvédelmi is értékesnek tekinthető nyugati, északnyugati oldal erősen degradált, kicsiny rész. Megállapítottuk, hogy a növényzeti együttesek gyors fluktuációja nem teszi lehetővé a szignifikáns párhuzam kimutatását növényzet – alapkőzet – talajani adottságok tekintetében. Munkánkban ezért a párhuzam tekintetében nagyon óvatos megjegyzéseket kívánunk tenni. Tesszük ezt azért is, mert a mintaterület flórájának jelenkori elemzése során a korábban elvégzett botanikai felmérésekhez képest (PROKAI T. 1988, KÁRÁSZ I. 1991., SCHMIDT J. 2004.), amelyből kiderül, hogy a terület természetes növény és gyomvegetáció fajainak aránya 55 - 45%, napjainkra ezen növénycsoportok egymáshoz viszonyított mennyisége 40 - 60%-ra változott. Igaz ugyan, hogy az említett szerzők által közölt növényfajokat felmérésünk során észleltük, de közel sem olyan számban, mint azt korábban regisztrálták.

A területen mélyített talajfúrások (DOBOS A. - SCHMIDT J. 2005) környezetében részletes növényzeti megállapításokat tettünk, míg a Várhegy roncsolt állapotban lévő központi és K-i területei botanikai szempontból értéktelenek. A részletesen vizsgált, értékesebb területeken az alábbi eredményeket kaptuk:

1. A Várhegy ÉNy-i lejtőjének folyóvízi teraszán mélyített 6. fúrásban talált lösz rétegnek köszönhetően ez a terület a mai napig is megőrizte hajdani erdősztyepp-vegetáció maradványait. Erről tanúskodnak az itt észlelt, elsősorban az erdősztyepp növénytakaró fajai. Az egykori feltehetően *Campanulo – Stipetum tirsae* társulás növényei az alábbiak: *Rosa gallica*, *Echium maculatum*, *Peucedanum cervaria*, *Geranium sanguineum*, *Hyppoeis maculata*, *Qercus robur*, *Helictotrichon compressum*. Az említett növények mivel a löszvegetáció karakterfajai, mind csekély vízigényűek.
2. A Várhegy nagymértékben becserjésedett ÉNy-i – Ny-i része még védett fajokat is őriz, de a beerdősülési folyamat, illetve az erőteljes degradáció veszélyezteti ezek fennmaradását. Valószínűsíthető, hogy az észlelt *Dictamnus albus*, és *Brachipodium*

*rupestre* egy korábbi bokorerdő jellegű társulás maradványának tekinthető. Ezen fajok az egykori erdők alkotóelemei voltak, a fajok megjelenését a fúrások (6. ábra) során feltárt erdőtalajok biztosították. Ezen növény-együttes meghatározó elemei a *Pronus pinosa*, és a *Viccia cracca*.

3. A Várhegy tetőszintjében található pusztafüves lejtőtársulás a széláramlatoknak kitett jellegzetes kontinentális eredetű növényfajok csoportosulásából áll. A védett növények között említhetjük a *Pulsatilla garandist* (7. ábra) az *Adonis vernalist*, valamint a társulás karakter fajaként a *Festuca rupicolat*, és a *Coeleria cristatat*. Ezen növényi csoportosulás jellegzetes eleme a *Genista pilosa*, amely kimondottan alacsony pH-t jelző indikátorfaj.

### **Összegzés**

A verpeléti Várhegy és környezetének vizsgálata során azt tapasztaltuk, hogy a geológiai, morfológiai, vízrajzi és talajtani tényezők között szignifikáns kapcsolatok mutathatók ki. Az egyes tényezők megjelenése, karaktere összefüggő kapcsolatrendszerrel mutat. Az *abiotikus tényezők* egymásra épülő, állandóbbnak tekinthető rendszerében viszont a természetes és antropogén hatásoknak kitett *biotikus tényezők*, időben és térben nagyobb változékonyságot mutatnak. A mintaterület kis kiterjedéséből adódóan bár elkülönülnek az egyes vegetációs egységek, valamint az egyes növényfajok ökológiai igényei megfeleltethetőek a különböző abiotikus tényezőknek (lásd: lösz és andezit rétegek, felszínalaktani formák, talajtípusok, stb.), viszont ily kicsiny léptékben nem lehet egyértelmű korrelációt vonni közöttük.

## Irodalom

- Ádám L. (1984): Az Észak-magyarországi-hegyvidék alakrajzi jellemzése, Földrajzi Értesítő, XXXIII. évf., 4. füzet, Budapest, 321-332.
- Andreánszky G. - Kovács É. (1955): A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája, MÁFI Évkönyve, XLIV. 1. 326.
- Andreánszky G. (1954): Őslénytan, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1-320.
- ASKEW, R. (1988): The Dragonsies of Europe. Harley Books, Colcester, Essex, 1-291.
- Balogh J. – Dobos A. – Pelyhe T. (2000): Az egerbaktai kőbánya-tó, Kis-tó projekt 2000, ÉLETFA Környezetvédő Szövetség, Kis-tó projekt összefoglaló- II. kötet, Eger, 45-60.
- Balogh J. - Hevesi A. - Juhász Á. (1974): Eger és környékének geomorfológiai térképe (M = 1:10 000), in: Kleb Béla et al. (szerk. 1978): Eger építésföldtani térképsorozata, 1:10 000, Budapest.
- Balogh K. (1963): A Bükkhegység és környékének földtani térképe, M = 1 : 100 000, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Balogh K. (szerk.) (1963): Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához, L-34-III. EGER, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1-147.
- Balogh K. (1964): A Bükk hegység és környékének földtani térképe, 1:100 000 térkép, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Balogh Kálmán (1964): A Bükkhegység földtani képződményei, MÁFI Évkönyve, XLVII. kötet, 2. füzet, 1-719.
- Barabás A. et al. (1998): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, Mol Rt. És MÁFI, Budapest, 1-517.
- Baráz Cs. (2000): Kaptárkövek. Szakrális köemlékek a Bükkalján, Eger, 1-68.
- Baráz Cs. (Szerk.) (2002): A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, BNP Igazgatóság, Eger, 1-621.
- Boros B. (1991): A bükkaljai kaptárkövek földtani és felszínalkatani vizsgálata, Földrajzi Közlemények, CXV. (XXXIX.) kötet., 3-4., 121-137.
- Borsy, Z. (1990): Evolution of the Alluvial Fans of the Alföld, in: Rachocki, A. H. – Church, M. (eds.): Alluvial Fans: Field Approach, John Wiley Sons Ltd.
- Császár G. (1997): Basic lithostratigraphic units of Hungary (Magyarország litosztratigráfiai alapegységei), MÁFI, Budapest, 1-114.
- Csiky G. (1960): Az Észak-magyarországi szénhidrogén kutatások kőolajföldtani eredményei, Földtani Közlöny, XCI. kötet, 2. füzet, 95-120.
- Dobos, A. (1997): The change of sediment in the Hór alluvium, Conference Proceeding of 1<sup>st</sup> International Conference of PhD students, Miskolc, 8-16.
- Dobos, A. - Antal, P. –Vojtkó A. (1999): Landscape analysis in concept of nature conservation in the Hór valley with GIS methods - 2<sup>nd</sup> International Conference of PhD students, Section Proceedings, Miskolc, 47-57.
- Dobos, A. – Sütő, L. – Gasztonyi, É. (1999a): Actual problems of marking of IUCN zonation system in the Bükk National Park based on geological and geomorphological values - 2<sup>nd</sup> International Conference of PhD students, Section Proceeding, Natural Sciences, Miskolc, 15-22.
- Dobos, A. – Sütő, L. – Gasztonyi, É. (1999b): The status of geological and geomorphological values in the Bükk National Park – 2<sup>nd</sup> International Conference of PhD students, Section Proceeding, Natural Sciences, Miskolc, 101-108.
- Dobos A. (2000): A Hór-völgy fejlődéstörténete és természetvédelmi szempontú tájértékelése, Doktori (PhD) értekezés, + I-II. Melléklet, Debreceni Egyetem Természettudományi Kar, Debrecen, 1-119.
- Dobos A. (2000a): Geológiai és geomorfológiai értékvédelem a Hór-völgyben – „A földrajz jövője, a jövő földrajzosa”, Geográfus Doktoranduszok III. Országos Konferenciája, Debrecen, 1998. szeptember 3-4. – Debreceni Egyetem TTK, Földrajzi Tanszékcsoport, Debrecen, 2000., 76-84.
- Dobos A. (2001): Az átmeneti (puffer)-zóna geológiai értékvédelemben játszott szerepének bemutatása egy bükkaljai mintaterület alapján, „A földrajz eredményei az új évezred küszöbén”, A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos eredményei, SZTE TTK Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, CD-kiadvány, 1-17.
- Dobos A. (2002): A Bükkalja II. Felszínalkatani leírás, in: Baráz Csaba (szerk.): A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti Park, Eger, 217-228.
- Filarszky N. (1930): A budai hőforrások nyílt vizeinek Chara-féléi és néhány más érdekesebb, ritkább algafaja, Math. Természettud. Értesítő 47: 652-676.
- Frisnyák S. (1970): A Bükk természet-földrajzi képe, Bükk útikalauz, Budapest, Sport (Medicina), 27-40.
- Géczy B. (1972): Ősnövénytan, Tankönyvkiadó, Budapest, 1-356.
- Gyalog L. (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása, MÁFI Alkalmi Kiadványa 187., Budapest, 1-171.
- Hámor G. (1996): Gyulakeszi Riolittifa Formáció, in: Gyalog L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása, MÁFI Alkalmi Kiadványa 187., Budapest.
- Heves megyei Növényegészségügyi- és Talajvédelmi Állomás: Verpelét talajtani adatok, talajtérképek, Eger.
- Hevesi A. (1978): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. Földrajzi Értesítő, XXVII. 2. 162-203.
- Hevesi A. (1978): A Bükk szerkezet és felszínfejlődésének vázlata. (An outline of structural and geomorphological development of Bükk Mts.), Földrajzi Értesítő, XXVII. évf., 169-198.
- Hevesi A. (1978): A Bükk-vidék természeti földrajza, Bükk útikalauz, Budapest, Sport, 9-48.
- Hevesi A. (1980): Adatok a Bükk hegység negyedidőszaki ősföldrajzi képehez, Földtani Közlöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. 110., 540-550.
- Hevesi A. (1986): A Bükk hegység felszínfejlődése és karsztja, Kandidátusi Értekezés, Budapest, 1-187.
- Hevesi A. (1990): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra, MFT 43. Vándorgyűlése, Miskolc, 1-67.
- Kerekes J. (1936): A Tárkányi-öböl morfológiája, Földrajzi Közlemények, Budapest, 64., 80-97.

- Krammer, K. - Lange-Bertalot, H. (1991): Süßwasserflora von Mitteleuropa. 3. Teil., Gustav Fischer, Jena.
- Krolopp E. - Schweitzer F. - Scheuer Gy. - Hably L. - Skoflek I. - Kordos L. (1989): Az egri pleisztocén édesvízi mészkő geomorfológiai, paleohidrológiai és öslénytani vizsgálata, Földtani Közlöny, 119., 5-29.
- Láng S. (1944-47): Geomorfológiai vizsgálatok a Miskolci-kapuban, Földrajzi Értesítő, 81-120.
- Láng S. (1953): Természet földrajzi tanulmányok az Észak-magyarországi Középhegységben, Földrajzi Közlemények, LXXVIII. 1-2. 21-64.
- Láng S. (1954a): A Bükk geomorfológiai vázlata, Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, 5-6. 83-87.
- Láng S. (1954b): Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben, Hidrológiai Közlemények, 34., 70-81.
- Leél-Össy S. (1954): A Magas-Bükk geomorfológiája, Földrajzi Értesítő, 323-355.
- Lénárt L. (1933): Adatok a Tarna völgyének morfológiájához – Egri Érseki Líceumi Könyvnyomda, Eger, 1-39.
- Marosi S. – Somogyi S. (1990): Magyarország kistájainak katasztere I-II., MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. 837-856.
- Marosi S. - Somogyi S. (szerk.) (1990): Magyarország kistájainak katasztere II., MTA FKI, Budapest, 837-868.
- Martonné Erdős K. (1972): A Déli-Bükk középső részének felszín- és völgyfejlődési problémái, Doktori értekezés I-II., Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen, 1-100., 1-102.
- Martonné Erdős K. (1972b): Az Alsó-Bükk kaptárkövei, Studium III. A KLTE Tudományos Diákköre kiadványai, Debrecen, 109-126.
- Martonné Erdős K. (1974a): Areális és lineáris folyamatok egyidejűsége egy vulkáni hegylábtérségben, a Déli-Bükkben, Acta Geographica Debrecina 1973., Tom. XII. 75-114.
- Martonné Erdős K. (1974b): Adnovremennosztj linejnüh i arreálnüh erözionnüh processzov na adnom vulkanicseszkom padgorije v Juzsnom Bükke, Acta Geogr. Debrecina 1973., Debrecen, 75-114.
- Martonné Erdős K. (1998): Cserépfalu földrajza, in: NAGY KÁROLY (szerk.): Cserépfalu hét és fél évszázada, Cserépfalu, 42-98.
- Martonné Erdős K. (2000): A Bükkvidék, Kézirat, Debrecen, 1-39.
- Mike K. (1991): Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története, AQUA Kiadó, Budapest.
- Milinki É. - Estók B. (1998): Az egerszalók-demjéni hőforrás alga flórájának változásai 1987-1996 között, Acta Academiae Paedagogicae Agriensis Nova Series Tom. XXII., 73-81.
- MSZ 12749: 1993 (Quality of surface water, quality characteristics and classification) Magyar Szabvány Országos Közegészségügyi Intézet Ásvány-gyógyvíz vizsgálati jegyzőkönyve 1987.
- Pécsi M. - Somogyi S. (1967): Magyarország természetföldrajzi tájai és geomorfológiai körzetei, Földrajzi Közlemények, XVI. (XCI), 285-304.
- Pécsi M. - Szilárd J. (1969): Az elegyengetett felszínnek főbb kutatási és nomenklaturai problémái, Földrajzi Értesítő, XVIII. évf., 2. füzet, 153-176.
- Pécsi M. (1962): Tíz év természeti földrajzi kutatásai, Földrajzi Értesítő, 11. 3., 305-336.
- Pécsi M. (1963): Hegylábi (pediment) felszínnek a magyarországi középhegységekben, Földrajzi Közlemények, 11. (87) 3., 1935-212.
- Pécsi M. (1964): A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései, Földrajzi Értesítő, 13. 1., 1-30.
- Pécsi M. (1968): A lejtőüledékek fő típusai és felhalmozódásuk dinamikája, Földrajzi Értesítő, XVII. évf., 1. Füzet, 1-15.
- Pécsi M. (1969): Az elegyengetett felszínnek főbb kutatásai és nomenklaturai problémái, Földrajzi Értesítő, 2. 145-156.
- Pécsi M. (1985): The Neogene red clays of the Carpathian Basin – In: Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin, Studies in Geogr. In Hung. 89-98.
- Pécsi M. (1988): Geomorfológiai szintek kora a Magyar-középhegységben, Földrajzi Közlemények, XXXVI. (CXII.) kötet, 1-2. szám, 21-41.
- Pelikán P. (2002): Földtani felépítés, rétegtani áttekintés, in: Baráz Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 23-49.
- Pelikán P. (2005): A Bükk hegység földtana, MÁFI, Budapest, 1-284.
- Pelikán P. et al. (2002): A Bükk hegység földtani térképe, 1:100 000, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Pelyhe T. - Balogh J. (2000): *Thorea ramosissima* Bory (Rhodophyta) at Egerszalók. 11 the Hungarian Algological Meeting. Program and Abstract. Poszterelőadás összefoglalója.
- Pentelényi L. (2002): A Bükkalja I. Földtani vázlat, in: Baráz Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek, Bükki Nemzeti park Igazgatóság, Eger, 205-216.
- Pinczés Z. – Dobos A. (1994): A bogácsi mintaterület fedőrétegvastagság térképe, in: Kerényi A.: A környezetvédelem globális szempontú értelmezése és ennek hatása a földrajzkutatásra és oktatásra, Akadémiai doktori értekezés, Debrecen, (41. ábra), p. 111.
- Pinczés Z. – Martonné Erdős K. – Dobos A. (1993): Elterések és hasonlóságok a hegyláb felszín pleisztocén felszínfejlődésében, Földrajzi Közlemények, CXVII. (XLI) kötet, 3. szám, 149-162.
- Pinczés Z. - Martonné Erdős K. - Dobos A. (1998): A rétegzett homokos-kavicsos (grézes lités) lejtőüledékekről. - Földrajzi Értesítő, XLVII. évf. 1. füzet, Budapest, 5-18.
- Pinczés Z. (1955): Morfológiai megfigyelések a Hór-völgyében, Földrajzi Értesítő, IV. évf., 1-4. füzet, 145-156.
- Pinczés Z. (1956): A Déli Bükk és előterének néhány fejlődéstörténeti problémája, Acta Geogr. Debrecina, Debrecen, 26. 1-12.
- Pinczés Z. (1957): Az Eger-völgy problémái, Földrajzi Értesítő, Budapest, VI. 29-43.
- Pinczés Z. (1968a): A Bükk-hegység tönk és pediment felszínei, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Természetföldrajzi Dokumentáció, 7., 32-39.
- Pinczés Z. (1968b): Herausbildung der Tertiären Oberflächen des Bükk-Gebirges, Acta Geographica Debrecina, 189-200.
- Pinczés Z. (1968c): Rumpf- und Fussflächen des Bükk-Gebirges, Symposium. Die geomorphologischen und Nomenklatur-Probleme der Abtragungsformen der Mittelgebirge und ihre Pedimente, Budapest, 26-37.
- Pinczés Z. (1970): Planated surfaces and pediments of the Bükk Mountains, Studies in Hungarian Geography, 8., Problems of Relief Planation, Akadémiai Kiadó, Budapest, 55-63.

- Pinczés Z. (1977a): Hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei (A Bükk- és a Tokaji-hegység példáján), Földrajzi Közlemények, XXV. (CI.), 1-3., 41-45.
- Pinczés Z. (1977b): Cryopedimentation and its sediments in Hungarian Highlands, X. INQA Congress, Birmingham, 358.
- Pinczés Z. (1979): Types of loess and loess-like sediments in the environment of Eger (Hungary), Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungariae, Tom. 22. (1-4), 287-299.
- Pinczés Z. (1990): Bükk foothills, East European Region of International Association for Landscape Ecology Hungarian National Section, International Conference Guide, Noszvaj, 7-12.
- Pinczés, Z. (1980): Production of planation surfaces and their types as illustrated on the examples of a Tertiary volcanic and of a Mesozoic mountain, Acta Geographica Debrecina 1975-1976, Debrecen, Tom. XIV-XV., 5-29.
- Pinczés, Z. (1987): Bükk Foothills (Bükkalja), Hillslope experiments and Geomorphological Problems of big rivers, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 131-136.
- Póka, T. – Zelenka, T. – Szakács, A. – Seghedi, I. – Nagy, G. (1997): Petrology and geochemistry of the Miocene ignimbritic volcanism of the southern foreground of the Bükk Mountains, Hungary, Abstract – PANCARDI'97. Kraków – Zakopane, p. 1097.
- Prokai T. (1988): A verpeléti Várhegy növényzete, Egri Tanárképző Főiskola Növénytani Tanszék, Záródolgozat
- Rozkosny, R (1980): Klicvodnich Iarev hmyzu. – Ceskoslovenská, Akademie Ved, Praha, 1-521.
- Schmidt E. R. – Láng G. – Németh L. (1961): Magyarország vízföldtani atlasza, Budapest, Földtani Intézet kiadványa.
- Schnepf, E. (1992): Electron microscopical studies of *Thorea ramosissima* (Thoreaceae, Rhodophyta): taxonomic implications of *Thorea* pit-plug ultrastructure. Plant Systematics and Evolution 181:233-244.
- Schweitzer F. – Szöör Gy. (1992): Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján – Földrajzi Közlemények, Budapest, 105-123.
- Schweitzer F. (1993): Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán, Budapest, Akadémiai Doktori értekezés tézisei, 1-27.
- Simon T. (1991): A Magyarországi edényes flóra határozója, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- Somogyi S. (1960): Hazánk folyóhálózatának kialakulása, Kandidátusi Értekezés, MTA, Budapest.
- Szakács, A. – Zelenka, T. – Márton, E. – Pécskay, Z. – Póka, T. – Seghedi, I. (1998): Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations, Acta Geologica Hungarica, Vol. 41/4., 413-435.
- Székely A. (1969): A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei, Földrajzi Közlemények, 271-190.
- Székely A. (1972): Az elegyengetett felszínek típusainak rendszere magyarországi példákon, Földrajzi Közlemények, 2. 43-58.
- Székely A. (1973): A Magyar-középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei, Földrajzi Közlemények, 21. 185-203.
- Székely A. (1993): A geomorfológiai szintézis, in: BORSY ZOLTÁN (szerk.): Általános természetföldrajz, Nemzeti tankönyvkiadó, Budapest, 616-641.
- Szilárd J. (1965): Periglacial derasion and Quaternary valley sculpture in Hungary, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., Vol. 9., 65-85.
- Tamás G. (1958): Beiträge zu der Algenflora des Balaton-sees. I. Steiniges Ufer sandiges, röhricht und künstliches substrat. Annales Institut Biologici (Tihany) Hungaricae Academiae Scientiarum, Tihany. 353-358.
- Tamás G. (1959): Algenflora des Balatonsees 1938-1958 - Ann. Biol. Tihany 26: 349-392.
- Tomàs, X. 1981: *Thorea ramosissima* en un canal del litoral Valenciano. Fol. Bot. Misc., 2: 71-74.
- Tóth G. (1975): A Bükk-hegység felszínfejlődési vázlata, Separatum Acta Academiae Paedagogicae Agriensis Nova Series, Az Egri Ho Si Minh Tanárképző Főiskola Füzetei, Eger, XIII., 455-478.
- Tóth G. (1983): A Bükk felszínfejlődése és mai formakincse. A Bükki karszt vízrendszere, in: Sándor András (szerk.) Bükki Nemzeti Park, Kilátás a kövekről, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 62-134.
- Tóth G. (1984): A Központi-Bükk és geomorfológiai körzetei, Földrajzi Értesítő, XXXIII, 4. füzet, 333-345.
- Uherkovich G. (1957): Das Leben der Tisza III. *Thorea ramosissima* Bory (Rhodophyta) aus der Tisza - Acta biol. (Szeged) n. ser. 3:207-212.
- VASI, I. et al. (2002): Az egerszalóki termálkutak hasznosítása, Előzetes Környezeti Hatástanulmány, PRO TERRA Urbanisztikai Ügynökség, Budapest, 1-89.