

A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata

DR. HEVESI ATTILA

A Bükk az Északi-középhegység legnagyobb átlagmagasságú, legegységesebb arculatú tagja. Délalpi—dinári jellegű felsőkarbon, perm, alsó- és középsőtriász tengeri üledéksora, gyúrt szerkezete az Északi-középhegységben egyedülálló, sőt a Kárpát-medencében is különleges (BALOGH K. 1964).

A Bükk hegység vidékének határait korábban nem mindig egyértelműen húzták meg (BULLA B. 1962; PEJA GY. 1962; LÁNG S. 1953, 1954, 1964; PÉCSI M.—SOMOGYI S. 1967; PINCZÉS Z. 1968; FRISNYÁK S. 1970). Az alábbiakban a Bükk vidékén — ide számítva az Upponyi-hegységet is — azt a területet értjük, amelyet Ny-on a Tarna-völgy, ÉNy-on, a Terpes—Bükkszék—Borsodnádasd szakaszon szerkezetileg a Darnó-vonal, a felszínen a Laskó és a Leleszi-patak vízrendszerének vízválasztója, innen a Darnó-vonal mentén futó Hódos-, majd a Hangony-, É-on, ÉK-en és K-en a Sajó-völgy, D-en a Borsodi-Mezőség fog közre. A Bükk-vidék belső tájtagolását az 1. ábra mutatja.

Vitatható a Darnó-vonal ÉNy-i oldalán fekvő Ózd—Pétervásárai-dombság hovatartozása. LÁNG S. (1953, 1954, 1964) — magyarázat nélkül — a Bükk részvájának tekintette. MOLDOVAY L. (1969) TELEGDY-ROTH K. (1937)-hoz csatlakozva a Darnó-vonalat kisebb területet érintő Darnó-övként értelmezi, amely mint a Bükk miocén óta tartó fölboltozódása során létrejött „pétervásárai előmélyedés”, a Bükkhöz kapcsolja az Ózd—Pétervásárai-dombság „szegélydomborulatát”. Kétségtelen, hogy az 500 m tszf-i magasságot meghaladó (Ökör-hegy vagy Szarvaskő; 542 m) dombság jégkori és jelenkori felszínalakító folyamatai, formakincse, éghajlata, talajai, természetes növénytakarója (Bükk flórajárás!) alapján a Bükk és az Upponyi-hegység harmadidőszaki előterétől (Bükk-hát, Upponyi-Hegyhát) alig választható el. A Darnó-vonal két oldalán a kőzetfölepítés is hasonló, csupán az agyagok, homok- és kavicskövek (konglomerátum) kora különbözik (oligocén, ill. miocén).

Tény azonban, hogy kőzetfölepítése, szerkezete és formakincse révén az Ózd—Pétervásárai-dombság összességében különbözik a Bükk-vidék egészétől — és valójában a Heves—Borsodi-dombság Tarnától K-re fekvő fele (BULLA B. 1962; PÉCSI M.—SOMOGYI S. 1967).

A Bükk hegység vidékét az ország legfontosabb nagyszerkezeti vonalai fogják közre, amelyek a Kárpát- (Pannon-) medence földtörténetében is vezető szerepet játszottak. Közülük a legidősebb és legjelentősebb a hegység vidékét D-ről határoló *balaton—tokaji mélytörés* (Balaton-vonal) alpi szerkezeti vonala, amely BALLA Z. (1967) szerint „keletkezhetett a prekambriumban is”, bár „a prevarisztid, feltehetően kaledoni-szakaszban nem volt aktív”, „csak az bizonyítható, hogy a törés már a perm-ben létezett”. A vonal Északi-középhegység előtti szakasza valószínűleg fiatalabb, de létrejöhetett idősebb szerkezeti elemek fölüljulásával is (BALLA Z. 1967). Bár a WEIN GY. (1972) által föltételezett „Igal—Büki üledékgyűjtő völgyét” — amelybe a Bükk és vidéke is beletartozik — DK-en a zágráb—kulcsi fő szerkezeti vonal mentén futó Lóczy-hát határolja, WEIN GY. (1972) is lehetségesnek tartja, hogy a „Balaton-vonal K-i szakaszának D-i ága” „összefügghet az újraéledő” zágráb—kulcsi vonallal.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) a Balaton-vonalat alátolódási övnek tartja („Magyar középhegység-peremi szubdukciós öv”; 2. ábra), amely szerinte már a „labai fázisban” (triász) is működhetett.

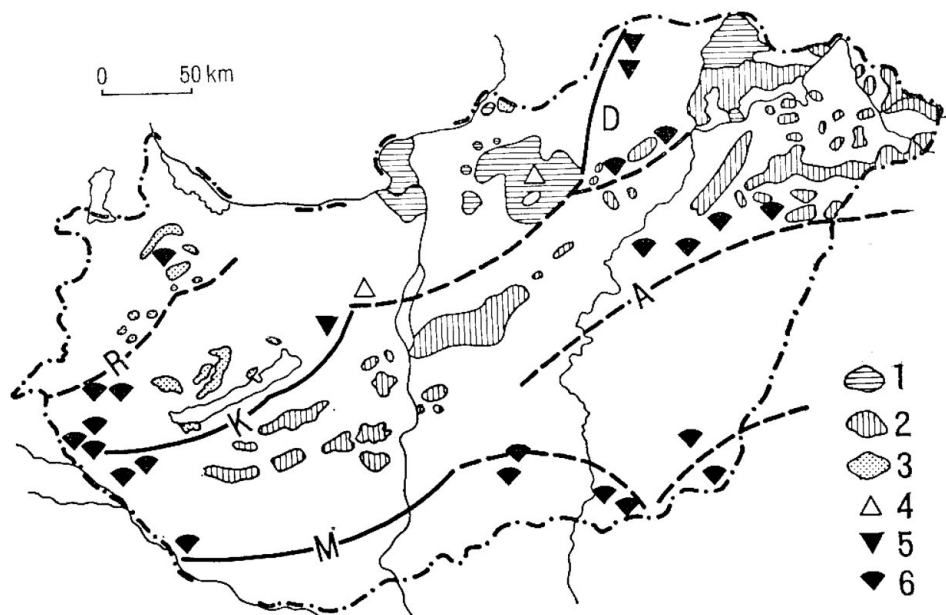
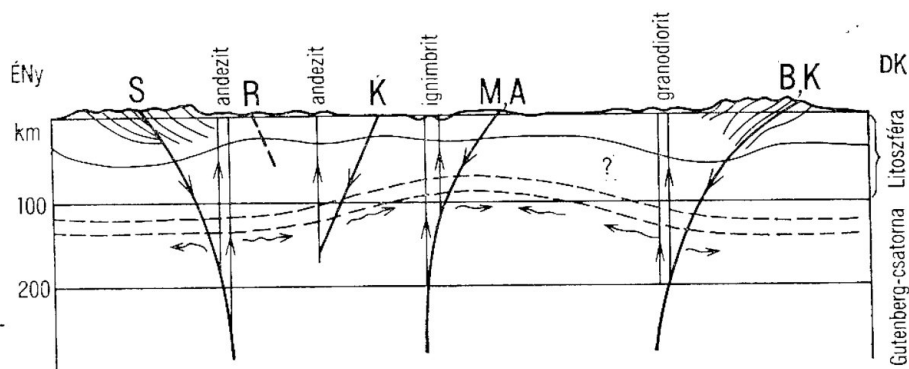
A balaton—tokaji mélytörésből a Mátraalján ÉK felé ágazó „Darnó-vonal” BALLA Z. (1967) szerint a „Cserhát—Mátra kristályos alaphegységét” választja el a Bükk karbon—perm—triász tömegétől. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) a Darnó-vonalban az Északi-középhegység legjobban bizonyítható alátolódási sebhelyét látja (3. ábra), amely értelmezésében a „Magyar középhegység-peremi” alátolódási öv legföltartabb szakasza. Tény, hogy a Bükk heg-



1. ábra. A Bükk hegység vidékének tájfelosztása. * A Bükk-hát és az Upponyi-Hegyhát területének ez ideig nincs elfogadott természetföldrajzi tájnéve. Az itt használt megjelölés a borsodi Hegyhát — a Hangony- és a Bán-patak, valamint a Sajó által közrefogott „dombos vidék” (KÓSA L.—FILEP A.: A magyar nép táj-történeti tagolódása 1975) — létező néprajzi tájnéve alapján született, amelynek az Upponyi-Hegyhát egyúttal része is. — 1 = a Bükk-vidék táj-határa; 2 = a Bükk-vidék tájegységeinek határa; 3 = tájegységen belüli határ

Regional division of Bükk Mts. *The geographical names denoting the areas Bükk-hát and Upponyi-Hegyhát have not been accepted. These names were borrowed from the terminology of ethnography (see: L.KÓSA—A. FILEP 1975.: A magyar nép táj-történeti tagolódása = Regional-historical division of the Hungarian folk) denoting the hilly area surrounded by the Hegyhát in Borsod, the creeks Hangony and Bánpaták and the river Sajó. — 1 = border of the Bükk-region; 2 = borders of sub-regions of the Bükk-region; 3 = inner borders

ség vidékének kialakulása elsősorban e nagyszerkezeti vonalak révén kapcsolódik a Kárpát- (Pannon-) medence, távolabb a Déli-Alpok fejlődéstörténeti folyamataihoz.

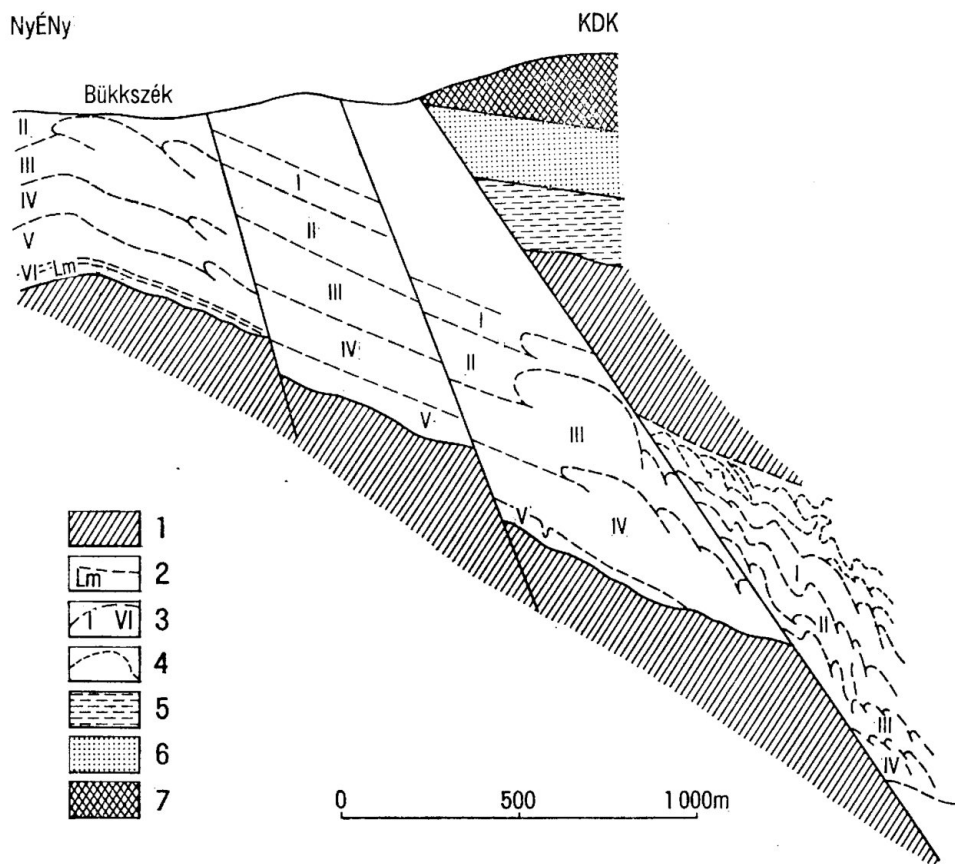


2. ábra. A Kárpát-medence, ill. Magyarország újalpi alátolódási sebhelyei és a velük kapcsolatos vulkáni ércesedés ill. szénhidrogén- és CO₂-telepek SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) szerint. — S = szirtői alátolódás; R = Rába-vonal; K = középhegység peremi alátolódás; M = mecseki alátolódás; A = alföldi (flis) alátolódás; B, K = bánsági, kárpát-balkáni alátolódás; D = Darnó-vonal. 1 = miocén andezit; 2 = miocén ignimbrit; 3 = pliocén bazalt; 4 = hidrotermális ércetelések; 5 = metasomatikus ércesedés; 6 = szénhidrogén- és CO₂-telepek

The Late Alpine subduction zones of the Carpathian Basin in the territory of the Hungary the adjoining volcanic mineralization, hydrocarbon- and CO₂-traps after E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1973). — S = range belt subduction; R = Rába-line; K = central block mountain marginal subduction; M = Mecsek subduction; A = Alföld (flysch) subduction; B, K = Bánság-Kárpát-Balkán subduction; D = Darnó-line. 1 = Miocene andesite; 2 = Miocene ignimbrite; 3 = Pliocene basalt; 4 = hydrothermal veins of ore; 5 = metasomatic mineralization; 6 = hydrocarbon and CO₂-fields

E fejlődéstörténet helye és kezdete vitatott kérdés.

A Bükk-vidék legidősebb képződménye az Upponyi-hegység alsókarbon féligkristályos mészkőve, diabáztufás mészkő—palaösszlete, valamint sötét-szürke agyagpalája és homokkőve (BALOGH K. 1964). Ezek a kőzetek SZALAI T. (1969) szerint a Keleti- és a Déli-Alpok felől előrenyomuló tengerben rakódtak le, majd a *Variszkuszi-hegységrendszer képződésének szudétai szakaszában ÉNy-i irányítottágú redőkbe préselődtek* (BALOGH K. 1964). A folygyűrődés következtében az Upponyi-hegység a Rudabánya—Szendrői-hegységen át (BALOGH K. 1964) valószínűleg a Szepes—Gömöri-érchegységhez (SZALAI T. [1969] „Gemerid elevációjához”) kapcsolódott. SZALAI T. (1969) és WEIN GY. (1972) az Upponyi-hegység alsókarbon kőzeteinek egy részét — ORAVECZ J. korall-meghatározásai alapján — olyan ordoviciumi—devoni képződményként kezeli, amely a szudétai hegységképződéskor tolódott rá az alsókarbon rétegekre. Ennek alap-



3. ábra. A Darnó-vonal TELEGGI-ROTH K. (1951) szerint. — 1 = paleozóos és alsótriász alaphegység; 2 = felsőecén; 3 = lattorfi és rupéli agyagösszlet-szintek; 4 = felsőrupéli és kattli emelet; 5 = burdigáliai tarka agyag és kavics; 6 = alsóhelvétai alsó riolituffa; 7 = alsóhelvétai kőszénösszlet

The Darnó-line after K. TELEGGI-ROTH (1951). — 1 = Palaeozoic and Lower Triassic substratum; 2 = Upper Eocene; 3 = Lattorfian and Rupelian clay sequence horizons; 4 = Upper Rupelian and Kattian stage; 5 = Burdigalian variegated clay and pebble; 6 = Lower Helvetian lower rhyolite tuff; 7 = Lower Helvetian coalsequences

ján WEIN Gy. (1972) az Upponyi-hegység átalakult kőzeteit az „Ópaleozóos szerkezeti építmény” üledékgyűjtőjéből származtatja. Föltételezi továbbá, hogy ennek az üledékgyűjtőnek utódja az „Igal—Bükk-eugeoszinklinális”, amelyben a Bükk fő tömegét alkotó mészkövek, agyagpalák, homokkövek és dolomitok — a felsőkarbontól a triász nőri koráig folyamatosan halmozódtak föl.

Kovács L. (1967) lehetségesnek tartja, hogy a mai Upponyi-hegység DK-i folytatása a felsőkarbonban újra tenger alá került és a Bükk variszkuszi szerkezetű talapzatává vált.

A felsőkarbon — perm összletek kifejlődése és kővületanyaga elsősorban a Déli-Alpokkal és a Dinári-hegységgel mutat rokonságot. Több vonásuk a Szepes—Gömöri-érhegység és a Kelet-európai-síkság felsőkarbon üledékeire utal (BALOGH K. 1964).

Ennek alapján BALOGH K. (1964) a Déli-Alpok és a Dinári-hegység találkozásától a Bükk felé előrenyomuló felsőkarbon üledékgyűjtő tengerárat föltételez, amelynek ÉK-i (gömöri, délkelet-európai) kapcsolatai az alsó- és középsőpermekben fokozatosan megszűntek.

A triász üledékfejlődés ugyancsak dél-alpi — dinári jellegű, de ez nem zárja ki a gömör—rudabányai rétegsorokkal való összeköttetés bizonyos mértékű újjáéledését, amely talán már a felsőpermekben megtörtént. Néhány vonása kétségtelenül a Szepes—Gömöri-érhegység és a Kelet-európai-síkság felsőkarbon üledékeire hasonlít (BALOGH K. 1964).

A Bükk alsó- és középsőtriász üledékei közé az *anizuszi* és a *ladini* — *karni* korban tengeri és tenger alatti tűzhányótevékenység eredményeként jelentős mennyiségű porfirit és diabáz, valamint porfirit és diabáz-tufa települt.

A nőri korúnál fiatalabb triász rétegek a Bükkben és az Upponyi-hegységben nincsenek. BALOGH K. (1964) szerint ez nem föltétlenül jelenti azt, hogy területük már a nőri korban teljesen szárazulattá vált; a későbbi felsőkréta, alsóocén szárazföldi lepusztulás esetleges felsőtriász és jura üledékeket maradványokként eltávolíthatott.

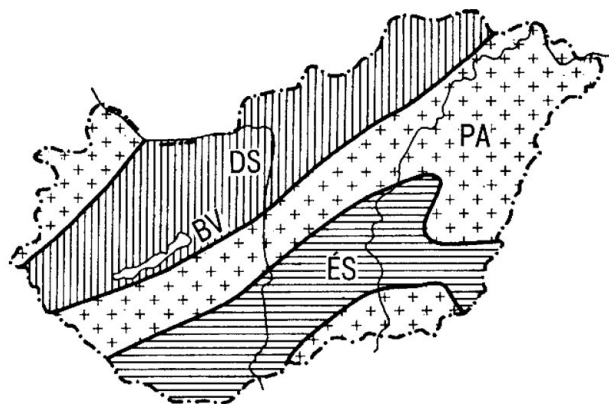
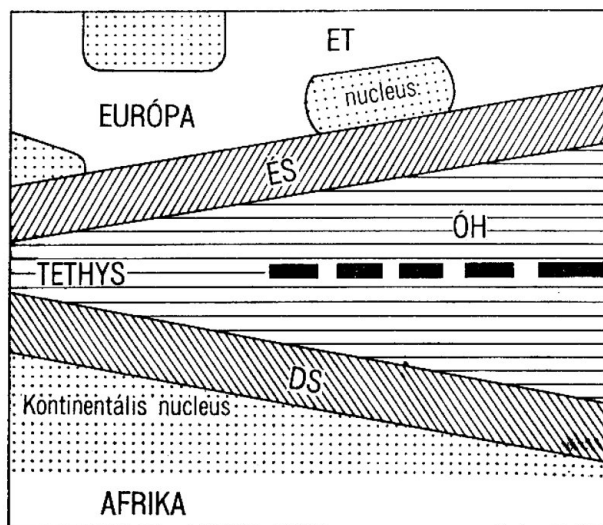
SZALAI T. (1969) viszont föltételezi, hogy a felsőtriászban az ókimmériai hegységképző mozgások a Déli-Alpok felől fölnyúló tengervályút — vele a Bükköt is — megemelték és az így kialakult „Pelsoi-hegyhátat” összeforrasztották a „Gemerid-elevációval”. Szerinte az alsókréta (ausztriai) hegységképző mozgások idején a Bükk-vidék már csak romosodott. Ez utóbbi elképzelésnek a Bükk alsó-középsőkrétába tehető fölglyűrődése (BALOGH K. 1964) alapvetően ellentmond. WEIN Gy. (1972) szerint az „Igal—Bükk” üledékgyűjtő tengerrel borítottsága ugyancsak a nőri korban zárult, de a hegység gyűrődését ő is a kréta időszakba (ausztriai, szubherciniai mozgások) helyezi.

A Bükk-vidék középidői földtörténetével kapcsolatban föltétlenül ki kell térni néhány, az egész Kárpát-medence (sőt Délkelet-Európa) fejlődéstörténetét érintő, egyelőre vitatott, megoldatlan kérdésre.

A Zágráb—Hernád-vonal ÉNy-i és DK-i oldalán fekvő területek lényeges fejlődéstörténeti különbségét SZEPESHÁZY K. (in: SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1976) és WEIN Gy. (1976), valamint a kőzetlemez- (lemeztektonika-) elmélet képviselői (GÉCZY B. 1973; STEGENA L. 1975; HORVÁTH F. 1976) egyaránt hangsúlyozzák.

A Dunántúli- és az Északi-középhegység, valamint a Mecsek és a Villányi-hegység azonos korú — triász-jura — üledékeiben észlelhető fejlődési és kővületkülönbségek magyarázatául WEIN Gy. (1969), DANK és BODZAI (1970) négy, NAGY (1971) két különálló üledékgyűjtő sávot föltételezett (in: GÉCZY B. 1973). Ezzel kapcsolatban jogosnak látszik GÉCZY B. (1973) megjegyzése: „... a pászták mai kiterjedésükben sokkal keske-

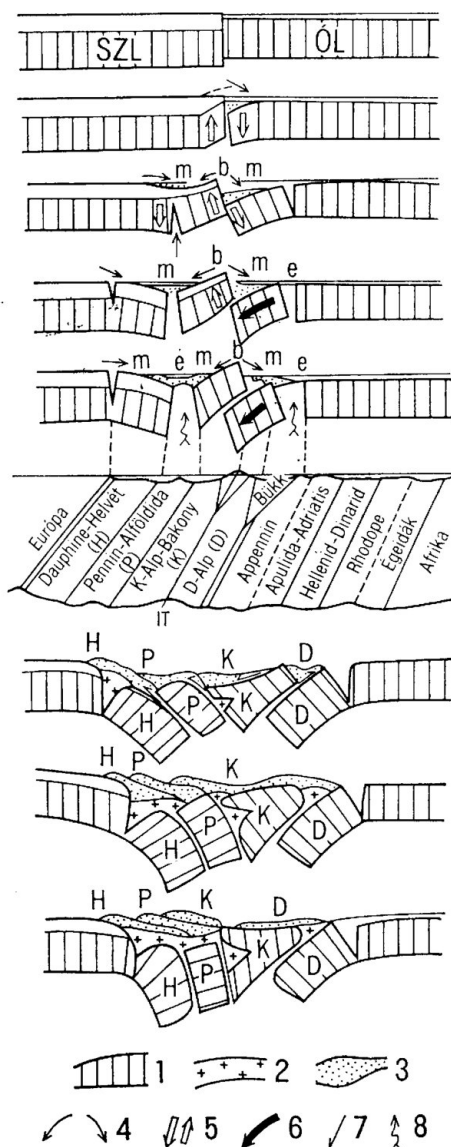
nyebbek annál, semhogy önálló geoszinklinálisokak felelnének meg. A többször feltételezett sekély vízi, hosszú és keskeny tengerágak több mint 60 millió évig tartó önállósága nehezen képzelhető el... Ezért GÉCZY B. (1973) — mint általában a kőzetlemez-elmélettel dolgozó földtudósok — a Kárpát-medence különböző jellegű triász-jura üledékeinek keletkezési helyét „egyetlen, tágas üledékgyűjtő”, azaz a Tethys egymástól távoli területein keresi. STAUB takarékelmélete a középidő kelet-alpi, dinári üledékeit már 1924-ben „az indo-afrikai” szárazulat pereméről származtatta (in: GÉCZY B. 1973). LAUBSCHER (1971) úgy véli, hogy az említett területek a kréta előtt a Tethys déli, Afrika közeli mészkőaljzatához tartoztak (4. ábra), amely a Tethys alsójura szétnyílása után földarabolódott és a „kisebb lemezrészek utólagos vízszintes eltolódás” során kerültek át az európai oldalra (GÉCZY B. 1972).



4. ábra. A Tethys északi és déli peremszegélyének eredeti elhelyezkedése a középidőben és jelenlegi helyzete a Kárpát-medencében GÉCZY B. (1973) szerint. — ET = epikontinentális tengerek; ES = északi szegély; ÓH = óceáni hátság; DS = déli szegély; BV = Balaton-vonal; PA = polimetamorf alaphegység

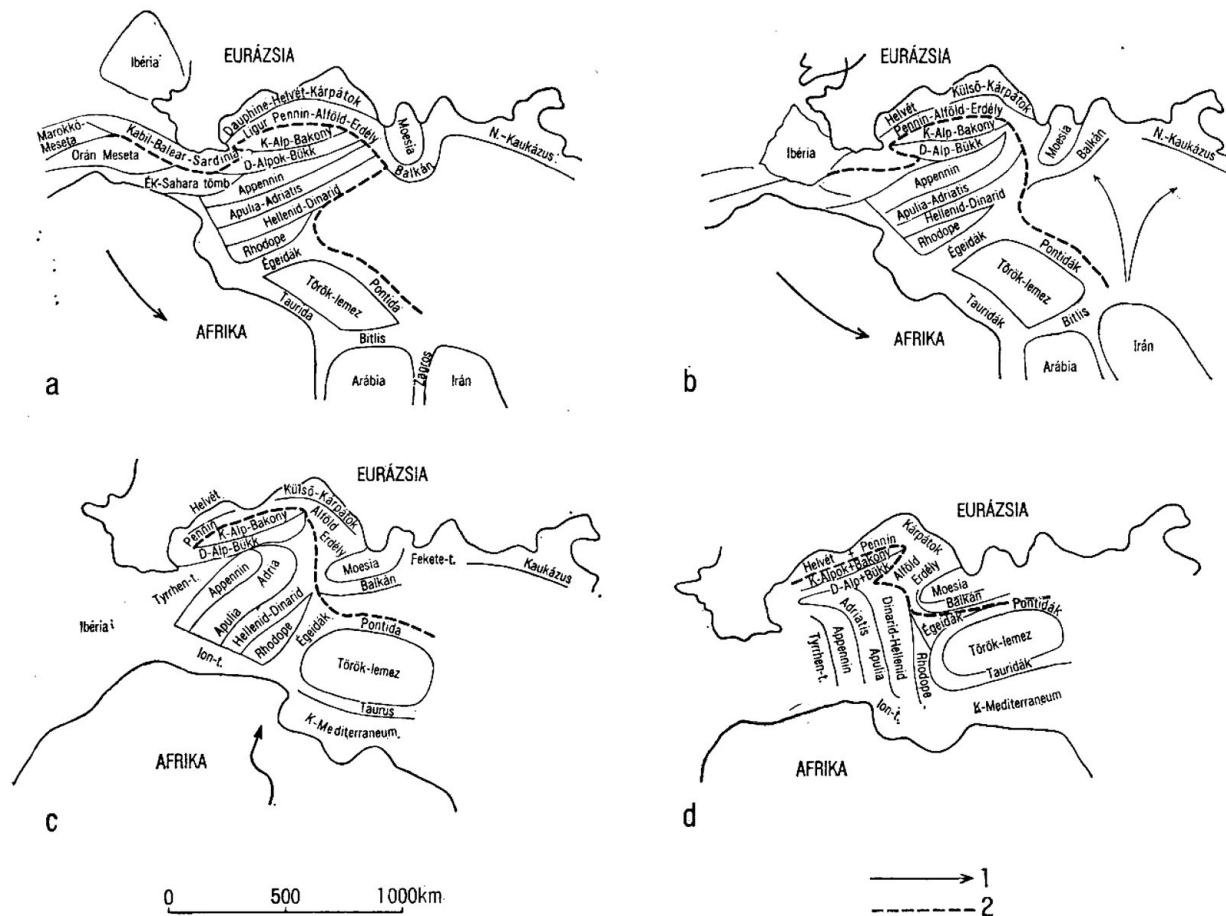
The original setting of the northern and southern borders of the Tethys in the Mesozoic and its present position in the Carpathian Basin after B. GÉCZY (1973). — ET = epicontinental seas; ES = northern border; ÓH = oceanic ridge; DS = southern border; BV = Balaton-line; PA = polimetamorphic substratum

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1976) szerint a triászban Afrika É-i, ÉK-i partvidékének közelében, a Tethys víztükre alatt széles karbonátüledékes síkság („platform”) jött létre, amely Afrika kőzetlemezének mozgása és a Tethys hasadékvölgyének (óceáni



5. ábra. A Tethys lemezsávokra darabolódása SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1976) szerint. — 1 = kéreg és legfelső köpeny („lemez”); 2 = alpi magmás olvadék; 3 = üledék; 4 = lepusztulás; 5 = kéreggyensúlyi (izosztatikus) mozgás; 6 = alátoiolódás (szubdukció); 7 = áttolódás; 8 = magmafölnyomulás. SZL = szárazföldi lemez; IT = Ivrea-test; ÓL = óceáni lemez. m = miogeoszinklinális; b = boltozat; e = eugeoszinklinális

The dissection of Tethys into plate segments after E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1976). — 1 = crust and the uppermost mantle (“plate”); 2 = Alpine magmatic melt; 3 = sediment; 4 = denudation; 5 = isostatic movement; 6 = subduction; 7 = overthrusting; 8 = rising of the magma; SZL = continental plate; IT = Ivrea-body; ÓL = oceanic plate; m = miogeosyncline; b = up-arching; e = eugeosyncline



6. ábra. A Tethys aljzatából földarabolódott lemezsávok helyzete a triászban (kb. 210 millió éve; a); a középsőjúrában (kb. 160 millió éve; b); a felsőkrétában (kb. 80 millió éve; c); a miocénban (kb. 10 millió éve; d) SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1976) szerint. — 1 = Afrika közetlemezének mozgásiránya; 2 = afrikai—Afrika közeli és az európai—Európa közeli lemezsávokat elkülönítő vonal (HORVÁTH F. 1978 szerint)

Position of plate bands (lineaments) disintegrated from the basis of Tethys in the Triassic period (about 210 mill. years ago; a); in the Middle-Jourassic period (about 160 mill. years ago; b); in the Upper Cretaceous period (about 80 mill. years ago; c); in the Miocene (about 10 mill. years ago; d) according to E. SZÁDECZKY-KARDOSS, (1976). — 1 = direction of movement of the African plate; 2 = line separating the African—near African and European—near European plate bands (lineaments) (according to F. HORVÁTH, 1978)

hátságának) kialakulása következtében fokozatosan hosszú lemezszávokra tagolódott (5. ábra). A Déli-Alpok és a Bükk alaphegységi közeiteit hordozó lemezszáv a Kelet-Alpi—Bakonyi és az Appenini lemezszáv között helyezkedett el. Afrika DK, majd ÉNy, É felé történt mozgása a lemezszávokat egyre északabbra tolta, közben egymáshoz viszonyított helyzetük is megváltozott (6. ábra; b, c). A jura időszakban a legészakibb lemezszávok már összeütköztek „Ős-Európával”, és a kialakuló alátolódási (szubdukción) övezetekben megkezdődött az Eurázsiai-hegységrendszer európai szárnyának fölgűrődése. A kréta időszaktól az É felé lökődő és K-i végével ÉNy-ra forduló Dél-Alpi—Büki lemezszáv mindinkább hozzájárult a Pennin—Alföld—Erdélyi lemezszáv Ny-i (pennini) és K-i (alföld—erdélyi) félre bontásához. A lemezszávok vándorlása és egymásra tolódása gyűrte föl az Alpok és a Kárpátok takaróit; a hajdani alátolódási övezetet a két hegység „ofiolitjai” jelzik. Nagyszámú alátolódási övezet föltételezése összhangban áll SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) korábbi elgondolásával, amely szerint a Kárpát-medencében is több alátolódási „sebhely” nyomozható (2. ábra).

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973, 1976) főnt vázolt elméletéből kiindulva a Bükk triász tüzeredetű közeit (diabáz, porfirít) a Tethys Afrika közeli üledékes aljzatának szávokra darabolódását kísérő magmás működéssel lehet összefüggésbe hozni. Az alaphegységi rétegek alsó-középsőkreté és felsőkreté—alsóoceán gyűrődése, ill. egymásra pikkelyeződése a Darnó-vonal föltételezett alátolódási övezete mentén lezajlott hegységképző mozgásokhoz kapcsolható.

Mint korábban láttuk, SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) a Darnó-vonalat a legföltartább hazai alátolódási övezetnek tekinti. A fölfogása mellett szóló bizonyítékok közül leglényegesebbnek a Darnó-hegy—Szarvaskő környéki (kréta korú?), helyenként párnaláva jellegű diabáz-, gabbró-, gabbródiabáz-tömböket tartja. O. K. Mosto (1978) részletes vegyelemzése alapján azt mutatják, hogy a Darnó-hegy—Szarvaskő környéki tüzeredetű kőzetek ásványos és nyomelem-összetétele az alátolódási övezetekre jellemző „ofiolitok” és a szigetfűvek magma- vagy lávatömegeinek összetételétől egyaránt eltér, és az óceáni kéreg sajátos, tholeiites bazaltjainak felel meg. Ezért nem bizonyíthatják, hogy a Darnó-vonal alátolódási övezet volt. O. K. Mosto (1978) szerint a Délnyugati-Bükk és a Keleti-Mátra, valamint valószínűleg a Szepes—Gömöri-erchegység gabbró-diabáz tömegei is a Magas-Tauern és a Kőszeg—Rohonci-hegység szerkezeti (tektonikus) ablakaihoz hasonló képződmények. A szerkezeti ablakokban felszínre bukkanó kőzetek mindenképpen egy hajdani óceán — a Tethys — létéről tanúskodnak, amely valószínűleg alátolódási övezetekben tűnt el, miközben aljzatának kisebb foszlányait — a fölöttük fekvő üledékekkel együtt — a föltolódó kőzetlemez szegélye legyalulta a megsemmisülő óceáni kőzetlemezről. Ha Mosto következtetései helyesek, a Bükkben nem volt kréta időszaki magmás tevékenység. Föltételezhetjük viszont, hogy a Darnó-vonal mentén fekvő „óceánfenék-foszlányok” az alaphegység közeiteinek alsó-középsőkreté fölgűrődésekor kerültek mai helyükre. Ha elfogadjuk a kőzetlemez-elmélet általános törvényeit, amelyek szerint a gyűrődés alátolódási övezetekben történik, a Zágráb—Hernád-vonaltól ÉNy-ra, „valahol” alátolódási sebhely létezését is valószínűsíteni kell.

HORVÁTH F. (1978) a Kárpát-medence Zágráb—Hernád-vonaltól ÉNy-ra fekvő területeit egyetlen lemezdarabról, az északkelet-afrikai partvidék közelében kialakult „Tátra-lemezről” származtatja. A „Tátra-lemez” bonyolult vízszintes mozgások után a kréta időszakban Ny, ÉNy felől érkezett a Zágráb—Hernád-vonaltól DK-re elhelyezkedő területeket hordozó, európai jellegű „Tisza-lemez”-hez. A „Tátra-lemez” szegélyének a „Tisza-lemez” alá tolódása során a „Tátra-lemez” üledékeiből több szakaszban fölgűrődtek az Északnyugati-Kárpátok takarói, valamint a Dunántúli-középhegység üledékes tagjai és a Bükk. Az alátolódás sebhelyét az Északnyugati-Kárpátok szirtöve jelzi. HORVÁTH F. lehetségesnek tartja, hogy a szirtövtől DK-re még egy, esetleg két alátolódási övezet (balaton—tokaji mélytörés?, Darnó-vonal?) is létezett. Elgondolása alapján az Upponyi-hegység és a Bükk triászidősebb üledékes közeiteinek származási helyét is Északkelet-Afrika közelében kell keresnünk (1. kép).

Annak ellenére, hogy a Darnó-hegy—Szarvaskő közötti gabbró-, gabbródiabáz-, diabáz-tömegek nem bizonyíthatják a Darnó-vonal alátolódási övezet voltát, e föltevés mellett néhány egyéb, figyelemre méltó adat szól. TELEGDY-ROTH K. (1951) — aki semmiképpen sem lehetett a kőzetlemez-elmélet képviselője — Darnó-vonal-keresztmetszete az alátolódási övezetek néhány jellegzetes rétegtani sajátosságát mutatja (3. ábra). PANTÓ G. (1956) a Darnó-vonalban „két egymással ellentétesen”, „házfedélszerűen” dőlő szerkezeti síkot állapított meg. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) szerint a Darnó-vonal alátolódási síkjának dőlésiránya a felsőkkrétában változott északnyugatírává. PANTÓ G. (1956) a Darnó-vonal alsómiocén szerkezeti átrendeződését a stájer hegységképző mozgásokkal hozza kapcsolatba. A felsőkkréta és az alsómiocén a Bükk-vidék fejlődéstörté-

netének is lényeges szakasza. A felsőkrétában kezdődtek a Bükk álló redőit D, DK felé döntő, fölpikkelyező, egymásra toló szerkezeti mozgások. Az alsómiocénban peremvidékének fiatalabb (óharmadidőszaki) üledékei enyhén meggyűrődtek, a hegység egésze erősen megemelkedett. Ezek a folyamatok időben egybeestek és mindenképpen kapcsolatban álltak a Darnó-vonal dőlési síkjának megváltozásával, amit két kőzetlemez-szegély alá- és fölétolódási viszonyának megcserélődéseként lehet értelmezni. A Kárpát—Balkán terület felszínalakítási térképén Pécsi M. (1976) a Bükköt is hajdani alátolódási övezet mentén elhelyezkedő hegységként ábrázolja.

A kréta előtti lepusztulásviszonyokat illetően megint csak föltevésekbe bocsátkozhatunk. Az Upponyi-hegység letarolódása valószínűleg már a karbonban, a szudétai hegységképző mozgások után — esetleg Afrika közelében — megindult. SZALAI T. (1969) és WEIN GY. (1972) álláspontjából — akik szerint a Bükk a triász második felében szárazulattá emelkedett — folyamatos felső-triász — jura lepusztulás következik. Mivel azonban a Bükk fő redőzése a krétában történt, több mint valószínű, hogy a Bükk ennél korábbi szárazföldi lepusztulásával nem számolhatunk. Ez a valószínűsítés természetesen vékony, nórínál fiatalabb bükki üledékek föltételezését kívánja.

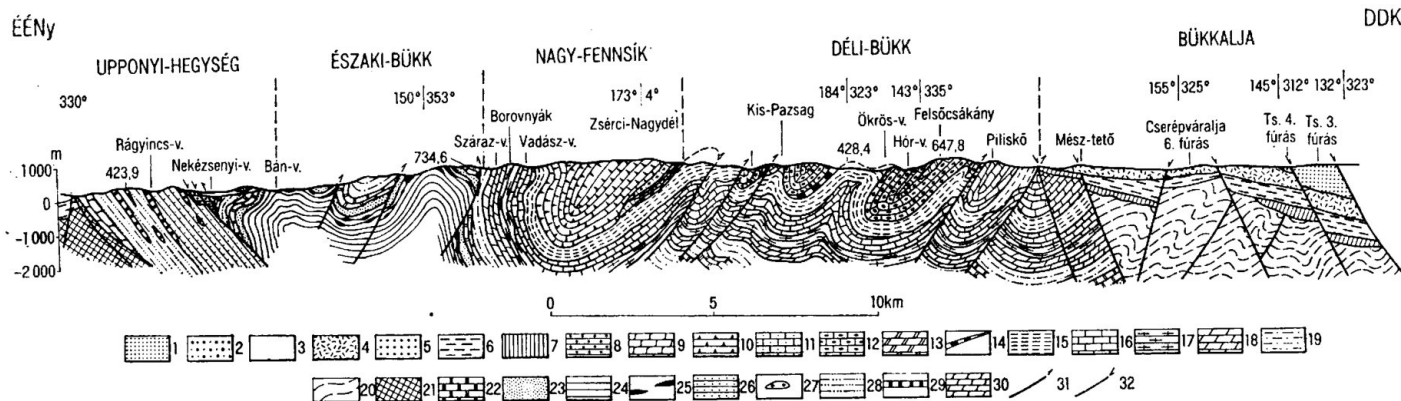
Mindenképpen tény, hogy a *kréta eleji, ausztriai hegységképző mozgások a Bükk tömegét egyszerű álló redőkre gyűrték*, É-i része ugyanakkor az Upponyi-hegységre tolódott (upponyi alsókréta föltolódások; BALOGH K. 1964).

Mindez a Darnó-vonal föltételezett alátolódásos jellegével akkor egyeztethető, ha az alsókrétában az Upponyi-hegység egy része a Bükk fölgűrődő felsőkarbon — perm — triász kőzeteit követve föltolódott a „Tiszia-lemez” szélére, amelynek szilárd pereme a Bükk redőit némileg a „mögötte érkező” Upponyi-hegység felé ferdtette. Ugyanakkor elképzelhető, hogy az Upponyi-hegység jelentős hányada a Bükk alá tolódott — ami összhangba hozható Kovács L. (1967) bükki variszkuszi talapzat föltételezésével.

Az alsó-középsőkréta gyűrődés után a föltorlódott üledéktömeg a kréta *szenon* korában a Bükk és az Upponyi-hegység között összeroppant és jelentős része újra tenger alá került (BALOGH K. 1964). A partközelen fölhalmozódott homokkő és hullámverési kavicskő (abráziós konglomerátum) alapanyaga a Bükkből, valamint az Upponyi- és a Rudabányai-hegységből származik (BALOGH K. 1964) — tehát azok *szárazföldi lepusztulását bizonyítja*. Bár a tengeri elöntés a szenon kőzetek mai elterjedési területénél jóval nagyobb lehetett (BALOGH K. 1964), a külső erők révén a Bükk jelentős hányadán megindulhatott a felszín elegyengetődése. Ezt a korai lepusztulásszintet azonban az *erős felsőkréta — alsóeocén szerkezeti mozgások* — valószínűleg nyomtalanul — eltüntették, és a hegység „álló redőit D felé átbuktatott és átpikkelyezett redőkké” alakították (BALOGH K. 1964; 5. ábra, 3. kép). Ugyanakkor hasonló irányú rátolódások keletkeztek az Upponyi- és a Rudabányai-hegységben, továbbá a Gömöri-Karsztban is.

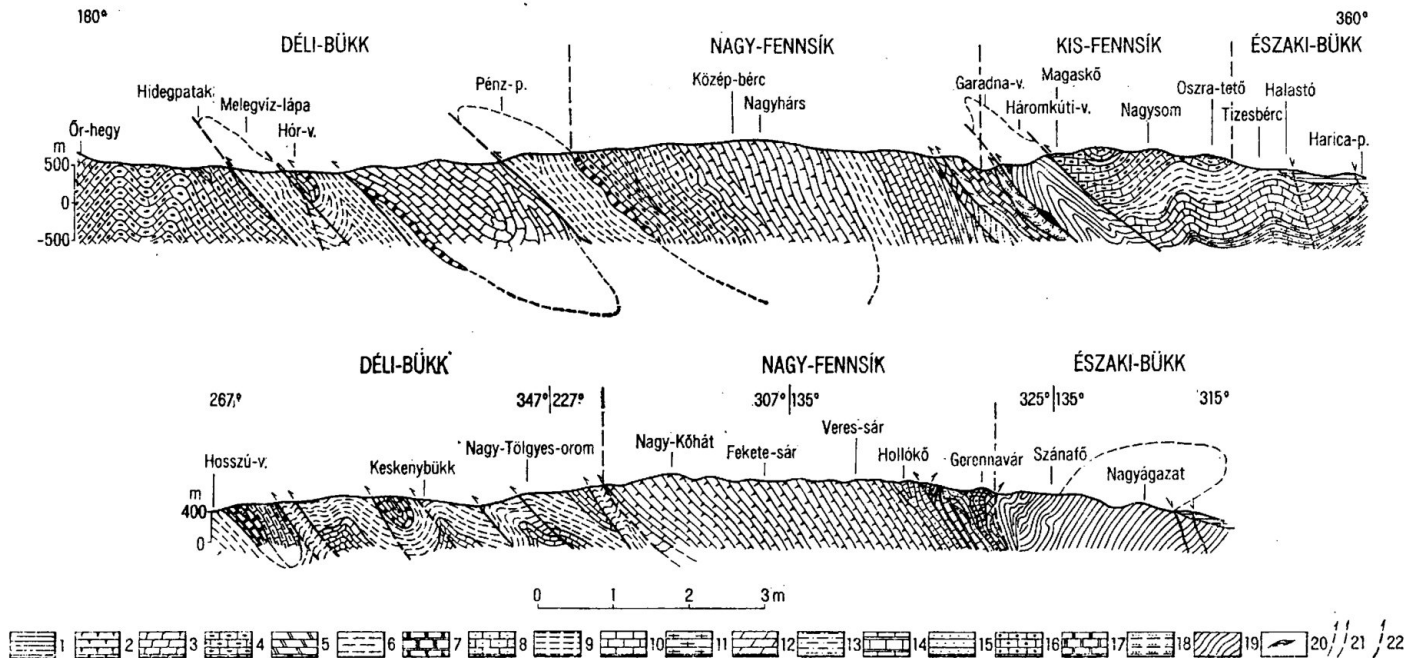
Ezt a folyamatot BALOGH K. (1964) — indoklás nélkül — „az észak-alföldi kristályos tömeg északi részében támadt mély felsőkréta vályú kialakulásával” hozza kapcsolatba. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1973) utal arra, hogy a Darnó-vonal föltételezett alátolódási síkjának dőlése a felsőkrétában változott ÉNy-ivá. Ha ebbe az elképzelésbe belehelyezzük a Bükk felsőkréta átpikkelyeződését, az úgy magyarázható, hogy az immár „Tiszia-lemez” szélén ülő Upponyi-hegység és a Bükk a „Tiszia-lemezzel” együtt a „Tátra-lemez” felé mozdult — a hegységek a „Tátra-lemez” peremén megtorlódtak, redőik D felé dőltek és egymásra tolódtak. Mindez természetesen a korábbi alá- és fölétolódási viszony felsőkréta megcserélődését föltételezi.

A kréta végére, az eocén elejére a Bükk és az Upponyi-hegység alapvető szerkezeti vonásai már kialakultak. Magasságuk és területük a mainál lényegesen nagyobb volt. A Bükk leszakadt tömegeit mélyfúrásokkal D-en Demjén, Ósto-



7. ábra. A Bükk hegység vidékének földtani szelvénye (BALOGH K. 1964). — 1 = homok, agyag (pliocén); 2 = kavics, andezittufa és agglomerátum (szarmata); 3 = agyag, homok, homokkő, kavics, tufit (helvétii-tortonai); 4 = riolitufaösszet, alján vörösgyaggal (alsó-felsőmiocén); 5 = kavics és vörösgyag (burdigáliai); 6 = agyag és agyagmárga (oligocén); 7 = lithothamniumos és nummuliteszes mészkő, alján helyenként terasztrikum (középső- és felsőeocén); 8 = konglomerátum, homokkő (senon); 9 = berva típusú mészkő, 10 = fennsíki mészkő, 11 = répáshutai mészkő, 12 = tűzköves szürke mészkő, 13 = dolomit a 12. sz. összletben (9–13 = felsőladini–karni); 14 = kova-pala és radiolarit, 15 = sötétszürke agyagpala- és homokkőösszet (14–15 = alsó- és középsőladini); 16 = fehéresszürke mészkő (felsőanizuszi); 17 = porfir, diabáz és tuffit (középsőanizuszi); 18 = szürke dolomitösszet (alsóanizuszi); 19 = alsótriász általában; 20 = triász általában; 21 = rudabányai típusú triász összet (Upponyi); 22 = sötétszürke mészkőösszet (felsőperm); 23 = tarka pala és homokkő (alsó- és középsőperm); 24 = sötétszürke pala- és homokkőösszet (felsőkarbon); 25 = mészkőlencsék a 24. sz. összletben; 26 = sötétszürke pala- és homokkőösszet (vizei); 27 = diabáz a 26. sz. összletben; 28 = mészkő-palaösszet (tournéi); 29 = nagyobb mészkőbetelepülések a 28. sz. összletben; 30 = félgkristályos mészkő (tournéi); 31 = feltolódás; 32 = vető

The geological profile of the Bükk-region (K. BALOGH, 1964). — 1 = sand, clay (Pliocene); 2 = pebble, andesite tuff and agglomerate (Sarmatian); 3 = clay, sand, sandstone, pebble, tuffite (Helvetian-Tortonian); 4 = sequence of rhyolite tuff with red clay in the bottom (Lower-Upper Miocene); 5 = pebble, red clay (Burdigalian); 6 = clay and clayey marl (Oligocene); 7 = lithothamnian and nummulitic limestone with terrigenous sediments in the bottom (Middle and Upper Eocene); 8 = conglomerate, sandstone (Senonian); 9 = limestone of Berva-type, 10 = "fennsíki" limestone, 11 = "rúpáshutai" limestone, 12 = cherty grey limestone, 13 = dolomite in the sequence No. 12. (9–13 = Upper Ladinian, Karnian); 14 = silica-schist and radiolarite, 15 = sequence of dark grey shales and sandstones (14–15 = Lower and Middle Ladinian); 16 = light grey limestone (Upper Anisian); 17 = porphyrite, diabase and their tuffs (Middle Anisian); 18 = sequence of grey dolomite (Lower Anisian); 19 = Lower Triassic in general; 20 = Triassic in general; 21 = Triassic sequence Rudabánya-type by Uppony; 22 = sequence of dark grey limestone (Upper Permian); 23 = variegated schist and sandstone (Lower and Middle Permian); 24 = sequence of dark grey schist and sandstone (Upper Carboniferous); 25 = lenses of limestone in the sequence No. 24; 26 = sequence of dark grey schist and sandstone (Visean); 27 = diabase in the sequence No. 26; 28 = sequence of limestone and schist (Tournaisian); 29 = greater limestone beddings in the sequence No. 28; 30 = semicrystallized limestone (Tournaisian); 31 = overthrust; 32 = fault plane



8. ábra. Földtani szelvények a Bükkből az Ór-hegytől a Harica-patakig és a Hosszú-völgytől a Szána-völgyig (BALOGH K. 1964). — 1 = agyag, homok, homokkő, kavics, tufit (helvétii—tortonai); 2 = fennsíkai mészkő, 3 = répáshutai mészkő, 4 = tűzköves mészkő, 5 = dolomitbetelepülések a 4. sz. rétegösszletben, 6 = savanyú és bázisos eruptívumok (2–6 = felsőladini—karni); 7 = kovapala és radiolarit, 8 = tűzköves mészkőbetelepülések a 9. sz. rétegösszletben, 9 = szürke agyagpala és homokkő (7–9 = alsó- és középsőladini); 10 = fehéresszürke mészkő, 11 = eruptívumok, 12 = szürke dolomit (10–12 = anizuszi emelet); 13 = alsótriász általában, 14 = szürke mészkő és agyagpala, 15 = lila agyagpala és homokkő, 16 = oolitos mészkőösszlet (13–16 = alsótriász); 17 = fekete mészkő (felsőperm); 18 = tarka pala és homokkő (alsó- és középsőperm); 19 = agyagpala és homokkő (felsőkarbon); 20 = mészkőlencsék a 19. sz. rétegösszletben; 21 = rátolódás; 22 = vető

Geological profiles in the Bükk between Ór-hegy and Harica-patak, and Hosszú-völgy and Szána-völgy, respectively (K. BALOGH, 1964). — 1 = clay, sand, sandstone, pebble, tuffite (Helvetian-Tortonian); 2 = "fennsíkai" limestone, 3 = "répáshutai" limestone, 4 = cherty limestone, 5 = dolomite interbeddings in the sequence No. 4, 6 = acid and basic eruptive rocks (2–6 = Upper Ladinian—Karnian); 7 = silica schist and radiolarite, 8 = cherty limestonebeds in the sequence No. 9, 9 = grey schist and sandstone (7–9 = Lower and Middle Ladinian); 10 = light grey limestone, 11 = eruptive rocks, 12 = grey dolomite (10–12 = Anisian); 13 = Lower Triassic in general, 14 = grey limestone and schist, 15 = violet schist and sandstone, 16 = sequence of oolitic limestone (13–16 = Lower Triassic); 17 = black limestone (Upper Permian); 18 = mottled schist and sandstone (Lower and Middle Permian); 19 = schist and sandstone (Upper Carboniferous); 20 = lenses of limestone in the sequence No. 19; 21 = overthrust; 22 = fault plane

ros, Mezőkövesd, Emőd, Sajóhídvég, Ny-on Bátor, Hevesaranyos, Bükkszék, Recsk, K-en Miskolc határában is elérték. Az Upponyi-hegység eltemetett alaphegységi folytatása Ny-on Csokvaományig, észak-északkelet felé Bánhorvátiig nyomozható (BALOGH K. 1964).

A kréta végi Bükk magasságeloszlása a maitól alapvetően különbözött. BALOGH K. (1964) földtani térképe és metszetei (7–8. ábra) egyértelműen mutatják, hogy a hegység legmagasabb része ekkor egybeesett az északi-bükk-i redőhát szerkezeti főtengegyével, amely ma a beláptátfalvai Piskó-hegytől a Látókőig, majd a Garadna völgyén át Hámor—Diósgyőr felé nyomozható. A Déli-Bükk D felé átbuktatott redőhatai ugyancsak a hegység magasabb részeit alkották. Ezekkel szemben a Nagy- és Kis-fennsík, valamint a Déli-Bükk redőteknői a hegység alacsony vidékei közé tartoztak. Bár a bükk-i redőhátak ma általában agyagpalából, a legszélesebb redőteknők mészkőből épülnek föl, BALOGH K. (1964) metszetei alapján valószínűnek látszik, hogy az idősebb agyagpala-hátakat korábban fiatalabb mészkőrétegek fődtek.

A felsőkréta—alsóeocén szerkezeti mozgások után a Bükk és az Upponyi-hegység ismét a szárazföldi lepusztulás színtere lett. Ez a fejlődési szakasz az alsóeocén, bükk-i hordalékanyagot tartalmazó hegységperemi tarkaagyagok tanúsága szerint az eocén lutéciai korszakában ért véget (BALOGH K. 1964) (Egerszalók: dolomit és mészkőkavicsok — CSIKY G. 1961; Síkkút 1. sz. fúrás: agyag- és kovapala-törmelék — BALOGH K. 1964; Bükk-bérci fúrás: ladiniai homokkő és agyagpala, szarukő, dolomitkavics — VITÁLIS GY.—HEGYI I.-NÉ 1967).

A mainál melegebb, csapadékosabb éghajlat által irányított lepusztulás-folyamatok a két hegységet — mint azt PINCZÉS Z. (1968) is megállapította — lapos, forró övezeti (trópusi) tönkké egyengették.

Az alsóeocén tönkösödés idején a Bükk esetleges felsőtriász—jura rétegei lehordódtak, s a hegységben jelentős karsztosodás mehetett végbe. E karsztosodás formakincse — mint azt LEÉL-ÖSSY S. (1954) is fölismerete — a hegység fiatalabb lepusztulási időszakaiban szinte teljesen eltűnt. Nyomait esetleg a mélybe szakadt, harmadidőszaki üledékekkel fedett alaphegység-részletekben lehet fölfedezni. CSIKY G. (1961) szerint a mezőkeresztesi oligocén kőolaj jelentős hányada üreges, karsztosodott triász mészkőben tárolódott.

Lehetséges, hogy az egész negyedidőszaknál hosszabb ideig tartó erős alsóeocén lehordódás a Bükk redőhatait föltételezett mészkőköpenyüktől megfosztotta, a boltozatok és redőteknők magasságkülönbségeit csökkentette, esetleg meg is szüntette. A Bükkre ma jellemző „szerkezeti-felszínalaki fordított-ság” kialakulása már az eocénban megkezdődhetett.

BALLA Z. (1967) ősföldrajzi térképei a felsőeocén bartoni korszakában a Bükk területén teljes tengeri elborítást jeleznek. Ennek nummuliteszes-lithothamniumos mészkőve, mész- és agyagmárgája a Déli-Bükk déli peremén Eger-től Kisgyőrig a felszínen mindenütt megtalálható, a Kis-fennsík csókási részén és ÉK-i peremén is előfordul. Kutatófúrások Demjén, Egerszalók, Noszvaj, Mezőkeresztes, Bükkszék, Recsk, Diósgyőr és Alacska határában ugyancsak elérték. Több mint valószínű, hogy a Bükk és az Upponyi-hegység alsóeocén forró övezeti tönkje a felsőeocén sekély tengere alatt eltemetett tönkké (kriptotönk; SZÉKELY A. 1972) lett.

BALLA Z.-nak (1967) SZENTES F. és SCHEFFER V. nyomán rajzolt ősföldrajzi térképe az alsóoligocénban a Bükk zömén szárazulattá válást jelez. BALOGH K. (1964) szerint az oligocénban lezajlott tengervisszahúzódnak nem járt föltétlenül a Bükk túlnyomó részének szárazfölddé emelkedésével.

Kétségtelen, hogy a lattorfi üledékekben megjelenő kvarckavicsos homokkő a tenger sekélyesedésére utal, de a homokkővek anyagában nincs „kétségkívül bükki eredetű kavics” (BALOGH K. 1964). Némileg BALLA Z. (1967) térképe mellett szól, hogy lattorfi üledékeket a felszínen mindössze Kisgyőr ÉNy-i határában lelhetünk. A bükkaljai mélyfúrások általában változó vastagságú lattorfi rétegeket harántoltak, ezek felső-eocén feküjének vastagsága sem egyforma. Mivel azonban a lattorfi rétegek vastagság-ingadozása meghaladja a bartoniakét, BALOGH K. (1964) a vastagságváltozásokat „utólagos szerkezeti elmozdulások következményének” tartja. SZTRÁKOS K. (1973) szerint a mezőkeresztesi fúrások által föltárt alsóoligocén kavicskő olyan szárazföldi lepusztulásra utal, amellyel Demjén környékén is számolni kell. A Demjénnél átfúrt agyag növény- és halmaradványai ugyancsak partközeli üledékképződést jeleznek (VÁNDORFI R. 1965). Tény, hogy a lattorfi emelet „tardi szintjének” agyagos üledékei szellőzetlen lagunákban halmozódtak föl; a Bükkalja (Demjén, Eger) kőolajának ez a rétegsor az „anyakőzete” (CSIKI G. 1961; VÁNDORFI R. 1965).

Mindezek alapján *nem állapítható meg egyértelműen, hogy az alsóoligocénban a Bükk eltemetett alsóeocén tönkje átmenetileg legalább részben kitakart (szemiezhumált) tönkké lett-e, vagy sem.*

A hegység középső- (rupéli) és felsőoligocén története hasonlóképpen tisztázatlan. BALLA Z. (1967) térképén a Bükk központi része felszigetként emelkedik ki a középsőoligocén tengerből, a felsőoligocénban a tenger a hegység ÉNy-i oldalára vonul vissza. Ennek némileg ellentmond, hogy a rupéli agyagok, agyagmárgák, homokkővek különböző vastagságú és változó kőolaj-, valamint mangántartalmú rétegei Demjéntől Kisgyőrig a felszínen vagy fiatalabb üledékek alatt mindenütt megtalálhatók. Ugyanezek az üledékek a hegység É-i oldalán a felszínen csak Varbó környékén fordulnak elő, de Miskolc, Diósgyőr, Sajóbábony, Radostyán, Bánfalva, Bükkszék és Uppony környékén mélyfúrásokból ismertek (BALOGH K. 1964). Ezért BALOGH K. (1964) — BALLA Z. (1972) ábrázolásától eltérően — TELEGDY-ROTH K. föltevését valószínűsíti, amely szerint a felsőoligocén tenger az egész Bükk-vidéket elborította.

A fiatalabb, felsőoligocén (egri = katti) üledékek (homokos agyagmárga) a Bükkalja felszínén kisebb területre szorítkoznak (Demjén, Ostoros, Eger, Noszvaj, Kács környéke); Bogáctól K-re mélyfúrások sem érték el. A Bükk É-i oldalán Diósgyőr, Radostyán és Sajóbábony határában csak fúrások tárták föl; ÉNy-on, a Darnó-vonal szomszédságában viszont a felszínen is gyakoriak (Csernely, Ózd, Királd vidéke).

A korszak legvitathatóbb üledéksorát a noszvaji Nagyimány (Árpád-hegy) tartalmazza. A kavicspadokkal és tufitos közbetelepülésekkel váltakozó agyagmárgát az itt lelhető gazdag puhatestű-maradványok alapján BALDI T. (1966) a középső- és felsőoligocén határára (rupéli = egri emelet) helyezi. Az általunk (HEVESI A. — MOLNÁR K. — PAPP S. 1976) ugyanitt gyűjtött pörgekarú-kövéteket DETRE Cs. (1977) *Cancellothyris egerensis*-nek, korát felsőoligocénnak határozta meg. Mindez azért fontos, mert a rétegsor limonitos kérgű kavicspadjai ugyanolyan fejlődésének látszanak, mint a Noszvaj Ny-i határában található — BALOGH K. (1964) földtani térképén alsómiocénnek (burdigáliai = eggenburgi) jelzett — avas-hegyi és kavicsos-tetői kavicsrétegek. Így fölvetődik ezek esetleges felsőoligocénbe tartozása. BALDI T. (1966) szerint a „törmeléken noszvaji oligocén rétegsor bizonyossága szerint az anyagszállítás ezen a területen, K, ÉK felől történhetett”, ezzel szemben BALOGH K. (1964) SZEPESHÁZY K.-ra hivatkozva D felől történt üledékszállítást említ. Megjegyzi továbbá, hogy sem a felsőoligocén, sem a Noszvaj környéki alsómiocén (burdigáliai) üledékek nem tartalmaznak bükki kőzetanyagot. Erre alapozva PINCZÉS Z. (1968) déli, kristályos alaphegység felől történt anyagszállítást föltételez. Ugyanakkor WEIN Gy. (1972) térképén a „Buzsák—Bükkaljai paleogén szerkezeti öv” (amelynek fölépítésében az említett bükki, óharmadidőszaki üledékek is részt vesznek) D-i szomszédságában az alföldi „felsőkréta—paleogén flis vályú” húzódik; GÁCZY B. — STEGENA L. — HORVÁTH F. (1975) térképe pedig a balaton—tokaji mélytörés ÉNy-i oldalán az eocénál fiatalabb üledékgyűjtőt nem föltételez. Így nem valószínű, hogy az oligocén végén, miocén elején a Bükk felé D-ről hordalék szállítódott.

A stájer—szávai (felsőoligocén) hegységképző mozgások a Bükk oligocén képződményeit enyhén meggyűrték (CSIKY G. 1961). A felsőoligocén üledékek a tenger visszahúzódásáról tanúskodnak (BÁLDI T. 1971). A gyűrődés után szárazföldi lepusztulás következett (CSIKY G. 1961). A noszvaji Nagymány kavicspadjain kívül ezt igazolják a Demjén É 2. fúrás tarkaagyagjai is (SZTRÁKOS K. 1973).

A felsőoligocén tenger sekélyesedése és visszahúzódása átvezet az *alsó-miocénba*, amikor a Bükk és vidéke teljes egészében szárazulattá vált (BALOGH K. 1964).

Az alsómiocén emelkedést BALOGH K. (1964) olyan kéreggyensúlyi (izosztatikus) folyamatként értelmezi, amely az egész hegységtömeg Darnó-vonal felé történt áttolódásának eredménye. PANTÓ G. (1956) szerint a Darnó-vonal alsómiocén szerkezeti átrendeződése a stájer hegységképző mozgások eredménye. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1974) megemlíti, hogy a Darnó-vonal mentén föltételezett alátolódás síkja a felsőkrétától az alsómiocénig ÉNy-felé dőlt. Nem írja ugyan, hogy a dőlési sík iránya az alsómiocénban megváltozott, de az a tény, hogy a Darnó-vonal töréssíkja jelenleg DK felé dől — csupán elméleti megfontolásból — azt a föltevést eredményezi, hogy az addig alátolódó „Tiszia-” és a fölétolódó „Tátra-lemez” helyzete az alsómiocénban ismét megcserélődött, ami — a lemezdarabok vízszintes mozgását figyelembe véve — elképzelhető. Így a fölétolódó „Tiszia-lemez” pereme és a rajta elhelyezkedő Bükk-vidék megemelkedhetett.

Mindenképpen tény, hogy az emelkedéssel járó szerkezeti mozgások az alaphegység szélein, a mai Bükkalja, Bükk-hát és Upponyi-Hegyhát területén töréseket hoztak létre. A demjén—bogácsi és a mezőkövesd—mezőnyárádi vető mentén mélyebbre zökkent az egerszalók—noszvaji, ill. a maklár—vattai árok (CSIKY G. 1961). A Bükk-hát és az Upponyi-hegység Darnó-vonallal párhuzamos törésvonalainak jelentős része ekkor keletkezhetett. E törések részben korábbi vetők följúlásával jöttek létre, de a Bükk fő tömegét nem érintették (BALOGH K. 1964). Szerkezeti módosulás (tektonikus deformáció) tehát a Bükk felsőeocénban eltemetett alsóeocén tönkjének csupán peremvidékeit érte.

Az alsómiocénban a tenger visszahúzódásával párhuzamosan a Bükk és az Upponyi-hegység felsőeocénban eltemetett (a lattorfi korszakban esetleg részben kitakart) alsóeocén tönkfelszínén erős szárazföldi lepusztulás indult meg. Ennek következtében óharmadidőszaki (paleogén) burka „a Darnó-hegyet és az Upponyi-hegység nyugati peremét összekötő vonaltól” Bánhorvátiig lepusztult (BALOGH K. 1964). Teljes lehordódásról tanúskodik az egerszalóti, a sajhóhidvégi (CSIKY G. 1961), valamint a miskolc-egyetemvárosi és a selyemréti mélyfúrás, ahol a miocén rétegek fekéje a triász alaphegység (BALOGH K. 1964). Tetemes lehordódást bizonyítanak a Bükkalja hiányos oligocén rétegsorai is (Mezőkövesd, Mezőkeresztes, Emőd). A burdigáliai (eggenburgi) korszak újra terjeszkedő tengerének üledékei és oligocén feküjük között a Bükk Ny-i előterében lepusztulási réteghiány mutatkozik (BALOGH K. 1964).

A burdigáliai tengerelöntés pontos határait nem ismerjük. Kavicsos üledéke a felszínen csak Noszvaj, Kisgyőr, Bánhorváti szomszédságában, valamint a Darnó-vonal mentén fordul elő nagyobb területen. A bánhorváti kavicsok az Upponyi-hegységből származnak (BALOGH K. 1964), ami arra utal, hogy a tenger nem borította el az egész Upponyi-hegységet. A demjéni mélyfúrások kavicsa és tarkaagyagja ugyancsak szárazföldi lepusztulásra vall, a szomolyai kutatófúrás vastag burdigáliai (CSIKY G. 1961) kavicsréteget harántolt.

A nyugati előtér Bükkből, Bánhorváti Upponyi-hegységből szállított burdigáliai kavicsainak (BALOGH K. 1964) bizonyossága szerint a hegység szárazföldi lepusztulása még a tengerelőrenyomulás alatt sem szűnt meg mindenütt.

Emellett szólnak a noszvaji Herceg-dűlőben általunk talált bükki eredetű mészkő- és tűzkőkavicsok is (HEVESI A. — MOLNÁR K. — PAPP S. 1976).

A burdigáliai korszak második feléből származó „alsó tarka agyag” (Demjén—Andornaktálya között) újabb tengervisszahúzódásról tanúskodik, így az ekkor megindult tűzhányóműködés hamujából fölhalmozódott alsó riolittufa általában szárazföldi térszínekre települt (CSIKY G. 1961; BALOGH K. 1964), ahonnan túlnyomó része már képződését követően nyomtalanul lepusztult vagy áthalmazódott (BALOGH K. 1964). Jelentős területeket csupán a Tárkányi-medencében, Varbó D-i határában, valamint Borsodnádásd és Csernely között foglal el.

Az a tény, hogy a burdigáliait (eggenburgi) követő helvét (ottnangi-kárpáti) korszak tengerének hullámverési kavicsa a Kis-fennsík ÉK-i peremén (Galya-forrás, Nagy-Mész-tető környéke) közvetlenül triász mészkőre rétegződött, azt bizonyítja, hogy *a Bükk alsóeocén tönkjének kitakarása, sőt további egyengetődése néhány helyen az egész burdigáliai korszakban megszakítás nélkül folytatható.* BALLA Z. (1967) ösföldrajzi térképe hasonló állapotot föltételez.

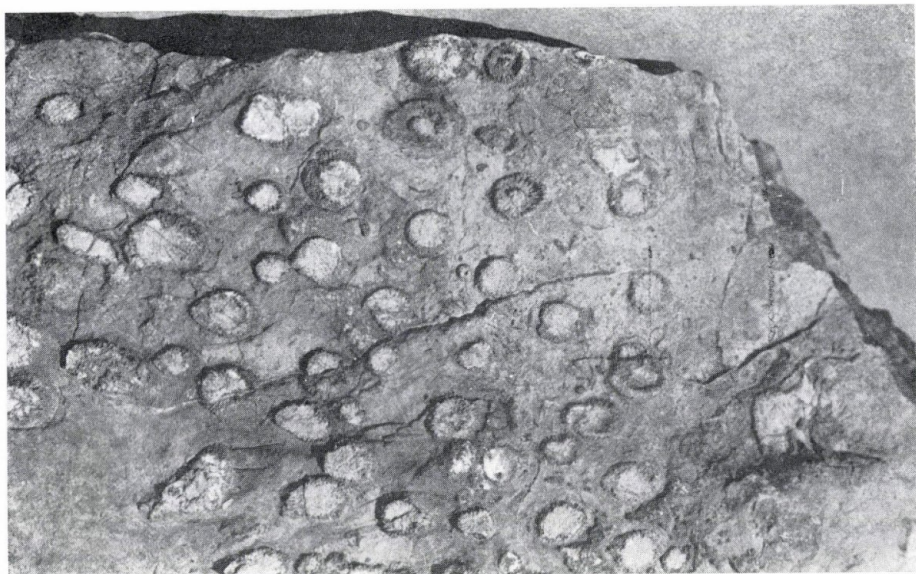
Mindezek ellentmondanak PINCZÉS Z. (1968) föltevésének, amely szerint a Bükk az újharmadidőszak elején környezetének üledékgyűjtője volt. A burdigáliai kavicsrétegek PINCZÉS Z. (1956) által jelzett DK—ÉNy-i irányú finomodása a noszvaji Ávas-hegy és Kavicsos-tető terjedelmes bányaföltárásában nem figyelhető meg. A kavicsok nagysága és elrendeződése hullámveréses (abráziós) fölhalmozódásra, tehát viszonylag közeli partvonalra utal. A kérdés megnyugtató tisztázásához a noszvaji és a kiscyóri burdigáliai (?) kavicsok további alapos vizsgálata szükséges.

Addig is tény azonban, hogy a Bükk és az Upponyi-hegység jelentős részéről az oligocén végi—miocén eleji lepusztulás az óharmadidőszaki fedőrétegeket közel teljesen letarolta, az eltemetett alsóeocén tönk fedett, később félig, majd közel egészen kitakart (szemiexhumált, exhumált) tönkké fiatalodott, sőt az alsóeocénból átöröklött felszíne helyenként tovább egyengetődött (epigenetikusán továbbtönkösödött trópusi tönk; SZÉKELY A. 1972).

A burdigáliai korszak bükkaljai riolittufa-fölhalmozódása folyamatosan átvezet a *helvét* (ottnangi-kárpáti) korszakba, amelynek egyre hevesebb tűzhányóműködéséről riolit-lávaárak tanúskodnak. A Cserépváraljától ÉK-re húzódó Felső-szoros hatalmas riolitoszlopai helyi kitörésközpontokra engednek következtetni (4. kép). A tűzhányótevékenységgel párhuzamosan az ÉK felől előrenyomuló helvét tenger fokozatosan elborította az Upponyi-hegységet, a Bükk-hátat, az Északi-Bükköt, majd a Kis-fennsíkot. Ny-on, a Darnó-vonal mentén, a Mátra-vidéki elöntésekhez csatlakozott.

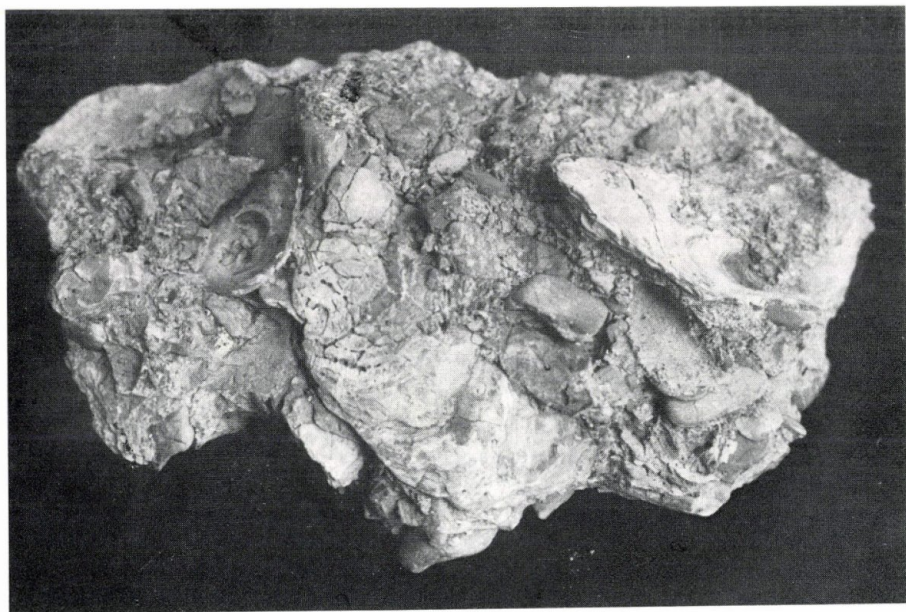
BALLA Z. (1967) ösföldrajzi térképe szerint a helvét tenger legnagyobb kiterjedésekor minden oldalról körülzárta a Bükk központi részét, amely lapos szigetként emelkedett környezete fölé. RADÓCZ Gy. (1966) a Bükk-vidéki helvét képződmények térképén az Északi-Bükk, a Nagy-fennsík, a Déli-Bükk és a Bükkalja jelentős részét a helvét tenger föltételezett szárazföldi peremvidékeként ábrázolja.

A Kis-fennsík helvét tengerelöntését a JÁMBOR Á. (1956) által talált kavicsotakaró-foszlányok (Kaszás, Csókás, Kőlyuk-oldal, Nagymész-tető, Válintkereszt) egyértelműen igazolják. JÁMBOR Á. a lelőhelyek magasságkülönbségei alapján a Kis-fennsíkon három hullámverési színlőt (abráziós lépcsőt) föltételez. A Kis-fennsík helvét hullámveréses átformálódását a Galya-forrás környéki fúrókagylós, ostreás rétegek világosan mutatják (2. kép); határozott lépcsőnek azonban csak a Nagymész-tető—Andó-bikk—Galya-oldal-perem látszik, ahol



1. kép. Perm időszaki — esetleg a Tethys Északkelet-Afrika közeli aljzatából származó — korall-kövületes mészkő a Tarótfő DK-i szomszédságából. Fotó: HEVESI A.

Permian coral limestone from the southeast vicinity of Tarótfő (presumaly derives from the basement of the Tethys near to northeast Africa). Photo: A. HEVESI



2. kép. Helvétai *Ostrea*-héjakkal összecementálódott bükki eredetű mészkőkavicsok a Galya-forrás környékéről. Fotó: HEVESI A.

Limestone pebbles from the Bükk cemented by Helvetian *Ostrea*-shells from the vicinity of Galya-spring. Photo: A. HEVESI



3. kép. D felé buktatott, egymáson föltolódott, vékony lemezű mészkőrétegek a Garadna-völgy bal oldala fölött, a Kovács-kő D-i falán. Az alátámasztásukat szolgáló agyagpala-rétegek már lepusztultak. Fotó: HEVESTI A.

Southward dipping, thin lamelled limestone layers above the left side of Garadna-valley, on the south wall of Kovács-kő. The supporting shale layers are already worn away. Photo: A. HEVESTI



4. kép. Oszloposan megmerevedett helvétiai riolitláva-tömb a cserépváraljai Felső-szorosban. Fotó: BROCKÓ T.

Vitrified columns of Helvetian rhyolite lava in the Felső-szoros (gorge) near Cserépváralja. Photo: T. BROCKÓ



5. kép. A Pénz-patak „mélybe-fejeződése” a Déli-Bükkben (Pénz-pataki-víznyelő).
Fotó: BROCKÓ T.

The “bathycapture” of Pénz-patak (creek) in the South Bükk (Pénzpatak sinkhole)
Photo: T. BROCKÓ



6. kép. A jégkori riolitikótengerbe vágódó cserépváraljai Felső-szoros. Fotó:
BROCKÓ T.

The Felső-szoros near Cserépváralja cut down into a field of glacial rhyolite blocks.
Photo: T. BROCKÓ



7. kép. Eltömődött és erősen föltöltődött víznyelő-többsorból oldásos uvalává alakult hármás ikertöbör a Nagy-mezőn. Fotó: BROCKÓ T.
Triplet of sinkholes forming a solution valley from row of filled up sinkholes in the Nagy-mező. Photo: T. BROCKÓ



8. kép. A Kőpüs-kő karsztosan átfarmált lepusztuláslépcsője a Kis-fennsík D-i peremén. Tetején kúrtóközi torony. Fotó: BROCKÓ T.

Karstic reworked denudation steps of the Kőpüs-kő in the southern edge of the Kis-fennsík. Intervent-tower at the top. Photo: T. BROCKÓ



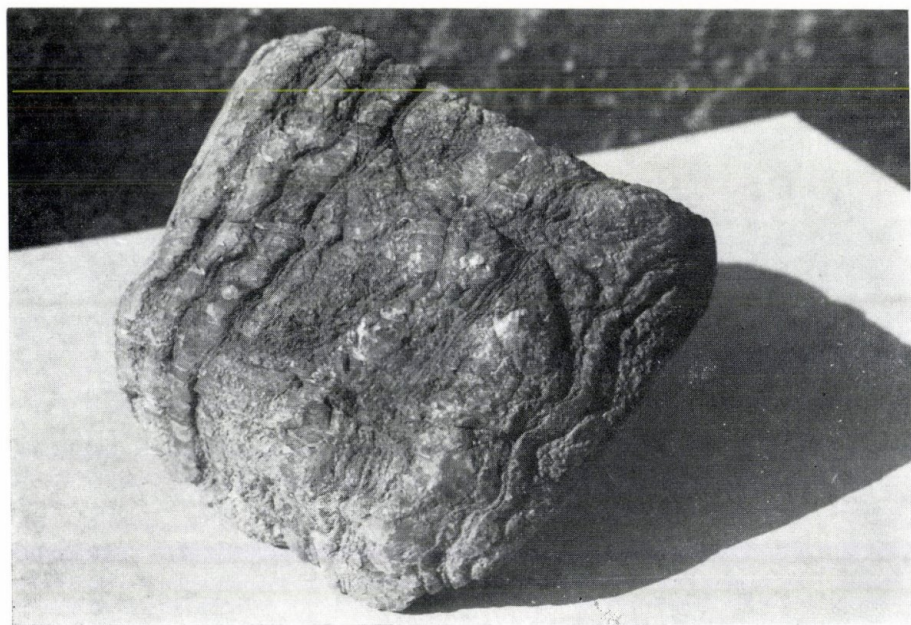
9. kép. Tetőhelyzetbe került, lepusztult táplálótérletű víznyelő-maradvány — zomboly — a felsőtárkányi Vár-hegy tetején. Fotó: HEVESI A.

Sinkhole remnant without catchment area, in top position on the crest of the Felső-tárkány Vár-hegy. Photo: A. HEVESI



10. kép. A Puskaporosi-kőfülke hatalmas örvényüstje és a Herman Ottó-barlang bejárata a Szinva hámosi szorosának jobb oldalán. Fotó: HEVESI A.

Enormuos pothole of the Puskaporosi-kőfülke (niche) and the entrance of the Herman Ottó-barlang (cave) in the right side of the Szinva-gorge at Hámor. Photo: A. HEVESI

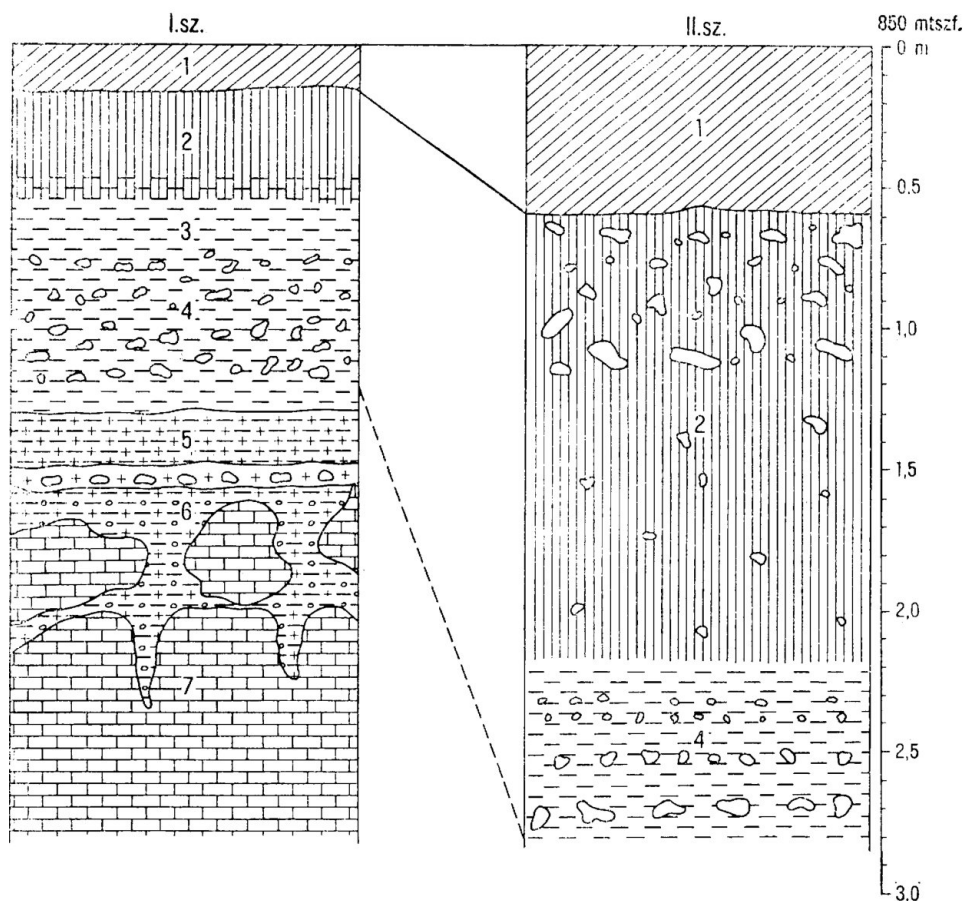


11. kép. Cseppkőkavics a Tamás-kő DNY-i lejtőjéről. Fotó: HEVESI A.

Dripstone pebble from the south-western slope of Tamás-kő. Photo: A. HEVESI

a triász mészkő és a helvétai kavics—agyag—homok összlet határát később a megkülönböztető lepusztulás (szelektív denudáció) tovább hangsúlyozta.

Visszatérve a helvétai tenger bükki kiterjedéséhez, JÁMBOR Á. (1958) és BALOGH K. (1964) adatai a BALLA Z. (1967) és RADÓCZ GY. (1966) térképein föltételezett határoknál nagyobb előntést bizonyítanak. JÁMBOR Á. (1958) a Nagy-fennsíkon, a Veressár-bérc ÉK-i oldalán, a szilvászvárad—lillafüredi műút melletti eltömődött töbrök alján homokos, csillámos riolittufitos törmelékben hal-, kagyló- és tengerisün-vázmaradványok társaságában fúrókagylónyomos mészkőkavicsokat lelt. BALOGH K. (1964) a csipkés-kúti műútbevágás karsztos repedéseiből foraminiferás, csigatöredékes riolittufitot gyűjtött. SCHRÉTER Z. a bogácsi riolittufákban talált tengeri állatmaradványokat (in: BALOGH K.



9. ábra. Kutatógödör-szelvények a Nagy-fennsík Huta-bérc és Fekete-sár környéki töbreiből (JÁMBOR Á. 1958). — 1 = barnásszürke erdei talaj (holocén); 2 = „sárga lösz” (würm); 3 = vörösayag (würm); 4 = középsőtriász mészkő törmeléke (riss-wurm); 5 = riolittufás agyag (miocén); 6 = kavicsos, riolittufás agyag (miocén); 7 = fehér mészkő (középsőtriász)

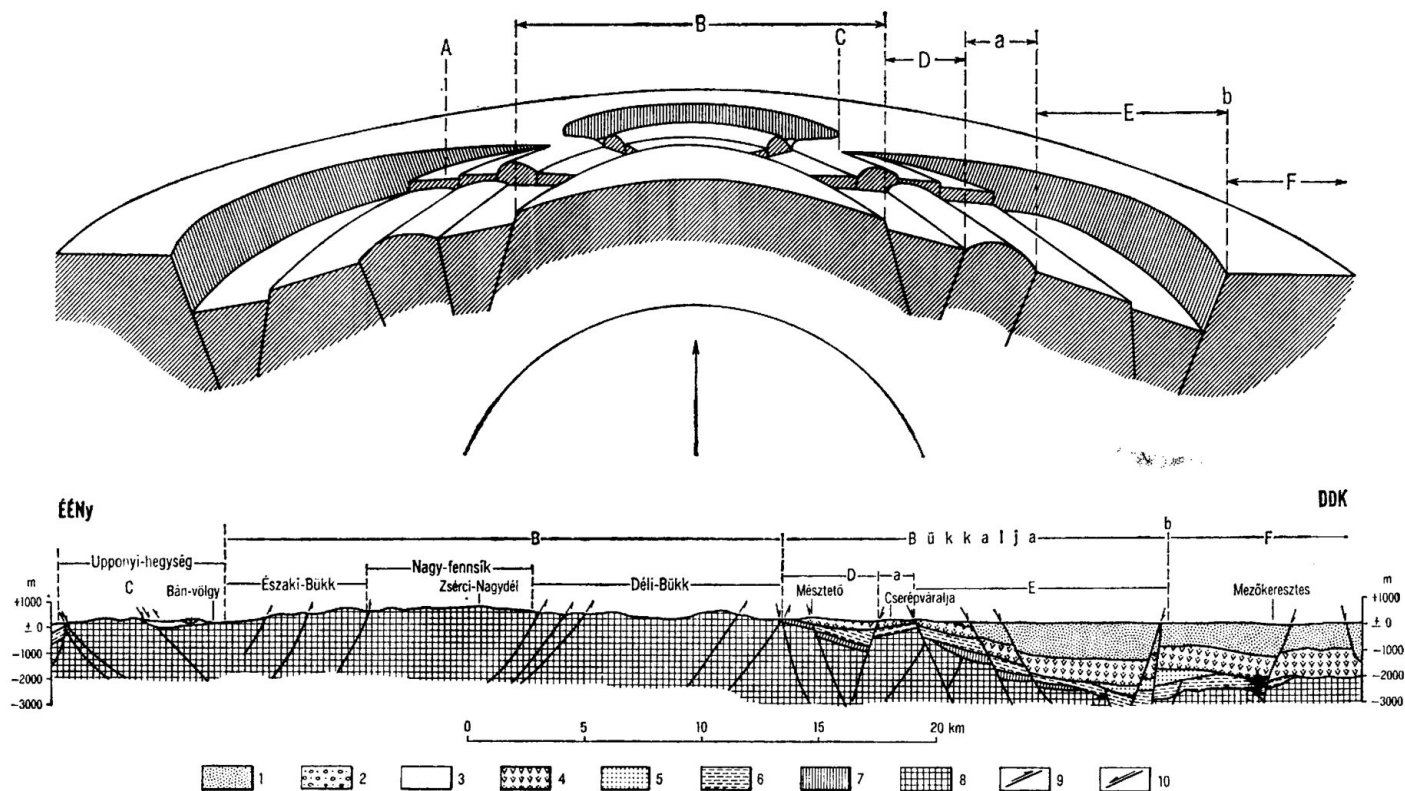
Profiles of test holes in the dolines of Nagy-fennsík, Huta-bérc and Fekete-sár (Á. JÁMBOR, 1958). — 1 = gray-brown forest soil (Holocene); 2 = “yellow loess” (Würm); 3 = red clay (Würm); 4 = debris of Middle Triassic limestone (Riss-Würm); 5 = clay with rhyolite tuff (Miocene); 6 = clay with pebble and rhyolite tuff (Miocene); 7 = white limestone (Middle Triassic)

1964). Mindezek alapján úgy látszik, hogy a *helvét tenger hosszabb-rövidebb ideig az egész Bükköt elborította*. Az említett tufitos anyagok, továbbá a nagy-fennsíki Mélysár-bérc É-i végén JÁMBOR Á. (1958) által fölsótt többör törmelékének riolittufa-ásványai (9. ábra), valamint a Déli-Bükk belsejében, a Nagyökrös oldalában megmaradt riolittufa-foszlányok (BALOGH K. 1964) egyúttal azt is bizonyítják, hogy a *miocén tűzhányóműködés hamuszórása* nemcsak a Bükkalját, hanem az *egész Bükköt érintette*. Erre engednek következtetni a hegység É-i oldalán előforduló riolittufa-foltok (Lénárdardóc, Bükkmogyorósd, Mikófalva, Egercsehi, Alacska, Sajóbábony) és a helvét barnaköszén-rétegek riolittufabetelepülései (BALOGH K.) is. A hegység pannon-jégkori vörösagyagjainak ásványai részben mállott, áthalmazott riolittufákból származnak (JÁMBOR Á. 1958, 1959; BALOGH K. 1964).

A föntiek alapján megállapítható, hogy a *helvét korszak* ösföldrajzi viszonyai között a Bükk és az Upponyi-hegység alsómiocénban kitakart, helyenként tovább egyengetődött alsóeocén tönkfelszíne *újra eltemetődött*. É-i felét elsősorban a változó mélységű és kiterjedésű helvét tenger üledékei (agyag, homok, kavics, homokkő, márgás aleurit), D-i részét főleg sekély tengerben főlalmazódott riolittufák fődtek be. Az alsómiocénban megifjodott tönkfelszín esetleges egyenlenségeit a Bükk döntő részén a helvét üledékek és riolittufák valószínűleg erősen csökkentették. Ugyanakkor a Bükk-hát és az Upponyi-hegység vidékén az oligocén—miocén „határán” megkezdődött szerkezeti mozgások tovább folytatódtak; a Darnó-vonallal párhuzamos pásztás föltagolódás a helvét üledékek és barnaszételepek elterjedésében is nyomon követhető (JUHÁSZ Á. 1966). A széntelepek vastagsága és elrendeződése egyúttal a visszahúzó helvét tenger partvonalát követő sekély lápok, peremi láperdők K—DK-re vonulását is szemléletesen mutatja (JUHÁSZ Á. 1965, 1970).

A *torton (bádeni) korszakban* a tenger lassú visszahúzóda és a bükkaljai tűzhányóműködés tovább folytatódott, a helvét riolitvonulattól D-re újabb riolit- és dácitlávaarak képződtek. Az ún. középső riolittufa a Bükkalján szinte elválaszthatatlanul települ az alsó riolittufára; a Bükk-háton szórványosan fordul elő. A helvét—torton (ottnangi-kárpáti-bádeni) tűzhányótevékenységgel kapcsolatban BALLA Z. (1967) megjegyzi, hogy „a középsőmiocénban a Darnó-vonal és a Miskolci-törés közé zárt Bükki-pásztá kivált a többi közül, amit az andezit láva csaknem teljes hiánya igazol”. A torton tenger üledékeinek (fehér agyag, kevés lajtamészakó) mai elterjedéséből (Bükkszék környéke, Upponyi-Hegyhát) egykori partvonalának elhelyezkedésére nehezen következtethetünk. Bizonyos azonban, hogy visszavonulásával párhuzamosan indult meg a Bükk és az Upponyi-hegység alsóeocén — az alsómiocénban kitakart, helyenként tovább egyengetett — tönkfelszínét takaró *helvét (ottnangi-bádeni) összletek napjainkig folyamatos lepusztulása*.

Szerkezete alapján a Bükk torton—szarmate óta tartó emelkedését MOLDAVY L. (1969) diapirszerű (kriptovulkáni) fölboltozódásnak tekinti. Ennek általános tömbszelvényébe (10. ábra) a hegység szerkezeti egységei — a Darnó-vonal kivételével — jól beilleszthetők (11. ábra). Meg kell azonban jegyezni, hogy STEGENA L.—HORVÁTH F.—GÉCZY B. (1975) a Kárpát- (Pannon-) medence süllyedését szintén diapir-jelenséggel, „aktív köpeny-diapir” által okozott alsókéreg-vékonyodással (szubkrusztális erózió) magyarázza. A folyamat kialakulását a medence föltételezett alátolódási öveiben lezajlott üledékolvadással indokolják. HORVÁTH F. (1977) szóbeli közlése szerint az olvadék, föláramlásának kezdetekor — tehát a kéregvékonyító olvasztás előtt — megemelheti a fölötte fekvő területeket. Kérdés, hogy az Alföld diapir okozta süllyedése és a Bükk diapir okozta emelkedése egy időben végbemehetett-e. MOLDAVY L. (1969) a fölboltozást előidéző folyamat keletkezését valójában nem indokolja, csak hasonló szerkezetű terü-



10. ábra. Az újharmadkori hegységfölboltozódás szerkezetalakulásának általános tömbszelvénye és a Bükk hegység vidékének szerkezete MOLDVAY L. (1969) szerint. — A = sugárirányú árok; B = a hegység központi tömege; C = híd; D = hegylábi süllyedék; E = előmélyedés; F = a külső („diapir-közi”) tér felszíne; a = szegélydomborulat; b = a külső tér pereme. 1 = pliocén agyag, homok; 2 = szarmata kavics, andezittufa, andezitsalakkó; 3 = helvétli-tortonai agyag, homok, homokkő, tuffit; 4 = miocén riolittufa-összet; 5 = burdigáli agyag, kavics; 6 = oligocén agyag, agyagmárga; 7 = eocén mészkő, mészmárga; 8 = karbon, perm, triász, kréta kőzetek általában; 9 = fölto-
lódás; 10 = vető

General block-profile of the Late Tertiary doming and the structure of Bükk Mts (after L. MOLDVAY, 1969). — A = radial graben; B = the main bulk of the mountain; C = bridge; D = pedimental lowland; E = deep foreland; F = surface of the external (“interdiapiric”) area. a = marginal elevation; b = edge of the external area. 1 = Pliocene clay, sand; 2 = Sarmatian pebble, andesite tuff, andesite pumice; 3 = Helvetian-Tortonian clay, sand, sandstone, tuffite; 4 = sequence of Miocene rhyolite tuffs; 5 = Burdigalian clay, pebble; 6 = Oligocene clay, clayey marl; 7 = Eocene limestone, limemarl; 8 = Carboniferous, Permian, Triassic, Cretaceous rocks in general; 9 = overthrust; 10 = fault plane



11. ábra. A Bükk hegység vidékének szerkezete (MOLDVAY L. 1969). — 1 = a külső tér felszíne; 2 = tszf-i magasság; 3 = völgytalpszinthez viszonyított magasság; 4 = a miocén fekvő magassága a tengerszinthez viszonyítva; 5 = az alaphegységi kőzetek felszíne a tengerszinthez viszonyítva; 6 = a relatív gravitációs anomália a tengerszinthez viszonyítva; 7 = a külső („diapir-közi”) tér felszínének pereme; 8 = újharmadkori árkok az előmelyedésben; 9 = szegély-domborulat; 10 = „híd” jellegű, viszonylag kiemelt felszín; 11 = hegylábi süllyedék; 12 = a hegység (diapir-szerű) központi tömege; 13 = vetődés; 14 = sasbérc; 15 = a 8. ábra szelvénye

Structure of the Bükk-region (L. MOLDVAY, 1969). — 1 = the surface of the external area; 2 = altitude a.s.l.; 3 = altitude related to the valley-line; 4 = the position of the Miocene substratum a.s.l.; 5 = horizons of the rocks of the substratum a.s.l.; 6 = relative gravitational anomaly as compared to the sea level; 7 = edge of the external (“interdiapiric”) surface; 8 = Late Tertiary grabens in the foreground; 9 = marginal elevation; 10 = “bridge”-typed relatively elevated area; 11 = pedimental lowland; 12 = the main (diapir-like) bulk of the mountain; 13 = fault; 14 = horst; 15 = profile of Fig. 8

letek fölboltozódására hivatkozik. Tény azonban, hogy a hegység jelenlegi szerkezete és magasságviszonyai — különösen, ha föltételezzük, hogy az emelő erő támadáspontja nem a hegység mértani középpontja, hanem a Nagy-fennsík legmagasabb része — az általa vázolt folyamattal hozhatók leginkább összhangba.

A szarmata korszakban a két hegység „újjaszületésének” már határozott jelei mutatkoznak. Az Alföld lassú süllyedésével párhuzamosan az egész Északi-középhegység lassan emelkedni kezd. Ezért a Borsodi-medencébe ömlő Ós-Sajó torkolatának kavicsai a Bükk belsejébe már nem jutnak el (BALOGH K. 1964). Másodszor eltemetett tönkjének központi része mint *fedett tönkfelszín* már valamivel környezete fölé magasodik. A tortonból örökölt tenger csak a Bükk Ny-i, DNy-i és D-i oldalát önti el; kavicsos, homokos, riolittufás, agyagos üledékeinek egy része valószínűleg a vékonyodó helvétai (ottnangi-kárpáti) takaró szárazföldi lehordódásából származik. E lepusztulástermékeket már a két hegység születő vízrendszerének patakjai szállítják a sekélyesedő öblökbe, amelyeknek föltöltésében az ekkor képződő felső riolittufa is részt vesz. A mezőkeresztes mélyfúrásokban észlelhető szarmata—alsópannon réteghiány a Bükkalja rövid ideig tartó szárazulatává válására utal (VÁNDORFI R. 1965). A Bükk és az Upponyi-hegység É-i—ÉK-i előterében — mintegy a vidék tűzhányótevékenységének záró mozzanataként — jelentékeny tömegű piroxénandezittufa és salakkó (piroklastikum) halmozódik föl.

A *pliocénban* a Bükk-vidék emelkedése, és környezete — elsősorban az Alföld — süllyedése egyre erősebb lett. A pannon tenger (belső) legnagyobb kiterjedésekor csupán a Bükk-vidék szegélyét öntötte el. Az attikai és a rodáni hegységképző mozgások szintén csak a peremvidégeket érintették. Kialakult a tard—bükkaranyosi boltozat (CSIKY G. 1961); a Bükkalja törvegyűrt szerkezete — MOLDVAY L. (1969) „hegylábi süllyedéke”, „szegélydomborulata” és „elölmélyedése” — még határozottabbá vált. Ennek megfelelően a „külső tér peremét” (MOLDVAY L. 1969) D-ről övező pliocén üledéksávon belül a szomolya—bogácsi süllyedékben és a Tárkányi-medence DNy-i folytatását alkotó Eggerszólát—Eggerszólát közötti öblözetben is megtalálhatók a pannon tenger homokos-agyagos rétegei. A Bükk és az Upponyi-hegység É—ÉNy-i előterének mélyebb részein (Pereces, Nagybarca, Sajómerce, valamint a Tardona- és a Harica-patak völgyének környéke) a felsőpannon beltenger által „visszaszorított” Ós-Sajó deltájának kavicslerakódásai maradtak meg.

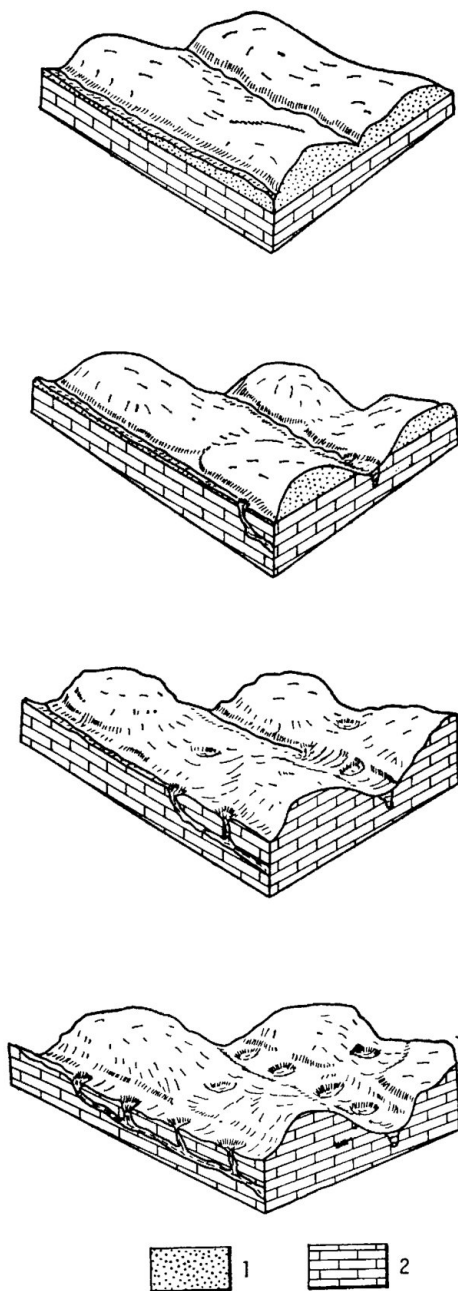
A Bükk és az Upponyi-hegység felszínének zömét a *pliocénban* már szárazföldi lepusztulási folyamatok formálták. A meleg-mérsékelt (szubtrópusi) — földközi-tengeri vonásokat mutató — éghajlati viszonyok között az elegyengetés leghatékonyabb irányítói a mállás, az aprózódás és a záporpatakok lehettek, mellettük a felsőpliocénban valószínűleg már a vidék legnagyobb vízfolyásainak (Eger-patak, Laskó-, Hór-, Szinva-, Garadna-, Bán-patak, Csernely) ősei is megjelentek. A két hegység önálló vízrendszere a miocén kavics- és riolittufatakarókat tovább vékonyította, áttelepítette (PINCZÉS Z. 1968). Az áthalmazás, aprózódás, mállás hatására megkezdődött a riolittufák vörösbarna agyaggá alakulása (BALOGH K. 1964).

PINCZÉS Z. (1968) szerint a két hegység tönkje még a felsőpliocénban is teljes egészében eltemetett vagy fedett felszín volt. Az általunk (GÁBRIS Gy., HEVESI A. 1976) a noszvaji Szepessy de La Motte kastély és a Láz-tető közötti nyeregben talált pliocén záporpatak-medermaradványok azonban a mögöttes területek (Bikk-hérc, Cseres-tető) felsőeocén mészkövét és ostrea-héjdarabjait tartalmazzák. HAJDÚNÉ MOLNÁR K. (1968) a Bükkalját borító pannon belten-

ger turzásokkal elrekesztett sekély, lignitképző öbleinek üledékeiből olyan törmelékes elegyrészeket mutatott ki, amelyek átalakult és üledékes kőzetekből fölepült lepusztulástérszint jeleznek. Mindezek alapján úgy látszik, hogy a Bükk

miocén takarórétegei helyenként már a felsőpliocénban lehordódtak, és a leg-erősebben emelkedő területek *félíg kitaraktönkfelszínre* csupaszodtak. Ez egy-úttal azt jelenti, hogy a *Bükk fedett karsztjának nyílt vegyeskarszttá* (= allo-
gén, B típusú karszt; JAKUCS L. 1971) alakulása a *felsőpliocénban megindulhatott*. (A teljesség kedvéért meg kell említeni, hogy LEÉL-ÖSSY S. [1954] a Peskő-barlangot és a Kiskőhátí-zsomboly Óriás-termét — indokolás nélkül — pliocén végi karsztformának tartja. Ezek azonban — mint később látni fogjuk — valószínűleg lényegesen fiatalab-
bak.)

A Bükk lassan emelkedő, félíg kitaraktönkjéhez csatlakozó peremvi-
dék szerkezetileg módosult, eltemetett vagy fedett tönkmaradványait a hegy-
ségből lefutó záporpatakok fokozatosan *hegylábfelszínre* egyengették. A hegy-
lábfelszín a pannon beltenger vissza-
húzódásával párhuzamosan szélesedett, és bár helyenként törések szakították meg, képződése a jégkor elejéig folya-
matos volt. Ennek következtében a Bükkalja D-i, pliocén üledékei a miocén
riolittufa-takarókkal és az óharmadidő-
szaki üledékekkel egy szintre nyesőd-
tek.



12. ábra. Fedett karsztból átöröklődő vízfolyás völgyének víznyelő-többsorrrá alakulása többszöri mélybefejeződéssel.
— 1 = nem karsztos fedőközet; 2 = mészkő

Development of a row of sinkholes from a valley by repeated "bathycaptures" on a deep weathered karst landscape.
— 1 = non-karstic overlying rocks; 2 = limestone

A *jégkorban* (pleisztocén) a Bükk-vidék emelkedése tovább folytatódott. A Bükk fő tömege alacsony, majd középhegységgé magasodott; a Bükkalján, a Bükk-háton és az Upponyi-hegységben idősebb és újabb törések mentén további egyenetlen süllyedések, ill. emelkedések történtek, amelyek a hegyláb-felszínek jelentős hányadát földarabolták. A Bükk fölboltozódása (MOLDVAY L. 1969) olyan emelő erőre vall, amelynek támadáspontja a fő tömeg ÉNy-i negyedében helyezkedik el. E részaránytalan emelkedés következtében a Bükk-fennsík Ny—K-i ferdesége egyre határozottabbá, a hegyláb-felszíneknek az Alföld, ill. a Sajó-völgy felé ereszkedő lejtője egyre meredekebbé vált.

A hegység és környezete között növekvő szintkülönbség, az éghajlat pliocén végi—jégkor eleji megváltozása (hűvösödés) és a hegységperemi törések a kisebb vízfolyásokat is fokozatosan állandó mederbe kényszerítették. Ezzel a pliocénban még uralkodó záporpatakok nagy felületeket érintő (areális) tevékenységét *erős völgyképződés* (lineáris erózió) váltotta föl.

A *miocén fedőrétegek vékonyodása és lehordódása a Bükk kitakart tönkfelszínének*, s ezzel együtt *vegyes karsztjának területét állandóan növelte*. Az áthalmozott riolitufa-összletek vörösayagga alakulása tovább erősödött. A zsugorodó fedett karszt még takarórétegeken született vízenszere völgyeit mélyítve egyre több helyen érte el az alaphegység közeteit, és a mészkőfelszíneken sorozatosan *mélybe-fejeződött* (JAKUCS L. 1971; HEVESI A. 1977; 12. ábra, 5. kép). A kemény, nem karsztos kőzetekbe (diabáz, gabbró, riolit) átöröklött szurdokok (Eger-, Gilitka-patak, a cserépváraljai Felső- és Alsó-szoros, Csernely-patak: Upponyi-szoros), az agyagpalákba „V” alakú, fölsőszakasz jellegű völgyek vésődtek. A víznyelőkön át elbúvó vizek kisebb-nagyobb *átmenőbarlangokat* vájtak-oldottak a mészkővidékek belsejébe. A járatok helyét és irányát a kőzetek rétegzettsége, rétegdőlése és a Bükkre jellemző föltolódási vonalak legtöbbször előre meghatározták.

A szárazon maradt völgyszakaszok öregebb nyelői már csak időszakosan működtek, majd *töbrökké* tömődtek. A szárazvölgyek talpán összegyűlt lejtőhordalékból környezetükhöz viszonyítva vastagabb talaj képződött, ezért itt a felületi karsztosodás (ördögszántás, oldásos töbrökképződés) erősebb volt. Így a *fedett karsztról átöröklött vízhálózat* nemcsak a *nyelők, víznyelőtöbr-sorok*, hanem az *oldásos töbrök, uvalák helyét is „előrejelezte”* (7. kép).

A puhább agyagpala-felszínek és a kemény, karsztos mészkőredeknek a lepusztuláskülönbsége a hegység magasságviszonyainak és szerkezetének fordítottját egyre föltűnőbbé tette, így a Bükk sajátos arculatú tájegységei — a Nagy- és Kis-fennsík, az Északi- és Déli-Bükk — némileg már a jégkor elején (ópleisztocén) kirajzolódtak.

A *jégkor* ismétlődő éghajlatváltozásai a lepusztulás erősségét és jellegét szakaszosan változtatták. Kezdetekor és a *jégkorszakközökben* (interglaciális) a felszínalakulást a fönt vázolt folyóvízi tevékenység irányította. A *jégkorszakokban* (glaciálisok) a jégtakaró körüli (periglaciális) területek sajátos felszínalakító folyamatai uralkodtak. A *lejtőmozgások* (talaj-, sár- és kőfolyások, lejtőcsuszamlások, suvadások) különösen a laza, harmadidőszaki üledékeken (Bükk-hát, Upponyi-Hegyhát, Eger, Egerbakta környéke), valamint a Bükkalja riolitufa-felszínein hoztak létre máig is jellemző, széles, lapos martejtőjű (deráziós) völgyeket, suvadáskoporsókat, csuszamlástól hullámos lejtőket; tovább szélesítették a pliocénból öröklött hegyláb-felszíneket (PÉCSI M. 1963), sőt az alaphegység agyagpala-területeit is erősen átformálták.

Ugyanakkor a folyóvízi lepusztulás — így a karsztosodás is — lelassult.

A kevés csapadék és a hosszú ideig vagy állandóan fagyott altalaj miatt a mélybe szivárgó vizek mennyisége — különösen a laposabb térszíneken — tetemesen csökkent, a talajjég fölött megrekedt víz oldása csupán az *ördögszántásos* (karr-) területeket növelte (JAKUCS L. 1971). Mivel a Bükk fő tömegének emelkedése és fedett karsztjának nyílt vegyes karszttá csupaszítása változatlanul tartott, a vízfolyások felszíni vízgyűjtő területe állandóan fogyott. Ez a jégkorszakok kevés csapadékával párosulva a kisebb erek, csermelyek elapadását eredményezte. A szárazzá vált víznyelőket, karsztos járatokat, kürtöket a talajfolyás mészkőtörmelékes vörösayaggal, vörösbarna „vályoggal”, sárga, muszkovitpikkelyes áthalmozott „hegyvidéki lösszel”, világosvörös, kvarc-szemcsés (riolittufa-származék!) agyaggal részben vagy egészen *eltömte* (JÁMBOR Á. 1959). Hasonló anyagok töltötték föl az emelkedés során vizüket vesztett forrásbarlangok padozatát. Ezek őrizték meg a Bükk értékes őssálat- és ősemberleleteit. (Meg kell jegyezni, hogy a talajfolyások karsztos üregeket föltöltő szerepét a Bükkből KERÉKES J. [1938] és HORVÁTH S. [1963] is említi.)

A jégkorszakok jellemző kőzete, a lösz alacsonyabb térszíneken képződött. Ezek területe a günz, mindel és riss korszakban a mainál sokkal nagyobb volt. A bükkaljai hegyláb felszínén 250—300 m fölött jelenleg már csak áttelepített, áthalmozott lejtőlösz-foltok találhatók. Szokatlanul magas kvarc- és biotittartalmuk valószínűleg azt igazolja, hogy ásványaik egy része — a bükki vörösayagokhoz és a „hegyvidéki löszökhöz” hasonlóan — a helyben aprózódott-mállott riolittufákból származik („matyólösz”).

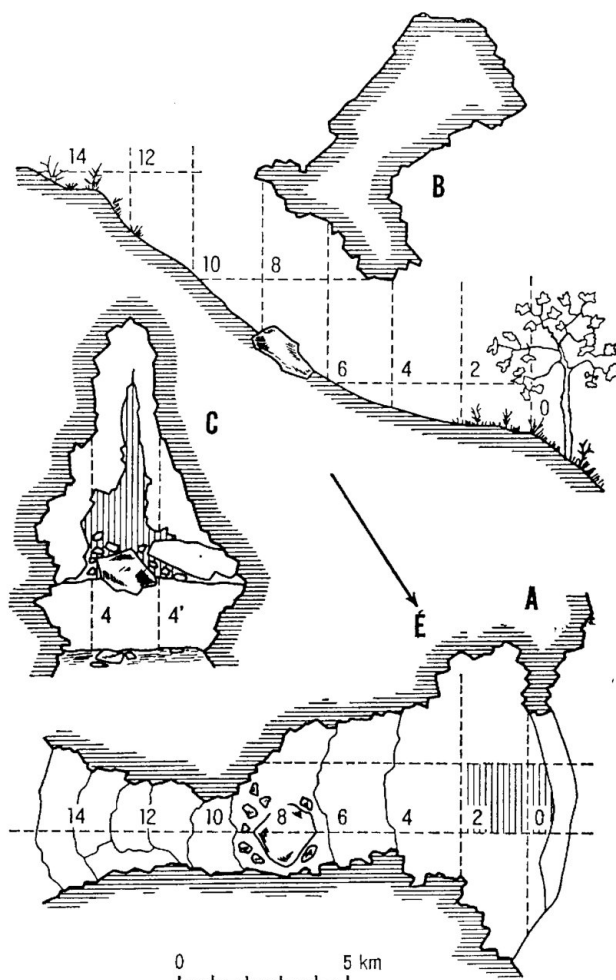
A nagyobb patakok által táplált visszafolyók (víznyelők) működése a jégkorszakokban sem szünetelt. Mivel a víz hőmérséklete és oldási sebessége fordítottan arányos, az elnyelt hideg vizek mélyebb szinten váltak telítetté, mint a jég nélküli korszakokban, és a víznyelők alatt hosszú, függőleges kürtöket, zsombolyokat oldottak. A JAKUCS L. (1971) által példaként említett Kiskőhíti- és Szeleta-zsomboly mellett így keletkezett az Istvánlápai-, a Szepesi- (Létrási-), a Lyukasgerinci-, a Tölgyes-oromi-, sőt nyugodtan állítható, hogy valamennyi bükki zsomboly. A zsombolyok váltakozóan szűk és széles (gyakran teremmé táguló) szakaszait a közetszerkezet mellett a jeges és jég nélküli korszakokkal lehet összefüggésbe hozni; mélységüket a hideg vizek említett, tovább megmaradó oldóképessége és a hegység állandó emelkedésével járó karsztvízszint-süllyedés magyarázza.

A jégkorszakok erős és gyakori fagyaprózódása elsősorban a magasodás és a csökkent vízmennyiség miatt szárazzá vált barlangokat pusztította. A Kis- és Nagy-fennsík peremén — ahol a fennsíkok mészkőredőteknői és az agyagpala-térszínek között az eltérő kőzetkeménység következtében hosszú lepusztulás-lépcső keletkezett — a fagyaprózódás rombolása különösen nagy volt. A „kövek” falának tornyokká, kiugró fokokká tagolódását hajdani barlangok, kürtők fölszakadása segítette (Tar-kő, Pes-kő, Köpüs-kő [8. kép], Magos-kő); a földarabolódás helyét karsztos járatok szabták meg. A barlangrendszerek megmaradt, kétnyílású torzói remek sziklakapukat (Magos-kő alja), sajátos „átjárókat” alkotnak (Füzérközi-, Tamásközi-, Feketesári-átjáró; 13. ábra). A kürtőközi bordák, kürtőközi tornyok között az aprózódástermékekből tekintélyes törmelékűpok halmozódtak föl. A jégkorszakok fagyaprózódása hozta létre azt a riolit-kőtengert is, amelybe később a cserépváraljai Felső-szoros vágódott be. A különböző keménységű kőzetfelszínnek elkülönítésében a száraz jégkorszakokban a szél is jelentős szerepet játszott (kaptárkövek, siroki kőszobrok).

Meg kell említeni, hogy a jégkorszakokban is voltak csapadékosabb, a jégkorszak-közökben pedig szárazabb időszakok. Ilyenkor a jégkorszakok és a jégkorszakközök

lepusztulásfolyamatainak jellege és összhatása kevésbé különbözött egymástól (SZÉKELY A. 1973). A csapadékos eljegesedési szakaszokat valamivel élénkebb karsztosodás, mérsékelt széltevékenység és löszképződés, a szárazabb jég nélküli időszakokat erősebb aprózódás, hatékonyabb szélmarás, visszafogottabb karsztosodás és völgyképződés jellemezte.

A hegység állandó emelkedése a jégkorszakok és jégkorszakközök váltakozva erősödő és gyöngülő lepusztulásfolyamatainak (karsztosodás, völgyképződés, ill. lejtőmozgás, fagyaprózódás) hatékonyságát összességében megszakítás nélkül fokozta. Ennek következtében a Bükk döntő része nyílt vegyeskarszttá lett, amelynek területe a takarórétegek lehordása következtében fokozatosan gyarapodott, ugyanakkor zsugorodása is megindult. A karsztterület fogyása — mint ezt már STRÖMPL G. (1914) megfigyelte — legszembeötlőbb a két fennsík mészkőredőteknőinek peremein. Bár STRÖMPL G. (1914) és HORVÁTH S. (1963) a fennsíkok



13. ábra. A Tamásköi-átjáró (KADIČ O. 1941). — A = alaprajz; B = hosszmetset; C = harántmetset

The Tamásköi-átjáró (after O. KADIČ, 1941). — A = ground plain; B = longitudinal section; C = transversal section

lepusztuláslépcsőjét töréses eredetűnek tartja, a kövek leendő lefűrészelődését mindketten helyesen látják. TÓTH G. (1975) a hegység kőzetfölepítését figyelembe véve fölismeri, hogy a *D felé dőlő mészkőrétegek az alátámasztásukat jelentő agyaggalak gyorsabb lepusztulása miatt leszakadnak, s mögöttük meredek, függőleges, sőt túlhajló falak maradnak vissza (3. kép)*. Mindezt az alacsonyabb környezet felől hátravágódó völgyek is segítik. Ez a folyamat már a jégkorban megkezdődött, azóta a fennsíkok pereme fokozatosan hátrál. A Hegyes- és a Vörös-kő D-i orra a Nagy-fennsík D-i falának korábbi helyét jelzi, É-on a Gerenna-vár mészkőbástyáját már csak keskeny nyereg kapcsolja a Nagy-fennsíkhöz. Mivel a jégkorban az Alföld süllyedése erősebbé vált, mint a Bán- és a Sajó-völgyé, a délnek tartó folyók völgyfőjének hátraharapódzása a Nagy-fennsík DNy-i falának pusztulását az északihoz képest gyorsabbá tette.

A Bükk sajátos mészkőszurdokai — a *kőközők* — ugyancsak a jégkorban jöttek létre. *Valamennyi fedett karsztról átöröklődött völgy* szoros, és ott alakult ki, ahol a puhább agyagpala-térszíneket kisebb-nagyobb mészkőterületek szakítják meg. Közülük a Száraz-völgy alsó szakaszának kőközét és a Szinva Hámoriszorosát már STRÖMPL G. (1914) is fölszakadt barlangjáratnak tartotta és megállapította, hogy bennük és alattuk egyidejűleg folyhat a víz. KERÉKES J. (1938) — bár ugyancsak leírta, hogy a Berva- és a Lök-völgy szorosában egyidejűleg a mederben és a meder alatti járatokban is futhat a patak — a barlangfölszakadásos szurdokkeletkezést — tulajdonképpen nyomós indok nélkül — elvetette.

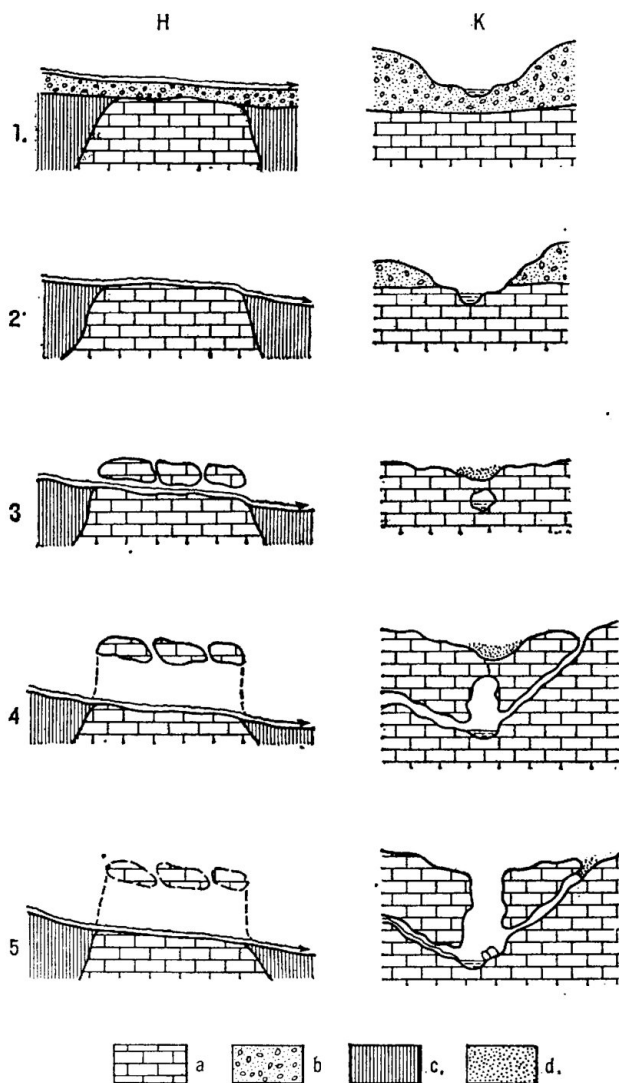
A Bükk kőközeinek, szurdokvölgyeinek számos vonása azt mutatja, hogy *keletkezésük szűkebb-tágabb mészkőalagutak fölszakadásával történt*. Magyarázatra szinte nem szoruló bizonyítéka ennek a Lök-völgy jobb oldalán, a Bujdosó-kő és a Bujdosó-kő-bérc között emelkedő Macska-kő, amelyben a völgy egyik jobb oldali mellékpatakja által létrehozott karsztos alagútnak két, ha nem is járható, de átmászható szakasza ma is megvan.

A mészkőszurdokok sziklaalagutakból származtatása és a puhább térszínekről keményebb kőzetekre átöröklött (epigenetikus) szurdokkeletkezés egymásnak nem mond ellent, az előbbi az utóbbinak különleges, bizonyos karszterületekre jellemző változata, amely a Bihar- és a Karszt-hegységben ma is megfigyelhető.

A fedett karsztok vízfolyásai mészkőtérszínekre kétféleképpen öröklődhetnek át. *Ha a takarórétegek átfűrészelésekor a karsztvízszint a völgytalp közelében helyezkedik el, és az emelkedés következtében süllyedő karsztvízszinttel a vízfolyás bevágódása lépést tarthat; mészkővidékeken is a nem karsztos, kemény kőzetekre jellemző, meredek falú, szabályosan átöröklött (epigenetikus) szurdokvölgyek jöhetnek létre*. Így keletkezhetett a Hór- és a Csókás-völgy.

Ha azonban az átöröklődéskor a karsztvízszint mélyen a völgytalp alatt húzódik vagy a karsztvízszint gyors süllyedésével az átöröklött völgy bevágódása nem tarthat lépést, a vízfolyás rövidesen víznyelő járatba kényszerül, alagutak old- és a mészkő belsejébe. A jégkor második felében a Bükk emelkedése annyira meggyorsult, hogy az akkor átöröklődő vízfolyások törvényszerűen barlangokba kényszerültek, sőt valószínű, hogy a korábban szabályos átöröklődéssel kialakult szurdokvölgyek alatt is sziklaalagutak képződtek (Szinva-völgy, Tatár-árok). Hasonló a helyzet ott is, ahol a fedőrétegeket átvágó vízfolyások völgye puha, nem karsztos és kemény karsztos kőzetekből váltakozva fölépülő felszínekre tevődik át (14. ábra). Ha a mészkőszávok nem tartoznak a hegység összefüggő mészkőtömbjéhez — a Bükk esetében a Nagy- és a Kis-fennsík mészkőteknőjéhez —, a víz bűvópataként keresztülfut bennük, miközben járatát oldva-kop-

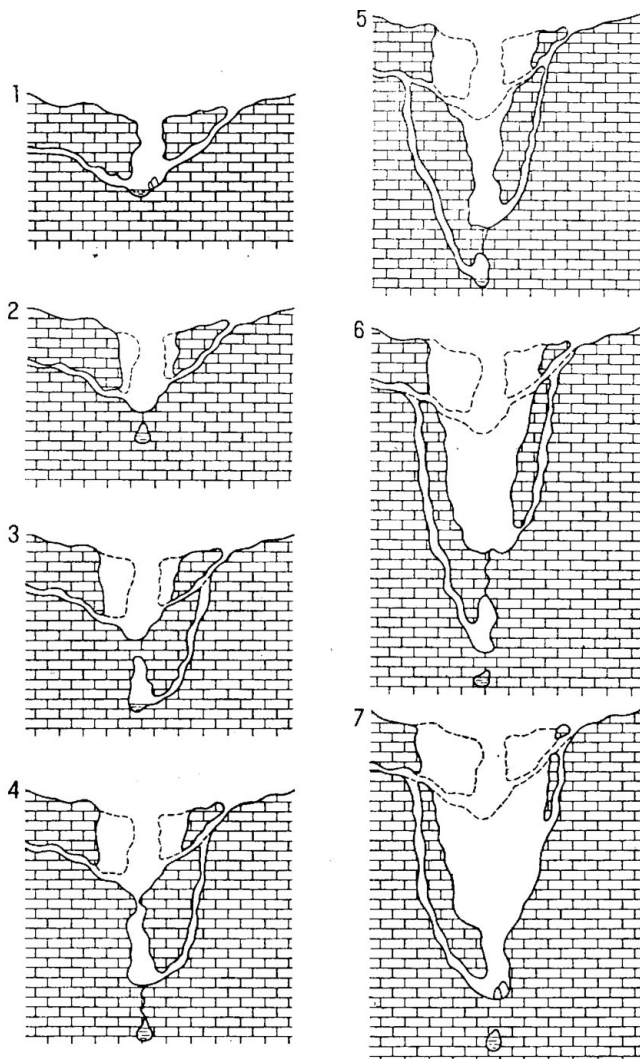
tatva rövid átmenőbarlanggá, mészkőalagúttá tágítja. A búvópatakok fölött a felszínen elhagyott, száraz völgyszakasz marad vissza, amelynek talpa egyúttal az alagút mennyezete. A völgytalpon fölhalmozódó lejtőtörmelékekből vastag talajréteg jön létre, amely a beszívargó csapadékvizek CO_2 tartalmát és ezzel oldóképességét növeli. Így a karsztos oldás a mennyezetet fölülről vékonyítja, helyenként átlukasztja. A jeges korszakokban az oldás háttérbe szorul, a



14. ábra. Átöröklött (epigenetikus) mészkőszurdok — „kőköz” — képződése sziklaalagút felszakadásával a Szinva Hámori- (Puskaporosi-) szorosának példáján. — a = mészkő; b = fedőközet (kavics, tufa); c = agyagpala; d = lejtőhordalék; H = hosszmetesz; K = keresztmetesz

Development of an epigenetic limestone gorge — “kőköz” — by collapse of a subsurface passage. Gorge of the Szinva at Hámor (Puskaporosi-szoros). — a = limestone; b = overlying rocks (pebbles, tuffs); c = schist; d = slope deposit; H = longitudinal section; K = cross-section

mennyezet repedéseit fagyaprózódás feszíti, tágítja tovább — végül az alagút boltozata beomlik, oldalainak öblös örvényüstjei és a mellékkürtők torkolatnyílásai napvilágra kerülnek (Szinva: Hámori-szoros [10. kép]; Lök-völgy: Kő-köz, Mészvölgyi-szurdok, a Forrás-völgy alsó szakasza; Gyetra-völgy: Esztázkői-szoros). Hosszabb mészkőterületeket átszelő völgyekben a hegység emelkedése a sziklamederben újabb mélybefejeződést okoz, ami már a mennyezet beomlása előtt is megtörténhet. Az új alsójárat később elődje sorsára jut, amelynek oldalai addigra — elsősorban az aprózódás következtében — leomlanak, a betorkolló kürtők többé-kevésbé fölhasadnak, a mennyezetét vesztett szakadék szélesedik, tágul (15. ábra). Így keletkezett a Bükk-szentlászlói-patak Tatár-



15. ábra. Mészkőszurdok keletkezése emelkedő hegységben többszöri mélybefejeződéssel és sziklaalagút-fölszakadással
Gorge-development in an elevating mountain caused by bathycaptures and collapse of passages

árok nevű szurdokszakasza, amelynek oldalán különböző szintben tátongó kürtőmaradványok, barlangi oldalágak jelzik a többszöri fölszakadást. A szurdok középső részén a patak ma is sziklamederben nyíló nyelőben tűnik el.

A hegység erős jégkori emelkedését magasra került forrásbarlangok, forrásmész-kő-fölhalmozódások, emeletes barlangrendszerek és a hegylábfelszíneket földaraboló nagyobb vízfolyások (Laskó, Eger-patak, Tárkány-patak, Hór, Szinva) völgyeinek párkányai jelzik. BALOGH K. (1964) a pannon vége óta 300—400 m-es, egy tömegben történt magasodást föltételez, RÓNAI A. (1972) térképéről 300 m-es negyedidőszaki emelkedés olvasható le. Sebessége nem volt egyenletes, a jégkor végén valószínűleg fölgyorsult. JÁNOSSY D. (1977) a Tarkói-kőfülke középsőjégkori állatleletei között számos síkvidéki fajt határozott meg (pl. *Bison priscus* ssp.), ami arra utal, hogy a barlang és környéke a mainál jóval alacsonyabb tszf-i magasságban lehetett. A hegység legrégebb, barlangban megőrződött állatmaradványai, amelyek a Répáshúta DK-i szomszédságában található Kövesvárad-sziklaüregből valók, az alsójégkorból származnak (JÁNOSSY D. 1977). A Kövesvárad-sziklaüreg tehát az alsójégkorban már mindenképpen létezett. Mivel jelenleg 550—600 m tszf-i magasságban helyezkedik el, valószínűleg nem tartozik a hegység legidősebb karsztüregi közé. A Bükk legöregebb barlangjának a 930 m tszf-i magasságban nyíló Kőrös-lyuk forrásbarlangját tekinthetjük, de mivel 600—700 m tszf-i magasságban is olyan zombolyok lehettek, amelyek táplálótérülete már teljesen vagy többé-kevésbé lepusztult (Szepesi-, Vártetői-zomboly; 9. kép), a Kőrös-lyuk korát sem tehetjük az alsójégkornál korábbi időre. Számolnunk kell azzal, hogy a Bükk mészkőterületeinek peremén a jégkorszakokban — különösen a würmben, amikor a hegység emelkedése fölgyorsult — a magasodás, a fagyaprózódás, valamint a nem karsztos területek felől hátravágódó vízfolyások hatására a legidősebb barlangok többsége szinte nyomtalanul megsemmisült. Ezt igazolják azok a domború oldalúvá koptatott *cseppkőkavicsok*, amelyek a Tamás-kő Ny-i oldalának törmeléklejtőjéről kerültek elő (11. kép). A lelőhely közvetlen közelében már egyetlen kürtőközi borda vagy torony sincs, a Tamáskői-átjáró nagyszerű sziklakapuja tévőlebb és lejjebb, a bérc É-i oldalán nyílik. A peremi bércek („kövek”) törmeléklejtői másutt is rejthetnek hasonló cseppkőkavicsokat.

Az alaphegység fő tömegének emelkedésével egy időben a Bükkalján, a Bükk-háton és az Upponyi-hegységben újabb szerkezeti mozgások, süllyedések, emelkedések zajlottak. A korábbi, DNY — ÉK-i csapású vetőkre számos merőleges ÉNy — DK-i törés keletkezett, amelyek — különösen a Bükkalján — több pataklefejezést okoztak (KEREKES J. 1938; PINCZÉS Z. 1956) és a hegylábfelszíneket kis medencékkel, ferdére billentett rögökkel tagolták.

Az utolsó jégkorszak (würm) vége óta (10—15 ezer év) a Bükk-vidék felszínalakító folyamatainak hatékonysága mindinkább a maihoz vált hasonlóvá. A szerkezeti-felszínalakító fordítottság teljes kialakulásaképpen a hegység legmagasabb részei a kréta időszak gyűrődés mészkőredőteknői lettek, az agyaggalából álló redőhátak alacsonyabb térszínékké (Dél nyugati-Bükk, Északi-Bükk), esetenként mély völgyekké (Garadna-völgy) pusztultak. A Bükk és az Upponyi-hegység felső-eocénban eltemetett, az alsómiocénban kitakart és részben tovább egyengetődött, majd a középsőmiocénban újra eltemetett, s a szarmata óta ismét kitakaródzó alsóeocén tönkfelszíne a fölboltozódásszerű emelkedés hatására megíjódott, jellegzetes arculatú, nyílt vegyes karszttá vált, amely a Bükk-fennsík (Nagy-, Kis-fennsík), az Északi- és a Déli-Bükk (Délkeleti-, Délnyugati-Bükk) sajátos vonású, fiatal völgyek és lepusztuláslépcsők mentén viszonylag könnyen elkülöníthető középhegységi

tájegységeire tagolódik. Ezeket övszerűen fogja közre a földarabolt bükk-háti és a bükkaljai hegylábfelszín. Mivel a Bükk középhegységi tájegységei egyetlen eltemetett alsóeocén-alsómiocén tönk torton-szarmata korszak óta tartó folyamatos, bár nem egyenletes emelkedésének és ezzel párhuzamos lehordódásának eredményeként jöttek létre, rajtuk különböző korú lepusztulásszintek (PÉCSI M. 1963, 1976; PINCZÉS Z. 1968; TÓTH G. 1975) kijelölése erőltetettnek látszik és félreértésekre adhat alkalmat. A hegység legmagasabb részétől (Nagy-fennsík: Bálvány—Borovnyák—Istállós-kő—Küllő-hegy—Tar-kő—Három-kő) bármely irányba távolodva fokozatosan, bár alig észrevehetően fiatalodó formakincsű, de azonos korú és származású felszínre jutunk. K felé magán a Nagy-fennsíkon 600 m, a Kis-fennsíkon 400 m alá ereszkedhetünk; ugyanakkor a bükkaljai hegylábfelszín-maradványok 450 m körüli magasságban csatlakoznak a Déli-Bükkhöz.

A két fennsík, valamint az Északi- és a Déli-Bükk hajdani összetartozását a Garadna- és a Szinva-völgy két oldalának azonos magasságviszonyai is mutatják, s csak ott nem látszik világosan, ahol a kőzetkülönbség következtében létrejött lepusztulásperecek nagy szerkezeti egységek választóvonalán alakultak ki (a Nagy-fennsík É-i és DNy-i, a Kis-fennsík É, ÉK-i oldala). Ahol törések nem szabdalták föl, a hegylábfelszínnek is folyamatos átmenettel kapcsolódnak az alaphegységhez (Bükkzsérc, Noszvaj környéke). DK-en a karsztos felszínnek töbör sorai néhol közvetlenül a hegylábfelszín harmadidőszaki üledékeibe vágódó völgyekben folytatódnak (a Veres-hegy Ládi-erdő felé ereszkedő oldala), ahol a takarórétegek lassú vékonyodása, lehordódása ma is tart. It mutatkozik meg legszemléletesebben, hogy a hegylábfelszínnek fedett karsztjainak területe napjainkban is fogy. A jelenkorban is tevékeny szerkezeti mozgásokat legszemléletesebben földrengések jelzik (Dédestapolcsány: 1905; Eger és környéke: 1868, 1884, 1888, 1903, 1916, 1921, 1922, 1925, 1928, 1930, 1934, 1938, 1939, 1940, 1946, 1957; Miskolc és Diósgyőr: 1883, 1897, 1898, 1957; Kistállya: 1939; Mezőkövesd 1896; MÁRTON M. 1974).

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a Bükk és az Upponyi-hegység az alpi hegységképződés övezetében fekvő, „gyúrt (töréses), pikkelyes, takaróáttolódásos” hegység (PÉCSI M. 1976). PÉCSI M. (1976) Kárpát—Balkán térségi felszínalaktani térképének domborzatcsoportosítását felhasználva az Upponyi-hegységet az alpi szerkezeti övben újramozgatott (remobilizált) idős (óidei); a Bükköt a fiatal, alpi szerkezetű képződmények („szerkezetitípusok”) közé kell besorolnunk. A fiatal, gyúrt, takarós, pikkelyes alpi szerkezetű képződményeken belül a Bükk nem annyira a mészkőből, dolomitből fölépített árkos, sasbérce, részben tönkösödött hegységek (PÉCSI M. 1976), mint inkább az üledékes, magmás és kiömlési kőzetekből, valamint ofiolitokból (?) álló „tönkös fennsíkok, tömeges hegységek” sajátosságait mutatja.

IRODALOM

- BALLA Z. 1967. A Magyar Középhegység szerkezeti főirányai. — Földt. Közl. 97. 3. p. 257—277.
- BALOGH K. 1964. A Bükk-hegység földtani képződményei. — MÁFI Évkönyve, 48. 2. 719 p.
- BÁLDI T. 1966. Az egri felsőoligocén. — Földt. Közl. 96. 2. p. 171—190.
- BÁLDI T. 1971. A magyarországi alsómiocén. — Földt. Közl. 101. 2—3. p. 85—90.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. — Tankönyvkiadó, Budapest. p. 158—162.
- CSIKY G. 1961. Az észak-magyarországi szénhidrogén kutatások kőolajföldtani eredményei. — Földt. Közl. 91. ápr.—júl. p. 95—120.
- FRISNYÁK S. 1970. Bükk útikalauz. — Medicina, Budapest, p. 27—40.
- GÉCZY B. 1972. Evolúció és lemeztektonika. — Geonómia és Bányászat 5. 3—4. p. 297—311.
- GÉCZY B. 1973. Lemeztektonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. — Geonómia és Bányászat, 6. 1—4. p. 219—225.
- GÉCZY B.—HORVÁTH F.—STEGENA L. 1975. A Pannon-medence késő-kainozoós kifejlődése. — Földt. Közl. 105. 2. p. 101—123.
- HAJDÚNÉ MOLNÁR K. 1968. Granulometriai mikromineralógiai vizsgálatok pannon korú képződményekben a Mátra és a Bükkaljáról. — Földt. Kutatás, 11. p. 5—11.
- HEVESI A.—MOLNÁR K.—PAPP S. 1976. A Bükkalja Noszvaj környéki mintaterületének agrogeológiai vizsgálata. — MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Kézirat.
- HEVESI A. 1977. Bükk útikalauz. — Sport (Medicina) Könyvkiadó, Budapest. p. 9—48.
- HORVÁTH F. 1978. A Kárpát—Pannon terület proneogén lemeztektonikai modellje. — Elhangzott az MTA Geofizikai Tud. Biz. és a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1978. febr. 17-i előadássorozatán.
- HORVÁTH S. 1963. A Tarkói-kőfülke. — Karszt és Barlangkutatási Tájékoztató, Budapest. 4—5. p. 79—82.
- JAKUCS L. 1971. A karsztok morfogenetikája. — Akad. Kiadó, Budapest. 310 p.
- JÁMBOR Á. 1956. A bükkhegységi Kisfennsík földtani újrávizsgálata. — MÁFI Évi Jelentése 1955—56-ról. 103 p.
- JÁMBOR Á. 1958. A Szilvásváradtól DK-re fekvő terület fölépítése. — MÁFI Évi Jelentése 1957—58-ról. p. 89—100.
- JÁMBOR Á. 1959. A Bükk-fennsík pleisztocén „vályog” képződményei. — Földt. Közl. 89. p. 125—132.
- JÁNOSSY D. 1977. Magyarország pleisztocén képződményeinek gerinces őslénytani vizsgálata. — Kézirat.
- JUHÁSZ Á. 1965. A Kelet-Borsodi helvéri barnakőszéntelepek szénközötti vizsgálata. — Földt. Közl. 95. 1. p. 71—78.
- JUHÁSZ Á. 1966. Szerkezeti megfigyelések a keletborsodi barnakőszén-medence üledéksorában. — Földt. Kutatás. 9. 3. p. 13—16.
- JUHÁSZ Á. 1970. A Borsodi-medence keleti részén a helvéri barnakőszéntelepek szénközötti településtani vizsgálata. — Földt. Közl. 100. 3. p. 293—306.
- KEREKES J. 1938. Az egerkörtényi barlangvidék kialakulása. — Barlangkutatás.
- KOVÁCS L. 1967. Magyarország regionális földtana. — Tankönyvkiadó, Budapest. 250 p.
- LÁNG S. 1953. Természetföldrajzi tanulmányok az Északmagyarországi Középhegységben. — Földr. Közl. 78. 1—2. p. 21—64.
- LÁNG S. 1954. Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. — Hidr. Közl. 34. 1—2.
- LÁNG S. 1964. A Bükk geomorfológiai vázlete. — Karszt- és Barlangkutatási Tájékoztató. 5—6. p. 83—87.
- LEÉL-ÓSSY S. 1954. A Magas Bükk geomorfológiája. — Földr. Ért. 3. p. 323—335.
- MÁRTON M. 1974. A Pannon-medence tektonikája. — Szakdolgozat. Kézirat, ELTE TTK.
- MOLDVAY L. 1969. A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. — MÁFI Évi Jelentése 1969-ről. p. 587—637.
- MOSTÓ, K. O. 1978. Néhány tektonikailag érdekes geokémiai és geofizikai adat a Darnóval menti ofiolitokkal kapcsolatban. — Elhangzott az MTA Geofizikai Tud. Biz. és a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1978. febr. 17-i előadássorozatán.
- PANTÓ G. 1956. A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — MÁFI Évi Jelentése.
- PEJA Gy. 1962. Bükk útikalauz. — Sport Könyvkiadó, Budapest, p. 9—42.
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. — Földr. Közl. 88. p. 195—212.

- PÉCSI M. 1976. A Kárpát—Balkán térség geomorfológiai térképe (1 : 1 000 000). — Földr. Ért. 25. p. 191—207.
- PÉCSI M.—SOMOGYI S. 1967. Magyarország természeti földrajzi tájai és geomorfológiai körzetei. — Földr. Közl. 16. (91.) p. 285—304.
- PINCZÉS Z. 1968. A Bükk-hegység tönk és pediment felszínei. — MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Természetföldrajzi Dokumentáció 7. p. 32—39.
- RADÓCZ GY. 1966. A Bükk-hegység környéki helvétai képződmények mélyföldtani térképe. — MÁFI.
- STRÖMPL G. 1914. A Borsodi Bükk karsztja. — Földr. Közl. 38. p. 79—98.
- SZALAI T. 1969. A Nyugati Kárpátok délkeleti szegélyének tektonikai vázlata és a felső-karbon-nóri előmélység tengere. — Földt. Közl. 99. p. 37—46.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973. A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. — Földt. Közl. 103. p. 224—244.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1974. A módszeres szubdukcióvizsgálat a hasznosítható telepek kutatásának szolgálatában. — Földt. Kutatás. 18. p. 1—10.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1976. A mediterrán típusú lemeztektonika. — Geonómia és Bányászat 9. 1—2. p. 48—82.
- SZÉKELY A. 1972. Az elegyengetett felszínek típusainak rendszere magyarországi példák. — Földr. Közl. 20. (96.) p. 43—59.
- SZÉKELY A. 1973. A Magyar-Középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív üledékei. — Földr. Közl. 21. (97.) p. 185—203.
- SZTRÁKOS K. 1973. Foraminifera fáciesek az Eger—Demjén környéki paleogénben. — Földt. Közl. 103. p. 156—165.
- TELEGDI-ROTH K. 1951. A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. — Földt. Int. Évk. 40.
- TÓTH G. 1975. A Magas-Bükk karszthidrográfiája. — Doktori értekezés. Kézirat.
- VÁNDORFI R. 1965. Az alföldi szénhidrogén-telepek és azok földtani jellemzése. — Földt. Közl. 95. p. 164—182.
- VITÁLIS GY.—HEGYI I.-NÉ 1967. Nyersanyagkutatás az egri cementgyár számára. — MÁFI Évi Jelentése 1967-ről. p. 367—391.
- WEIN GY. 1972. Magyarország neogén előtti szerkezet-földtani fejlődésének összefoglalása. — Földr. Közl. 20. (96.) p. 302—328.

AN OUTLINE OF STRUCTURAL AND GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF BÜKK MTS

By dr. A. Hevesi

S u m m a r y

Bükk Mts and in a wider sense the adjacent Upponyi Mts are situated between the Balaton—Tokaj deep fault line and the Darnó-line, two of the most important structural fracture zones of the Carpathian Basin. According to E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1973) both of these fracture zones can be considered as subduction zones (Fig. 2.) The Upponyi Mts together with the Rudabányai and Szendrői Mts built up by Ordovician-Devonian sediments, Lower Carboniferous semi-crystalline limestones and diabase tuff shists, were folded in the Sudetan stage of the Variscan orogeny. According to GY. WEIN (1972) the Lower Palaeozoic geosyncline which collected the material of the Upponyi, Rudabányai and Szendrői Mts, was succeeded by the "Igal-Bükk eugeosyncline" in which limestones, shales, magnesian limestone and sandstone sequences representing the main bulk of Bükk Mts were agglomerated during the Upper Carboniferous—Upper Triassic Norian period. Considering their characteristics, the abovementioned sedimentary and metamorphosed rocks can be related to the material of the Southern Alps, the Dinara Mts, and the Rudabányai, Szendrői Mts, and that of the Szepes—Gömöri Erzgebirge, as well (K. BALOGH, 1964).

According to STAUB's (1924) and LAUBSCHER's (1971) theories and on the basis of the lithological and petrographical differences between the Triassic-Jurassic sediments of the Transdanubian—Northern Mountains and that of the Mecsek—Villányi Mts, the Hungarian representatives of the plate tectonic theory (E. SZÁDECZKY-KARDOSS, B. GÉCZY, F. HORVÁTH) trace the Triassic-Jurassic sediment of the Transdanu-

bian—Northern Mts from the south-eastern basement of the Tethys (*Fig. 4.*). If their hypothesis is correct, also the pre-Triassic formations of the Bükk Mts and Upponyi Mts must have come from the south-eastern coasts of the Tethys.

In the Ladinian-Karnian stages marine and submarine volcanic activity resulted in porphyrite, quartz porphyry and diabase lava and tuff intercalations between the Lower and the Middle Triassic sediments of the Bükk Mts. Though Upper Triassic (younger than the Norian) and Jurassic rocks are missing in this area, it can be supposed that it was a realm of the sea, and in course of the Lower and Middle Cretaceous folding these sediments were worn away.

During the Lower and the Middle Cretaceous, as a result of the Austrian orogeny the rock material of the Bükk was folded into isoclinal folds partly overfolding to the Upponyi Mts. During the Senonian stage of the Cretaceous the piled-up rock material between the Bükk and Upponyi Mts collapsed and a dominant part of this belt was invaded by the sea (K. BALOGH, 1964). The material of the coastal abrasive conglomerate and sandstone derived from the Bükk gives proof of the first demonstrable terrestrial stage of the development of the mountain. The peneplain formed during this period was probably destroyed when the upright folds of the Bükk Mts turned over south-southeastward in the Upper Cretaceous-Lower Eocene.

By the Lower Eocene the basic structural features of the Bükk and the Upponyi Mts took their shape. At that time the anticlines ranging in the North-Bükk from Mt. Piskó by Bélapátfalva as far as Hámor, and the anticlines overturned towards the Southern Bükk must have been the highest parts of the mountain. The present Nagy- and Kis-fennsík (plateaus) and the synclines of the South-Bükk were the lower regions of the mountain (*Fig. 7.*); and in spite of the present situation, the vertical arrangement of the mountain was in conformity with the structure.

The marginal mottled clays containing Lower Eocene material of denudation show that till the end of the Lutetian terrestrial denudation was taking place in the investigated area. Under warmer and more humid — tropical — conditions the Bükk and the Upponyi Mts developed into a flat, low peneplain. The karst scenery produced by the a supposed karst development have been completely destroyed.

During the Bartonian in the Upper Eocene the whole of the Bükk mountain was the scene of an intensive transgression; the lower Eocene peneplain developed into a krypto-peneplain covered by limestones and calcareous mudstones. At present the Lower Eocene sediments occur at the southern edge of the Déli-Bükk (South-Bükk) and in less patches on the Kis-fennsík (plateau).

The outcrops (in the vicinity of Kisgyőr) and the various beds of Lattorfian sediments detected from deep drillings didn't give enough evidence to establish whether the buried Lower Eocene peneplain has ever been exhumed during the Lower Oligocene, or not. Though the Middle and Lower Oligocene sediments are more frequent on the surface (Déli-Bükk, Bükkalja), their origin is not solved yet; so the palaeogeographical conditions of Bükk Mts in the Middle and Lower Oligocene cannot be defined correctly.

The Upper Oligocene (Styrian-Sava) orogeny folded the Oligocene sediments of the Bükk slightly and in the Lower Miocene the mountain was firm ground again. The marginal faults caused by the elevation have not affected the rocks of the substratum which constituted the main bulk of the Bükk, nevertheless steep faults occurred in the regions of the present Bükkalja, Bükk-hát and Upponyi Mts. In the Lower Miocene on the surface of the Bükk Mts an intensive denudation started, the old Palaeogene layers were mostly worn away; and the Lower Eocene peneplain got on the surface. Though during the Burdigalian (Egrien) a repeated transgression took place, the terrigenous beach pebbles in the coastal sediments (western foreland) show that a part of the peneplain was formed by terrestrial processes. The "lower rhyolite tuff" brought about by the volcanic activity at the end of this period settled down at the shore of a receding sea (G. CSIKY, 1961; K. BALOGH, 1964).

In the Helvetian (Ottongian-Carpathian) the volcanism became more intensive and in the Bükkalja small rhyolite lavafloes broke out. At the same time in a south-westward transgression the sea inundated both the Upponyi Mts and the Bükk as well (Á. JÁMBOR, 1958; K. BALOGH 1964.; *Fig. 9.*). As a result of it the Lower Eocene peneplain, which was exhumed in the Lower Miocene would be covered again by the Helvetian marine sediments and rhyolite tuffs. In the north-western part of the mountain the structural movements resulted in a fracture-system parallel to the Darnó-line.

The Tortonian (Badenian) is characterised by the continuation of the volcanism (middle rhyolite tuff, rhyolite, dacite) and the slow receding of the sea. The process of uninterrupted terrestrial erosion of the Helvetian sequences started of that time in the

area of Helvetian deposits which cover the modified peneplain of the Bükk and Upponyi Mts. (The modification took place in the Lower Eocene—Lower Miocene period.)

Since the pebbles of the ancient Sajó couldn't get to the central part of the Bükk in the Sarmatian, the mountain must have constituted a highly elevated landmass at that time (K. BALOGH, 1964). Consequently, the aggradation of the sea was not only the result of the constant throwing of volcanic ash (upper rhyolite tuff) but it was supported by the linear erosion of the young river system of the Bükk.

The Pannonian sea (inner lake) inundated only the margins of the Bükk region. The Attican and Rhodanian orogeny made the fault-folded structure of the Bükkalja more expressed but didn't influence the development of the emerging central bulk of the Bükk Mts. The surface was shaped by the denudation precesses (physical and chemical weathering) corresponding with subtropical climate, and by torrent erosion. As a result of the latter the ancestors of the greater streams might have appeared. The thinning and redeposition of the Miocene overlying layers — which started in the Sarmatian — went on, and under the influence of replacement, physical and chemical weathering the rhyolite tuffs started to turn into mottled clays. It can be supposed that the Helvetian sediment lying on the exposed heights were worn away as early as the Pliocene, consequently the development of the deep weathered karst zone into an alloigenous one, and the accumulation of the pediment zones started certainly in the Pliocene, too.

In course of the Pleistocene the Bükk and the Upponyi Mts developed into mountain of medium and low altitude, respectively. In the regions of the Bükkalja, Bükk-hát and the Upponyi Mts, along the fractures further irregular subsidence and elevation took place dissecting the dominant part of the pediments.

The scale of relief, the marginal depressions and the Upper Pliocene-Lower Pleistocene cooling of the climate caused the development of the permanent riverbeds; the dominance of the areal erosion was replaced by the linear erosion.

The valleys intrenched into the surface of the receding deep-weathered karst regions epigenetic gradually reached the Triassic limestone. In the places where the karst water table was near to the surface and the speed of cutting didn't correspond to the sinking of karst water table, epigenetic gorges developed which are — otherwise — characteristic to hard, non-karstic rocks (Hór-valley, Csókás-valley). In the places, where the karst water table was deep under the surface and its sinking was quicker than cutting down, the waterflows were captured under the surface (bathycapture) *Fig. 12*.

The creeks sinking in sinkholes dissolved the rocks forming whole network patterns of caves. The emplacement and direction of passages was preformed by the bedding, dipping and fissure systems of the limestones. In course of the epigenetic movement of the mountain, the nearly horizontal caves got dry, some of them collapsed (*Fig. 14.*). The collapse of the roofs of the caves and passages resulted in narrow gorges, so called "kő-közök" (Hátori-szoros, Lök-völgy, Macska-lyuk), which represent a special outcome of the epigenetic valley development, characteristic to karst regions.

As a result of the repeated occurrence of bathycapture the sinkholes of dry valleys became seasonal, and later were compacted to dolines. On the floor of these valleys the accumulated slope-deposit formed generally relatively thicker layers of soil, so the drainage pattern — inherited from the deep weathered karst — preformed the place of the solution valleys. At the beginning of the Pleistocene and in the interglacial periods — similarly to the present state — linear erosion and solution by ground water were the main landscape development processes.

The glacial downslope movements (earth-, mud- and debrisflows, slides, slips) resulted in derasion-valleys, slipped bulks wavy slopes mainly on loose Tertiary sediments and rhyolite tuffs, and reworked even the shale surfaces of the substratum. At the same time the stream erosion and karstic processes became insignificant. Owing to the little precipitation and the frozen subsoil the intensity of water intake diminished, and the solution of the shallow watersheet could produce only clients (karr) (L. JAKUCS, 1971).

While the elevation of the mountain and the development of a opened karst scenery went on, since disappearance of the Pannonian inland sea the catchment area of the streams gradually decreased. In the arid glacial periods several brooks went dry. The sinkholes, fissures and sinking creeks would be partly or entirely filled up by red clays, brickearth and light-red clays derived from the decomposition of rhyolite tuff. The sinkholes fed by greater streamlets remained active in the glacial period. Since there is an inverse ratio between the temperature and the speed of solution, the swallowed cold water got its saturation concentration at deeper level than in the interglacial periods, therefore long vertical vents (avens) developed under the sinkholes.

The intensive and frequent processes of disintegration due to ice in the glacial

periods destroyed mainly the dry caves. On the edges of the Kis- és Nagy-fennsík the dissection and preparation of the steep cliffs, so called "kövek", was supported by multiple collapse of the ancient caves and vents. The place of dissection was preformed by karstic passages. The opened remnants of the late cavesystems form gates, bridges and arches (Füzér-kő, Tamás-kő, Fekete-sár; *Fig. 13*). Around these particular towers and ribs a considerable amount of debris piled up. The constant elevation of the hill constituted a steady reinforcement to the effectiveness of the alternating strengthening and weakening landforming processes of the glacial and interglacial periods, respectively. The dominant part of the Bükk Mts became an opened complex karst region. Owing to the denudation of the overlying layers its area increased, but the receding of the karst region cannot be stopped. The decrease of the karst region is obvious mainly on the limestone edges of the two plateaus. Because of the quicker denudation of the shale sublayers, the southward dipping limestone layers collapse and the remnant parts form steep overbending towers. This process is supported by the action of headward erosion. Since the end of the Pannonian period the main bulk of the Bükk Mts has an elevation of 300–400 m (K. BALOGH, 1964). The springcave of the Kőrös-lyuk with an opening at 930 m a. s. l. can be considered as the oldest cave of the mountain, but because vertical vents of sinkholes can be found at 600–700 m a. s. l. their catchment areas lost, the origin of the Kőrös-lyuk cannot be dated earlier than the beginning of the Pleistocene. We can undoubtedly state that in course of the glacial periods most of the oldest caves disappeared at the edge of the limestone areas of the Bükk.

From the end of the last glacial period (Würm) the effectiveness of the landscape development processes have been similar to the present ones. Due to the structure-morphological inversion the limestone synclines folded in the Cretaceous became the highest parts of the mountain; the shale anticlines would be worn away into lower areas. Due to the domelike elevation, after the subsequent periods of the Upper Eocene burying, Lower Miocene exhumation and denudation, Middle Miocene reburying and the Sarmatian reexhumation, the Lower Eocene peneplain of the Bükk and Upponyi Mts rejuvenated and became an opened allogenic karst region. Along the juvenile valleys and the denudation steps the whole area can be easily divided into mountains of medium elevation, i. e. Bükk-fennsík (plateau), North- and South Bükk. These units are surrounded by the dissected pediments of the Bükk-hát and Bükkalja. Since the regions of the Bükk Mts are the result of a constant but not uninterrupted processes of elevation and denudation which started in the Sarmatian, to point out definite stages of denudation seems to be forced and superfluous.

Finally, to sum up our opinion, we can state that Upponyi Mts represent an Old-Palaeozoic formation remobilized in the Alpine structural belt, while Bükk Mts can be classified as a young formation of Alpine structural features (M. PÉCSI, 1976). Like this, Bükk Mts shows the peculiarities of denuded plateaus and block-mountains composed by sedimentary, igneous and eruptive rocks and ophiolites.

Translated by MRS. Á. SZÖLLÖSI

Kövesi János: Az állattenyésztés fő irányai és tényezői. Közgazdasági és Jogi Könyvkiadó, Budapest, 1973. 256 old.

Az öt fő fejezetre tagolódó, 45 táblázatot és 35 ábrát tartalmazó, tudományos igényű feldolgozott, gazdag hazai és nemzetközi anyagra támaszkodó munka rendkívül fontos témával foglalkozik, hiszen az állattenyésztés fejlesztése nemcsak a mezőgazdaság egésze fejlesztésének alapvető követelménye, hanem a népgazdaság szempontjából is rendkívül fontos.

A szerző ebben a 20 éves időszakot felölelő, figyelemre méltó munkában rámutat az állattenyésztés gyorsabb ütemű fejlesztésének szükségességére, vizsgálja állattenyésztésünk fejlettségét. Az elemzés értékét növeli, hogy ezt nemzetközi kitekintésben, a szocialista és számos tőkés ország állattenyésztésével való összehasonlításban végzi. Megállapításainak egzaktitását fokozza, hogy vizsgálataiban központi helyet kapott az állattenyésztés és a takarmánybázis kapcsolatának értékelése, a kettő közötti összhang megteremtésének szükségessége. A mezőgazdaság szocialista átszervezése megteremtette a lehetőségét a korszerű nagyüzemi gazdálkodásnak, de a nagyüzemi termelés kibontakozása, megszilárdulása, egyre magasabb szintre emelése hosszú folyamat, különösen az