

A Medves¹

HORVÁTH GERGELY–MUNKÁCSY BÉLA–PINTÉR ZOLTÁN²
CSIKY JÁNOS³–KARANCSI ZOLTÁN⁴–PRAKFAI PÉTER⁵

A Medves fekvése, helyzete

A Medves-fennsík, vagy röviden Medves – ill. egyes szerzőknél Medvés – a Nógrád–Gömöri-bazaltvidék Magyarország területére eső részének egyetlen jelentősebb méretű bazaltláva-takarós vulkáni fennsíkja. Ez a kb. 430 km²-nyi, megközelítőleg trapéz alakú bazaltvidék nagyjából Salgótarján – Terbeléd (Trebel'ovce) – Guszóna (Husiná) – Várgede (Hodejov) – Bárna települések között fekszik. É-i, nagyobb része Szlovákiához, D-i, kisebb része Magyarországhoz tartozik (az államhatár magát a Medvest is átszeli). A bazaltvidék magyarországi része – amelynek a Medvesen kívül legismertebb kiemelkedései többek között a Nagy- és Kis-Salgó, a Pécs-kő, a Szilvás-kő, a bárnai Nagy-kő és Kis-kő stb. – főként a Tarján-patak – Zagyva – Bárnai-patak által határolt Medvesvidék nevű kistáj É-i részén található, de a bazaltképződmények a Felső-Tarnai-dombság, a Karancs és a Litke–Etesi-dombság nevű kistájak Medvesvidékkel határos peremterületeire is átnyúlnak (*I. ábra*). (Félreértések elkerülése végett le kell tehát szögezni, hogy a Medves fennsíkja a Medvesvidék nevű kistájnak csak egy – annak kevesebb mint egytizedét alkotó – kistájrésze!)

A bazaltos terület É-i folytatása a kb. az Ipoly, ill. a Gortva és a Rima völgyéig terjedő (pontosabban az Ipolytarnóc – Guszóna [Husiná] – Dobóca [Dubovec] – Sajólénártfalva [Lenartovce] településekkel kijelölhető határok közötti) kistáj Ny-i részén található, amelyet a szlovák akadémiai (geomorfológiai) tájbeosztás Cerová vrchovina néven említ (ennek magyar névváltozata – Cseres-hegység – újabban kezd elterjedni a szlovákiai magyar szakemberek körében). Ezen a horsztok-medencék sorozatából álló kistájon számos, a Medveshez hasonló lávatakarós fennsík és lávaáras gerinc található, legszebbek a Pogányvár, a Monosza, a Ragács és a Bucsony. (A földrajzi nevezéktant illetőleg megjegyzendő még, hogy ezt az egész bazaltos hegyvidéket vagy annak egyes részeit –

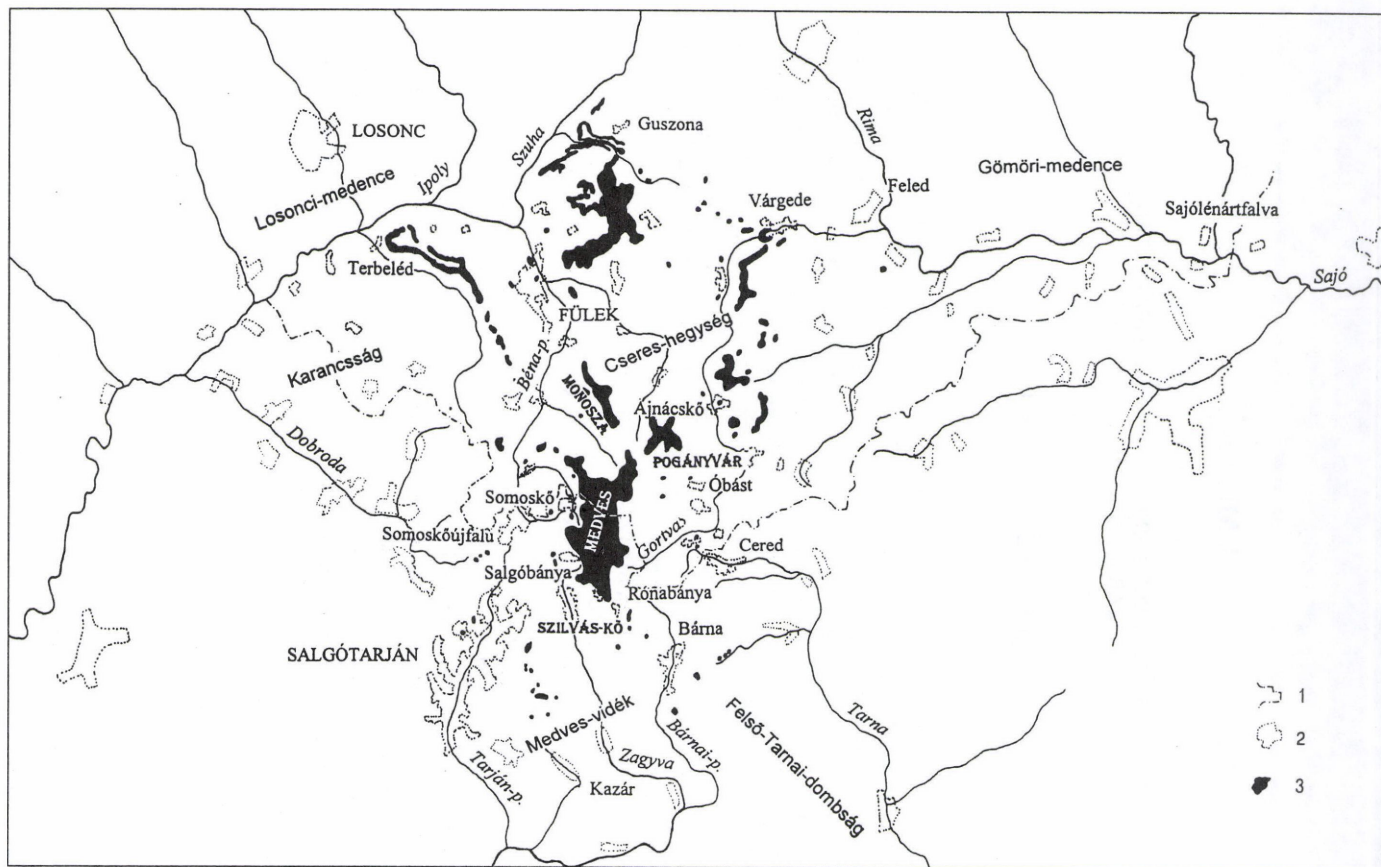
¹ A tanulmány az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA) támogatásával készült. Témaszám: T 017 824

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Tanárképző Főiskolai Kar Földrajz Tanszék, 1055 Budapest, Markó u. 29–31.

³ Janus Pannonius Tudományegyetem Növénytan Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.

⁴ Juhász Gyula Tanárképző Főiskola Földrajz Tanszék, 6725 Szeged, Szt. Ferenc u. 25.

⁵ Magyar Geológiai Szolgálat Észak-magyarországi Területi Hivatala, 3100 Salgótarján, Karancs út 58.



1. ábra. A Medves helyzete. – 1 = országhatár; 2 = település; 3 = bazalttal fedett terület
 Geographical position of Medves. – 1 = state boundary; 2 = settlement; 3 = area covered by basalt

különböző kiterjedésű területeket értve rajta – a korábbi magyar szakirodalom időnként Medves-hegységnek, ill. Ajnácskői-hegységnek is nevezte, vö. pl. SCHWALM A. [1911], vagy JUGOVICS L. [1940b]) (2. ábra).

Érdekeség, hogy a Medves nevének feltehetően semmi köze a medvékhez (bár pl. MOCSÁRY A. [1826] abból származtatja). Névteni kutatások szerint egy hasonló nevű pataknak a neve került át névátvitellel a fennsíkra, amely patak „Medves” neve egy nyelvelmélekből ismert régi magyar „száraz, vagy időszakosan kiszáradó” jelentésű „med” vagy „mede” szóra vezethető vissza (KISS L. 1978).

A Medves fennsíkján lakott település ma nem található, de Ny-on és D-en peremei mentén igen; így határait magyarországi részén Somoskő – Salgóháza – Rónafalu települések vonala jól kijelöli. A szlovákiai részen nagyobb települések – a fennsíkperemtől kissé távolabb – csak K-en fekszenek, az Almágyi-medencét átszelő Gortva mellékvölgyeiben, köztük – D-ről É felé sorban – Tajti (Tachty), Vecseklő (Vecelkov), Egyházasháza (Nová Bašta) és Óbást (Stara Bašta).

Méreteit tekintve a fennsík kiterjedése É–D-i irányban 6–7,5 km, K–Ny-i irányban 2–3 km, területe 12,8 km², ebből Magyarországra jut 7,8 km². Különösen D-i része jogosan nevezhető fennsíkknak, mert lejtése csekély, többnyire alig pár ezrelékes; helyenként – így a Salgóháza és Rónafalu falvak fölé magasodó DNy-i peremvidékén, a Rónai-lapos, valamint ettől É-ra, a Medves laposa nevű részeken – szinte asztalsímaságú. Ezekről É-ra emelkedik ki viszonylag hirtelen – környezete fölé mintegy 100 m-rel – a Medves magosa, amelynek ellaposodó tetőfelszíne hordozza az egész fennsík legmagasabb, 658,6 m-es⁶, már szlovákiai részen fekvő pontját, amelyet magát szintén többnyire Medves magosa (szlovákul Medvedia vyšina) névvel illetnek (a magyarországi részen a legmagasabb pont – közel ehhez – 638,0 m) (1. kép). A lapos D-i területeknél jóval tagoltabb azonban a Medves magosától É-ra fekvő szlovákiai rész.

A fennsík legalacsonyabb részei általában 525 m körüliek (csak ÉNy-on csökken magasságuk 500 m alá), az átlagos magasság 550–570 m. A relatív relief D-en maximum 70 m/km², É-on viszont meghaladja a 100 m/km²-t is; a fennsík egészére vonatkoztatva így átlag alig 45–50 m/km². A peremek azonban szinte minden irányban meglehetősen meredeken szakadnak le, leginkább K-en, ahol az átlagosan 20°–40°-os lejtőszögek mellett mintegy 300 m-es a szintkülönbség a lávatakaró pereme és a völgytalpak között (különösen jól megfigyelhető ez a hirtelen letörés a magyar-szlovák határt követő mesterséges nyíldekbán, a VIII/18 sz. határkőnél). Ugyanilyen, sőt helyenként még meredekebb letörés található pl. a szlovákiai oldalon az É-i peremen, az ún. Abroncsosi (vagy Hencz-féle) bányák közelében.

A Medves földtani és felszínalaktani kutatása

A bazalttakaró feképződésményeinek és általában a Medvest környező területnek földtanát, rétegtanát és felszínfejlődését tárgyaló, meglehetősen gazdag irodalomból talán

6

A magassági adatok a Tóth Ágoston Térképészeti Intézet által 1988-ban felújított 1:25 000-es méretarányú honvédségi térképen alapulnak. A VASS D. et al. (1992) által szerkesztett 1:50 000-es szlovákiai földtani térképen is 659 m szerepel. Érdekes, hogy a korábbi magyar irodalmi adatok szerint a Medves magosa 671 m magasságú.



1. kép. A Medves fennsíkja, háttérben a Medves magosa
 Medves Plateau, with the uppermost part of Medves in the background

leginkább NOSZKY J. (1912, 1940), SCHOLTZ M. (1917), SCHRÉTER Z. (1940), VITÁLIS S. (1940), SZENTES F. (1942, 1943), BARTKÓ L. (1952, 1963), NOSZKY J. et al. (1952), ODOR L. (1962), BÁLDI T. (1983) és HÁMOR G. (1985) munkásságát kell kiemelni. Eredményeik nyomán a bazaltvulkánosság kezdetéig terjedő – és a bazalttal fedett területek felszínformáit is erősen meghatározó – harmadidőszaki fejlődésenet, ill. képződményei lényegében ma már szinte teljes pontossággal rekonstruálhatók.

Ami konkrétan a bazaltokat, ill. magát a Medvest illeti, elsőként ZIPSER, A. C. (1817) „topográfiai-mineralógiai” kézikönyve foglalkozott a „Medve-heggyel” és bazaltjával⁷, megemlítve annak jelentékeny augittartalmát. Az első igazán részletes leírás a Medvesről, azaz a „Medve-magaslatról” azonban BEUDANT, F. S. francia geológus 1822-ben megjelent – négy évvel korábbi, féléves időtartamú magyarországi útjáról írt – beszámolójában található. Bazaltlávából álló, meredek falú tágas fennsíkként jellemzi, amelyet teljes egészében erdők fednek; továbbá csavarodott, csepp és gömb alakú lávadarabokat és elmállott lávából képződött „vörös földet” említ. Érdekes, hogy ZIPSERrel ellentétben a sokfelé „szétszórva található” ásványzemcséket nem augitnak, hanem amfibolnak tartja. Később GÖBL, W. (1866) és PAUL, C. M. (1866) geológiai felvételezéseik során röviden megemlítik a bazaltokat is. A századforduló környékén és századunk első felében számos szerző, köztük SZABÓ J. (1883), ROZLOZSNIK P. – EMSZT K. (1908, 1911), MAURITZ B. (1910), VENDL A. (1912), JUGOVICS L. (1913, 1934, 1941), REICHERT R. (1925, 1927), VENDL M. (1928) elemezték a Medves ásvány- és kőzettani jellemzőit.

⁷ SZEPESHÁZI K. (1942) nyomán.

A terület első modern földtani és alapvetően máig érvényes sztratigráfiai leírását id. NOSZKY J. adta, a salgótarjáni szénterület földtani viszonyait összefoglaló munkájában (1912). Geomorfológiai következtetéseket is levont, pl. feltételezte a Medves, a Pogányvár és Monosza egykori összefüggését, és arra is rámutatott, hogy a bazaltkitörés előtt a térszint az erózió már erősen felszabdalta. Az egész bazaltvidéket, közte a Medvest is legalaposabban JUGOVICS L. tárta fel és dokumentálta (1934, 1940a, 1940b, 1942, 1971, 1976). Egyik alapvető munkájában (1934) a medvesi bazalttakaró részletes felépítését vizsgálva alapvetően négy kitérés szakaszt, kétféle lávát és kétféle tufát különített el, utóbbiak egyikére bevezette a „kristálytufa” fogalmát. Tőle származik a kitérés menetének mindmáig egyetlen leírása is.

Ezt követően a Medvesről ismét csak alapvetően ásvány-közettani kérdéseket tárgyaló munkák készültek, köztük POJJÁK T. (1947, 1956), MAURITZ B. (1948), JUGOVICS L. (1971, 1976), EMBEY-ISZTIN A. (1976, 1981) tanulmányai, ill. azok összefoglaló táblázatai, valamint DIENES I. (1967), NUSSZER A. (1979), L. MOLNÁR E. (1980) és JÁNOSI M. (1984) egyetemi szakdolgozatai. Az analitikus munkák mellett azonban sajnálatos módon szintézis, azaz egy átfogó földtani értékelés a Medves, ill. az egész bazaltvidék vulkanizmusáról magyar szerzőtől évtizedek óta nem jelent meg, és egyáltalán, a nógrád-gömöri bazaltok kutatása (az ATOMKI-ban 1978 óta folyó kormeghatározásokat nem számítva) „fehér folt” a magyar geológiában. A Medves szlovákiai részéről és tágabb környékéről viszont megjelent egy 1:50 000 méretarányú földtani térkép (VASS D. et al. 1992) és az ottani bazaltelfordulásokról egy modern szemléletű áttekintő tanulmány (KONECNY, V. et al. 1995) is, amelyben a debreceni ATOMKI (BALOGH K.) által végzett kormeghatározások adatai is szerepelnek.

Sajnos, a Medves felszínalakjának még mostohább az irodalma. Lényegében – néhány kézikönyv és tanulmány egy-két mondatos utalását nem számítva – csupán LÁNG S. (1967) foglalkozott a területtel, valamint említésre méltók még LEÉL-ŐSSY S. (1952) „geomorfológiai problémafelvetései” és SZÉKELY A. főként vulkántipológiai indíttatású munkái (1983, 1987, 1993). Ezekon kívül a bazaltvidék és tágabb környezete alakrajzi, mérnökgeomorfológiai jellemzésével, ill. domborzattipizálásával LEÉL-ŐSSY S. (1975, 1984) és ÁDÁM L. (1984) munkái, általános jellemzésével a MAROSI S. – SOMOGYI S. szerkesztette kistáj-kataszter (1990) és HORVÁTH G. (1991) foglalkoztak. A Szlovákiába eső bazaltvidék geomorfológiai feldolgozását pedig LACIKA, J. (1990) végezte el, elkészítve a „Cerová vrchovina” részletes (1:50 000 méretarányú) geomorfológiai térképét is; legújabb munkája (1997) pedig a bazaltképződmények lepusztulásának mértékét vizsgálja.

A Medves kialakulása és földtani felépítése

Földtani felépítését illetően a fennsík felszínét – ha eltekintünk a legfelső, pleisztocén-holocén korú, részben talajosodott vékony törmelékcs rétegtől – egy felsőpliocén korú bazalttakaró (Salgóvári Bazalt Formáció)⁸ képezi, míg kevéssé ismert aljzatát 2000–2500 m-es mélységben feltehetően egy veporida jellegű fillites-csillámpalás alaphegység alkotja. Ez utóbbira utalnak pl. a Karancs lakkolitjában (Sátorosi-kőbánya) található metamorf jellegű exogén zárványok (ERDÉLYI J. 1942). A kettő között harmadidőszaki üledékek találhatók, amelyek a Medves peremén egymásra rétegződve felszínre is bukkannak. Közülük legidősebbek és legjellegzetesebbek a felsőoligocén-alsómiocén

8

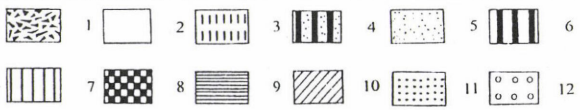
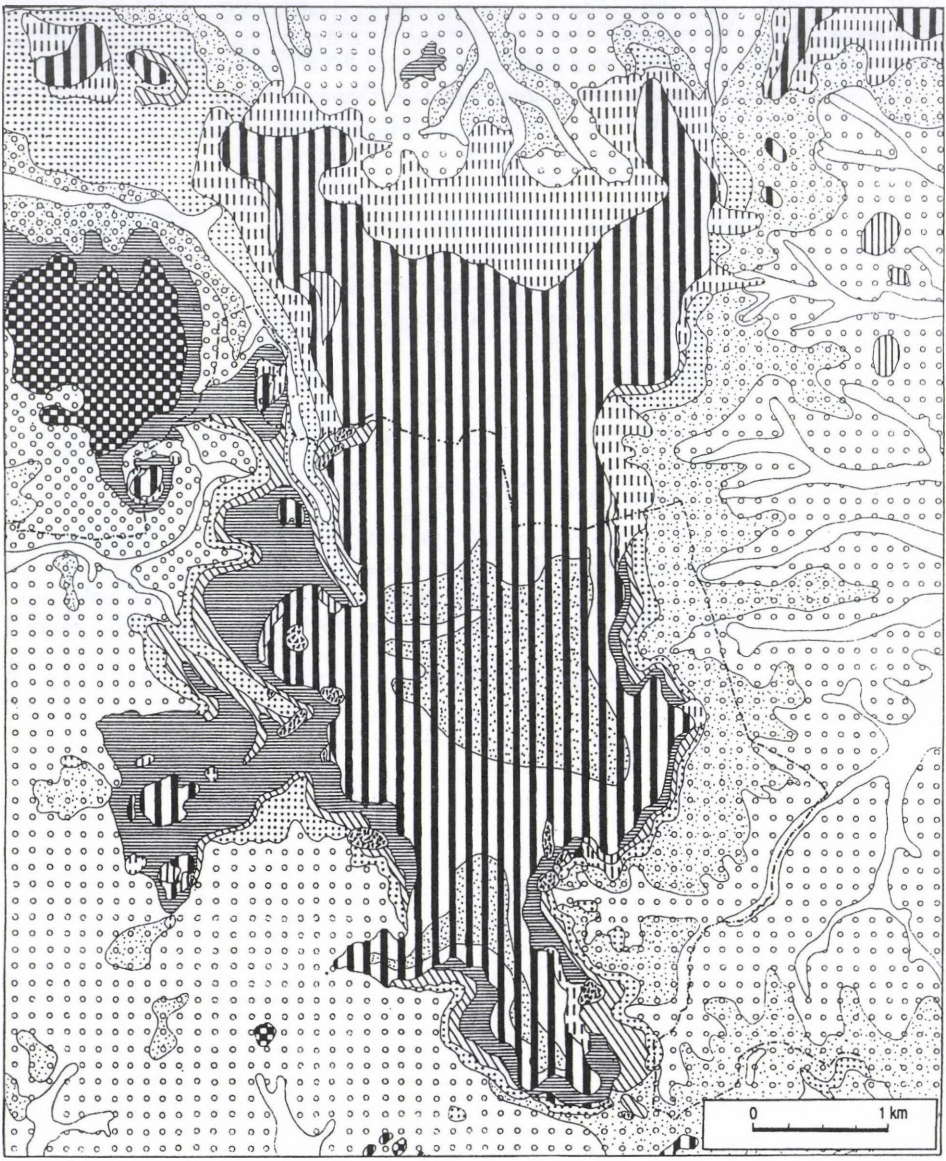
A formációnevek a Magyar Rétegtani Bizottság legújabb határozatait (in: GYALOG L. 1996) tükrözik. (A továbbiakban F. = Formáció).

(egri-eggenburgi) pados kifejlődésű, az alsóbb szintekben konkréciókkal („cipókkal”) tagolt, a felsőbb szintekben erősen kereszttrétegzett, viszonylag jelentős glaukonittartalmú, tengerparti-partközeli keletkezésű csillámos homokkövek (Pétervásárai Homokkő F.) vastag rétegsorai. Erre alsómiocén (eggenburgi) litorális-szublitorális homokos-kavicsos összletek (Budafoki F.) és folyóvízi-ártéri eredetű tarkaagyagok (Zagyvapálfalvai F.), majd ottngangi ignimbritesedett, szárazföldi térszínen lerakódott riódacit ártufák (Gyulakeszi Riolituffa F.) vékony rétegei települtek.

A bazalt közvetlen fekjűt É-on ez a rétegsor, délebbre viszont a korábban nagy gazdasági jelentőségű ottngangi „széntelepes összlet” (Salgótarjáni Barnakőszén F.) alsó széntelepének két padja alkotja, amely az akkori mocsaras öblözetekben a meleg-nedves éghajlaton kialakult buja növénytakaróból képződött. A szénképződés háromszor ismétlődött; ahol teljesen kifejlődött, ott a felülről számozott telepek közül az I–II. telep tengerparti, csökkentsósvízi körülmények között halmozódott fel (paralikus eredetű), a Medves aljzatában is megtalálható alsó, III. telep viszont édesvízi mocsári viszonyokra utal (limnikus eredetű). A széntelepeket finomtörmelékű kőzetek tagolják. E rétegek geomorfológiai szerepe is nagy, hiszen évtizedeken át folyt bányászatuk rendkívüli méretű antropogén domborzatformálást eredményezett (3. ábra).

Mivel a széntelepes összlet képződése utáni korszakokból – kárpáti, bádeni, ill. szarmata – üledékek nem ismeretesek, elvileg már az ottngangi korszak végén fellépett regresszió hatására szárazulattá válhatott a terület; ez azonban bizonyára csak sokkal később következett be, különben nem mehetett volna végbe a nagy mértékű szénülési folyamat, ahhoz ugyanis egy megfelelő rétegvastagság kialakulására volt szükség! Ami pedig a bádeni korszak hatalmas magmás tevékenységének nyomait illeti, azok – a környékbeli két nagy lakkolitól eltekintve – leginkább telérek formájában figyelhetők meg a területen (zagyvarónai Vár-hegy, ceredi országút bevágása Rónafalutól D-re). Bár a záró andezitkitörésekkel párhuzamosan fellépő, vagy közvetlenül azokat követő tektonikai hatások a területet kissé kiemelték, viszonylagosan alacsony fekvése miatt felszínét feltehetően még a pannon (s.str.) korszakban is átszelték az É-i magasabb hegységkeretből D felé, a Pannon-tenger irányába haladó folyók. LÁNG S. (1967) ennek bizonyítékként harmadidőszak végi lepelkavics-takarók maradványait említi, pontosabb helymeghatározás nélkül; feltehetően a Losonci-medence ÉK-i peremét jellemző, ma Poltári F.-nak nevezett képződményekre gondolt. Kvarckavicsok egyébként nagy számban találhatók zárványként a különböző bazalttufákban, főleg ott, ahol a kitörés törmelékszórással kezdődött (BALOGH K. et al. 1966), bár ez a Budafoki F.-ból, sőt akár a Pétervásárai Homokkő F. felső részéből is származhat.

Csak a pliocén végén következett be a mai formakincsre is kiható fordulat, amikor szerkezeti mozgások hatására a mai Medves környéke – a szénbányászati mélyművelés során megismert, DZSIDA J. (1936) által részletesen tárgyalt 330–15°⁰, ill. 210–3°⁰ csapásirányú törésvonalak mentén – erősen összetöredezett; a sakkttáblaszerűen feldarabolódott oligocén–miocén rétegsorok aszimmetrikusan kibillentek és egyenlőtlen mértékben emelkedésnek-süllyedésnek indultak, a táj egészében árkok-sasbércek sorozatára tagolódtak, miközben a Karancs és a Sátoros hatalmas lakkolitjai is kipreparálódtak. Az eróziós folyamatok is felerősödtek, így összességében változatos domborzat alakult ki. Ezért a pliocénban fellépett bazaltvulkánosság képződményei feltehetően már egy mély eróziós völgyekkel, meredek töréslépcsőkkel jellemezhető, tagolt domborzatú táj felszínére települtek: „összebarázdált térszínen ömlött el annak idején a felbuggyanó bazaltláva és



3. ábra. A Medves és környéke földtani térkép
 Geological map of Medves and its surroundings

egyenletesen kitöltötte a hepehupás térszín formáit". Ezt NOSZKY J. (1912) írta, GERŐ N. akkori bányaigazgató azon megfigyeléseire alapozva, miszerint a Medves alatt „a szételepekbe mélyedő árkok vannak bazalttal kitöltve”.

NOSZKY jellemzését NUSSZER A. (1979) kutatási eredményei is alátámasztják, ugyanis medvesi kőfejtők és feltárások lávaanyagát vizsgálva rámutatott arra, hogy a legalsó lávaszint többnyire rendkívül meredek, 70–80°-os szögben helyezkedik el a feküközeten; „ez azt mutatja, hogy a bazalt sokszor ilyen hirtelen kimélyül, meredek falú völgyeket, mélyedéseket töltött ki az őstérszínen”, és medvesi bányákból arra is említ példát, hogy „a kőbányászkodás befejezése után az eredeti paleomorfológiai mélyedés, völgy maradt vissza, ill. tárodott fel”. Megjegyzendő, hogy a bazalt eróziós térszínre való települése azért nem teljesen egyértelmű! GAÁL L. (szóbeli közlés) szerint ellentmond neki a Medveshez közeli Pogányvár bazalttakarójának egyenletes, alig 10–30°-os, és a Medves szlovákiai részén – a fennsík peremének különböző kőbányáiban – a bazaltpadok ugyancsak enyhe, 5–20°-os dőlésszöge (a Brucki bányát kivéve, de itt a 80°-os dőlés feltehetőleg a láva torlódásával függ össze). A legvalószínűbb, hogy mély és sekély völgyek, valamint enyhén erodált fennsíkok egyaránt lehettek az „őstérszínen”.

A bazaltvulkánosság okai, lefolyása és kora

A táj arculatát jelentős mértékben átformáló bazaltvulkánosság a Kárpát-medencét a pannon korszaktól kezdve általánosan jellemző, szinte folyamatosnak tekinthető izosztatikussá válásra vezethető vissza, amelynek fő oka az aljzatot alkotó litoszféralemez-darab megnyúlása és kivékonyodása volt. A rendkívül vékony kéreg mélytörésein keresztül felfelé áramlott a bázisos-ultrabázisos felsőköpeny részlegesen megolvadt anyaga, és a felszínre érve bazaltvulkánosságként jelent meg. A bazaltok felsőköpeny-eredetét számos kőzettani és geokémiai vizsgálat támasztja alá. Kőzettanilag (SØRENSEN [1974] beosztása alapján) a tágabb értelemben vett alkálilbazaltok közé tartoznak, jellegzetességük a megakristályok (főként az augitok) és az ultrabázisos zárványok (főként a felsőköpeny összetételéhez legközelebb álló therzolitok) nagy számú előfordulása (FORGAC, J. 1970; DIENES I. 1971; STEGENA L. et al. 1975, 1978; JUGOVICS L. 1976; EMBEY-ISZTIN A. 1976, 1981; NUSSZER A. 1979; PÁLYI I. 1980; HORVÁTH F. 1987; RAVASZ CS. 1987).

A kőzettani vizsgálatok (főként ROZLOZSNIK P. – EMSZT K 1908, 1911; REICHERT R. 1925, 1927; POJÁK T. 1947, 1956) alapján megállapítható, hogy magának a Medvesnek a lávája nefelinbazanit (helyenként leucitos nefelinbazanit), tufái pedig nefelinbazanitoidok. Viszont NUSSZER A. (1979) szerint csak a magyarbányai bazalt tekinthető nefelinbazanitnak, a lávák többségükben trachibazaltok, ill. helyenként nefelin-trachiba-

3. ábra. A Medves és környéke földtani térképe. (PRAKFA LVI P. kéziratoss térképe és VASS D. et al [1992] nyomán szerk. PINTÉR Z.) – 1 = holocén bányameddők, feltöltések; 2 = holocén patakhordalék, ártéri üledék, teraszmaradvány; 3 = pleisztocén bazalttörmelék, aprózódott kőzetanyag; 4 és 5 = pleisztocén lejtőtörmelék, lösz, agyag bazalt, ill. homokkővön; 6 és 7 = pliocén szürke és fekete lávás bazalt, ill. bazalttufa (Salgóvári Bazalt F.); 8 = miocén badeni gránátos amfibolandezit (Mátrai Andezit F.); 9 = miocén ottngangi szételepes rétegek, agyagos, laza homokos közbetelepülésekkel (Salgótarjáni Barnakőszén F.); 10 = miocén ottngangi „alsó” riolituffa (Gyulakeszi Riolituffa F.); 11 = miocén eggenburgi tarkaagyag, homok, kavics (Zagyvapálfalvai F., Budafoki F.); 12 = oligocén-miocén eger-eggenburgi csillámos, glaukonitos homokkő (Pétervásárai Homokkő F.)

Geological map of Medves and its surroundings. (Based on the manuscript map of P. PRAKFA LVI and a map by D. VASS et al. [1992], edited by Z. PINTÉR.) – 1 = Holocene spoils of mining, upfillings; 2 = Holocene fluvial deposit, flood plain sediment, terrace remnant; 3 = Pleistocene basalt detritus, rock debris; 4 and 5 = Pleistocene talus, loess, clay on basalt and sandstone; 6 and 7 = Pliocene grey and black lava basalt and basaltic tuff (Salgóvár Basalt Formation); 8 = Miocene Badenian "grenade" amphibole andesite (Mátra Andesite F.); 9 = Miocene Otnangian coal seams, with clay and sand interbeddings (Salgótarján Brown Coal F.); 10 = Miocene Otnangian "Lower" rhyolitic tuff (Gyulakeszi Rhyolitic Tuff F.). 11 = Miocene Eggenburg variegated clay, sand, gravel (Zagyvapálfalva F., Budafok F.); 12 = Oligocene-Miocene Eger-Eggenburg greensand with mica (Pétervására Sandstone F.)

zaltok. Ásványtanilag jelentős a bazaltok nagy augit-, amfibol-, olivin-, aragonit-, oligoklász-, titanomagnetit- és a már említett tberzolittartalma (SZABÓ J. 1883; MAURITZ B. 1910; VENDL A. 1912; JUGOVICS L. 1934, 1940a; DIENES I. 1967; EMBEY-ISZTIN A. 1976).

A kitörés menetét az akkori klasszikus felfogásnak megfelelően JUGOVICS L. (1934) vázolta fel, majd ezt még – részben kiegészítve – újra összegezte (1971)⁹. Szerinte egy törmelékszórásokkal és lávafolyásokkal jellemezhető rétegvulkáni működés zajlott le.

Az első, „normális” kifejlődésű, világosszürke-barnás, rosszul rétegzett, homok-, agyag- és kavicsbetelepülésekkel, valamint az áttört kőzetekből származó, olykor hatalmas zárványokkal tarkított tufaréteg nem található meg az egész fennsíkon, de ahol van, ott „jelentékeny” (8–10 m) vastagságú. A sok nem vulkáni anyagból arra következtetett, hogy „ez az első tufaszórás intenzív kitörés, inkább gázexplózió lehetett”. A második kitörés terméke is tufa, amely az elsőre többnyire konkordánsan – de attól igen éles határral elkülönülve -, helyenként pedig szögdiszkordanciával települ. Ez a tufaréteg már az egész takaróban megtalálható, de vékonyabb (0,5–2 m) csíkban; mivel ezt „jól kifejlődött augit-, olivinkristályok, fekete amfibolok hasadási prizmái, ritkábban kvarckristályok” jellemzik, ezért „kristálytufának” nevezte el. (KONECNY, V. és LEXA, J. szerint [szóbeli közlés] célszerűbb lenne „kristályos tufának” nevezni, mert a kristályok mennyisége nem haladja meg az 50%-ot).

A harmadik és negyedik kitörés alapvetően lávát produkált, de eltérő jelleggel; az idősebb – csak a fennsík kisebb részén előforduló – csekélyebb mennyiségű bazaltláva „szürkésfekete, tömör, finomszemű, mindig szabályos oszlopos elválású”, míg a fiatalabb, „amely a takaró főtömegét alkotja”, és „típusos nefelinbazanit, világosszürke színű, kitűnően pados elválású és igen jól hasad”, ezért számos, a fennsík oldalába mélyített bányában fejtették. „Vastagsága 11–106 m között ingadozik” (megjegyzendő, hogy 1968-ban ezt az adatot már az egész vulkáni takaróra vonatkoztatja, a szürke bazalt vastagságát csak 14–58 m-re teszi). A takaró legtejeje, valamint legalja gyakran „likacsos láva, ill. lávabreccia”. Helyenként közbetelepült, 3–10 m vastag újabb tufarétegek is találhatók benne, ami arra utal, hogy ezt a negyedik fázist a fennsík egyes részein valójában többször ismétlődő „lassú, nyugodt lávafolyások” és törmelékszórások váltakozása jellemezte.

JUGOVICS L. fenti megállapításait jórészt megerősíti POJJÁK T. (1947) is, hozzátéve, hogy a negyedik fázisban időben szorosan egymást követő lávaömlések is voltak. NUSSZER A. (1979) viszont a megakristályok és az ultrabázisos zárványok jelentős számából, ill. az üvegtartalom arányából arra következtet, hogy a többi bazaltképződményhez képest „a Medvest beborító lávák valószínűleg nagyobb sebességgel törtek fel, hamar felszínre kerültek és gyorsan megmerevedtek”. Szerinte a legelső, breccsás kifejlődésű láva „fel fel általában egy hólyagos-salagos kőzetváltozaton át megy a tömött lávakőzetbe”. Érdekes megfigyelése, hogy a Medves D-i, meredeken leszakadó lejtőin, ahol ez a szint vastag, „a megnyúlt, hosszú, csatornaszerű hólyagok határozott irányba rendeződtek, az egykori folyási irányt jelzik. Itt az eredeti paleomorfológia is ilyen meredek lejtő lehetett... a megnyúlt hólyagok jelenlegi lejtővel párhuzamos elrendeződése” alapján. NUSSZER A. a bazalttakaró vastagságával kapcsolatban is tesz kiegészítéseket, megállapítva, hogy Medves D-i és DK-i részén nagyon vékony a bazalttakaró.

A kitörési központot, ill. központokat illetően JUGOVICS L. igen óvatos. Valószínűnek tartja több kitörési központ létét, de mint írja: „Egyedül a «Medves-Magosa» lapos csúcsa az, amely alakjánál, helyzeténél fogva mintegy az egykori kráter helyét jelöli... a vulkáni működés utolsó erőlködése hozta létre ezt a csúcsot”; ezt bizonyítja szerinte az is, hogy „A csúcs körül... a kőzetrétegek igen sok apró, idegen (enallogén) zárványt... tartalmaznak”. „Sajnos, a többi kráternyílás helyére nézve semmiféle biztos támpontom nincsen”. (Azért a bazalt nagy vastagságából, valamint a láva- és tufarétegek települési viszonyaiból kiindulva egy másik lehetséges központ helyét is feltételezi az eresztvényi „Kisbánya” környékén). Később (1940a) már egyértelműen „több és különböző krátereken kifolyt” láváról ír. VASS, D. et al (1992) és KONECNY, V. et al. (1995) szerint egy második nagy kitörési központ volt a a Medves ÉK-i kiszögellését alkotó Dobogó vagy Kopszka (Duniva hora, 598,5 m) is, és a két központ lávájából egybefolyva

9

Az idézetek az 1934-es munkából valók.

jött létre a Medves takarója. (A kitörési központok azonosításakor egyébként inkább zavart okoznak, mintsemhogy segítenének a szénbányászati adatok, mivel a korabeli leírásokból és térképi jelölésekből többnyire nem derül ki egyértelműen, hogy a bazalt áttörte-e a fedőkőzetet, vagy csak betemette az eróziós eredetű árkokat.

Hogy azonban a Medves vulkanizmusa azért a JUGOVICS L. által leírtaknál kissé bonyolultabb lehetett, azt jól jelzi KONECNY, V. et al. (1995) rövid összefoglaló tanulmánya a dél-szlovákiai bazaltvulkánosság alapvető vonásairól, amelynek alig egy mondatos utalása szerint az említett Dobogó „kúpjának keresztmetszete feltárja a freatikustól a freatomagmatikus felé, sőt a tűzhányó-tevékenység végső fázisában a Stromboli- és/vagy Hawaii-típus felé való átmenetet”.

A Medves vulkáni működésének kora – tekintettel a bazalt és fekéje közötti nagy korkülönbségre és réteghiányra – hagyományos földtani és geomorfológiai megfigyelésekkel csak nagy vonalakban jelölhető ki, így szükség van radiometrikus (főként K/Ar) abszolútkor-meghatározásokra. Ilyen kutatások a debreceni ATOMKI-ban folynak BALOGH Kadosa vezetésével. Eredményeiket több tanulmányban közzé is tették (sajnos a közölt adatok mintagyűjtő-helyei nehezen, vagy egyáltalán nem azonosíthatók, főleg éppen a Medvesre vonatkozóan).

Mindenesetre BALOGH K. et al (1984) 4 mintát említenek „Somoskőújfalu környékéről”, ebből kettőről ún. izokrón kort közölnek: $2,49 \pm 0,93$ és $2,30 \pm 0,94$ mő év, hozzátéve: az ajánlott érték 2–2,5 mő év, amely összhangban van a szomszédos szlovák területek mérési adataival (erre vonatkozólag BALOGH K. et al. [1981] Fülek, Ajnácskő, Bolgárom és Nagydaróc környéki adatai $1,90 \pm 0,13$ és $2,58 \pm 0,22$ mő év közötti szórást mutatnak – csak a Ragács mutatkozott $1,39 \pm 0,12$ mő évével fiatalabbnak¹⁰ –, ami pedig az izokrón korokat illeti, azok $1,35 \pm 0,32$ és $2,75 \pm 0,44$ mő év közöttiek; KANTOR, J. – WIEGEROVÁ, V. [1981] pedig Bolgáromról származó mintára mért $2,57 \pm 0,08$ mő éves adatot). Majd BALOGH K. et al. (1986) a medvesi működést egyértelműen 2,0–2,5 mő évesnek nevezik. Később BALOGH K. – JÁMBOR Á. (1987) munkájában a medvesi bányákra vonatkozó koradatok $2,27 \pm 0,20$ és $3,81 \pm 0,27$ mő év, az izokrón korok pedig $2,01 \pm 0,96$ és $2,76 \pm 0,34$ mő év között váltakoznak. Legújabbban egy nagy nemzetközi szerzőgárda (PÉCSKAY Z. és 14 társa, 1995) összefoglaló munkája az általuk „nógrádinak” nevezett terület alkálilbazaltjai és bazanitjai kitörésének korát 1,1–2,8 mő év közé teszi, azzal a megjegyzéssel, hogy „a vulkánosság a szlovákiai részen 1,16 mő éve, a magyarországi részen a kb. 2 mő éve ért véget”. Mindezek a munkák természetesen a hajdandelejességi¹¹ mérésekre is támaszkodnak (MÁRTON P. – MÁRTONNÉ SZALAY E. 1967, 1968; MÁRTONNÉ SZALAY E. 1969).

Összefoglalóan tehát fentiek alapján a Medves működése a pliocén végén indult meg és – attól függően is persze, hogy a vitatott pliocén-pleisztocén határt hol húzzuk meg – talán a pleisztocén elejére is átnyúlt.

A Medves felszínalkatlani viszonyai

A Medves közvetlen környezetét három sajátos felszínalakú domborzattípus jellemzi. Uralkodók a 200–600 m magasságú, túlnyomórészt homokkőből felépülő, szerkezetileg erősen összetereedett és eróziósan erősen felszabdalt, változó magasságba kiemelt, a környező bezökkenő árkok fölé nagy relatív szintkülönbséggel és többnyire

¹⁰ Az idézett tanulmány a Ragácsot közzétanilag is különbözőnek tartja, alkáli olivinbazaltnak nevezi, míg a többit nefelinbazaltnak.

¹¹ HEVESI A. által javasolt magyar kifejezés az idegen „paleomágnesség” helyett.

meredeken kiemelkedő, mély vízmosásokkal és felsőszakasz jellegű szűk völgyekkel tagolt sasbércszerű dombosági háta. A második típushoz két hatalmas, magasra felboltozott és kipreparált andezitlakkolit (Karancs, Sátoros) tartozik. A harmadik típust pedig a bazaltvulkánosság többi, a homokkő-térszínekből – gyakran ugyancsak jelentős szintkülönbséggel – kiemelkedő, részben kúp, részben laposabb hát formájú maradványai alkotják, mint pl. a várrommal koszorúzott Nagy-Salgó és Somos-kő, az oszlopos elválásokat mutató és az alábányászás miatt széles, mély hasadékokkal tagolt Nagy-Szilvás-kő, a különböző látványosokat iskolapélda-szerűen bemutató Kis-Salgó, a felszínalakilag a Medveshez nagyon hasonló, bazaltbarlangokkal övezett Pogányvár stb (4. ábra).

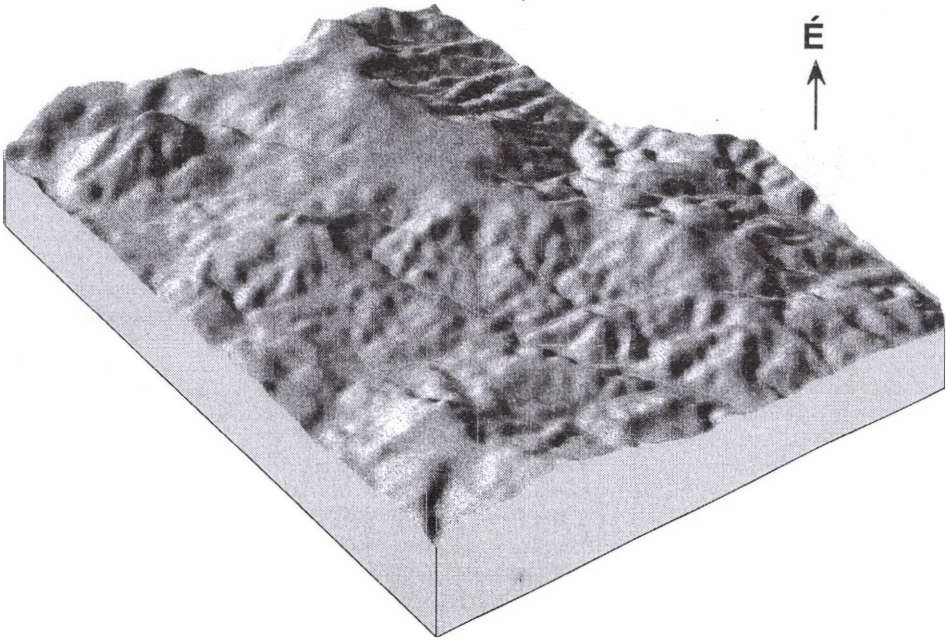
Ilyen környezetből emelkedik ki tehát a Medves, amelynek felszínalakját alapvetően három tényező határozza meg: valódi fennsík volta; a fennsíkot övező tájrészekből való meredek kiemelkedése; és az emberi tevékenység rendkívül jelentős mértékű felszínformáló hatása.

Ami az első két tényezőt illeti, az a Medves fejlődésmenetéből és látványának összetételéből következik. Kialakulásakor a hígan folyó, kis viszkozitású bazaltláva a szénbányászati feltárások alapján (NOSZKY J. 1912) felszabdalt térszínre folyt ki, kitöltötte annak egyenetlenségeit, eltüntetve az egykori völgyeket. Ugyanakkor – akárcsak a környező középhegységi és dombosági tájakon – a vulkánossággal párhuzamosan a felsőpleiocénban és a pleisztocénban itt is jelentős, mintegy 350 m-es (KONECNY, V. et al. 1995) kiemelkedés zajlott le. VASS, D. et al. (1986) szerint a térség intenzív kiemelkedése a pleisztocén első felére tehető és a mindelőtt érte el tetőfokát. A kiemelkedés hatására felgyorsuló erózió a terület nagy részén tovább tarolta a harmadidőszaki rétegeket, ugyanakkor a felszínre jutott bazaltvulkáni képződmények kemény kőzettakarói mind jobban kipreparálódtak környezetükből, sőt meg is védtek a fekvőjüket alkotó üledékes, főként a széntelepés rétegeket. LÁNG S. (1967) megfogalmazása szerint a bazalttakaró „felsőpleiocén denudációs szinteket” védelmez, LEÉL–ŐSSY S. (1952) pedig kifejezetten így fogalmaz: „a bazaltsapkák tanúhegyekként magasodnak ki környezetükből”.

A bazalt és fekéje kőzettani határa tehát éles morfológiai határt is jelent, azaz a bazalttakarós felszín a Medves minden oldalán meredek peremekkel magasodik környezet fölé. Ezen a meredek peremen bukkannak elő az említett idősebb üledékek folytonos rétegsorai.

Ugyanakkor a kitoréseket követően magának a Medvesnek a bazalttakarója is pusztulásnak indult, és a meredek peremek nagyon kedveztek is az eróziós folyamatoknak. Erre már NOSZKY J. (1912) utal és JUGOVICS L. (1940b) is kiemeli. LÁNG S. (1957) szerint a fennsíknak különösen É-i és ÉK-i peremén jelentős a nagy esésű völgyek hátrálása. SZÉKELY A. (1983) szerint a bazaltplatók magasságukból alig veszettek, de a peremeken annál jobban pusztulnak, hiszen a hátravágódó völgyek mélyen bevágódva feldarabolják. Az ilyen feldarabolódások kérdése szolgáltatja a Medves földtani és felszínalakitani kutatásának egyik érdekes problémáját, hogy mekkora lehetett az eredeti kiterjedése?

A homokkőre települt bazalttakarókat tanulmányozva már BEUDANT, F. S. (1822) felveti a kérdést, vajon a mai kis bazaltfennsíkok „sokkal terjedelmesebb platók maradványai, amelyeket jellegzetes katasztrófák romboltak szét”, vagy „sohasem volt a mainál nagyobb kiterjedésük?” NOSZKY J. (1912) a bazaltképződményeket elemezve határozottan leszögezi, hogy a Medves „régebben nagyobb kiterjedésű volt a összeköttetésben állt a Pogányvárral és Monoszával s a többi É-i bazalt fennsíkokkal”. JUGOVICS L. (1940b) ebben nem foglal állást, de megemlíti, hogy a Monoszát alig pár száz m-es nyereg választja el a Medvestől, a Pogányvárról pedig azt írja, hogy egykor 2–2,5 km széles lehetett minden irányban, de az erózió három keskeny ágból álló vonulattá pusztította; szerinte erre utal, hogy az erdővel borított hegyoldalakon a lecsúszott bazalttömbök és a hatalmas



4. ábra. A Medves és környékének digitális domborzatmodellje (Arc/Info)
Digital Elevation Model of Medves and its surroundings (Arc/Info)

törmelékhalomok valóságos kőtengert alkotnak. Később a Matrac-Ragács vonulat példáján SZEPESHÁZI K. (1942) is jóval nagyobb terjedelmű egykori takarókról ír, amelyeket „a kétoldalról visszavágó aszók kisebb-nagyobb darabokra kezdenek osztani” és szintén feltételezte, hogy a mai Pogányvár is csak maradványa egy nagyobb takarónak, de a Medvessel való esetleges egykori összefüggését nem említi. POJJÁK T. (1947) példaként említi, hogy a Medves ÉNy-i csücskére egy kis darabot, az ún. Kelenc-hegyet – amelyet „alig 30 m mély eróziós völgy választ el” a tulajdonképpeni Medvestől – az erózió már levágta, sőt „az erózió már ezt a kis takaróroncsot is átvágta”, két részre tagolta. Ugyanő a Monoszát egy nagyobb kiterjedésű takaró maradványaként írja le, és megemlíti, hogy a homokkőfejú gyors eróziós pusztulása miatt „a rajta lévő bazalttáblák elvesztvén alapjukat, lesuvadnak. Ilyen lesuvadt bazalttömböket találunk szép számmal a fennsík mindkét oldalán. Egyesek olyan hatalmasak, hogy a térképre is bejelölhetők”. Közvetlenül nem zárja ki a Kelenc-heggyel való összefüggését. Érdekes viszont, hogy a Béna-hegy – tehát a Monosza ÉNy-i nyúlványa, folytatása – kőzete szerinte „szövet és ásványos összetétel szempontjából... lényegesen eltér a Monossza [ő így írja] kőzetétől”. LÁNG S. (1967) szerint É-on és ÉK-en az Almágyi-, Ajnácskői-, Sőregi- és Füleki-medencék, ill. völgy-medencék fiatal bezökkenése után nagy esésű völgyek hátráltak a Medves felé és így az eredetileg nagyobb fennsíkről leváltak a Pogányvár és a Monosza szigetszerű fennsíkrészei. (Hasonlóképp felmerülhet az a kérdés is – bár ezzel a szerzők kevésbé foglalkoztak –, összefüggött-e DK-en a Medves a Szilvás-kővel?)

Az előbbtől elválaszthatatlan másik probléma, hogy mekkora mértékű volt a lepusztulás, mennyiben tekinthetők eredeti formáknak a nógrád-gömöri bazaltképződmények?

Mint JUGOVICS L. (1940b) írja: „A bazaltvulkánok eredeti alakját a természet pusztító erői ... alaposan megdolgozták, letarolták, az eredeti formáját csak kevés tartotta meg, de tömegében mindegyik fogyott”. LEÉL-ŐSSY S. (1952) szerint is csak denudáció által létrehozott másodlagos formákkal találkozhatunk.

VADÁSZ E. (1960) szerint „a fiatalokú kitérés itt is jól megmaradt vulkáni formákat hozott létre, amelyek... a miocén tönkfelszínén, védőtakaróként, a lepusztulásból többé-kevésbé visszamaradt romvulkánokul tekinthetők”. SZÉKELY A. (1987, 1993) szerint is erős volt a lepusztulás, így fiatal koruk ellenére ezek a bazaltképződmények nagyrészt „vulkánromok” (azaz eredeti formájuk erősen átalakult, de azért még jól felismerhető, s megszabja a jelenlegi domborzat jellegét), kisebb részben „vulkánroncsok” (azaz eredeti vulkáni formáik már elsősorban geológiai és geofizikai módszerekkel nyomozhatók, a formák bizonytalanok, elmosódtak, de azért kimutatható fontos, közvetett hatások a jelenlegi domborzatra). Magát a Medvest „üledékes alapzatú sztratojellegű bazalttakaró-rom” kategóriába sorolja: azaz olyan rétegvulkánszerű képződmény, amelynek formáját a láva és tufa váltakozása ellenére a felső vastag lávatakaró határozza meg.

LACIKA, J. (1997) szerint az egykori vulkánok átalakulásának mértéke jelentősen eltérő, a feltételek különbségei a lepusztulás különböző fázisaiban nagyon különbözőképp átformált vulkánokat eredményeztek. Hét ilyen átformálódási szakaszt különböztet el, s szerinte a Cseres-hegység területén az egykori vulkánok többsége nagyon erősen átformálódott, a 4–7. sz. átalakultsági fázisba tartozik. A Medves magosa vulkánkúpját kivételesen viszonylag jól megőrződött vulkáni formának tartja (2. fázis: „kezdődő átformálódás”, „eróziós felszabdalódás és peremi feltagolódás kezdete”), mivel ellenálló bazaltos lávafolyások környékeztek, megvédve az uralkodó oldallepusztító folyamatoktól, de a Pogányvárt vagy a Dobogót már a nagyon erősen lepusztult, 4. fázisba tartozóként („nagyon intenzív átformálódott kezdeti vulkáni forma”, vulkánkúp esetében „intenzív alacsonyodás, szelektív lepusztulás”, lávafolyásoknál „közepes eróziós felszabdalódás, erős feltagolódás különálló részekre”) jellemzi, amelyek elvesztették eredeti vulkáni formájukat.

A földtani felépítés és a jelentős relatív szintkülönbség természetesen kedvező feltételeket teremt a fiatal bazaltláva-takarók pusztulásához. A takarókon, ill. azok mentén lejátszódó legjellegzetesebb geomorfológiai folyamatok általában a relief inverziója (az egykori völgyeket kitöltő lávaárak hátakká preparálódnak ki, míg köztük az eredeti hátaik völgyekké pusztulnak le), a peremi völgyek hátravágódása és a hatásukra bekövetkező eróziós feldarabolódás, valamint az aprózódás, és a lejtős tömegmozgások, főleg csuszamlások. Ezek természetesen a Medvesen is jól megfigyelhetők és nem vitatható, hogy a takaró egy része már lepusztult. Mégis, megítélésünk szerint a fentebb vázolt vélemények kissé túlzók és bár a formák semmiképp sem nevezhetők elsődlegesnek, azért a nógrád-gömöri bazaltképződményeket általában, a bazaltláva-fennsíkakat pedig mindenképp inkább a SZÉKELY A. szerinti tipizálás második kategóriájába, a pusztulóban levő vulkánok közé kellene sorolni (amely típust az jellemzi, hogy a külső erők az eredeti formát már átalakították, de ez az eredeti forma azért még „uralkodik”). A letarolás mértékét illetően egyetértünk SZÉKELY A. (1983) azon megállapításával, hogy a fennsík alacsonyodása szinte jelentéktelen lehetett, és a takaró fogyása csak a peremek mentén volt számottevő. A Medves pereme önmagával párhuzamosan nyilván hátrált, a jelenlegi völgyhálózat helyzetéből, méreteiből kiindulva megítélésünk szerint pár száz m-t (300 m és 1 km között). A hátrálás mértékéből számítva a Medves egykor mintegy 5–7 km²-rel lehetett a mainál nagyobb.

Ha a lepusztulás olyan mértékű lett volna, mint azt korábban feltételezték, akkor – viszonylag nagy magassága és lávatakarójának jelentős vastagsága következtében – a Medvest meglehetősen széles bazaltos törmelék-takarónak kellene körülvennie, márpedig ilyesmi csak foltokban létezik. Ez még akkor is igaz, ha figyelembe vesszük, hogy az aprózódott törmelék jelentős része elszállíthatott az interglaciálisokban és interstadiálisokban. A völgyek mérete sem utal arra, hogy bennük hatalmas méretű anyagszállítás ment volna végbe a bazaltterületről, sőt bazalttörmelék is viszonylag kevés található bennük. Figyelembe kell még venni, hogy az eddigi vulkanológiai kutatások szerint a Monosza, a Pogányvár, a Szilvás-kő és a Somos-kő mind önálló kitérés központok voltak, továbbá azt a fontos tényt is, hogy az egymáshoz legközelebb fekvő mai fennsíkperemek teljesen eltérő dőlésszögűek (GAÁL L. szóbeli közlése).

Mindezekből következően tehát nem valószínű, hogy akár É-on a Pogányvár, ill. a Monosza, akár DK-en a Szilvás-kő különálló tömege a Medves része lett volna. Pontosabban egy valamikori összekapcsolódás talán nincs kizárva, de ez az egykori összefüggés legfeljebb csak azt jelentheti, hogy egymásra folyt két (vagy több) különböző kitorési központ lávaanyaga, vagy összeért a törmelékszórás – később könnyen lepusztuló, főként lapillitufából álló – anyaga. Előbbit elősegíthette, hogy a törésvonal, amely mentén az olvadt köpenyanyag felszínre jutott, azonos (már NOSZKY J. [1912] is „szilváskő-medvesi vonulatról” beszél). A Szilvás-kőt illetően a közös eredetnek ellentmond az is, hogy a Medves bazalttakarója éppen itt, a DK-i peremen viszonylag a legvékonyabb; persze az is tagadhatatlan, hogy éppen emiatt egy néhai összekapcsolódás itt erodálódhatott a legkönnyebben.

A továbbiakban vázlatosan tekintsük át azokat a folyamatokat, amelyek a Medves mai arculatát leginkább kialakították, ill. jelenleg is formálják (5. ábra).

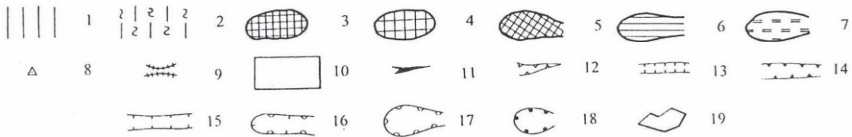
Lejtős tömegmozgások

A lejtős tömegmozgások nagyon gyakoriak a Medves területén, különösen peremén, sőt vízfolyások hiányában gyakorlatilag a fennsík legfőbb felszínformáló folyamatainak tekinthetők. Ebben nagy szerepe van a napjainkban is számottevő aprózódásnak. Ahol a peremet mesterségesen megbontották (pl. az eresztvényi bányákban), ott megfigyelhető, hogy (leginkább tavasszal) hatalmas kőzetblokkok (akár több tonnásak) zúdulnak le, télen pedig a bányatavak jegén látható, hogy a jégtakarót szinte napról napra egyre vastagabb törmelék fedi be. Jól hallható az állandó finom kőpergés is. Nyilvánvaló, hogy a pleisztocén száraz-hideg időszakában ez az aprózódás még nagyobb mértékű lehetett, ezt bizonyítják a sokfelé (pl. a Medves magosa D-i lejtőjén) nagy tömegben heverő, az aprózódott kőzetestből kihullott és a további aprózódásnak jobban ellenálló nagy méretű (több cm-es) agitkristályok.

A földtani felépítés, a lávatarakó feküjének anyagi összetétele és enyhe dőlése nagyon kedvezett (és ma is kedvez) csuszamlások vagy egyéb lejtős tömegmozgások lejátszódásának. Ilyen folyamatok és az általuk létrehozott fosszilis és recens formák – elsősorban a peremen – sokfelé megfigyelhetők. A plasztikus feküanyagon a törések vagy fagyrepedések által tagolt lávablokkok könnyen leszánkáznak, nagy lejtőszögek esetén akár jelentős távolságra is kerülhetnek az eredeti takarótól. JUGOVICS L. ezért térképezhetett számos, elsődleges helyzetétől elszakadt bazalt-felhalmozódást. A peremek lesuvadása a térség fiatal – a mindelben tetőző – kiemelkedése (VASS, D. et al. 1986) nyomán vált különösen erőteljessé (6. ábra).

A peremeken kívül a bazalttakarót környező völgyekben, hátakon is gyakoriak a csuszamlások. Különösen ott keletkeznek a nagy suvadások, ahol tarka agyag, riolitufa – vulkanikus hegységekben a tufa egyébként is gyakran játssza a fő csúszópálya szerepét –, vagy az agyagban gazdag széntelepes összetételű bukkán felszínre a meredek hegyoldalakon. Jól látható ez pl. a Medves Ny-i peremén, a somoskőújfalú-eresztvényi út mentén, ahol az egykori felszíni mozgások nagy távolságba „levittek” kőzettömegeket. A bazalttakaró alatti vízkészletről sem szabad elfeledkezni. A fekü keresztirétegzett homokkőből álló részében ugyanis néhány mm vastagságú vízzáró agyagrétegek találhatóak, és ha ezek átnedvesednek, megcsúszhatnak rajtuk a bazalttömegek.

A legtöbb felszínmozgásos jelenséget a fennsík pereméről BARTKÓ L. (1979) dokumentálta. Szerinte a források és suvadások – mintegy jelezve a szerkezeti vonalakat



5. ábra. A Medves és környékének felszínaktani térképe
 Geomorphological map of Medves and its surroundings

– elsősorban vetők mentén jelennek meg. SZABÓ J. (1996) szerint csuszamlásokban a Medves K-i pereme a leggazdagabb. A Szarufa-völgyből írja le a legnagyobb csuszamlás-rendszert, amely „egészében ma már fixálódott helyzetű”, de „friss szakadások is vannak”; utóbbiak „kulisszaszerűen elhelyezkedő vizenyős hepéi és bazaltufából álló több 10 m átmérőjű halmazai” egy kb. 200 m húrhosszúságú, enyhén karéjos szakadásfaltól indulva „három nagyobb ritmusban érték el a Szarufa-völgy alját”. Fialat csuszamlások szakadásfalai a Gortva-völgyben és mellékvölgyeiben, valamint a környező völgyközi hátakon is jól megfigyelhetők.

A lejtős tömegmozgások másik nagy csoportját a húzódozó törmelék mozgásai, valamint a kúszásos-talajfolyásos jelenségek alkotják. A pleisztocén éghajlat-ingadozások során ezek alapvető, sőt magán a fennsíkon – jelentős abszolút magassága és kis lejtőszögei következtében – szinte kizárólagos szerepet játszottak a felszínformálásban. Hatalmas mennyiségű anyag halmozódott így át. Az ilyen viszonylag lassú lejtős tömegmozgások azonban napjainkban is jelentős szerepet játszanak a felszínformálásban, erről az oldalakon és a völgyekben igen gyakran látható, jellegzetes „részeg fák” árulkodnak (2. kép).

Völgyhálózat és völgyfejlődés

A Medves magosától D-re a fennsík csekély lejtésű részein inkább csak széles, tágas dellékekkel találkozhatunk, eróziós völgy alig található. A kevés eróziós völgy általában nyílegyenes és jól megfigyelhető, hogy ezek a völgyek különböző dőlésű enyhén lejtő felszínnek metszsvonalában fekszenek, ami szerkezeti eredetet sejtet. Ez alól csak azok a lineáris eróziós völgykezdemények jelentenek kivételt, amelyek vagy antropogén beryogások hatására kialakult szintkülönbségek hatására keletkeztek, vagy a peremek felől induló hátravágódások eredményeképpen jöttek létre. A fennsík eróziós völgyeinek mindenestre közös jellemzője, hogy keskenyek, relatív mélységük mindössze pár m, ám – a kis esés és a bazaltmálladék jó nedvességmegtartó hatása következtében létrejött – „galériaerdőknek” köszönhetően szépen kirajzolódnak. Csak a fennsík É-i részén található egy ÉNy felé futó, igazán tágas, változó esésű, de helyenként erősen ellaposodó völgy, amelynek talpa és a környező fennsíkdarabok között többnyire elég jelentős (30 m-t is meghaladó) a szintkülönbség. Egészében azonban a fennsík (peremek közötti részének) völgsűrűsége alig haladja meg az 1 km/km²-t. Ugyanakkor a barázdás erózió fantasztikusan szép formái figyelhetők meg a nemrég még művelt, vastag törmelékkel és degradáló talajokkal fedett laposokon.

←

5. ábra. A Medves és környékének felszínalkatani térképe. (Szerk. PINTÉR Z.) – 1 = stabil lejtők; 2 = csuszamlás-veszélyes lejtők; 3 = magasabb (300 m) tetőfelszín; 4 = alacsonyabb tetőfelszín; 5 = magasabb (300 m) hegygerinc; 6 = hegyhát, völgyközi hát; 7 = lejtőpihenő; 8 = hegytető; 9 = nyereg; 10 = ártéri sík; 11 = eróziós vízmosás; 12 = eróziós árok; 13 = meredek falú patakmeder; 14 = mély (20 m) eróziós völgy; 15 = lapos, széles eróziós völgy; 16 = eróziós-deráziós völgy; 17 = deráziós völgy; 18 = deráziós fülke; 19 = település

Geomorphological map of Medves and its surroundings. (Ed. by Z. PINTÉR.) – 1 = stable slopes; 2 = slopes with landslide hazard; 3 = summit surface in higher position (300 m); 4 = summit surface in lower position; 5 = higher crest (300 m); 6 = mountain ridge, interfluvial ridge; 7 = gentle slope segment; 8 = hilltop; 9 = saddle; 10 = flood plain floor; 11 = erosional ravine; 12 = erosional gully; 13 = streambed with steep slopes; 14 = deep (20 m) erosional valley; 15 = flat and wide erosional valley; 16 = erosional-derasional valley; 17 = derasional valley; 18 = derasional niche; 19 = settlement



2. kép. Meredek oldalú szárazvölgy részeg fákkal

Dry valley with steep slopes and "drunken" (oblique) trees

A fennsík Ny-i részén (nagyjából az ún. Leégett Medves és a fennsíkot átszelő Ny–K-i műút között) sajátos formát képez egy változó szélességű, inkább teknő jellegű DK–ÉNy-i csapású árkos mélyedés. Feltehető, hogy ez egy korábbi, magasabb erózióbázishoz kötődő, bár alapvetően szerkezeti eredetű völgy lehetett, amely az utolsó glaciálisban feltöltődött és kiszélesedett, azaz széles völgytalp alakult ki, majd a posztglaciálisban újra enyhébben bevágódott. A völgy ÉK-i oldalát antropogén töltés övezi, ez sok helyütt magát a völgytalpat is kettévágja egy szélesebb Ny-i és egy keskenyebb K-i ágra. A töltés és a völgy a legdélibb eresztvényi bányá falánál ér véget, ahol a bányászat a folytatást eltüntette, de a bányafalba hátravágódó apró völgykezdemény jelzi az egykori folytatás vonalát. A glaciális kori feltöltést igazolja a völgynek e végső elgátolt szakaszára települt nagy tömegű, szoliflukciós eredetű, ill. húzódnó törmelék révén keletkezett törmeléktagaró.

Ami a Medves tágabb környékének völgyhálózatát illeti, annak kialakulásában a tektonika szerepe nagyon jelentős volt. A fővölgyek szerkezeti előrejelzettek, futásuk a már említett, az árkos-sasbérce szerkezetet is meghatározó fő töréssírányokat követi. Ez a feltehetően miocén eredetű, felsőpliocénban felújult völgyhálózat azonban jelentős mértékben át is alakult a negyedidőszaki kiemelkedés hatására. Ennek egyik jellegzetes példája a Béna-patak futásának megfordulása. A fővölgyekbe jóval kisebb méretű és főként szubszekvens jellegű mellékvölgyek torkollanak, a fennsík és a völgytalpak közötti jelentős szintkülönbség pedig kedvezett további reszekvens völgyek képződésének. Alapvetően a szerkezeti tagoltságnak köszönhetően a Medvest övező kistájrészek az erősen felszabdalt térszínek közé tartoznak, a völgsűrűség eléri a 7–8 km/km²-t is! A peremeken fakadó rétegforrások ugyan csekély vízhozamúak, de a hóolvadáskor, ill. a csapadékosabb



6. ábra. A Medves és környékének felszínmozgás-veszélyességi térképe. (Szerk. KARANCSI Z.) – 1 = aktív felszínmozgásos terület; 2 = fokozottan felszínmozgásos terület; 3 = felszínmozgásos terület; 4 = potenciális felszínmozgásos terület; 5 = felszínmozgás szempontjából veszélytelen terület; 6 = meddőhányó, mesterséges feltöltés

Map of slopes with landslide hazard of Medves and its surroundings (Ed. by Z. KARANCSI). – 1 = area with active slides; 2 = area with increasing sliding activity; 3 = area with slides; 4 = area with potential occurrence of slides; 5 = areas not affected by surface movement; 6 = spoil heap, artificial filling

időszakok során a platóról lefolyó vizek – különösen K-en – mély vízmosásokat vágtak ebbe a perembe, amelyek szép eróziós völgyekké fejlődtek. Közülük legszebb a Gortva-völgy, de hasonlóan szép, helyenként meredek falú a Szarufa-völgy is. A fiatal völgyképződés talán legszebb példáját a fennsík K-i letörésénél, a Gortva-völgy egyik – már egészen

a határ közelében levő – ÉNy–DK-i csapású mellékvölgye völgyfőjénél láthatjuk. Itt a gyors bevágódás főként antropogén hatásokra vezethető vissza, ugyanis egy tarvágás a meredek, 60° körüli (helyenként azt meg is haladó) lejtőkön hihetetlen mértékben felgyorsította az eróziót (3. kép).

A völgyfejlődést jól példázza maga a Gortva-völgy, amely mélyen hátravágódott a bazalttakaróba és már csak „alig” 500–700 m-t kell hátrálnia, hogy átvágja a fennsíkot és annak DK-i, mintegy 1–1,5 km²-es darabját levágja. A Gortva vize a bazalttakaró alatti agyagos rétegekből, a riolituffa felett ered. A takaró pereme és a forrás között egy aszóvölgy húzódik, amely időszakosan a Gotva felszíni vízgyűjtőjének záporvizeit vezeti le, de ezt a természetes összeköttetést a Salgóhánya–Rónabánya közt kiépített földút megszakítja, ami a hátravágódás mértékét csökkenti. Az úttal határolt meredek völgyfőt és a forrást elhagyva a völgy rövid szakaszán egy sajátos okkersárga színű réteg figyelhető meg, amely a rétegyomás alól felszabadult, feltehetően magas szulfidtartalmú forrászivekből válik ki, minden szerves hulladékot bevon és szép lépcsőket, tetarátákat képez. A völgy jobb oldalán megfigyelhető, hogy közvetlenül az erdő gyökérszónája alatt a szivárgó vizek a talajt, ill. anyaközetét teljesen átáztatják, amelynek következtében a völgytalp felé erőteljes talajfolyás indul meg, az alátámasztásukat vesztő fák pedig a völgybe dőlnek. A völgyfő ilyen módon is szélesedik. Ezután a völgy, amely már az első métereken zuhatagos, helyenként teljesen összeszűkül; jellemzi még – mint a Medves K-i peremén szinte mindegyiket –, hogy kissé részaránytalán, a D-i oldal meredekebb, az É-i valamivel lankásabb. Az aszimmetria feltehetően szerkezeti eredetű (a tágabb környezet horszt jellegű homokkő-hátainak zöme is D-i dőlésű), de az É-i kitétséggű lejtők erősebb fagyaprózódása is szerepet játszhat benne. A völgyoldal omladékos és vastag, részben talajosodott laza törmelék fedí, amelyet az erózió fokozatosan halmoz át a völgytalpra. Az aktív felszínmozgást a már említett „részeg fák” és a patak szinte teljes hosszában látható bedőlő fatörzsek jelzik.

A forrástól kb. 400 m-re a völgy zöldes színű homokos és sárgás-szürkés színű agyagos kőzetben halad tovább. A kőzettani váltás morfológiai változást is eredményez: a völgytalp néhol 15 m-re is kiszélesedik és gyönyörűen fejlett meanderek követik egymást. A forrástól 500–600 m-re már lankásabb, kevésbé bevágott, jobban járható a völgy, majd a meder esése megint nagyobbá, a patak bevágódása ismét erősebbé, újra zuhatagos jellegűvé válik. Üledéke itt finom, fehéres színű, amely a leveleken vastag bevonatot képez. A völgy aljában oszlopos elválású 15–20 cm átmérőjű bazalttömbök hevernek. Mind a fővölgyben, mind meredek falú oldalvölgyeiben fosszilis és recens csuszamlások és egyéb lejtős tömcmozgások jelei láthatók, pl. 100–120 m hosszúságban követhetők lecsúszott széntelepes rétegek. Sokfelé megfigyelhető édesvízi mészkő kiválása is, ami azzal magyarázható, hogy a Pétervási Homokkő F. sok – átlagosan 6–8, egyes homokkőpadokban 15–25% – meszet tartalmaz (HÁMOR G. 1985). Majd a völgy eléri egy homokkőpadot és itt van egyik leglátványosabb szakasza, ahol a keményebb homokkőrétegen a patak szép, 1,7 m széles és 2,7 m magas vízeséssel (4. kép) zúdul alá. (A vízesés környékét antropogén hatások – közte egy rossz állapotú betongát, amelyet a bánya vízellátása érdekében építettek – eléggé elcsúfítják). A vízesést elhagyva a patak völgy erősen kanyarulatossá válik és a bal oldalon 6 m, a jobb oldalon 4,5–5 m magasságban teraszok is megjelennek. A völgy itt 10–15 m mély. Néhol még itt is szénrétegek bukkannak fel, a mederben pedig különböző méretű bazaltlátványosabb tömbök hevernek. Végül legalsó szakaszán, a jelenlegi államhatár felé közeledve a völgytalp kissé kiszélesedik, a meanderezés tovább erősödik.

Egészében a Medvest övező völgyek mérete, a völgyeket kitöltő anyag mennyisége és összetétele arra utal, hogy a hátravágódás a két domináns kőzetalkotó, a homokkő és bazalt keménysége, viszonylagos nagy ellenállóképessége miatt – más magyarországi dombvidéki tájakhoz képest – csekélyebb mértékű lehetett. Ha olyan nagy mértékű lett volna, mint azt a korábbi szerzők feltételezték, akkor sokkal több levágott takarómaradvánnyal kellene találkozunk.

A fennsíkon a már említett völgyek mellett más jellegű bemélyedések is találhatóak. Ezek általában alábányászás okozta antropogén eredetűek (5. kép), de természetes eredetű kisebb zárt mélyedések is találhatóak, amelyek persze kedveznek pangóvizek összegyűlésének. Így a fennsíkon több apró lefolyástalan tó található, jellegzetes vízparti növényzettel. Mással a szabályos elrendezésű nyírfacsoportok („nyírfakörök”) jelzik (6. kép) az ilyen – a feltöltődés miatt topográfiailag egyébként már alig kirajzolódó – apró mélyedéseket. Jól tanulmányozható ilyen egykori vagy mai pangóvizek pl. a Medves laposától D-re, a fennsík É–D-i fő „országútja” mentén, az egykori Vecseklóakna közelében; továbbá



3. kép. Antropogén eredetű eróziós árok a Medves K-i peremén
Erosional gully of man-made origin at the eastern margin of Medves



4. kép. A Gortva vízesése
Waterfall of Gortva Stream



5. kép. Alábányászottság miatti felszíni berogyás a Medves magosa D-i lábánál
Surface subsidence as a result of undermining at the southern foot of the uppermost part of Medves



6. kép. A fennsík jellegzetességei a kisebb mélyedésekben fekvő, kör alakban elhelyezkedő nyíresek
Specific surface features: circular beech groves located in minor depressions

közvetlenül Rónafalu felett, a Salgóbánya felé vezető út mentén; valamint a Salgóbányáról a fennsíkra vezető út fennsíki szakaszának lelegején. Megjegyzendő, hogy egykor a földművelés miatt egyes ilyen mélyedéseket az akkori termelészövetkezeti vezetés messerségesen fel is töltetett.

Az emberi tevékenység felszínformáló hatása

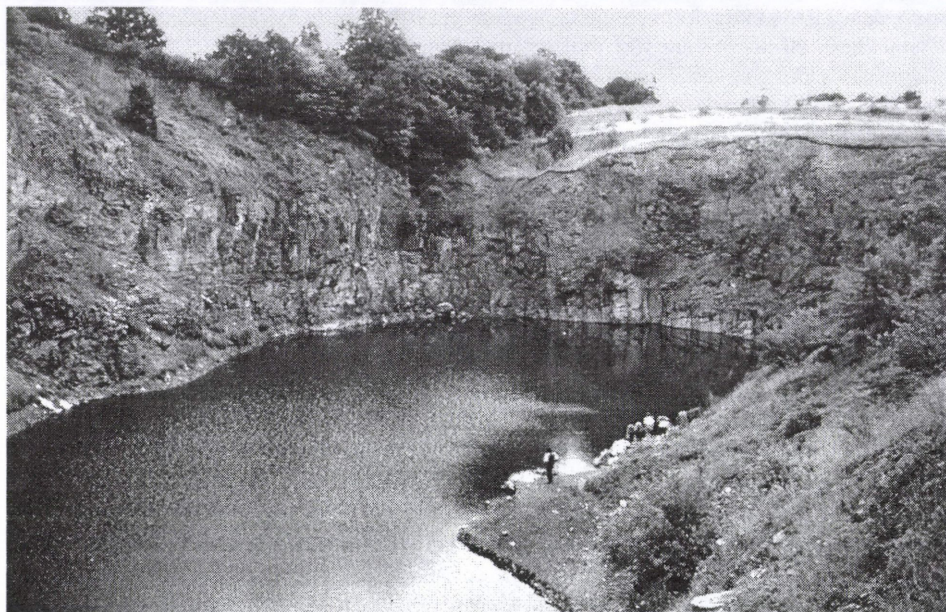
A Medves területén az antropogén hatások nagy felszínformáló hatással jártak (egy részükre történt is már utalás). Először is a környéken élők kiirtották a fennsík őshonos erdősegeit, legelőket és szántókat hozva létre. Az így védtelenné vált kopár lejtőkön felgyorsult a felszínpusztulás, és ez is hozzájárult a felszín lineáris eróziós feldarabolódásához. De az igazán nagy változások a bányászat rovására írhatók. A bányászat ugyanis kettős hasznosítású volt, a bazalt és a szén bányászata kiegészítette egymást; jellemző, hogy közös infrastruktúrát is üzemeltettek. Míg azonban a bazaltbányászat szinte kizárólag csak a peremekre korlátozódott, addig a szénbányászat messze benyúlt a bazalttakaró alá, így nem véletlen, hogy mind maga a bányászati tevékenység, mind annak felhagyása jelentős felszínmozgásokat eredményezett.

A bazalt fekjűjét alkotó III. széntelep, amelynek dőlése csak 3° , a Medves alatt 3,8-5,5 m vastag. A felső „vitrites” padot már 1880-ban művelték, az alsót azonban csak 1920 táján kezdték intenzíven kitermelni. Az aknák nagy távolságra, szinte a Medves magosának talapzatáig benyúltak. Ez volt az ország legmagasabban (átlag 505 m-en) fekvő széntelege, ahol csak 1969-ben hagytak fel a szénbányászattal.

A kőbányászat a múlt század hetvenes éveiben indult meg és egykor számos nagy kőbánya működött. A JUGOVICS L. (1934) által leírt két lávarétegből a felső ugyan kis szilárdsága miatt nem volt fejtésre alkalmas, viszont alatta igen jó minőségű bazalt volt, kemény, szívós, jól hasadó. A hatalmas bányaudvarok jól mutatják, milyen mérhetetlen mennyiségű követ termeltek ki innen. A kőbányászatot meglehetősen rablógazdálkodás jellemezte. Jól példázza ezt a meddők ésszerűtlen elhelyezése, amely gyakran akadályává vált a további bányaművelésnek; ilyenkor az igényeket új bányák megnyitásával elégtették ki. A szénbányászat megszűnésével a bazaltbányákat is bezárták, főként mert a korábban kettős hasznosítású infrastruktúra üzemeltetése így már nagyon gazdaságtalan lett volna. A bezárásnak azonban több más oka is volt, pl. hogy a jó minőségű bazalt kitermeléséhez a peremi fedetlen részek lefejtése után befelé egyre vastagabb „meddőt” kellett eltávolítani, másrészt hogy a „jó” bazalt rétegsora befelé fokozatosan vékonyodott. Csökkent a bazalt utáni kereslet is, miközben egyre erősebbé vált a természetvédelem szava.

A kétféle bányászat geomorfológiai hatása is kettős. A külszíni fejtések, tehát a kőbányák óriási sebhelyekként ékelődnek a Medves peremébe, környékükön pedig hatalmas meddőhányók épültek, jelentősen megváltoztatva a terület topográfiáját, helyenként vízföldrajzi viszonyait is. Így egyes felhagyott kőbányák részben vízzel teltek meg, és a meddőhányók is tavak elgátolását eredményezték (7. kép). Mivel rekultivációt nem hajtottak végre, a bányák a művelés befejezése óta viszonylag érintetlen állapotban vannak (sajnos több bányudvar illegális személtlerakóhellyé vált). A mélyművelésű szénbányászat pedig elsősorban az alábányászás okozta repedések, beroskadások következtében, valamint ugyancsak meddőhányókkal okozott jelentős morfológiai változásokat, és a kőbányászathoz hasonlóan hidrogeográfiai változásokat is eredményezett.

A kőbányák falainak egy része maga is mozgásveszélyes, a finom kőpergéstől a hatalmas tömbök leomlásáig sokféle felszínmozgás léphet fel. Ezért a bányaudvarokban sok a különböző méretű kőtörmelék. De a felszínmozgás-veszélyesség még nagyobb a meddőhányók esetében. Jó példa erre Magyarbánya: K-i meddőhányójának K-i, és É-i meddőhányójának DNY-i oldala kb. 40° -os lejtésű, füves növényzettel csak gyéren benőtt,



7. kép. A Középbánya egykori bányaudvarát ma tó tölti ki
The former court of the Central Quarry, at present occupied by a lake

veszélyes, csuszamlásos, ill. csuszamlásra hajlamos kőzettörmelékéből áll. A Tehenesi-tó környéki hatalmas meddőhányókon pedig láthatók is a különböző fosszilis csuszamlások nyomai.

A legnagyobb felszínmozgások azonban a szénbányászathoz kötődnek. A szénrétegek eléréséhez a Medves oldalába hajtott tárókon kívül a fennsíkon aknákat is mélyítettek, amelyek környékén jelentős morfológiai változások tanulmányozhatók. Pl. Vecseklőakna egykori helyén a terep meglehetősen tagolt, sok apró bezökkenés és kiemelkedés látható, köztük töltések maradványai, meddő-, sőt közönséges sittyanyagok. Az akna felhagyását követő berobbantás nyomai is láthatók. Általában a bányaműveléshez szükséges infrastruktúra (vasútvonalak, távvezetékek, utak, aknalejárók stb.) megteremtése antropogén domborzati formák kialakulását eredményezte. De ez eltöri a bányászat felhagyását követő változásokhoz képest. Mivel a támfákat bezárás, vagy berobbantás előtt általában kivették („visszarabolták”), az alátámasztásukat veszített kőzetrétegek beomlottak, ill. ennek következtében a felszín sokfelé berogyott (5. kép). A volt Vecseklőaknánál főleg É felé nyúlóan tanulmányozhatók a berogyások. Ettől mintegy 500–600 m-re NY-ra egy még sokkal tagoltabb domborzatú, jól lehatárolható terület látható. Nagyjából É–D-i irányban számtalan, egymással kuszán összefüggő szabálytalan alakú, ill. hosszanti árkos bemélyedés figyelhető meg. A girbe-gurba törzsű „részeg fák” azt jelzik, hogy a bezökkenés nem lehet több néhány évtizedesnél, sőt frissnek tűnő repedések azt is sejtetik, hogy a mozgások talán még nem is értek véget. Még sokfelé, pl. a Medves magosának lábánál, a csemetekert kerítésétől É-ra is található apró hasadékok, berogyások. Az, hogy ezek

megjelenésének területei a bányatérképek tanúsága szerint jórészt egybeesnek az alábányászott területekkel, bizonyítja, hogy a fennsík bemélyedései általában antropogén eredetűek.

A legkülönösebb jelenség azonban a Medvest K–Ny-i irányban átszelő főúttól D-re, a Tehenesi-tótól és a Gortva-völgyfőtől É-ra levő kőfejtősor (ún. „Vecseklői bánya” vagy „Tehenesi bánya”) feletti síkon tanulmányozható. Itt a fedőrétegek beszakadása következtében létrejött egy változatos csapású nagy repedéssor, amely lehatol a szénteleges összetételű szénrétegben feltehetően öngyulladás indult be és a lassú égés hatására a mélyből meleg levegő tör fel. Különösen télen érdekes megfigyelni, hogy a füstölgő hasadékok mentén fél méteres körzetben elolvad a hó, és a sajátos mikroklíma miatt ritka moha- és páfrányvegetáció alakul ki.

A Medves vízföldrajzi viszonyai

A Medves hidrográfiai szempontból fontos határterületet alkot, hiszen a fennsíkon húzódik az Ipoly, a Sajó, a Zagyva és a Tarna közötti (ezáltal egyúttal a Duna–Tisza közötti) vízválasztó. Felszíni vízkészlete, különösen vízhálózata összességében azonban nagyon szegényes.

Magán a fennsíkon alig van vízfolyás, sőt inkább nagy kiterjedésű lefolyástalan területek jellemzik, az említett folyók tehát csak a peremén kibukkanó forrásokból (Zagyva, Gortva forrásai, Ickós-kút, Petőfi-forrás, Losonczy Anna-forrás stb.) táplálkoznak. Ezek a bazalttakaró alatti vízzáró rétegek határán bukkannak felszínre, többnyire csekély (2–3 l/perc) vízhozammal. A Zagyva-völgyben, a Szarufa-völgy völgyfőjénél és más völgyekben is viszonylag gyakoriak a réteglapok mentén széles sávban felszínre jutó, ponszerű forrásként nem lokalizálható vízkibukkanások, és helyenként kisebb, nem állandó források (szivárgók) is találhatóak. A „források” másik része antropogén eredetű, azaz a felszínre jutó víz a szénbányászat által kihajtott tárokból származik. Ezek vízhozama akár a 100 l/perc is elérheti. Jelentősebb vízhozamú forrás még az egykori Nagyréti bányatelepnél, a Középbánya egyik legészakibb meddőhányója tövében fakadó Csörgő (Nagy-réti- vagy Somos-kői)-forrás is, amelynek vize a Sátoros (vagy Sátormegi)-patakot, és ezen keresztül már határon túl fekvő, az Ipoly vízrendszeréhez tartozó Béna-patakot táplálja.

Kisebb patakok, vízfolyások ezen kívül csak a fennsíkperembe vágódott völgyeket, mint pl. a már tárgyalt Gortva-völgyet jellemzik. Ezek a patakok a domborzati viszonyokból következően nagy esésűek; esésgörbéjük kiegyenlítetlen, futásukat sok apró vízésés jellemzi. Vízjárásuk szélsőségesen ingadozó, a csapadékviszonyoktól, ill. a hóolvadástól függően alakul. Egyébként a fennsíkon, és főleg a fennsíkperemen hóolvadáskor vagy nagy esőzéskor időszakos vízfolyások is kialakulnak. 1996 áprilisában pl. megfigyelhettük, hogy a Középbánya falán átmenetileg egy nagy vízésés zúdult alá.

A fennsíkot számos apró tó is jellemzi. Ezek egy része a természetes mélyedésekben összegyűlő vizeknek köszönheti létét, többségük azonban – főként a bányászathoz kapcsolódóan – antropogén eredetű, és sajnos meglehetősen szennyezett.

Az álló- és folyóvizek vízminőségét – amelynek vizsgálatára a fennsík és környéke összes jelentős forrásán, felszíni vízfolyásán és állóvizén mérősorozatot végeztünk – alapvetően két tényező határozza meg.

Egyrészt az, hogy a térség gyéren lakott, ennek következtében a vizek állapota egészében kedvezőbb az országos átlagnál. Másrészt az, hogy ahol viszont laknak (így a fennsíkot övező legnagyobb településen, Salgóbányán), ott hiányzik a csatornázás, így az onnan származó vizek viszont éppenséggel szennyezettebbek az átlagnál. Kiugróan magas szennyezést – éppen ezért – Salgóbánya peremén mértünk, egyrészt a falu volt úszómedencéjétől D-re induló mély vízmosásban, másrészt a Medves Hotel épületegyüttesének közelében, ahol a szálló szennyvizét egyszerűen egy vízmosásba vezetik. Így gyakorlatilag tisztítatlan, csak némileg ülepfített szennyvíz jut a Zagyva vízrendszerébe, amelyet a víz hihetetlenül magas ammóniumion- (3–5 mg/l) és foszfátion- (3 mg/l), valamint jelentős nitrítion-tartalma (2 mg/l) jelzi. (A szennyezett víz határértékei: ammónium 2 mg/l, foszfát 0,25 mg/l, nitrit 0,3 mg/l). Friss szerves terhelésre, nyilvánvaló antropogén beavatkozásra utaló magas ammóniumion-koncentrációt tapasztaltunk még a volt eresztvényi turistaháztól É-ra fekvő, erősen eutrofizálódott tavacsában (3 mg/l) és az elfogadhatónál magasabb értéket (0,4–0,6 mg/l) mértünk a mindenféle infrastrukturális háttér nélküli „fürdőéletéről” híres Tehenesi-tó kifolyójánál. Ezek a helyeken magas volt a nitrátkoncentráció is.

Meg kell még említeni, hogy a Medves környéke vizeinek leggyakoribb szennyezője a foszfátion, amely már a forrásokban is nagy koncentrációt mutat. Pl. a Zagyva jelenleg legbővizűbb, a Medves Hotelétől néhány száz méterre fekvő, egyelőre foglalatlan forrásának vizében 2–3 mg/l, a Gortva délebbi forrásánál pedig – ahol bányavíz lép ki a felszínre – 1–2 mg/l. A szennyezés egyenletes voltát jelzi, hogy az általunk vizsgált összes mintában, még a „lelegdugottabb” K-i peremen fekvő Ickós-kútban (és a közelében fekvő másik két forrásban) is jelentős, 0,25 mg/l foszfát volt kimutatható. Ezek az adatok minden bizonnyal a környéken nemrégiben még folyt mezőgazdasági termeléssel, pontosabban a műtrágyázással állnak összefüggésben.

A Medves növényzete

Az első katonai felmérés 1782–1785 között készült szelvényének ábrázolása és a térképhez tartozó országleírás szerint a 18. sz.-ig a Medves csaknem teljes területét tölgyes és bükkös erdők borították. A 19. sz.-ban megindult szén- és kőbányászat, valamint a mezőgazdaság terjeszkedése következtében a fennsíkról kiirtották az ősi erdőket (ezt már tükrözik a 2. és 3. katonai felmérés térképei). Az így nyert művelésre alkalmas területeket máig szántóként, kaszálóként, ill. legelőként hasznosítják (pontosabban a magyarországi részen néhány éve már megszűnt a szántóföldi művelés, a szlovákiai részen azonban ma is számottevő). A fennsík kisebb részén a múlt század óta tervszerű erdőgazdálkodás folyik, lucfenyő (*Picea abies*), erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) és vörösfenyő (*Larix decidua*) telepítésével. A déli peremeken nagy területeken akácokat (*Robinia pseudo-acacia*) tetepítették, néhol az adventív bálványfa (*Ailanthus altissima*) is megjelent már.

A Medves és környéke florisztikai szempontból még csak kevésbé feltárt terület. A magyar flóratartomány (*Pannonicum*) ősmátrai flóraidékének (*Matricum*) mátrai flórajárásához (*Agriense*) tartozik (SOÓ R. 1937). A fennsíkperemi területekre még ma is az ősi közép-európai és eurázsiai montán és szubmontán mezofil növények – pl. közönséges tölgyespáfrány (*Gymnocarpium dryopteris*), nyúlsaláta (*Prenanthes purpurea*), nagylevelű méhfű (*Melittis carpatica*), szagos müge (*Galium odoratum*) és fehér acsalapu (*Petasites albus*) –, a déli peremek és a bazaltos sziklakibúvások környékére pedig xerofil kontinentális és szubmediterrán flóraelemek – pl. lappangó sás (*Carex humilis*), bársonyos kakukkszegfű (*Lychnis coronaria*), a deres csenkesz (*Festuca pallens*) és a hangyabogánics (*Jurinea mollis*) – jellemzők. A fennsík sajátossága, hogy jelentős részén azonos magasságban sík-, domb- és hegyvidéki fajok – pl. sárga nőszirm (*Iris pseudacorus*), hernyópázsit (*Beckmannia eruciformis*), kapcsos korpafű (*Lycopodium clavatum*) – is megtalálhatók egymás közelében (utóbbi kettő pl. 545 m-es magasságban egymástól 350 m-re!); ebben persze nagy szerepet játszanak az antropogén hatások is. Az élőhelyi változatosságot az ezen a kis területen előforduló védett és veszélyeztetett edényes nö-

vényfajok viszonylag nagy száma (30) is jól mutatja. Ezek egy részét az ősi növénytakaró elemei, másik részét pedig ugyancsak emberi tevékenység hatására megtelepedett és elterjedt fajok teszik ki.

A Medves klimazonális társulása a cseres-tölgyes (*Quercetum petraeae-cerris*), ill. a magasabb térszíneken a gyertyános-tölgyes (*Quercus petraeae-Carpinetum*). Ez utóbbi töredékei még megtalálhatók a fennsík magasabb részein, sőt foltokban bükkös konszociációja is előfordul. Zárt lombkoronájuk alatt a gyepszintben ligeti perje (*Poa nemoralis*), egyvirágú gyöngyperje (*Melica uniflora*), bükkös sás (*Carex pilosa*), erdei varázslófű (*Circaea lutetiana*), hagymás fogas-ír (*Dentaria bulbifera*) és erdei pajzsika (*Dryopteris filix-mas*) a jellemző fajok.

A meredek felszínek könnyen kilúgozódó savanyú talajain edafikus mészkérülő bükkösök (*Luzulo-Fagetum*) is megtalálhatók, amelyek állományának jellemző acidofil lágyszárú növényei a körtikék (*Pyrola rotundifolia*, *P. minor*, *Orthilia secunda*), a fenyő-spárga (*Monotropa hypopitys*), valamint a hölgymál- (*Hieracium lachenalii*, *H. sabaudum*) és korpafűfajok (*Lycopodium clavatum*, *Diphasium complanatum*). A patakvölgyek intrazonális fás társulásai a gyertyános-égeresek (*Aegopodio-Alnetum*); a mézgás éger (*Alnus glutinosa*) mellett sok ritka, védett faj is megfigyelhető, pl. ikrás fogas-ír (*Dentaria glandulosa*), széles és szálkás pajzsika (*Dryopteris dilatata*, *D. carthusiana*), vadribiszke (*Ribes rubrum*). A peremletörések bazaltsziklás oldalain sziklagyepek (*Asplenio septentrionali-Melicetum ciliatae*) kicsiny állományait találjuk, jellegzetes fajai az északi és az aranyos fodorka (*Asplenium septentrionale*, *A. trichomanes*), borsos varjúháj (*Sedum acre*), sárga hagyma (*Allium flavum*), prémes gyöngyperje (*Melica ciliata*). A kőbányák falain, a meddőhányókon pedig átmeneti és másodlagos társulások, főleg töviskesek (*Pruno spinosae-Crataegetum*) alakultak ki, máshol az adventív akác alkot állományokat. Néhol az eredeti növénytakaró (bükk, gyertyán, kocsánytalan tölgy, rezgő nyár, mezei juhar) sikerrel hódította vissza e területeket. A déli peremeken, az egykori molyhos tölgyesek helyén ma felhagyott és többnyire elakácosodott homoki (borókás) legelők jellemzők. Az oligocén kori homokkő elmállott, meszes rétegein homok- és mészkősziklagyepek növényei is megfigyelhetők, mint a magyar csenkesz (*Festuca vaginata*), pusztai hegyi ternye (*Alyssum montanum subsp. gmelinii*), homoki len (*Linum hirsutum subsp. glabrescens*), hegyi gamandor (*Teucrium montanum*), sármányvirág (*Sideritis montana*) és kunkorgó árvalányhaj (*Stipa capillata*).

A bazaltfennsík zömét antropogén hatásra kialakult fátlan társulások borítják, amelyek fennmaradása csak az ember rendszeres beavatkozása (legeltetés, kaszálás) mellett képzelhető el. Nagy részén kaszálók (*Allopecuro-Arrhenatheretum*) és legelők (*Lolio-Cynosuretum*, *Festuco ovinae-Nardetum*) találhatók, míg a vizenyősebb, kisavanyodó nyírligetek mentén a taposást, legeltetést és a savanyú talajt jól tűró fajok – pl. szórfű (*Nardus stricta*), háromfogfű (*Sieglingia decumbens*), macskatalp (*Antennaria dioica*), sápadt sás (*Carex pallescens*), juhsóska (*Rumex acetosella*), réti szegfű (*Dianthus deltoides*) – terjedtek el. A laposok teknőiben és a mesterséges mélyedésekben az eutróf tavak szukcessziós stádiumainak fajszegény társulásai figyelhetők meg, a feltöltődés fokozatára utaló fajokkal – apró békalencse (*Lemna minor*), közönséges rence (*Utricularia vulgaris*), kopasz víziboglárka (*Batrachium rionii*), mételykóró (*Oenanthe aquatica*), bodnározó gyékény (*Typha latifolia*), réti harmatkása (*Glyceria fluitans*), éles sás (*Carex gracilis*) –, sőt egyes tocsogókban, amelyeknek vízborítottsága nyár közepéig fennáll, még olyan nedves szikes faj is megtelepedett, mint a már említett hernyópázsit (ami az Északi-középhegységben ilyen nagy magasságban – 545 m – sehol másutt nem fordul elő).



8. kép. Panorámakép a Középbánya É-i faláról

Panoramic view showing the northern wall of the Central Quarry

Különlegesség még, hogy a korábban már ugyancsak említett égő szénrétegek kiáramló égéstermékai – az üvegházhoz hasonló – sajátos atlantikus-mediterrán mikroklímát eredményeznek, így az izzó szén feletti repedések szájánál speciális, az eredeti növénytakaróra nem jellemző moha- és páfrányfajok (*Lunularia cruciata*, *Asplenium adiantum-nigrum*) telepedtek meg.

- ÁDÁM L. 1984. Az Észak-magyarországi-hegyvidék alakrajzi jellemzése. – Földr. Ért. 33. 4. pp. 321–332.
- BÁLDI T. 1983. Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. – Budapest, 292 p.
- BALOGH, Kad. et al. 1981. Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. – Zap. Karp. Ser. Geol. 7. pp. 113–126.
- BALOGH, Kad. et al. 1984. Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary. – Ann. Inst. de Geol. Geof. 61. (98.) pp. 365–373.
- BALOGH, Kad. et al. 1986. K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – Acta Min.–Petr. 28. pp. 75–93.
- BALOGH Kad. – JÁMBOR Á. 1987. A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények időbeli helyzetének meghatározása. – Földt. Int. Évk. 69. pp. 27–36.
- BALOGH Kál. et al. 1966. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához M–34–XXXII. Salgótarján. – MÁFI, Budapest, 155 p.
- BARTKÓ L. 1952. A salgótarjáni barnakőszénmedence ÉNy-i részének földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról pp. 101–109.
- BARTKÓ L. 1963. A nógrádi barnakőszén-terület földtani vizsgálata. – MÁFI, Budapest, 234 p.
- BARTKÓ L. 1979. Jelentés a Salgótarján-Észak terület földtani kutatásáról. – Kézirat.
- BEUDANT, F. S. 1822. Voyage minéralogique et géologique, en Hongrie, pendant l'année 1818 I–IV.
- DIENES I. 1967. A nógrádi Medvés bazalttakarójának közettani és földtani vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE, Budapest.
- DIENES I. 1971. Klinopiroxén megakristályok a medvési bazaltból. – Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról pp. 125–130.
- DORNYAY B. 1933. BEUDANT 1818-dik évi tanulmányútja Salgótarján vidékén. – Salgótarján, 31 p.
- DORNYAY B. 1936. Florisztikai adatok Salgótarján és környéke ismeretéhez. – Salgótarjáni Könyvek 6. pp. 1–14.
- DZSIDA J. 1936. Tektonikai megfigyelések a salgótarjáni medencében. – Bány. és Koh. Lapok 69. 3. pp. 60–67. és 69. 4. pp. 73–79.
- EMBEY-ISZTIN A. 1976. Felsőköpeny eredetű lherzolitzárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitós vulkanizmus közeteiben. – Földt. Közl. 106. 1. pp. 43–58.
- EMBEY-ISZTIN A. 1981. Hazai bazaltos közeteink fő alkotórészeinek statisztikai vizsgálata. – Földt. Közl. 111. 1. pp. 43–58.
- ERDÉLYI J. 1942. A sátorosi andezit-bánya hidrotermális ásványai. – Földt. Közl. 72. 4–12. pp. 192–221.
- FANCSIK J. (szerk.) 1989. Nógrád megye védett természeti értékei. – Salgótarján, 210 p.
- FORGAC, J. 1970. Trace elements in basalts of Slovakia. – Geol. Zb. Geol. Carp. 21. 2. pp. 239–260.
- GÖBL, W. 1866. Geologische Aufnahme der Umgebung von Salgótarján. – Verhandl. der k.k. Geol. Reichsanst. 16. pp. 113–114.
- GYALOG L. (szerk.) 1996. A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – MÁFI, Budapest, 171 p.
- HÁMOR G. 1985. A Nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. – Geol. Hung. Ser. Geol. 22. 307 p.
- HORVÁTH F. 1987. A Pannóniai-medence neogén kéregfejlődése, különös tekintettel a kunsági (pannóniai s. str.) emeletre. – Földt. Int. Évk. 69. pp. 115–126.
- HORVÁTH G. 1991. A nógrádi bazaltvulkánosság. – Földr. Ért. 40. 3–4. pp. 339–346.
- HULJÁK J. 1941. Adatok a Magyar Középhegység északnyugati része növényzetének ismeretéhez. – Bot. Közl. 38. pp. 73–79.

- JÁNOSI M. 1984. A Nógrád–Gömöri bázisos vulkanitok kőzet- és megakristályzárványainak kőzettani–geokémiai vizsgálata – Szakdolgozat, ELTE, Budapest, 108 p.
- JUGOVICS L. 1913. Adatok az olivin optikai ismeretéhez. – *Ann. Mus. Nat. Hung.* 11. pp. 323–329.
- JUGOVICS L. 1934. A medvesi bazalttakaró felépítése és kristálytufája. – *Mat. és Term.tud. Ért.* 51. pp. 443–470.
- JUGOVICS L. 1940a. Adatok a Somoskő és Rónabánya-környéki bazaltelőfordulások ismeretéhez. – *Földt. Int. Évi jel.* 1933–35-ről pp. 1511–1516.
- JUGOVICS L. 1940b. A nógrád-gömöri bazalthegeyek. – *Term.tud. Közl.* 72. 12. pp. 421–434.
- JUGOVICS L. 1941. A bénahegyi aragonit Nógrád megyében. – *Földt. Közl.* 81. 1. pp. 23–27.
- JUGOVICS L. 1942. Salgótarján és Bárna környékén előforduló bazaltok és bazalttufák. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1936–38-ről pp. 957–969.
- JUGOVICS L. 1971. Észak-magyarországi – Salgótarján környéki – bazaltterületek. – *Földt. Int. Évi jel.* 1968–ről pp. 145–165.
- JUGOVICS L. 1976. A magyarországi bazaltok kémiai jellege. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1974-ről pp. 431–470.
- KANTOR, J.–WIEGEROVÁ, V. 1981. Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ method. – *Geol. Zb. Geol. Carp.* 32. 1. pp. 29–34.
- KÁRPÁTI Z. 1952. Az Északi Hegyvidék nyugati részének növényföldrajzi áttekintése. – *Földr. Ért.* 1. 3. pp. 289–315.
- KISS L. 1978. Földrajzi nevek etimológiai szótára. – Budapest, 726 p.
- KONECNY, V. et al. 1995. Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. – *Acta Vulcanologica* 7. 2. pp. 167–171.
- LACIKA, J. 1990. Transformácia vulkanického reliéfu na príklade Cerovej Vrchoviny. – *Geogr. Cas.* 42. 4. pp. 375–396.
- LACIKA, J. 1997. Basalt surfaces in the Slovak Carpathians. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 110.
- LÁNG S. 1967. A Cserhát természeti földrajza. – Budapest, 376 p.
- LEÉL–ÓSSY S. 1952. Az Északi-középhegység geomorfológiai problémái. – *Földr. Ért.* 1. 1. pp. 54–62.
- LEÉL–ÓSSY S. 1975. Összehasonlító mérnökgeomorfológiai vizsgálatok Salgótarján és Ózd környékén. – *Földr. Ért.* 24. 2. pp. 141–158.
- LEÉL–ÓSSY S. 1984. A Börzsöny és Cserhát domborzattípusai. – *Földr. Ért.* 33. 3. pp. 207–218.
- L. MOLNÁR E. 1980. A medvesi bazalt ultrabázisos kőzet- és magmakristály zárványainak kőzettani–geokémiai vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE Budapest.
- MAROSI S. – SOMOGYI S. (szerk.) 1990. Magyarország kistájainak katasztere. – MTA FKI, 1023 p.
- MÁRTON P. – MÁRTONNÉ SZALAY E. 1967. Paleomágneses vizsgálatok hazai bazaltkőzeteken. – *Magy. Geof.* 8. 2–3. pp. 67–76.
- MÁRTON, P.–SZALAY, E. 1968. Paläomagnetische Untersuchungen an Basaltlaven von Ungarn. – *Acta Geol. Sci. Hung.* 12. 1–4. pp. 291–305.
- MÁRTONNÉ SZALAY E. 1969. Harmad- és negyedkori magmás kőzetek paleomágneses vizsgálata. – *Földr. Közl.* 93. 3. pp. 230–236.
- MOCSÁRY A. 1826. Nemes Nógrád Vármegyének historiai, geographiai és statistikai esmérteretése I–II. – Pest.
- NOSZKY J. id. 1912. A Salgótarjáni szénterület földtani viszonyai. – In: Koch-émlékkönyv, Budapest, pp. 67–90.
- NOSZKY J. id. 1940. A Cserhát hegység földtani viszonyai (Magyar tájak földtani leírása 3.) – Budapest, 283 p.
- NOSZKY J. id. et al. 1952. A keletnógrádi andezitek. – *Földt. Közl.* 82. 1–3. pp. 8–36.
- NUSSZER A. 1979. Salgótarján környéki bazaltok kőzettani vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE, Budapest, 92 p.
- ODOR L. 1962. A Karancs-hegység kőzettani és földtani viszonyai. – *Földt. Közl.* 92. 4. pp. 388–399.

- PÁLYI I. 1980. Salgótarján környéki bazaltok közettani-geokémiai vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE, Budapest, 90 p.
- PAUL, C. M. 1866. Das Tertiargebiet nördlich von der Mátra in Nord-Ungarn. – *Jahrb. der k.k. Geol. Reichsanst.* 16. pp. 515–526.
- PÉCSKAY, Z. et al. 1995. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. – *Acta Vulc.* 7. 2. pp. 15–28.
- POJJÁK T. 1947. Közettani megfigyelések nógrád-gömöri bazaltos kőzeteken. – *Földt. Közl.* 73–74. pp. 21–47.
- POJJÁK T. 1956. A Medvés-fennsík bazalttufája. – *Földt. Közl.* 86. 4. pp. 462–471.
- RAVASZ, CS. 1987. Neogene Volcanism in Hungary. – *Földt. Int. Évk.* 70. pp. 275–280.
- REICHERT R. 1925. Újabb adatok a Salgótarjánkönyéki bazaltos kőzetek petrokémiai ismeretéhez. – *Földt. Közl.* 55. 1–12. pp. 181–196.
- REICHERT R. 1927. Petrográfiai megfigyelések Nógrádmegyei bazaltokon. – *Földt. Közl.* 57. 10–12. pp. 201–208.
- ROZLOZSNIK P. – EMSZT K. 1908. Előzetes jelentés a Medveshegység (Nógrád vm.) amphibolos nephelines basanitjáról. – *Földt. Közl.* 38. 1–2. pp. 36–37.
- ROZLOZSNIK P. – EMSZT K. 1911. A Medves-hegység bazaltos kőzetei. – *Földt. Közl.* 41. 3–4. pp. 257–272.
- SCHOLTZ M. 1917. A Karancs-hegység andezitjei. – *Földt. Közl.* 47. 4–9. pp. 224–237.
- SCHRÉTER Z. 1940. Nagybátony környéke (Magyar tájak földtani leírása 2.). – Budapest, 154 p.
- SCHWALM A. 1911. Nógrád vármegye természeti viszonyai. – In: BOROVSZKY S.: *Nógrád vármegye (Magyarország vármegyéi és városai)*, Budapest, pp. 1–8.
- SOÓ R. 1937. A Mátrahegység és környékének flórája. *Magyar Flóraművek* 1. – Debrecen, 12+89 p.
- STEGENA L. – GÉCZY B. – HORVÁTH F. 1975. A Pannon-medence késő-kainozóos fejlődése. – *Földt. Közl.* 105. 2. pp. 101–123.
- STEGENA L. – HORVÁTH F. 1978. Kritikus tethysi és pannon tektonika. – *Földt. Közl.* 108. 2. pp. 149–157.
- SZABÓ J. 1883. *Geológia.* – Budapest.
- SZABÓ J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. – Debrecen, 223 p.
- SZÉKELY, A. 1983. Vergleichende vulkanische Mittelgebirgsforschung in Ungarn. – *Ung.-Deutsch Studien* München, pp. 207–238.
- SZÉKELY A. 1987. Vulkáni hegységeink a legújabb kutatások tükrében. – *Földr. Közl.* 111. 3–4. pp. 134–142.
- SZÉKELY A. 1993. A vulkáni formák új szemlélet értelmezése és rendszerezése. – MTA, Budapest.
- SZENTES F. 1942. Jelentés a Pétervására és Salgótarján közötti területen végzett részletes földtani felvételekről. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1936–38-ról 2. pp. 949–952.
- SZENTES F. 1943. Salgótarján és Pétervására közötti terület (Magyar tájak földtani leírása 5.). – Budapest, 57 p.
- SZEPESHÁZY K. 1942. A gömöri Ajnácskő környékének bazaltos kőzetei. – *Mat. és Term.tud. Ért.* 61. pp. 1028–1069.
- VADÁSZ E. 1960. *Magyarország földtana.* – Budapest, 646 p.
- VASS, D. et al. 1986. Klenba Cerovej vrchoviny – mladá štruktúra na juznom Slovensku. – *Geol. Práce* 84. pp. 135–140.
- VASS, D. et al. 1992. Geologická mapa Lucenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000. – *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- VENDL A. 1912. Az eresztvényi bazalt „ilmenit”-je. – *Földt. Közl.* 42. 11–12. pp. 911–912.
- VENDL M. 1928. Nógrádmegyei bazaltok aragonitkristályairól. – *Ann. Mus. Nat. Hung.* 25. pp. 69–75.
- VITÁLIS S. 1940. Földtani megfigyelések a salgótarjáni szénmedencében. – *Földt. Közl.* 70. 1–3. pp. 12–22.
- ZIPSER, CH. A. 1817. *Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn.* – Oedenburg.

THE MEDVES PLATEAU

by *G. Horváth et al.*

Summary

The Medves is the only lava plateau of the Hungarian part of the Nógrád-Gömör basalt area lying along (and crossed by) the Hungarian-Slovakian state boundary north of town Salgótarján. The basalt volcanic activity caused by the subsidence of the Carpathian Basin occurred about 2 to 2.5 Ma BP. The original topography was probably very rugged because of erosional processes having taken place on the basement constituted by Oligocene-Miocene sediments but it had been levelled off by the overlying basalt. So the plateau is rather smooth morphologically with an average relief only 45–50 m/km². The petrographical boundary of the basalt at the same time forms a distinct morphological level on the plateau having a steep rim. Medves is strongly dissected only along this rim where a slow retreat occurs but less intensely than it had been supposed earlier, in spite of the heavy uplift having been taken place since the Pleistocene. The most intense geomorphological processes such as mass movements on the slopes (creeping, slides) and also man induced activities have been the driving forces of geomorphic evolution, especially during the past (very intense) mining of both the basalt and of the underlying coal seams. The latter caused collapses resulting in conspicuous surface depressions. The Medves Plateau also has an unique vegetation cover with an abundance of rare species.

Translated by G. HORVÁTH