

A BAKONY GEOMORFOLÓGIAI KÉPE

DR. LÁNG SÁNDOR

Bevezetés

A Bakony a Dunántúli-középhegység legnagyobb kiterjedésű tagja. A Hévízi-völgy és a móri árkos süllyedés, a Balaton É-i partja, Mezőföld-Sárrét É-i pereme és a Kisalföld között fekszik; területe kb. 4000 km². Ezen a határon belül, tágabb értelemben a Bakonyhoz számítjuk a Keszthelyi-hegységet, a Tapolcai-medence környékét, a Balaton-felvidéket és a Veszprémi-fennsíkot is. Ezek a kis tájak együttesen a Veszprém—Szentgál—Ajka felé húzódó vonulattal együtt a Déli-Bakonyt képviselik. Utóbbit az Északi-, vagy Magas-Bakonytól a Veszprém—Devecser között húzódó tektonikus árok választja el.

Az Északi-Bakonyt már nehezebb kisebb részekre tagolni, mert eléggé egységes, lapos felboltozódás. Eléggé elkülönül a Cuha-völgyétől K-re levő szakasz, a Tési-fennsík és a Mellár, ahol az egységes és gyengén tagolt fennsík az uralkodó, míg a Ny-i részen az ugyancsak egységes fennsíkból egyes elszigetelt, nagyobb tönkrögök sorakoznak a kicsi Bakonybéli-medence körül az egész hegység 600 m fölé emelkedő legmagasabb csúcaival (Kőris-hegy 704 m, Kék-hegy 669 m, Som-hegy 650 m, Papod 646 m, Halyag 646 m).

A Bakony eddigi természeti földrajzi, elsősorban geomorfológiai kutatása már elég bőséges eredményekkel járt. Különösen vonatkozik ez a megállapítás a Balaton-felvidékre és a Déli-Bakonyra, amely ID. LÓCZY LAJOS és buzgó munkatársainak több évtizeden át állandó működésterülete volt. LÓCZY és munkatársai ugyan elsősorban földtankutatók voltak, de a geomorfológia számára is igen sok értékes anyag gyűlt össze, különösen a Lóczy tollából származó „A Balaton környékének geológiája és morfológiája” c. 1913-ban megjelent vaskos kötetben. Megállapításai sok tekintetben még nagyon időállóak és a további kutatómunkára ösztönző hatásúak. Kiemelkedő jelentőségű ezenkívül főleg geomorfológiai vonatkozásban CHOLNOKY JENŐ, PRINZ GYULA, BULLA BÉLA munkássága, valamint SZÁDECZKY-KÁRDOS ELEMÉRÉ a bakonyi karsztvízkérdés és karsztvízterképezést illetően. Utóbbi tárgykörrel még PAPP FERENC, KASSAI FERENC és mások is foglalkoztak. A kisebb jelentőségű GERGELY FERENC és még néhány szerző mellett kiemelkedő RÉVÉSZ TAMÁS munkálkodása, különösen a bakonyi karsztfelszín kialakulásának kérdésével kapcsolatosan.

Legújabbán a Magyar Tudományos Akadémia kutatási keretében szerepel a Bakony természeti földrajzi feldolgozása is. A kutatások biztosításáért ezúton is köszönetünket kell kifejeznünk.

1. Felépítés, szerkezet

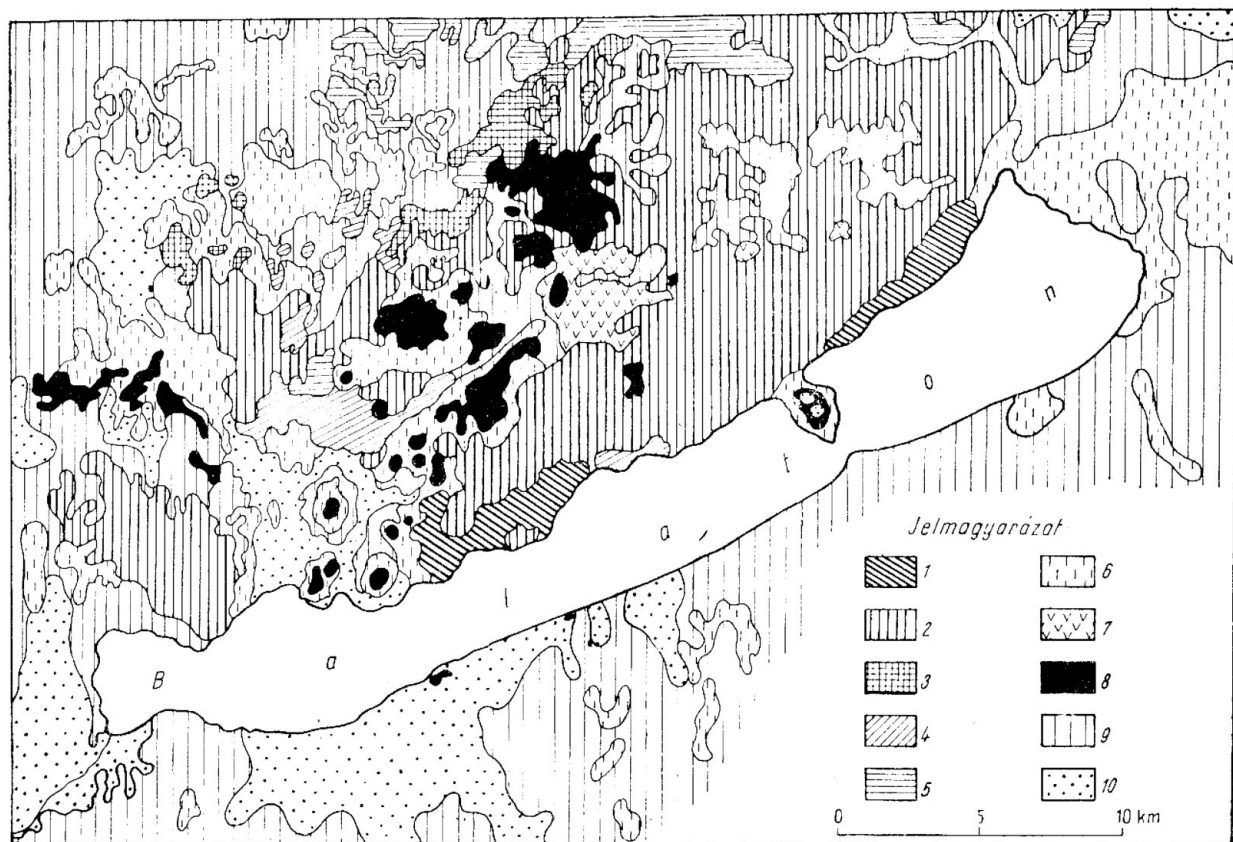
Földtanilag a Bakony az alpesi hegységképződéssel létrejött autochton helyzetű neoid, vagyis az alpi Európához tartozó felépítmény. Alpi jellegű gyűrődések ugyan nem érték, helyettük itt germán jellegű töréses-gyűrűpikkelyeződött hegységvonulatok, vagy egyes részletekben röghegységek szerepelnek. A Bakony dunántúli középhegységeink több hasonló felépítésű tagjával megegyezően szigetszerűen emelkedik ki a Magyar-medencerendszer aljazatán helyetfoglaló variszkuszi alapzathoz. Az utóbbi a Bakonyra csak DK-i peremén kerül felszínre, kőzetei az alsóőrsi fillit, kvareporfirtelésekkel (ez alsó karbon korú), továbbá Badacsonyi, Révfülöp és, Alsóőrs vidékén nagyobb foltokban a felszínen levő permiai homokkő (Vadász 1953).

A Bakonyban a leghatalmasabban (kb. 4000 m vastagságban) a triász-kori üledékek fejlődtek ki. Amint az irodalomból ismeretes, a Bakony triász-sorozata teljes üledékképző időszakot ölel fel. A kőzetkifejlődés mindinkább mélyebb tengeri jellegű. A szárazföldi üledékek hiányzanak, sőt még a törmelekes kőzetek is csak az alsó tagozatban szerepelnek és egyre inkább háttérbe szorultak a finomabbszemű, majd a teljesen vegyi üledékek túlsúlyba kerülése miatt. Így képződött azután a sok mészkő és dolomit, amelyeknek nagy a geomorfológiai jelentősége, főleg az erősebben kifejlődött karsztosodás szempontjából. Jól karsztosodik a 300—400 m vastag dachsteini mészkő, a sándor-hegyi mészkő (120 m) és a kagylós-mészkő (130 m), kisebb mértékben a hatalmas vastagságú (kb. 500—600 m) földolomit, a 100—200 m-es megyehegyi dolomit, a 400—500 m-es alsó triász dolomit és lemezes mészkő, továbbá a többi dolomit és mészkőfajta.

A bakonyi jura a triázshoz képest szerényebb kifejlődésű, az össz-vastagsága 250 m, csak a Déli-Bakony É-i részén és az Északi-Bakonyban kerül a felszínre, itt főleg az alsó liászbeli dachsteini típusú mészkő (150—200 m) karsztosodik. A krétakori rétegsor kifejlődése változatos ugyan, de csak az Északi-Bakonyban és a Sümeg környéki hegység részben fejlődött ki. A karsztosodás szempontjából requeniás (30—80 m), hippuritás és inoceramusos (100—200 m) mészkőrétegei fontosak. Az eocén fedőhegység legjellegzetesebb kőzete a jól karsztosodó nummulinás mészkő (100—130 m).

A fedőhegység üledékes kőzeteinek szerepe közepes jelentőségű. A karsztosodó kőzetek között szerepel mérsékelt vastagságban a lajta mészkő, a szarmata mészkő és a pliocén édesvízi mészkő. A nem karsztosodó üledékek közül 100 m-nél is nagyobb vastagságot érhet el a miocén kavics. A pliocén homok és agyag 200 m-nél is vastagabban fejlődhetett ki.

A Bakony területén az ókori (karbon-perm), a középkori triász-, jura- és krétakori kőzetekből (mészkő, dolomit, márga, agyagpala, bauxit) álló alaphegység, továbbá az ó- és az új harmadidőszaki fedőhegység is töréses szerkezetű. A fő (vagyis hosszanti) törésvonalak DNy—ÉK irányúak, a mellék (haránt) törésvonalak ÉNy—DK-i irányúak. E két törérendszer mentén a hegység rögökre tagolódott, de e rögök egymáshoz képest függőlegesen is, és többnyire még vízszintesen is eltolódtak. Az egyes hosszanti törésvonalak mentén, mint pl. a litéri, vagy az inotai törés, még egymásra tolódások is előfordultak. A Déli-Bakonyban, a Balaton partjához közel, gyakoriak a helyi torlódások révén képződött boltozódások, de ezek semmiesetre sem gyűrődések. Az itt-ott (pl. Várpalota) látható gyüredezettség is torlódás.



1. ábra. A Bakony környékének átnézetes földtani térképe (A Magyarország földtani térképe alapján. M. Áll. Földtani Intézet, 1956. 1. Őr (perm), — 2. másodkor (triász, jura, kréta), — 3. eocén, — 4. miocén (mészakő), — 5. miocén (homok, kavics), — 6. pliocén (agyag, homok), — 7. pliocén (édesvízi mészkő), — 8. bazalt, — 9. pleisztocén, — 10. holocén

Geologische Übersichtkarte des Bakonygebietes (nach der geolog. Karte Ungarns. Geologisches Institut Budapest 1956) 1. Perm, — 2. Trias, Jura, Kreide, — 3. Eozän, — 4. Miozän (Kalkstein). — 5. Miozän (Sand, Schotter). — 6. Pliozän (Lehm, Sand), — 7. Pliozän (Süßwasserkalkstein) — 8. Basalt. — 9. Pleistozän — 10. Holozän

Helyi jellegű, és a törésekhez kapcsolódik. A hegységképző mozgásfolyamatok már minden bizonnyal pliocénkorúak. Hogy az ezekkel kapcsolatos, valamint a pleisztocénban és esetleg a holocénban lezajlott fiatal hegységképző mozgások a legjelentősebbek voltak a Bakony arculatának, jelenlegi szerkezeti morfológiai képezésének és egyben a peremvidékek felszínének kialakításában (a Balaton, Sárrét és a többi kisebb peremi, vagy belső helyzetű tektonikus eredetű medence kialakulása), azt később látni fogjuk.

A fiatal hegységképződés valószínűségére különben már ID. Lóczy (1913) is felhívta a figyelmet. „Nyílt kérdésnek” tartja ugyan „a Nagybakony fennsíkján és a Városlőd—Ajka körül elterjedő és 400 m fölé érő nagy kavics takarók szintezési szerepét.” Szerinte az eplényi vasúti alagút D-i szádájánál 24° ÉK dőlésű a szárazföldi kavicstakaró „nincs kizárva, sőt elég sok körülmény valószínűvé teszi, hogy posztmiocén tektonikai mozgások zökkenettétek olyan különböző magassági nívókba a Bakony körüli mediterrán rétegeket és hogy Balatonudvari és Akali között „a szarmatiai mészkő — a megye-hegyi dolomitfeküvel együtt — a pliocén időben rögzösen töredezett össze.” Tovább az „eplényi és márkói hajlott mediterrán rétegek ÉNy—DK irányú törési vonalakba esnek, amelyekben . . . még a pannóniai—pontusi rétegek is meg vannak zavarva”. Az újabb földtani irodalom sokkal fokozottabb mértékben elismeri a fiatal kéregmozgások jelenlétét (I. VADÁSZ, 1953).

Hogy a Bakony mai formájában a miocénban még nem volt meg, azt az üledékképződés is bizonyítja. Így itt a helvétient (közép-miocén, felső mediterrán) durva kavicskonglomerátum és partszegélyi molluszkás homok épít fel, kovásodott Magnolites fatörzsekkel. A tortonient ugyancsak partszegélyi durva konglomerátum, barnakőszén, heterosteginás mészkő, lajtamészkő, csökkent sósvízi és édesvízi rétegek, diatomás rétegek, riolittufa, bentonit, hidrobiás mészkő, a szarmatát kavicsösszlet, miliolinás, cerithiumos mészkő és agyag képviseli (VITÁLIS, 1957). A nem kavicsos szarmata üledékek csak a hegység peremterületén fordulnak elő, a központi részekben a kavicstakaró többnyire közvetlenül a másodkori alaphegységre az esetleges eocén mészkőre települ, amint ezt már ID. Lóczy (1913) megállapította.

A hegység jelenlegi arculata tehát *fiatal hegységképződéssel* kapcsolatban, VADÁSZ (1953) szerint a stájer orogén szakasztól kezdve, a legfiatalabb időig megismétlődő mozgások eredményeként alakult ki. Említi a bazaltkitörésekkel kapcsolatos rodáni mozgásszakaszt (felső pliocén), továbbá azt is, hogy „epirogenetikusan süllyedő-emelkedő mozgások még a pleisztocénban is voltak, s azok nyomán a térszinformálódás kap szerepet”. Ez azt jelenti, hogy a *Bakony teljes kiemelkedése és geomorfológiai értelemben is hegységgé válása a pliocén végén és a pleisztocén idősebb szakaszában ment végbe*. Ekkor kerültek 400—600 m magasra a szarmata kavicstakarók és a föléjük települt pliocénvégi, esetleg pleisztocénelőji folyami homokrétegek is.

Nyomatékosan ki kell még emelni, hogy közvetlenül az új-pleisztocén és a pleisztocén-holocén határa sem jelentett teljes tektonikai nyugalmat területünkön. Erre utalnak a Balaton keletkezésének időpontjával foglalkozó elgondolások. A Balaton medencéjének első bezökkenése KÉZ A.—BULLA B. (1943) véleménye szerint *utolsó interglaciális* korú, más vélemények szerint (ZÓLYOMI) *würm* végi, míg a Sárrét és a Velencei-tó bezökkenése ÁDÁM L. (1958) kutatásai szerint az *oholocénba* tehető.

Ezenkívül a fiatal harmadkori hegységképződés nem szűnt meg teljesen, még napjainkban sem. Erre vallanak a Bakony környékén időnként fellépő különböző erősségű *földrengések*. Itt csak az 1810-ben lezajlott és utóréngéseivel még nagyon sok évig jelentkező móri (kb. 10-es erősségű) földrengés erős pusztításaira kell felhívni a figyelmet.

2. A Bakony tönkfelületei

A daviszi, vagy a pencki tönkösödés kérdése a Bakonyban

A hegység területe különböző magasságra (200—700 m) kiemelt sima felszínű, vagy csak gyengén hullámos fennsík-részletek együtteséből áll. Ezek a fennsíkok sok esetben meredek lejtőjűek és közéjük mélyen fekvő tektonikus medencék ékelődhetnek be. A sík, vagy csak gyengén hullámos, ún. tönkfelszínből esetleg a keményebb kőzetek, meredekebb lejtőjű kiemelkedések formájában, jobban kiemelkednek.

A Bakony területén lerakódott másodkori rétegsor igazi *hegységgé* válása, első ízben a felső kréta végével, a turon-szenon üledékek lerakódása után következett be, a laramiai hegységképző időszakban. Ezt megelőzően kisebb kiterjedésű száraz felületi foltok a krétakor folyamán már szerepeltek. VADÁSZ E. szerint (1953) ez az orogén szakasz a hegység területén már „valóságos térszínformálással jelentkezett s a Bakony mezozoos vonulatának körvonalait kialakította azokkal a medencékkel és öblökkel, melyek a harmad-időszak üledékeivel töltődtek meg.”

Ezt a hegységképződést követően ment végbe a Bakonyban az *első* nagyarányú lepusztulás és *tönkfelszínfejlődés*, mivel az „eocén transzgresszió már kialakult térszintet talált” VADÁSZ (1953) szerint. Ez a transzgresszió a mai hegység szívébe is benyomult, mert a tengeri eredetű eocén rétegsor a Déli-Bakonyban a Kabhegy bazalttakarója alatt, az Északi-Bakonyban pedig a Som-hegy és a Kőris-hegy környékén, a Zirci-medencében és még máshol is megvan sok helyen. A Balaton-felvidéken teljesen hiányzik. Tekintélyes kiterjedésű területekről viszont lepusztulhatott ez az üledék és az egykori nagy elterjedésének ma csak foszlányai ismeretesek. Ez a harmadidőszak eleji tönkfelszín már *sehol sem maradt meg*, legfeljebb itt-ott rekonstruálható, pl. egyes áthalmozott bauxitteleppek fekvésében.

A felső-eocénbeli nummulinás mészkő lerakódása után újabb kiemelkedést és a kiemelkedett területek újabb nagyarányú lepusztulását kell feltételezni (oligocén, ill. infraoligocén denudáció és alsó miocén). Ez volt a hegységben a *második tönkfelszínfejlődés*, ennek eredményeként alakultak ki a máig is fennmaradt, de utólag még tovább kopott, széles, lapos, gyengén hullámos felszínek. Ez a fiatalabb tönkfelszín is metszi a másodkori alaphegység és ezenkívül még a nummulinás mészkő többé-kevésbé dőlt helyzetű rétegsorát is.

Az oligocén-alsó miocénkori kiemelkedést csak a fiatalabb miocén mészkövek és egyéb üledékek, különösen pedig a miocén kavicstakaró transzgressziós, illetve, úgyszólván az egész Bakonyt fedő diszkordáns jellegű települése alapján lehet feltételezni. Az említett kavicstakaró ID. LÓCZY (1913) szerint két szintben képződött, mégpedig az alsó (250—300 m-en) szarmata korú és

szárazföldi eredetű üledék, a lajtamészköre települ, a felső pedig 400—450 m-en fekszik és a keletkezése Lóczy szerint nyílt kérdés.

VADÁSZ (1953) a magasabban települt kavicstakarót helvetiai emelet-belinek és szárazföldi eredetűnek tartja. Ebből mosódott le azután szerinte a kavicsanyag és egy része a tortoni emeletben a tengerpart közelébe, és meszes kötőanyagú kavicskonglomerátum, majd lajtamészkö keletkezett. Később, a jelenlegi Bakony keletkezésével járó, utólagosan fellépett fiatal tektonikus mozgások emelték ki, illetve, süllyesztették be a hatalmas kiterjedésű kavics-takarók egyes részleteit.

A kavicstakaró származáshelyére és a keletkezés körülményeire vonatkozóan ID. LÓCZYNAK (1913) megállapításai érdekesek. Ezekből a bakonyi tönkfelszínfejlődés körülményeire vonatkozóan is több következtetést lehet levonni. Szerinte „olyan gyakoriak a kövesedett fák a kavicsban, hogy sűrű Magnolia-erdőkre lehet következtetnünk azokon a partokon, amelyekből a kavics erős vízfolyásokkal lekerült. Egy elsüllyedt, fillitből, kvarcitból, paleozoói mészkövekből álló, andezit. és dácit-intruziókkal behálózott, magas hegységet lát képzeletem a miocén korban, a fejérvármegyei alföld és a somogyi dombvidék helyén, ezeknek a szubtrópusi erdőknek a helyéül.”

Vagyis a fentiekből az derül ki, hogy a jelenlegi bakonyi terület hegyláb-övezet volt, egy délkelet-dunántúli (VADÁSZ E. szerint inkább kisalföldi) miocénkori őshegység ÉNy-i előterében. Ez a szemlélet azzal a látszattal jár, mintha a Bakony területe ПЕНСК-féle értelmezésű hegyláb-tönklépcső lenne, azzal a megszorítással, hogy az a hegységrész már elsüllyedt, amelynek első lépcsője éppen a Bakony alacsony tönkfelszíne lenne.

A valóság azonban nem ilyen. A Bakony felszíne nem davisí végsőtönk (Endrumpf), de nem is pencki elsődleges tönk (Primärrumpf), tehát semmiképpen sem recens tönkfelszín, hanem éppen a nagyszámú *Magnolites silvatica* lelet alapján, ahogy BULLA B. legújabban (1955, 1958) kifejti, a meleg, trópusi éghajlat areális eróziójával kialakult „trópusi” tönkfelszín.

Ez a tönkfelszín nedves éghajlaton alakult ki, a felszín letarolása nagyon gyors volt és nem is tartott nagyon nagyszámú évmillióig, mert az alpida hegységképződés egy-egy harmadidőszaki fázisa között nem telt el túl hosszú idő. Az areális eróziót eléggé elősegítette a nedves éghajlat magasabb középhőmérséklete, amikor a talajban is jóval magasabb volt a középhőmérséklet és így a mállásfolyamatok meggyorsultak, mert a talajban a maihoz képest nagyobb számban élő mállasztó baktériumok és egyéb élő szervezetek számára sokkal kedvezőbbek voltak az életlehetőségek és nem volt a talajban téli fagy sem, ami szakadatlan működésüket gátolta volna.

A bakonyi tönkfelületen helyetfoglaló vékonyabb-vastagabb kvarc-kavicstakaró első látszatra egyáltalában nem támogatja a trópusi jellegű tönkösödés elméletét. Ez a takaró idegen eredetű. A trópusi-szubtrópusi éghajlatú és a mainál jóval alacsonyabb Ős-Bakony DK-i szomszédságában helyet foglaló magashegységből származhatott, amelyet Lóczy tételezett fel az említett helyen. Ez a hegység magasra kiemelkedett a trópusi areális erózió övezetéből és a belsejében a mérsékeltövi, lineáris erózióra utaló természeti viszonyok uralkodhattak. Az alacsony hőmérsékleten a mállás és a csapadék erőssége kisebb volt, a domborzat pedig tagolt. Innét származott a sok törmelék. A Kárpát-medencerendszer besüllyedésével a hegység is elsüllyedt.

Végeredményben tehát a hegység egyes részeit — saját kutatásaim szerint — egészen 500—600 m magasságig beborító középharmadkori (miocén) kvarckavics-takaró, továbbá a Ny-i, D-i peremeken a hegylábi övezetben, 110—200 m-es magasságig jelentkező szarmata mészkő lerakódásának idejében fennállott körülményekhez képest a mai hegységfelszín többé-kevésbé *geomorfológiai inverciónak* fogható fel. Az említett üledékek képződése idején ugyanis a hegységterület sekélytengeri, vagy pedig alacsonyan fekvő, tengerpartközeli táj volt. Azóta viszont a Bakonytól Ny-ra és D-re a miocén mészkövek, egyes mélyfúrások adatai alapján, a hegység kiemelkedésével egyidejűen, többszáz, esetleg 1000 m-nél is mélyebbre süllyedtek a mai felszín alá és följük nagy vastagságú pliocénkori üledéksor is telepedett. A geomorfológiai inverciónak is megfelelő kiemelkedést és egyben gyenge felbontozódást, valamint a boltozat összetöredezését és az egyes részleteknek (tönkrögöknek) különböző magasságra való kiemelkedését, vagy besüllyedését előidéző tektonikus mozgások nagyon későn, a pliocén fiatalabb szakaszában és a pleisztocénban több ritmusban működtek.

Eszerint tehát, hogy a tönkfelszínfejlődés a felső miocénkori kvarckavics-takarók és egyéb üledékek lerakódásakor sem állott meg, hanem még az alsó pliocén szubtrópusi éghajlata folyamán is tartott, ami a *felszín további lepusztulásával és a miocén üledékek (kavics-takarók, mészkövek) részleges letarolásával járt*. A miocén—alsó pliocén folyamán — felfogásom szerint — *mindössze egy tönkfelület* fejlődött ki a Bakonyban, de később az erősen fel-darabolódott.

3. A bakonyi abráziós felszínek kérdése

Id. LÓCZY (1913), CHOLNOKY J. (1926) és annak idején mások véleménye szerint is főleg a Veszprémi-fennsíkot, de ezzel együtt az egész Déli-Bakony lapos felszínét a miocénkori tenger abráziója dolgozta ki. Az abrázió megszűntével azután üledékképződés ment végbe a tenger mélyebb részein, így rakódtak le a lajtamészkő, a szarmatamészkő és esetleg még más üledékek is. Ezek az üledékek megvédték az abrázió emlékeit (fúrókagyló-nyomok stb.). Ilyen nyom azonban kevés került elő.

A nagykiterjedésű és lapos bakonyi felszín teljes egészében abráziós eredettel való magyarázatának ellene mond, hogy az esetleges abrázió befejeződése óta már hosszú idő, mégpedig évmilliók teltek el. Ezalatt tekintélyes vastagságú (talán már több tucat m-es) rétegsornak le kellett pusztulni a felszínről, így a legtöbb esetben, a tényleges abráziós felszínnek is el kellett tűnnie.

Az, hogy a Bakony felszínének nagy részén, mégpedig a Déli-Bakony É-i részén, valamint az Északi-Bakonyban szárazföldi eredetű kvarekavics-takaró foszlányai fekszenek, azt a látszatot kelti, hogyha jelentkezett is egyes kisebb foltokon abrázió, annak ellenére a közép- és főleg a felső miocénban a Bakony egész területe szárazulat volt, a tengerpart közelében feküdt és végbement a szárazföldi üledékképződés, különben nem rakódhatott volna le a nagyvázsonyi törésvonal és a Kőrös-hegy; valamint a sümegi hegység-rögök és a Tési-fennsík között, sőt talán még a Balaton-felvidéken is a folyóktól szállított kvarekavics-takaró.

4. Fiatal kéregmozgások, a kísérő szerkezeti-morfológiai formák

A Bakony pliocénvégi — pleisztocén hegységgé válásával kapcsolatban, helyenkint nagyon jellegzetes felszíni formakincs jött létre: *a)* különböző nagyságú tönkrögök, vízszintes, vagy ferde tönkfelületmaradványok (Kőris-hegy, Som-hegy, Papod, Halyag) keletkeztek; *b)* *aszimmetrikus* keresztmetszetű *völgyek* (pl. a Séd Veszprémnél és még sok más; *c)* *cikcakkos lefutású völgyek* (Tekeres-völgy), esetleg egyúttal aszimmetrikusak is; *d)* meredeksíkú *fiatal vetődésektől* létrehozott *meredek lejtők* (fazetták), többnyire sashéricszerű tönkrögök (pl. az *a)* pontban említett sashéricszerű tönkrögök) jellegzetes lejtői; *e)* hosszanti irányú *töréslépcsők*, m. pl. a Séd völgy-medencéjének Hajmáskér melletti É-ra néző lejtője, esetleg a Balaton-felvidék és a balatoni riviera közötti lépcső is; *f)* fiatal *tektonikus medencék*, félmedencék, hegységperemi öblözetek, süllyedékek (Bakonybéli-, Káli-, Pécselyi-medence, Tapolcai-medence, — helyesebben félmedence, mert a Balaton felé nyitott —, Sümegi-, vagy az Ajkai-öböl, a Gyulafirátót, Kádárta és Veszprém közötti karsztvízfeltöréses külön süllyedékek a Séd Veszprém és Öskü közötti völgy-medencéjén belül stb.; *g)* végül, fiatal kéregmozgások tovább fokozhatták a horizontális eltolódást különösen a Balaton-felvidék szurdokvölgyeiben egymással szemben kiemelkedő mészkő sziklafalak között. Az említett fiatal kéregmozgások kisebb-nagyobb *vetődések* alakjában jelentkeztek. Több ütemben léphetett fel. Mindinkább összetörték a tönkfelszínt és annak kisebb része, a *lesüllyedt rögök*, süllyedékes medencék formájában jelentkeznek, a többség pedig a *kiemelkedett, hegységi tönkrögök* alakjában.

A fiatal kéregmozgásokat jól igazolják a különböző magasságra kiemelt tönkrögök egykori tönkfelszín maradványain fennmaradt, lepusztulástól megóvott *fiatal üledékek*. Ilyen üledékek a hegység peremén, vagy hegység belsejében mélyre zökkent tektonikus mélyedésekben is helyet foglalnak. Ezek közül az *id.* LÓCZY (1913) véleménye szerint szarmatakorú kvarckavics a Kőris-hegy (704 m) Parajos-hegy (623 m) közötti lapos nyeregben (610 m), továbbá a Fekete-Halyag (648 m) és Alsó-Halyag (586 m) fennsíkjain kutatásaim szerint 550—620 m magasságból került elő. Ugyanez a kavics üledék a Várpalota—Veszprém—Devecser közötti árkos törésvonal mentén, vagy Veszprémtől D-re Szentkirályszabadja felé, csak 180—350 m-es abszolút magasságban jelenik meg. A kavics anyaga természetesen csakis eróziós úton kerülhetett a miocén után mai helyére, mai magasságába (550—620 m) pedig a neogénvégi-negyedkori utólagos tektonikus mozgásokkal.

A magasra kiemelt kvarckavicsstakaró részleteken kívül ugyancsak 600 m magasságig előfordul egy muszkovitpikkelyes, néhol kvarc murvás, finomszemű, szürke homokréteg is. A Bakony legerősebben kiemelt tönkrögein is, valamint egyes helyeken a mélyebb szinteken is előfordul. Települése, anyagi minősége alapján eddigi vizsgálataim szerint ez a homokréteg is folyami eredetű és nem széltelepítette. Ősi vízhálózat vonalain került a hegység területére, majd a neogénvégi-negyedkori fiatal kéregmozgások révén mai magasságra.

Ezt a homokréteget több m-es természetes feltárásban lehet megfigyelni a Kőris-hegy és a Parajos-hegy közötti kis nyereg közepén levő, pár száz m-es átmérőjű, fennsík *víznyelőiben*, ahol 1—2 dm-es vastagságú, aprószemű kvarckavics réteg is közbetelepül. Azonkívül itt még jobban összeálló,

keményebb és rozsdás homokpad is jelentkezik. Az egyik víznyelőhöz vezető vízmosás irányát függőleges-síkjú fiatal vetődés jelölte ki, amely áthatol az alsó, rozsdás homokrétegen is, valamint a vetődés menti néhány cm széles hézagot a felülről, a felszín felől benyomult szürke homok töltötte ki.

Ugyancsak finomszemű és muszkovitpikkelyes, szürkessárgás homok fekszik a *Fekete-Halyag* D-i oldalán levő kis völgy víznyelőiben is.

Az a tény, hogy a Bakony legmagasabbra kiemelkedő tönkrögsein (Kőris-hegy, Parajos, Halyag, Som-hegy) még 600 m t. szf. magasság körül is akad egy-egy kavicstakaró-foszlány, továbbá folyami eredetű csillámos homokréteg, azt bizonyítja, hogy a Bakonynak eredetileg egységesen kialakult neogéneleji tönkfelülete, a tektonikus feldarabolódás és a fiatal felboltozódás során nagyobb magasságokba emelkedett. Így az eredetileg egységes tönkfelszín az Északi-Bakonyban *két szintre*, két generációra bomlik. A felső fiatalabb szint fekszik a *mai magasságban*, mert az eredetileg teljesen egységes szint 600 m felett helyezkedik el. Nem igazi tönkfelszínnek, hanem meredek lejtőjű, a lejtők mentén, illetve azok közelében a hajdani vetősíkokkal jól körülhatárolt tönkrögök, m. pl. a már többször emlegetett 600 m feletti tetők. Nagy magasságuk és kis kiterjedésük, sasbércszerű jellegük miatt már erősen lepusztult róluk a kvarckavicstakaró, de foszlányai miocén utáni áthalmozással másodlagos fekvésben itt-ott még megmaradtak.

A Déli-Bakonyban hasonló jellegű részletnek látszik az Üsti-hegy (537 m) környéke és az innen Űrkút felé húzódó vonulat Szentgáltól DNY-ra, a veszprém—devecseri törés D-i oldalán. Ezek a dolomit-rögök alig emelkednek a 400—450 m magasan fekvő, kvarckavicsal vastagon betakart déli-bakonyi tönkfelület általános szintje fölé. Az Üsti-hegyről eddig kavics nem került elő.

5. A karsztos tönkösödés kérdése és a mai karsztosodás

A földtörténet folyamán nagyarányú karsztosodás és kis foltokon karsztos tönkfelszínfejlődés csak a krétakori—krétavégi bauxittelek képződése előtt mehetett végbe (VADÁSZ). A bakonyi bauxittelek ugyanis töbröket, mélyedéseket töltenek ki. Paleogén karsztfelületek így már nem konzerválódhattak. A neogén karsztosodás és karsztos tönkfelszínfejlődés azután már kismértékű volt, mert a hegységet úgyszólván teljesen elborította a fiatalabb harmadkori nem karsztos üledéksor, elsősorban a kavicstakaró. Emellett a Déli-Bakonyban a pliocénvégi bazaltos kőzetek, továbbá a nem karsztos pliocén rétegek is jelentékeny kiterjedésű foltokban fedték be.

Amikor az esetleges kopasz karsztfelszíneket a miocén-pliocénkori nem karsztos üledéksor kezdte befedni, a felszín még nagyon erősen a tengerszint közelében feküdt és a karsztvíz szintje is megközelítette a mindenkori felszínt. Ilyen viszonyok között nagymértékű karsztosodást nem lehet feltételezni. Annál erősebb lehetett viszont a pliocénvégi-ópleisztocénkori *hévvíztevékenység* és az sok helyen hévvizes barlangrendszer oldott ki.

Amikor azután a Bakony neogénvégi-negyedkori kiemelkedésével a mészkő-dolomittönköket befedő, nem karsztos takaróréteg fokozatosan lepusztult, a kopasz, karsztosodó felszíneken mindinkább kibontakoztak a karsztos formák, főleg a karrmezők és a víznyelők. Előfordult, hogy a már lassan bevágódó aszóvölgyeket, a nem karsztos kőzettakaró elvékonyodásával

alulról, a hegység belsejéből egy-egy víznyelő megesapolta. Ezt az állapotot a Fekete-Halyag (648 m) és Alsó-Halyag (586 m) közé bevágódó völgyben lehet megfigyelni. Itt a víznyelő működése még nagyon a kezdeti állapotban van, még alig zavarja az egyébként szépen fejlett és homokkal, néhol kavicsos, vagy murvás homokkal kitöltött völgy esésgörbéjét. Máshol, m. pl. Hárságy vagy Tés környékén, valamint a Kóris-hegy—Parajos-hegy közötti nyeregben, sőt még a Kabhegyen is, a fejlődés egy lépéssel már tovább jutott és 5—15 m mély víznyelő tölcseérek is előfordulnak. Különösen tanulságos ebből a szempontból a Kabhegy fennsíkja, ahol a vékony bazalttakaró már sok helyen lepusztult és egyre jobban felszínre tör a jól karsztosodó nummulinás mészkő (Macskalyukak víznyelői, Fenyvesi-víznyelő).

Az egykori hévvízes barlangok közül egyesek — a kiemelkedett mészkő-fennsíkokkal együtt többszáz m-es viszonylagos magasságba kerültek. Több közülük, ha nem is bizonyos, hogy hévvízes eredetű, — de kialakulásukat más módon nem lehet megmagyarázni — olyan nagy üregű és nagy magasságban fekszik; pl. a Som-hegyi Pénzlik 640 m és a Kóris-hegyi-barlang 630 m-en.

A hajdani karsztos tönkösödés emléke lehet a Veszprémi-fennsík környékén három helyen — a közönséges dolinánál jóval nagyobb *karsztos mélyedés*: a nagyvázsonyi Vörös-tó, a kövesgyüri és a meggyespusztai mélyedés. Tekintélyes víznyelő formája csak a középsőnek van. Úgy látszik ugyanis, hogy a terület túl fiatal kiemelkedése miatt olyan dolinás karszt nem alakult ki, mint a Mecsekben, vagy a Bükkben. Kétségtelen, hogy az említett mélyedésekben fiatal lerakódások fekszenek.

Ami a *jelenlegi karsztosodást* illeti, a legtöbb esetben csak *csékély* mérvű karsztos lepusztulással lehet számolni, annak ellenére, hogy a Bakony hazánk egyik legcsapadékosabb területe. (Az évi átlag 700—800 mm). Ez az érték azonban nem túl magas, pl. az alpesi, vagy Dinári-hegységbeli igazi, erősen karsztos területek csapadékatlagához képest.

A ma is fejlődő karsztformák közül a legerterjedtebbek a *karrosodott felszínek*. Nagyon nagy kiterjedésűek a *dolomitfelszínek* kopár, vagy füvel gyéren benőtt karros területei. A vízszegény, hullámos felszínből helyenkint sűrűn kiemelkedő kőbörckön a normális lepusztulást lehet megfigyelni. A lejtők valamennyi világtáj felé nagyon meredek lehetnek, gyakoriak a dolomitba vágódó vízmosások. Időszakos vizük ma is aprózódással képződő törmeléket szállít és rak le a hegylábi, kisesésű területeken. Ha a kőbörckön sok is a sziklafelszín, mégis az a valószínű, hogy képződésük a mainál sokkal gyorsabb lepusztulás, valódi tönkfelszínfejlődés mellett (erősebb areális erózió és nagyobb inszoláció) ment végbe. BULLA B. szerint (1954) ezek a dolomitterületek harmadidőszaki tönkfelszínek.

Egyes mészkőfelületeken nagyfokú a karrosodás. Tanulságos pl. a Fekete-Halyag (648 m) dachsteini mészkőből és úgy látszik, kis mértékben liász kori dachsteini típusú mészkőből álló fennsíkjának Ny-i szélé, ahol a 2—2½ m vastagságú, közel vízszintes településű mészkőpadok egyrészt jól karrosodnak, másrészt a kifagyással, a fagyökerek repesztő hatására és egyéb pusztító folyamatok következtében réteglepcsőszerűen *hátrálnak*.

A bakonyi dolinaképződés hiánya, ezzel szemben a víznyelőfejlődés aránylagos gyakorisága és gyors volta arra vall, hogy a bakonyi karszt-felszín éppen a jelenkori, úgy látszik, elég tekintélyes lepusztulás hatására exhumálódik, azzal hogy eltűnik róla a negyedkori, néhol eredetileg tekin-

télyes vastagságú homoktakaró, továbbá az újharmadkori kavicsos rétegsor. Ez a folyamat részben azzal is összefügg, hogy a hegység belső területein az utolsó 150—200 év alatt nagyon sok erdőt irtottak ki és így a felszabadult felszín, a rajta levő laza üledékkel együtt, az erózió szabad prédája lett (WALLNER 1941, 1942).

Nagyon gyakori karsztformák a Bakonyban a *barlangok* (kb. 100-at ismerünk). Közöttük nagyon kevés az aktív, ma is fejlődő, pl. a Tapolcai-tavasbarlang. Legtöbbjére már az erózióbázis szintje felett 50—400 m magasan fekszik és az egykori hévvizes, vagy karsztvizes barlang ma már pusztul.

A bakonyi karsztvizet a peremsüllyedékek, öblök (a Balaton, a vespéremi Séd-völgy, a Móri-árok, a Sárrét stb. felé) és a mélyen bevágódott völgyek (pl. az Egervíz) mentén sok tucat *karsztos* forrás csapolja meg. A karsztvízszinttel eddig sok értékes kutatás foglalkozott. (SZÁDECZKY-KARDOSS E., PAPP F., LÁNG S., KASSAI F.) és több karsztvíz térkép is készült. VIZY I. legújabban (1957) készült térképe szerint a hegység főkarsztvize az Északi-Bakony központi és a Déli-Bakony É-i részein kb. 250—280 m a t. szf. magasságban található. Ezenkívül magasabban még egy felső karsztvízszint is valószínű.

6. A fontosabb felszínpusztító folyamatok

a) A jégkori szoliflukció és a defláció

Hazai geomorfológusaink körében az a nézet, hogy a jégkori talajfolyásnak a laza kőzetű agyagos-homokos térszínnek formáinak képzésében (korráziós völgyek és egyéb formák) nagy szerepe volt. A Bakony területén a Balaton menti bazalthegyek lábain levő pannon homokos felszínnek kialakulásában, továbbá a hegység ÉNy-i és ÉK-i oldalán levő ugyancsak fiatal, harmadidőszaki hegylábi övezet felszínformálásában volt szerepe. Magam részéről főleg a tisztán homokos (pl. pliocén homok) glaukonitos homokkőves területeken (pl. Cserhát, Karancs, Mátra É-i előtere, Bükk) nemcsak egyedül a szoliflukciót tartom a fő jégkori felszínalakító tényezőnek. Azzal egyenrangú az általános lepusztulás többi formája (kifagyás, aprózódás, lemosás, erózió defláció) is.

A balatonparti bazalthegyek környékén a pleisztocén folyamán a kb. 100—200 m vastag pliocén, homokos rétegsor eltakarításáról volt szó. Ezt a folyamatot tiszta, laza homokkő esetén már aligha lehet szoliflukcióval magyarázni, mert nagyon kevés a kőzetben a csúszást elősegítő agyagos alkatrész. A homokban, homokkőben az agyagéhoz képest sok a kőzethézag, kőzetpórus. A fagy hatására a kőzetpórusokban levő víz egyszerűen jéggé fagy, szétrepesztí és homokszemcsékre bontja a kőzetet, amit azután a szél elfúj, vagy a víz lemos. Nagyon nagy hidegben a hómentes, csupasz kőzetfelszínen a viharos szélről hurcolt hókristályok is képesek marni, pusztítani a felszínt. Emellett még nagyobb rések, kifagyott részletek is keletkezhetnek, kőtenger azonban nem, mert a legtöbb helyen a laza homokkő homokszemekre bomlik szét.

Így a szoliflukció számára kevés a lehetőség. Jobbára csak a hegylábi törmelékfelhalmozódásban, valamint az agyagos felszíneken és az agyagos homok vagy homokkő felszínen fordulhat elő szoliflukció.

Kétségtelen azonban, hogy a Balaton melléki bazaltos tanúhegyek felszínfejlődése komplex és azt nem lehet egyetlen erőhatással magyarázni. LÓCZY L. (1913) és nyomában CHOLNOKY J. (1926) deflációval magyarázta a felszín kialakulását, de emellett hasonló szerepet játszott az erózió (BULLA B., SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938), de fontos szerepe volt a kifagyásnak és a szoliflukciónak is (BULLA B. 1943).

A defláció szerepe. A kifúvás hatása a felszínen sehol sem volt olyan erős, mint ahogyan azt a századeleji geomorfológiai szakirodalomban olvashatjuk (LÓCZY 1913, CHOLNOKY 1926). A szél ugyan a Bakony területére is sok hullóporos anyagot szállított; úgyhogy még a terjedelmes bazalttakarók közepetájában, 400 m t. szf. magasság táján is előfordulnak homokos lösz, vagy inkább löszös homok rétegek. Ezek nem a pliocén egykori sivatagos jellegét bizonyítják, hanem azt, hogy a pleisztocénban is jelentékeny volt a szélfúvás és anyagmozgatás, viszont a pliocén meleg és elég nedves éghajlati viszonyai között ilyesmire következtetni nem lehet. A szarmata rétegek fedőjébe és néhol a szarmata mészkő padjaiban beágyazott sarkoskavicsok (p. a Billegei-erdőben, vagy a zalalahápi karszton) is, inkább egyes rövidebb lélegzetű újharmadkori szakaszok helyi szélfúvásainak hatásáról tanúskodnak, nem pedig általános érvényű pliocénkori deflációról. A sarkoskavicsokra egyébként már LÓCZY és CHOLNOKY is felhívta a figyelmet.

b) Az erózió és a lefolyásviszonyok

A Bakony lefolyásviszonyai és a felszíni erózió a bonyolult domborzat miatt nagyon változatosak. A mindjobban szabaddá váló mészkő- és dolomitszélvonalakon fellép a vízszegénység és a karsztosodás (Veszprémi-fennsík, a Balaton-felvidék nagy része, a Veszprém—Hajmáskér—Várpalota közötti dolomitterület, a Tési-fennsík nagyrésze, a Tapolca—Nyirád—Agártető közötti dolomitszélvonal, az Északi-Bakony 600 m fölé emelkedő mészkő-tönkrögei). Az elszívárgott karsztvíz bő karsztos forrásokban lép a felszínre (Tapolcafő, a Tapolcai-tavasbarlang, Hévízfürdő forrásai mintegy 0,75 m³/mp vizet szolgáltatnak). Az átlagosan beszívárgó vízmennyiség a csapadéknak 38—40%-a).

A nem karsztos felszíneken, különösen az Északi-Bakony közepe táján, a Bakonybéli- és a Zirci-medence környékén alakulnak ki a legkedvezőbb lefolyásviszonyok. A fajlagos lefolyás sokévi átlaga itt 6—7 l/mp km²-re tehető. Az évi csapadékatlagnak kb. a 25%-a folyik le, elsősorban a hóolvadás idején, de a heves nyári záporok is okozhatnak a kis folyókon, patakokon gyorsan levonuló árvizeket.

A hazai viszonylatban aránylag kedvezőnek mondható lefolyásviszonyok mellett, eléggé számottevő itt a felszíni eróziós tevékenység is. Arról a mélyen bevágódott aszöüreg, és a szép szurdokok (Cuha-völgy, Kerteskő, Gerence, Egervíz, Gaja-patak) és még sok kisebb patak, — helyi elnevezés szerint „Séd” — tanúskodnak.

A maihoz képest azonban jóval nagyobb arányú eróziós tevékenységet kell feltételezni a harmadidőszak végén és a negyedkor folyamán. Másképpen ugyanis nem lehet megmagyarázni az Északi-Bakonynak a Bakonybéli-medence és Pápa közötti mészkő felszínén, továbbá egyes dolomitszélvonalakon is az erős eróziós feldaraboltságot. Természetesen figyelembe kell venni, hogy

annakidején még a nem karsztos kőzetekből (homok, kavics) álló takaró is többnyire jelen volt, továbbá sok területrészt még kiadósan ki is emelkedett. Csak így értékelhetjük a Gerence és mellékvölgy-rendszerének Bakonyból alatti 100—150 m-es mély bevágódását.

A felszín lepusztulásával kapcsolatban a hegység tekintélyes kiterjedésű feltájtait a talajerózió is nagyon meggyorsult. Az egykori erdők helyén létesült szántóföldeken, különösen a homokos, löszös alapkőzetben kialakult erdőtalajok néhány évtized alatt sok helyen teljesen lemosódtak, máshol pedig a takaró fele, vagy háromnegyede részben hiányzik, csonka. Gyakran napfényre kerül a jó néhány dm-es lemosott talajtakaró alól a szoliflukciótól bolygatott alapkőzet felszíne is, ami madártávlatból sajátságos rajzolatban jelentkezik a frissen felszántott felszíneken. A világosabb színű alapkőzetnek különösen a felszínhez közelebb türemlett feltájtai ütnek el nagyon élénken az egykori erdei talajok sötétebb árnyalatától.

7. A Bakony egyes részterületei*

A Veszprémi-fennsík és a Balaton-felvidék

A kis tájegység határát É és K felé a Séd völgye, D-en és Ny-on kb. a Balaton vízválasztó vonala jelöli. Felszíne 300 m átlagos magasságú, egyes részletei 400 m fölé is felemelkednek (Nagy-Gella 416 m, Recsek-hegy 430 m), mint jobban kiemelkedő, egyben keményebb kőzetű tönkrögök. Az egyébként azután nagyon lapos, gyengén hullámos felszín ID. LÓCZY (1913), CHOLNOKY (1926) és VADÁSZ (1953) szerint abrázíós, más felfogás szerint normális denuvációs tönkfelszín. Neogén kvarckavicsos és homokos takaró foszlányai is jelentkeznek rajta, pl. Szentkirályszabadja és Veszprém között. Egyébként a főleg dolomitból álló területet gyakran lösz fedi. Felszíne néhol gyengén karsztosodik (meggyespusztai poljeszerű kis mélyedés), karsztvízei az északias rétegdőlés miatt a veszprémi Séd-völgy felé csapolódnak le.

A Balaton-felvidéket a Fűzfői-öböltől DNy-ra a Tapolcai-medencéig számíthatjuk. Fennsíkját DK-re, a Balatonba ömlő, „sédek” völgyei árkolják fel, utóbbiak BULLA B. (1942) kutatásai szerint terasztalanok, bevágódásuk fiatal pleisztocénkori (utolsó interglaciálisbeli) lehet.

A völgyek (balatonalmádi Remete-völgy, felsőörsi Malom-völgy, csopaki Nosztori-völgy, arácsi Koloska-völgy, részben a Pécselyi-örvényesi Cserekút-pataké és Ábrahám-hegynél a Burnoti-pataké) bevágódása a V-keresztmetszetű szakaszokon néhol 100 m-nél is mélyebb, a környező felszín többnyire triász kori mészköves-dolomitos és így a patakokból szállított hordalék kevés. A patakok látszatra bővíűek, mert völgyfőjükben bő karsztforrások csapolják meg a bakonyi fő karsztvízszintet. Mindezek alapján az a nézetem, hogy az említett 100 m-nél mélyebbre bevágódó völgyszakaszok valamivel idősebbek is a riss-würm interglaciálisnál, ezenkívül nem teljesen a mai patakok völgybevágódásából, hanem a legtöbb esetben fiatal vetődésvonalakon, a kezdeti szakaszaikban ősi völgyek bevágódásából származnak, ame-

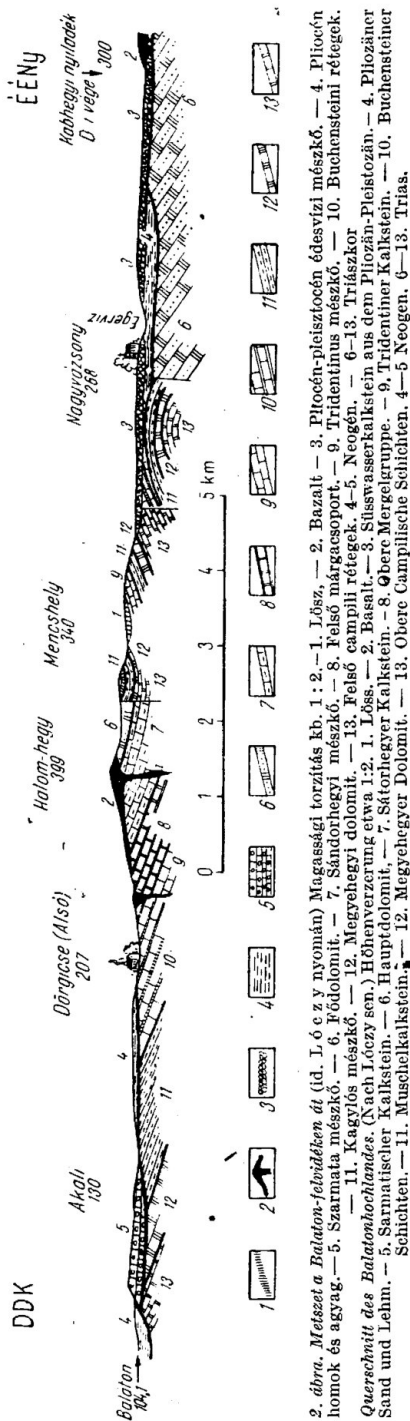
* A vándorgyűlés kirándulásai során ismertetett területek.

lyek már a Balaton medencéjének bezökkenése előtt Somogy dombvidékére is elszállították a hordalékokat.

A Balaton-felvidék harmadidőszaki tönkfelszíne két lépcsőre oszlik: a felső szint 300—400 m-en, az alsó, az ún. balatoni riviera, csak 150 m-en fekszik. ID. LÓCZY (1913) pannon tengeri, SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1940) balatoni abrázios színlőnek tartják, BULLA (1943) szerint „mint balatoni abrázios színlőnek a problémájával szemben sem a merev elutasítás, sem pedig a tetszetős megoldást ígérő helyeslés álláspontjára nem helyezkedhetünk”, hanem többféle erőhatás közreműködésére is gondol.

Végeredményben a 2—4 km széles, DK felé lejtősödő balatoni riviera felszíne Keszthely vidékétől a Tapolcai-medencéből történt megszakításán túl egészen Fűzfőig, sokféle kőzetet azonos szintben nyel le. Ennek megfelelően a felszín is egyszerű tönkfelszín, egyidős a föléje 150—200 m-rel magasabbra emelkedő Balaton-felvidékkel, attól a riviera É-i szélén meredek lejtővel kiemelkedő Megye-hegy, Öreghegy, Csákány-hegy, Péter-hegy, Tamás-hegy és mások, a Rendesi-, a Fülöpi-, Őrsi-hegyen át a Keszthely-hegységig határolják. Az említett 300—320 m magas hegycsúcsok déli lejtője, amint arról már BULLA (1954) megjegyzi, merev töréslépcső. Nézetem szerint ez a fiatal (neogénvégi-negyedkoreleji) fazetta nyomán képződött.

A Déli-Bakony területén érdekes a formakincsük a bazaltból álló hegycsúcsoknak. A változatos alakú hegycsúcsok között sok a csonkakúp alakú, sőt a sok km²-es bazalt-fennsík is hiányoznak. Az utóbbiak fennsíkját bazaltdolinak tagolják. Egyik-másikban állandó vízütó helyezkedett el (pl. Őcs felett a Nagytó), másokat mesterségesen duzzasztanak fel (kabhegyi Nyír-tó). GYÖRFFY (1957) legutóbb karsztosodással magyarázta a tavak eredetét, a bazalt fekéjében levő bazalttufa és a pannon rétegsor mésztartalma kioldódásával kapcsolatos berogyadozással.



2. ábra. Metszet a Balaton-felvidéken át (id. Lóczy nyomán) Magassági torzítás kb. 1:2. — 1. Löss, — 2. Bazalt, — 3. Pliocén-plisztoceán édesvízi mészkő, — 4. Pliocén homok és agyag, — 5. Szarmata mészkő, — 6. Földolomit, — 7. Sándorhegyi mészkő, — 8. Felső márgacsoport, — 9. Tridentinus mészkő, — 10. Buchenstein rétegek, — 11. Kagyilós mészkő, — 12. Megyehegyi dolomit, — 13. Felső campili rétegek, 4-5. Neogén, 6-13. Triászkor.
 Querschnitt des Balatonhochlandes. (Nach Lóczy sen.) Höhenverzeigung etwa 1:2. 1. Löss, 2. Basalt, 3. Süßwasserkalkstein aus dem Pliozän-Pleistozän, 4. Pliozän Sand und Lehm, 5. Sarmatischer Kalkstein, 6. Hauptdolomit, 7. Sátorhegyer Kalkstein, 8. Obere Mergelgruppe, 9. Tridentiner Kalkstein, 10. Buchenstein Schichten, 11. Muschelkalkstein, 12. Megyehegyer Dolomit, 13. Obere Campilische Schichten, 4-5 Neogen, 6-13. Trias.

Lehetséges, hogy a bazaltdolinák kialakításában a *kőzetminőség* is nagy szerepet játszott. Sok ugyanis a bazaltos fennsíkok környékén a *hólyagos* szerkezetű *bazalt*. Ha azután ilyen kőzetből pusztul le nagyobb mennyiség, el lehet képzelni, hogy homorulat, sőt nagyobb bazaltdolina is keletkezhetik. Ha pl. egymás mellett egy-egy folton tömör, illetve 1—1,5 sűrűségű hólyagos bazalt bukkan a felszínre és eredetileg a kétféle bazaltból felépített felszínen magasságkülönbség nincs, 1 m-es vastagságú tömör bazalt lepusztulásának kb. 1,5—2 m-es hólyagos bazalt lepusztulása felel meg (ami kb. ugyanolyan súlyt képvisel, mint a tömör bazaltréteg). Így már ebben az esetben is jelentkezik a felszínen magasságkülönbség. A bazaltdolinák keletkezése ebben a vonatkozásban is megérdemli a további kutatást.

Az egyes nagyobb kiterjedésű bazaltfennsíkok, bazalthegyek közül a legnagyobb kiterjedésű a *Kabhegy* (600 m) kb. 40 km²-es bazalttakarója. ÉNy-on nummulinás mészkőre, DK-en dolomitra települ. A többnyire vékony bazalt befedte a hajdani karsztosodó felszínt, de a bazalt lepusztulásával, különösen az előbukkanó nummulinás mészkövön erősen megindult a karsztosodás, főleg a már említett víznyelőképződéssel. A Kabhegy a Déli-Bakony legkiemelkedőbb pontja, eredeti vulkáni kúp. Tetején kisebb periglaciális kötenger képződött. A kabhegyi bazalttakarón több bazaltdolina mélyül a lapos felszínbe.

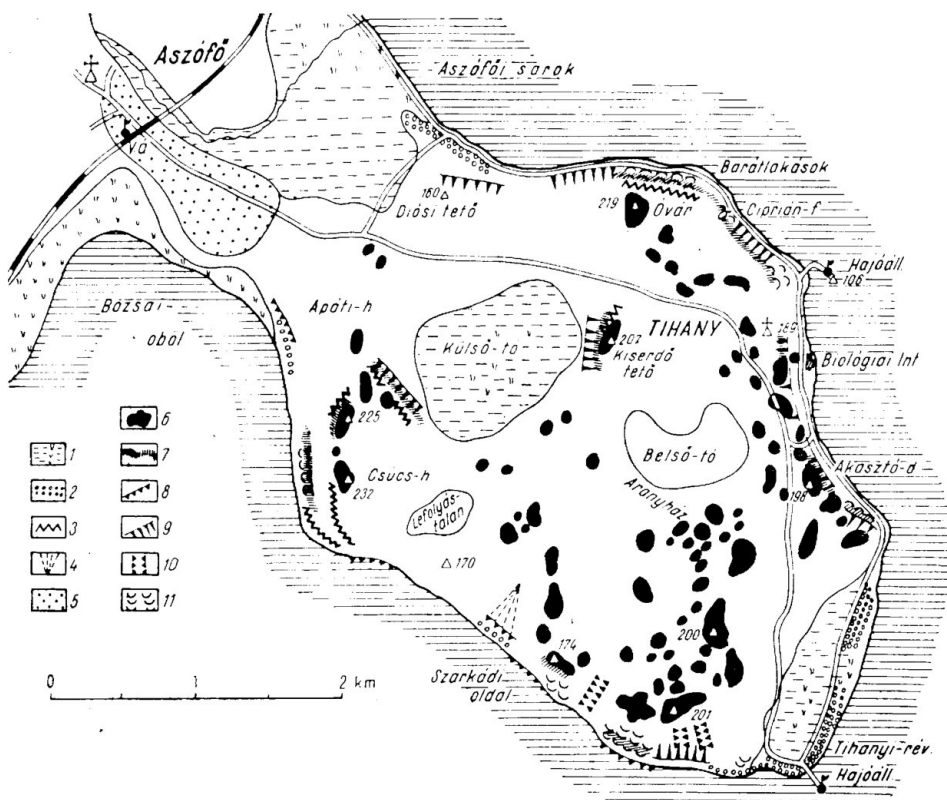
A Kabhegy mellett az *Agártető* bazalttakarója a legnagyobb a Déli-Bakony területén (25 km²), Dolomitra, kisebb mértékben laza pannon üledékre települő, K felé lejtősödő bazaltfelszíne elferdült tönkrögre telepedett. Az erózió ugyan erősen feldarabolta, de a frissen bevágódó völgyek között még elég terjedelmes fennsíkrészletek is maradtak.

Érdekes kis, 12 km² vulkános terület a *Tihanyi-félsziget*. Peremein, Ny, DNy és K, ÉK felé szép suvadásos formák szegélyezik, ahol a bazalt-tufa rétegei egészen a balatonpartig lekerültek. A suvadást eredetileg a tó hullámveréséből adódó abrázációs alámosás is nagyban elősegítette. A félsziget belsejében a *Külső-tó*, a *Belső-tó* és Ny-on a Horgásztelep felé eső oldalon levő kis mélyedés lefolyástalan, részben tektonikus, részben denudációs eredetű. A Külső-tavat közel 200 éve lecsapolták. A híres hidrokvarcit (régőbbi elnevezés szerint „gejzir”) kúpok fiatalos, élénk formákkal emelkednek ki, néhol periglaciális kifagyás nyomaival. Ilyen jelek mutatkoznak a bazalt-tufás sziklákon is, ezek CHOLNOKY szerint (1926) szélmarta, újabb felfogás szerint normális denudációs formák (Kiserdő-tető), a víz, a szél és a kifagyás egyaránt dolgozik rajta.

A Balaton-felvidék fiatal tönkfelszíne Balatonfüredtől DNy-nak egyre erősebben feldarabolódik, medencék mélyednek bele, m. pl. a nagyobbak közül a Pécselyi-, a Káli-, a Tapolcai-medence és még több más kisebb is. A széttöredezés miatt a karsztvíz szintje is mélyebbre száll és *Akalindál* a balatoni víztükör szintjét éri el. Ennek köszönhető, hogy az Akali vasút-állomásnál közvetlenül a partmenti tófenéken fakadnak fel a 14 C° hőmérsékletű bővízű karsztforrások.

A kis medencéket főleg lazább üledékek töltik ki, úgyhogy a szerkezeti mozgások működése mellett még denudációs úton is továbbmélyültek. A Pécselyi- és a Köveskálai-medencében triász kori márgás rétegek, a Köveskáliban és a Tapolcaiban laza fiatal harmadidőszaki üledékek is szerepeltek, a pannonig bezárólag.

Medencejellegű terület *Nagyvázsony* környéke is, de az csak gyengén mélyült be a Balaton-felvidék lapos tönkjébe. Itt az *Egervíz* csapolja le a felszínt. Az Egervíz vízbősege elég gyorsan növekszik, mert az említett községben és a környékén több karsztos forrás táplálja. A Nagyvázsonyi-medencét Ny felé a Tálódi-erdő pliocén édesvízi mészkőre települt bazalttakarója



3. ábra. A Tihanyi-félsziget geomorfológiai térképvázlata. 1. Násos, tőzeges, vizenyős terület. — 2. Jelenkori parti turzás. — 3. Sziklafalak. — 4. Jelenkori törmelékkúp. — 5. Pleisztocén törmelékkúp. — 6. Hidrokvartit (gejzir) lerakódás. — 7. 30°-nál meredekebb lejtő. — 8. 1-2 m-es jelenkori abráziós perem. — 9. Feltételezett meredeksíkvetődés. — 10. Vizmosás. — 11. Jelenkori súvadás, omlás

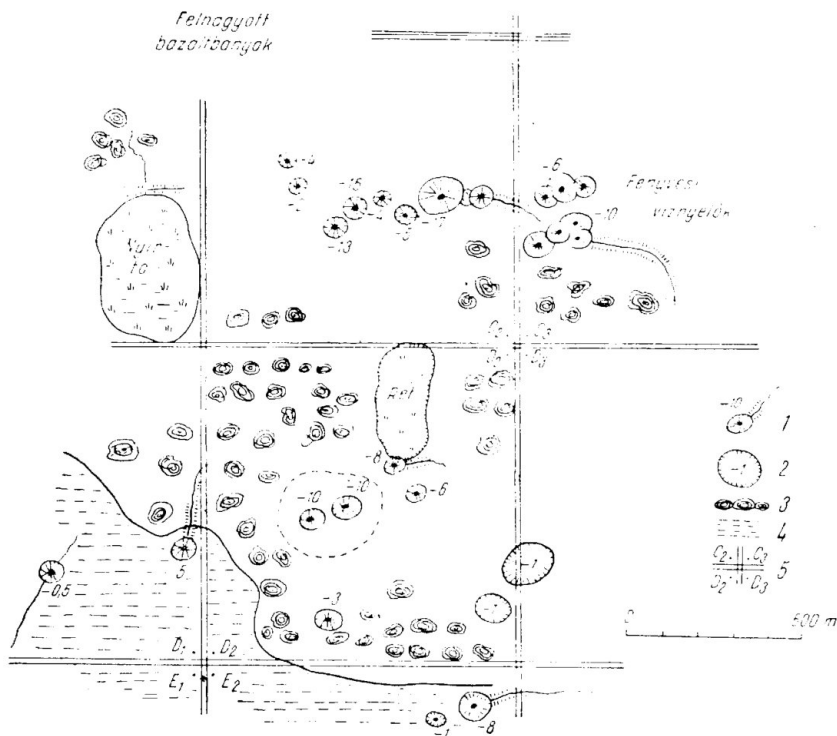
Geologische Kartenskizze der Tihanyer Halbinsel. 1. Rohr-, Torf- und wasseriges Gebiet, — 2. Rezenten-Nehrung. — 3. Felsen, — 4. Zezenter Schuttkerge. — 5. Pleistozäner Schuttkegel. — 6. Hydroquarzit (Geysir) Ablagerungen. — 7. Steilabhäng über 30° — 8. Rezenten Abrasionsrand von 1-2 m. — 9. Vorausgesetzte steilflache Verwerfung. — 10. Wasserriss, — 11. Rezenten Erdrutsch

különíti el a Ny-abbra levő Taliándörögdi—Vigántpetendi-medence jóval mélyebben levő felszínétől.

A *Tapolcai-medence* D-i fele a Balaton fiatal alluviális öble, tőzegtelepekkel. Ebből szigetszerűen, félszigetszerűen emelkednek ki a szép bazalt-hegyek és bazalttufás halmok, különösen az előzőkön (Badacsony, Szentgyörgy-hegy, Gulács stb.) szép periglaciális és jelenkori blokkfáccissal. A medence É-i fele főleg szármatamészkes és triász kori földolomitos karszt. Itt id.

Lóczy (1913) szerint pliocénkori mészköves és egyéb üledékekből álló takaró foszlánya is szerepelt, de ez nagyrészt már lepusztult.

Medencejellegű a *Séd kiszélesedő völgye* Veszprém és Hajmáskér—Pétfürdő között. A fiatal tektonikus mélyedésből a neogén és a pleisztocén rétegek majdnem teljesen hiányoznak. Sok helyen dolomit kerül a felszínre, máshol terjengős alluvialis síkságok fekszenek, aljukon állandóan felszínre kerül a karsztvíz és nagy kiterjedésűek a vizenyős részletek.



4. ábra. A kab-hegyi víznyelők egy részének vázlatos helyszínrajza. 1. Víznyelő a bele vezető vízmosással, mélységadattal (m), — 2. Dolina, vagy lefolyástalan terület, mélységadattal (m), — 3. Bazaltfelszín, blokkfáciával, — 4. Dolomit felszín, — 5. Erdővágások, tájékoztató számozással

Geländeskizze eines Teils der Trichter am Kab-Berg. 1. Trichter mit dem einmündenden Wasserriss mit Tiefenangabe (m), — 2. Doline oder abflussloses Gebiet, mit Tiefenangabe (m), — 3. Basaltfläche mit Blockfazies, — 4. Dolomitfläche. — 5. Holzschläge mit Orientierungszahlen

A dolomit kis kőbörcek alakjában emelkedik ki. A medence peremén pedig, hol a D-i oldalon (pl. Pétfürdőnél, Hajmáskérnél), hol az É-in (így az Óreg Futóné 575 m és a Bér-hegy 496 m) meredekfalú kiemelkedéssel ugrik előre a medencefelszínhez képest erősen kiemelkedett tönkrögös hegység.

A *Köveskáli-medence* hosszanti irányban elnyúló sülyyedéke kb. párhuzamos a Balatonnal. Belsejéből — a kővágóörsi-salföldi-szentbékállai kőhát kemény kvarekavics konglomerátjának rétegsorától és a bazaltkúpok pannon alapzatától eltekintve — a fiatal üledékek általában hiányoznak. A medencefenéken sok helyen triász kori mészkő kerül a felszínre, mindjobban

karsztosodva. Az előrehaladó karsztosodásról (friss berogyások) GyÖRFFY D. (1957) emlékezik meg. A medencefenéken, a Kornyi-tó és még több más kisebb vízenyős mélyedés területén, felszínre kerül a karsztvíz. A kőhátak sziklás felszíne, pl. Kővágóörsről K-re periglaciális blokkfácies, a sziklatömbökön levő apró mélyedések (madáritatók) mállásos folyamatok eredményei.

A *Keszthelyi-hegység* a tágabb értelemben vett Bakony legnyugatibb része. Ny-on a Zalai-dombszélektől a Hévízi-völgy tektonikus árka választja el. DK-en és K-en a Balaton medencéje meredek lejtőkkel szakad le. K-i fele (Sárkányerdő 450 m) neogénkori egyenletes magasságú, lapos tönkfelület, egy-két kis dolinával és itt-ott egy-egy barlanggal. A DNy-i részen a Pető-hegy (355 m) távolabbi környéke nagyon hasonlít a Budai-hegységben levő, mikrotektonikusan erősen összetört dolomithegyekhez (Csiki- és Fekete-hegyek, Pilisvörösvár környéke). Az összetöredezés mértéke itt talán még nagyobb fokú. Tulajdonképpen a fiatal harmadidőszaki tönkfelszín töredezett apró rögökre.

A Keszthelyi-hegységtől É-ra a Tátika—Szebike—Lázhegy és a Kovácsi-hegy csoportja bazaltfennsíkok sorozatából áll. A bazaltfelszínen álkarsztos bazaltdolinák sorakoznak, a magasabbra kiemelkedő bérceken szép periglaciális blokkfáciesek képződtek és előfordul a bazaltfennsíkok peremein egy-egy nagyméretű, szűk, barlangszerű függőleges hasadék is. A csonkakúp alakú bazalthegyek alapja itt is pannon rétegsor, a közöttük levő mélyebb területek denudációs felszínek.

A *Sümei-hegység* legmagasabb része, a Csúcsos-hegy (366 m) felemelt tönkrögének fő jellegzetessége a miocénkori kavicstakaró. A nagy rögöt kiemelő erős peremtörés DDNy felé húzódik, itt a legmeredekebb a lejtő. A sümei várrom kis krétamész-kő röge nem tartozik szorosan hozzá, külön emelkedett ki a kavicsfedte, jóval alacsonyabb felszínből.

A Déli-Bakony

Ennek É-i peremén a Várpalota—Veszprém—Devecser között húzódó törésvonal mentén kialakult, fiatalos formák látszanak. Így pl. Veszprém és Szentgál között a kissé cikcakkosan húzódó törésvonal mentén féloldalasan, aszimmetrikusan emelkednek ki a Csatár-hegyen (370 m), Miklóspál-hegyen (491 m), Mecsek-hegyen (415 m) át húzódó dolomitos rögsor tagjai, D-i lejtőjük lankás, az É-i pedig meredek. Utóbbi a fiatal törés mentén fiatal geológiai időben felszínre került törésfelület (fazetta)-sorozat. Hasonló a helyzet a szentgáli Tűzköves-hegy liázmész-kőbányája és Ajka között is a Tornavíz-völgy baloldalán.

Az Északi-Bakony

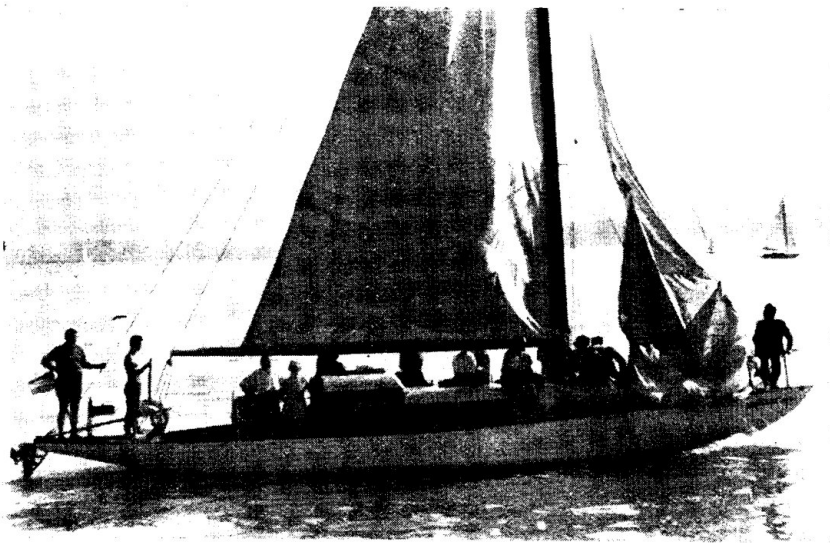
A Ny-i oldalán a Kőris-hegy, a Som-hegy, a Pávavár és a kisalföldi perem között, a főleg mészkőből épült területen, különösen erős a hegység eróziós feldaraboltsága. A nagy völgyek mélyen bevágódtak, bevágódásukat követték a sűrű mellékvölgyek is, annak ellenére, hogy nagyrészt mészkőből épült fel a terület. A nagyfokú eróziós feldaraboltság és a lankásabb



1. kép. B u l l a Béla akadémiai levelező tag, a Magyar Földrajzi Társaság választmányi tagja megnyitja az MFT XII. Vándorgyűlését



2. kép. Id. L ó c z y Lajos sírjának megkoszorúzása az arácsi temetőben



3. kép. Balatonfüred. A Sarkesillag vitorlás



4. kép. A Balaton kutatóhajó



5. kép. Woynárovich Elek, az MTA Tihanyi Biológiai Intézetének igazgatója előadást tart



6. kép. Láng Sándor egyetemi docens, a kirándulás vezetője ismerteti a Tihanyi-félsziget kialakulását



7. kép. Tihanyi-félsziget. A Külső-tónál



8. kép. Tihanyi-félsziget. Aranyház hidrokvareit kúpja

lejtőket erősen befedő homokos takaró miatt a felszín karsztosodása gyenge. A helyenkint periglaciális blokkfáciesként szereplő mészkősziklák karrosodnak. A Pápavártól ÉK-re, a Gát-hegy felé eső fennsíkrészen egy-két kis dolina keletkezett, Bakonybél környékén pedig néhány barlang képviseli a karsztjelenségeket (Odvaskő, Száraz-Gerencei- és Kőris-hegyi-barlang). A fiatal, homokkal vegyes kvarckavicstakaró foszlányai gyakoriak.

A terület nagyfokú eróziós feldaraboltságát a vizet át nem eresztő fiatal üledéktakaró jelenlétével lehet magyarázni. A hegység pliocénvégi-ópleisztocén erős kiemelkedésével legkorábban ezen a felszínen indult meg az erózió, később elérte a mészköves fekvőt és azon is tovább folytatódott, mert a kavicsos-homokos üledék a lepusztuláskor a vésőhöz hasonlóan működött. Egyben a kiemelkedésnek is gyorsan, hirtelen kellett végbemenni, és így az erózió a felszínt gyorsan feldarabolhatta.

Az Északi-Bakony K-i oldalának legjellegzetesebb részlete a Tési-fennsík és a Mellár karsztos, dolomit-, részben mészköves fennsíkja. Itt kisebb az eróziós feldaraboltság. A nagyobb eróziós völgyek főleg DK felől vágódtak hátra (Burok-völgy), a Sárrett süllyedéke felől, a Bér-hegytől (496 m) K felé ugyanis a terjedelmes fennsík általános lejtősodése DK-i. Az É-i perem felől völgyhátravágódás nincs, ezen az oldalon egységes és nagyjából egyetlen nagy töréslépcső látszik, meredek törésfelülettel, ez a felület sokkal fiatalabb (valószínűleg negyedkoreleji), mint az a lapos tönkfelszín, amelyen Tés községe fekszik. ÉK-en a Gaja-patak pár km hosszú epigenetikus-antecedens szurdoka vágja ketté a fennsík végződését. A móri tektonikus árok felé fiatal törésvonallal végződik a Bakony. A törésvonal mentén langyos karsztforrások törnek fel (pl. a Duzzogó-fürdő) és erős a terület szeizmicitása is. A Tési-fennsík gyengén karsztosodik (víznyelőképződés).

A Csesznek és Dudar közötti területen, az Öreg-hegy (494) — Sűrű-hegy (428 m) tönkrögei és a Cseszneki-várrom kis rögsorában húzódik ÉK felé a Magas-Bakony eocén mészkővel fedett másodkori alaphegységének legutolsó kiugrása. A mészkőfennsíkokat a Cuha és mellékpatalkjai szabdalják fel, így a Kőmosó, az Ördög-árok és a Kő-árok hátravágódott szurdok-völgyei a legnevezetesebbek, Csesznectől DK-re, barlangokkal és szép karrosodással. A völgybevágódás eredetileg itt is idegen kőzetben, a miocénkori kvarckavicstakarón indult meg, majd folytatódott a mészkőben. A kavics-takaró a hegység ÉK-i peremének fiatal törésvonalai mentén, pl. Szápár felé, már mélyebb szintre vetődött le. Az említett nagykiterjedésű mészkő-tönkrögök peremtörései, pl. a Cseszneki-öböl felé és Dudarnál is, nagyon fiatal felszínek (harmadidőszak vége—negyedkor), akár a Bakony többi részén.

DAS GEOMORPHOLOGISCHE BILD DES BAKONY-GEORGES

Dr. S. Láng

Zusammenfassung

Geologisch ist das Bakony-Gebirge ein im Laufe der alpinen Orogenese entstandenes Bruch-Faltenschuppen-Gebirge von autochtoner Lage.

Die mächtigsten Schichten mit einem Durchmesser von etwa 4000 m bilden die Triassedimente, reich vertreten sind auch Kalkstein und Dolomit, die besonders wegen der hochentwickelten Verkarstung eine erhöhte geomorphologische Bedeutung besitzen.

Die Juraformen des Bakony sind mit dem Trias verglichen bescheidener vertreten. Die Entwicklung der Kreideserie ist wohl abwechslungsreich, voll entwickelt ist sie indessen bloss im Norden des Bakonygebirges sowie im Abschnitt von Sümeg.

Unter den nicht verkarstenden Ablagerungen des Deckgebirges ist der Miozänschotter mächtiger als 100 m. Pliozänsand und Lehm dürften sich unter den Basaltdecken des Ufergebietes des Balatonsees und am Somló in einer Mächtigkeit von über 200 m entwickelt haben.

Das Bakonygebirge besitzt Bruchstruktur. Die Haupt- oder Längs-Bruchlinien verlaufen in SW—NO, die Neben-Querbruchlinien in NW—SO Richtung. Entlang dieses doppelt ausgerichteten Bruchsystems wurde das Gebirge in starre Schollen gegliedert, doch haben sich diese Schollen von einander lotrecht, zumeist aber auch wagemäßig verschoben. Die wichtigste Bewegungsperiode fällt in das Zeitalter der leramischen Orogenese. Die jüngsten Prozesse der Gebirgsbildung fanden bestimmt im Pliozän-Pleistozän statt. Die gleichzeitigen, fallweise auch im Holozän stattgefundenen jungen Bewegungen der Gebirgsbildung waren von höchster Bedeutung in der Ausgestaltung des gegenwärtigen Angesichts des Bakony-Gebirges, des morphologischen Bildes der gegenwärtigen Struktur und zugleich auch des Reliefs der Randgebiete.

Die volle Erhebung des Bakony und die Orogenese im morphologischen Sinne fällt zeitlich mit dem Ende des Pliozän und dem älteren Abschnitt des Pleistozän zusammen. Damals wurden die miozänen Schotterdecken so hoch (über 400—600 m) gehoben, wie auch die über diese gelagerten mit Schotter vermischten spätpliozänen, vielleicht frühpleistozänen Sandschichten fluviatilen Charakters.

Die langsame Hebung dauert im übrigen heute noch an; auch die allgemeine Hebung der geodetischen Fixpunkte dauert im ganzen Bakonygebirge noch heute an.

Zeitweise treten in der Umgebung des Bakonyer Gebirges Erdbeben von verschiedener Stärke auf. Hier sei bloss auf die starken Verheerungen des Erdbebens in Moór im Jahre 1810 und die noch Jahre lang auftretenden Nachbewegungen hingewiesen. Dieses Erdbeben besass ungefähr den Stärkegrad 10.

Die eigentliche Ausbildung der auf dem Bakonyer Gebiete abgelagerten mesozoischen Schichtreihe zu einem wirklichen Gebirge trat erstmalig am Ende der oberen Kreide, nach der Ablagerung der Turon-Soron Sedimente ein, zur Zeit der leramischen Gebirgsbildung.

Nach dieser Gebirgsbildung erfolgte im Bakony die erste grosszügige Abtragung und Rumpfflächenbildung, weil nach Vadász (1953) die „eoazäne Transgression hier ein bereits voll ausgebildetes Terrain“ vorgefunden hat. Diese Transgression ist bis in das Herz des heutigen Gebirges vorgedrungen. Diese frühertiäre Rumpffläche ist bereits vollkommen verschwunden, und kann höchstens stellenweise rekonstruiert werden, z. B. im Liegenden einzelner umgesiedelter Bauxitlager.

Nach der Ablagerung des Nummulitenkalks im oberen Eozän haben wir eine neue Erhebung und eine hierauf entstandene grossräumige Abtragung der emporgehobenen Gebiete vorauszusetzen (oligoazäne bzw. infraoligoazäne und unter-miozäne Denudation). Dies war die zweite Rumpfflächenbildung im Gebirge; im Laufe dieses Prozesses sind die heute noch bestehenden, aber weiter abgetragenen breiten, flachen, schwach gewellten Oberflächen entstanden.

Die Rumpfflächenbildung im Oligozän und im unteren Miozän kann nur auf Grund der Miozänkalksteine und anderer Sedimente, besonders aber auf Grund des fast das ganze Gebirge überdeckenden diskordanten Lagerung der miozänen Schotterdecke vorausgesetzt werden. Diese Schotterdecke ist nach Lóczy sen. (1913) in zwei Horizonten entstanden. Die untere Schicht (250—300) ist sarmatischen Alters und ein kontinentales Sediment; sie wurde auf Leitha-Kalkstein gelagert, während die höhere auf etwa 400—450 m liegt. Die Entstehung dieser zweiten Schicht ist nach Lóczy eine offene Frage. Nach der Meinung von Vadász stamme diese zweite höher gelagerte Schotterdecke aus der helvetischen Stufe und sei ein kontinentales Sediment.

Demnach war das Bakony-Gebiet die Piedmontzone im Vorraum eines miozänen Urgebirges im Südost-Transdanubien (nach Vadász eher in der Kleinen Ungarischen Tiefebene). Dies würde aber den Anschein erwecken, als ob das Bakony-Gebiet eine Piedmontrumpfstufe im Penckschen Sinne wäre, mit der Einschränkung, dieses Gebirge sei längst versunken und dessen erste Stufe wäre eben die niedrige Rumpffläche des Bakony-Gebietes.

Tatsächlich ist aber die Oberfläche des Bakony-Gebirges kein Davis'scher Endrumpf, auch kein Penck'scher Primärrumpf, auch keineswegs eine rezente Rumpffläche,

sondern wie dies die zahlreichen *Magnolites silvaticae* bezeugen und auch B. Bulla jüngst (1955, 1956) feststellt; eine „tropische“ Rumpffläche, die ihre Entstehung der arealen Erosion des warmen Tropenklimas verdankt.

In Endergebnis kann das heutige Relief des Gebirges mit Berücksichtigung der zur Zeit der Entstehung der bis zur Höhe von 500–600 m reichenden miozänen Quarzschotterdecke, sowie der Ablagerung des bis zu 200 m stehenden sarmatischen Kalksteins herrschenden Verhältnisse mehr oder weniger als eine geomorphologische Inversion gedeutet werden.

Die Entwicklung der Rumpffläche hat im subtropischen Klima des unteren Pliozän weiter angedauert, was mit der weiteren Denudation der Oberfläche sowie mit der teilweisen Abtragung der Miozänsedimente (Schotterdecken, Kalksteine) verbunden war. Meiner Ansicht nach ist aber im Miozän–Unter-Pliozän im Bakony-Gebirge *nur eine* Rumpffläche entstanden, die dann später stark zerstückelt wurde.

Der Auffassung, die weit ausgedehnte und flache Oberfläche des Bakony-Gebirges sei in ihrer Gänze durch Erosion entstanden, widerspricht der Umstand, dass seit dem Ende der etwaigen Abrasion eine lange Zeit, vielleicht Millionen von Jahren verflossen sind.

Während dieser Zeit müssten Schichtreihen von ansehnlicher Mächtigkeit (vielleicht mehrere Dutzend Meter) von der Oberfläche abgetragen worden sein, in den meisten Fällen wäre demnach auch die Abrasionsfläche verschwunden.

Mit der Gebirgsbildung im Bakony im Spätpliozän–Pleistozän gleichzeitig sind entstanden: a) Rumpfschollen verschiedener Grösse, wagerechte oder schräg gestellte Reste von Rumpfflächen (Kőris-hegy, Som-hegy, Papod, Halyag); b) Täler mit asymmetrischem Profil (z. B. Sódé bei Veszprém und viele andere); c) in wechselnder Richtung verlaufende Täler (Tekeres Tal) die fallweise auch asymmetrische Querschnitte aufweisen; d) durch steilflächige junge Verwerfungen entstandene steile Anhänge (Fazetten), zumeist die steilen Böschungen karstartiger Rumpfschollen; e) längsgerichtete Bruchstufen z. B. der Nordabhang des Sédér Talbeckens bei Hajmáskér, eventuell auch die Stufe zwischen dem Balaton-Hochland und der Balaton Riviera; f) junge tektonische Becken, Halbbecke, Einbuchtungen des Gebirgsrandes, Senken (Becken von Bakonybél, Kál, Péczely, auch Tapolca, eigentlich ein dem Balaton zu offenes Halbbecken), die Einbuchtungen von Sümeg oder Ajka, oder innerhalb des Talbeckens von Séd, Veszprém und Öskü die besonderen Senken mit Karstquellen zwischen Gyulafürdő, Kádárta und Veszprém; g) schliesslich dürften die jungen Krustenbewegungen die horizontale Verschiebung zwischen den einander gegenüber emporgehobenen Felsenhänge noch weiter gesteigert haben. Die erwähnten jungen Krustenbewegungen dürften sich in Form von grösseren und kleineren Verwerfungen gemeldet haben.

Die schön erhaltenen Zeugen der jungen Krustenbewegungen sind jene jungen (wahrscheinlich fluviatilen Frühpleistozänen) Sedimente, die auf den Resten der einstigen Rumpfflächen der in verschiedene Höhen gehobenen Rumpfschollen von der Denudation verschont wurden. Diese Ablagerungen sind auch in tief abgesprungenen tektonischen Senken des Gebirgsrandes oder der inneren Gebirgsabschnitte zu finden. Es wurden Quarzschotter auf dem flachen Sattel zwischen Kőris-hegy (704 m) und Parajos-hegy (623 m), ferner auf den Hochplatos von Fekete Halyag (648 m) und dem unteren Halyag (586 m) wurden nach meinen Forschungen in Höhen von 550–620 m gefunden. Ein identisches schotteriges Sediment ist entlang der grabenförmigen Bruchlinie zwischen Várpalota–Veszprém–Devecser oder südlich von Veszprém in der Gegend von Szentkirályszabadja, aber nur mehr in einer absoluten Höhe von 180–150 m zu finden. Das Schottermaterial konnte nur durch die Erosion in seine gegenwärtige Lage gefördert worden sein, in die Höhe (550–620 m) wurde es durch die in der Endphase des Neogens und im Quartär stattgefundenen nachträglichen tektonischen Bewegungen gehoben.

Mit der spätgeogenen – quartären Erhebung des Bakonygebirges wurde auch die karstfreie Deckschicht von den Kalkstein-Dolomitenrümpfen schrittweise abgetragen und auf den kahlen, verkarstenden Flächen haben sich immer kräftiger die gegenwärtigen Karstformen, namentlich die Karrfelder und Trichter entwickelt.

Einst sind auch Thermalhöhlen entstanden, und einige solcher Höhlen wurden mit den Kalksteinplatos in relative Höhen von mehreren Metern gehoben, wie z. B. die Pénzlik Höhle am Som-hegy (640 m) und die Höhle von Kőris-hegy (630 m).

Restgebilde der ehemaligen Karstverrumpfung dürften auch die mit gewöhnlichen Dolinen verglichen bedeutend grösseren Karstsenken sein: Vöröstó bei Nagyvárszóny, die Senken von Kövesgyűr und Meggyespuszta. Es scheint indessen, dass

wegen der allzujungen Erhebung des Geländes ein Dolinenkarst, wie im Mecsek- oder im Bükkgelände nicht entstanden ist. Zweifelsohne dürften in den genannten grossen Senken junge Ablagerungen zu finden sein.

Was die Frage der gegenwärtigen Verkarstung anbelangt, kann in den meisten Fällen nur eine geringe Karstdenudation in Betracht kommen. Es ist demnach nicht ausgeschlossen, dass die Solifluktion als reliefbildender Faktor eine selektive Arbeit leistet, es kann demnach angenommen werden, dass ihre Einwirkung auf die rein plastischen Lehmschichten die grösste ist und die Wirkung der Erosion oder der Deflation bei weitem übertrifft. Starke Arbeit mag die Solifluktion in dem an mineralischen Bestandteilen reichen Löss, Mergel, Lehmschiefer, sandigen Lehm leisten, die geringste Wirkung erreicht sie im Sand, Sandstein, Kalkstein, massigen Gesteinen und Kristallschiefen. In diesen Fällen bleibt ihre Wirkung hinter der der Erosion und der Deflation weit zurück.

Was die Rolle der Deflation betrifft, war die Wirkung des Windes an der Oberfläche nirgend so stark, wie dies in der geomorphologischen Literatur vom Jahrhundertbeginn zu lesen ist.