

BULLA BÉLA

**VÁLOGATOTT
TERMÉSZETI
FÖLDRAJZI
TANULMÁNYOK**



AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST

BULLA BÉLA

VÁLOGATOTT TERMÉSZETI FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

Az 1962-ben elhunyt szerző a magyar geográfia nemzetközileg is ismert kiváló tudósa, a természeti földrajznak több mint három évtizeden át elismert művelője és a budapesti egyetemen professzora volt. Különösen a földfelszíni domborzat oknyomozó magyarázatában, a felszínfejlődést irányító erők és a tájak képét formáló természeti tényezők egyenkénti és együttes szerepének és hatásának értelmezésében ért el igen figyelemreméltó, előremutató, a mai kutatásokat is megtermékenyítő eredményeket.

Sokoldalú munkásságának termékeiből, gazdag életművéből Marosi Sándor válogatott össze nyolc reprezentatív tanulmányt ebbe az emlékért megőrkíteni hivatott kötetbe: a periglaciális-, lösz- és teraszmorfológia, a tönkösödés, a klimatikus morfológia tárgyköréből olyan összefoglaló munkákat gyűjtött össze, amelyek tudománytörténeti becsük, iránymutató megállapításaik, nagyrészt időtálló eredményeik miatt ma is tanulságos olvasmányok, amellet a szakkörökben sem általánosan ismertek, mert nehezen hozzáférhető helyen jelentek meg; némelyikük magyarul itt lát először napvilágot.

A tanulmánykötet, amelyhez Láng Sándor és Marosi Sándor írt előszót, a geográfusokon kívül a rokontudományok, főként a földtan, a hidrológia, a klimatológia, a geobotanika és a talajtan szakembereit, de a földrajztanárok széles körét is érdekli.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

VÁLOGATOTT TERMÉSZETI FÖLDRAJZI
TANULMÁNYOK

DR. BULLA BÉLA

VÁLOGATOTT
TERMÉSZETI FÖLDRAJZI
TANULMÁNYOK



1828—1968

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1968

Szerkesztő
Dr. MAROSI SÁNDOR

Lektorok
Dr. BORSY ZOLTÁN
Dr. LÁNG SÁNDOR

© Akadémiai Kiadó, Budapest 1968

Printed in Hungary

TARTALOMJEGYZÉK

Előszó	7
Néhány szó a poláris és szubpoláris tundraképződmények kutatástörténetéhez (1935)	13
A pleisztocén lösz a Kárpát-medencében (1938)	18
A természeti földrajz új útjai (1950)	61
A magyar föld geomorfológiai kutatásának fő kérdései (1951)	73
A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában (1956)	90
Folyóteraszproblémák (1956)	105
Néhány megjegyzés a tönkfelszínek kialakulásának kérdésében (1958)	121
Harmadkori elegyengetett felszínek maradványai Magyarországon (1962)	132

ELŐSZÓ

DR. BULLA BÉLA barátai, tanítványai, tisztelői nevében, az 1962. szeptember 1-én bekövetkezett igen korai haláláig általa vezetett jeles földrajzi intézményeink: a Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutató Intézete és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajzi Intézete képviselőjében köszöntve az olvasót, emlékezünk és emlékeztetünk Rá; röviden megkíséreljük áttekinteni életpályáját és gazdag munkásságának legfőbb állomásait, mielőtt Neki adnánk át a szót, s néhány reprezentatív munkáját csokorba gyűjtve, magával ragadó gondolataira, lebilincselő stílusára bízunk az olvasót.

BULLA BÉLA 1906. szeptember 22-én született Keszthelyen. Középiskolai tanulmányait Keszthelyen, egyetemi tanulmányait Budapesten végezte. Az 1928/29. akadémiai évet a berlini Collegium Hungaricumban töltötte. 1929-től CHOLNOKY JENŐ tanársegéde, majd adjunktusa a budapesti egyetem Földrajzi Intézetében. 1936-ban egyetemi magántanár, 1941 szeptemberében egyetemi nyilvános rendkívüli tanár és az Egyetemi Földrajzi Intézet igazgatója, 1944 szeptemberétől egyetemi nyilvános rendes tanár lett, s mint a természeti földrajz professzora, haláláig a tanítványok százait oktatta és nevelte. Tanárok, kutatók serege vallja tanítójának, mesterének.

Mint kutató, tudós is kimagasló egyéniség volt. Neve egy korszakot fémjelz a magyar geográfiában, különösképpen a természeti földrajzban, első renden a geomorfológiában. Életműve egyenes folytatása, magasabb fokon való kiteljesedése annak az egyre felfelé ívelő fejlődésnek, amelynek főbb szakaszai a magyar geográfiában — a nemzetközi színvonallal lépést tartva, annak nem egyszer irányt is mutatva — a megelőző, HUNFALVY JÁNOS, ID. LÓCZY LAJOS, CHOLNOKY JENŐ nevével fémjelzett korszakok. Vezető posztjuk azonos jellege ellenére azonban az általuk képviselt szakmai-szellemi központ működése egyénileg különbözött. HUNFALVY Magyarországon a földrajz első professzora a budapesti egyetemen, s mint ilyen nemcsak vezető egyéniség, hanem tudományunk sokoldalú művelője is. LÓCZY főleg geológiai-geomorfológiai, inkább elméleti irányzatot képviselt, s kutatásainak súlypontja a Balaton vidéke és a Közép-Dunántúl volt; eredményei zömmel geológiai természetűek. CHOLNOKY sokoldalúságával ellensúlyozta LÓCZY rendkívül alapos, igen elmélyült elméleti és főként geológiai irányvonalát, s a földrajz valamennyi ágának művelése mellett ragyogóan csiszolt nyelvezetével a geográfiának eddigi legnagyobb népszerűsítőjeként ismerték el a maga korában. Elméleti kutatásai inkább élete fiatalabb szakaszában — az analitikus szakaszban — voltak teljesen iránymutató jellegűek, míg később, a szintetikus szakaszban már nem követte mindenkor pontosan a rokon szaktudományok fejlődését, nem

is mindig vette át azok új eredményeit, ezért szintézise kissé leegyszerűsítetté és egyoldalúvá alakult.

BULLA BÉLA fellépéséig azonban — legalább is nálunk — már megszűnt a klasszikus értelemben vett unista geográfia; a tudományfejlődés a földrajzban is erős differenciálódásban mutatkozott meg. BULLA mint a természeti földrajz professzora, még ezen a nagy tárgykörön belül is csak a természeti földrajz gerincét alkotó geomorfológiát művelte, eredeti klimatológiai, vízföldrajzi stb. kutatásai, publikációi, eredményei alig voltak. Ez azonban nem jelenti azt, hogy elmélyült ismeretei — nemcsak az egész természeti földrajzban, hanem az egész geográfiában, sőt a rokontudományokban is — ne lettek volna. Enélkül ugyanis nem dolgozhatta volna ki nagyszerű és elismert geomorfológiai szintézisét, amelyet összehasonlító, funkcionális, dinamikus geomorfológiai szemlélet néven ismerünk, s amely magában foglalja a korábbi évtizedek földfelszínfejlődési elméleteinek valamennyi haladó jellegű vonásán és eredményén kívül az atmoszféra és a hidroszféra, valamint a szilárd kéreg fejlődés- és átalakulásfolyamatának a földfelszínre gyakorolt hatását is; úgyszintén nem írhatta volna meg enélkül Magyarország természeti földrajza c. tankönyvét, amelyben igen jól megmutatkozik földrajzi szintézisre képes kiváló tehetsége, s az is, hogy nemcsak szűkebb kutatásterületének, a geomorfológiának, hanem a természeti földrajz minden ágának kitűnő művelője lehetett volna, de mindenekelőtt rendelkezett azzal a nem mindennapi adottsággal, hogy a rokontudományok és a földrajz egyéb ágainak eredményeit magas színvonalú, igényes földrajzi szintézisben foglalja össze.

Korán félbeszakadt, rövid élete folyamán is gazdag termést takarított be. Doktori értekezésében szülővárosának is adózott, amikor a Keszthelyi-hegység morfológiáját dolgozta fel. A sikeres szárnypróbálgatás után gyors egymásutánban igen figyelemreméltó eredmények születnek a Duna és mellékfolyói völgyfejlődéstörténeti, teraszmorfológiai kérdéseinek, a periglaciális jelenségeknek, a magyarországi lösztakaró eredetének, elterjedésének, településviszonyainak feldolgozása során. A harmincas években egymás után jelennek meg nagy jelentőségű, a későbbi kutatások számára alapvető, sok vonatkozásban ma is iránymutató és helytálló megállapításokat tartalmazó tanulmányai. Magyarországon a modern negyedkorkutatás, a klimatikus morfológiai irányzat meghonosítója. Sohasem hanyagolja azonban el egyik felszínformáló tényezőt sem a másik javára. Gondosan mérlegeli valamennyi tényező szerepét, s jelentőségüknek megfelelően, adatokra támaszkodva értékeli őket. Ez nyilvánul meg már völgyfejlődéstörténeti kutatásaiban is, amikor az éghajlati és szerkezeti okokat tényleges szerepüknek megfelelően veszi tekintetbe. Mindig azt hirdette, hogy a földfelszín formáinak fejlődése — zömmel — nem magyarázható egyféle erőhatással.

Ugyanez nyilatkozik meg nála akkor, amikor immáron évtizedes viták zajlanak le szerte a világon a polgári földrajzban DAVIS geomorfológiai ciklustana és PENCK Morfológiai analízisének követői között. BULLA feltárta mindkét irányzat tévedéseit, egyoldalúságát, s tagadva mindkét elmélet fejlődést gátló tételeit, megalkotta szintézisét, létrehozva az összehasonlító, funkcionális, dinamikus fejlődéstörténeti morfológiai szemléletet, amely alkalmas a természet sokoldalú, bonyolult, válto-

zatos gazdagságú felszíni domborzata fejlődéstörténetének megismerésére és magyarázatára. Ennek a haladó szemléletnek a megtestesítője és a dialektikus materializmus fegyverzetének hordozója, a filozófiai módszerek alkalmazója, a helyes utat mutató BULLA lép elének élete utolsó tíz esztendejében megjelent munkáiban. A roppant gazdag terméskből csak a legjelentősebbeket említve: akadémiai doktori disszertációja, Általános természeti földrajz c. egyetemi tankönyve, A szilárdkéreg domborzata fejlődésének alapsajátságai és törvényei, A klimatikus morfológia területi rendszere, Az elmélet és a gyakorlat egységének kérdése és a hazai geomorfológiai vizsgálatok, A magyar földrajztudomány útja a felszabadulás óta, Folyóteraszproblémák, A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában, Néhány megjegyzés a tönkfelzínnek kialakulásának kérdésében, Quelques problèmes géomorphologiques interglaciaires de la zone périglaciaire du pleistocène, Magyarország természeti tájai c. tanulmányai, Magyarország természeti földrajza c. egyetemi tankönyve, Harmadkori elegyengetett felszínnek maradványai Magyarországon c. utolsó munkája.

BULLA egész tudományos pályafutását jellemzi a megismerés vágya, az alkotó tudós nyugtalansága, ami állandó, céltudatos munkára ösztönzi. A szakirodalom kitűnő ismerete, kritikus szemlélete, bámulatos koncepció-készsége, ernyedetlen szorgalma, ötletgazdagsága, a mindenkor legfontosabb feladatokat kitűzni tudó képessége, a tanulmányaiban még meg nem oldott, de felismert problémák felvetése és a további vizsgálatokra való ösztönzés minden munkájára jellemzőek. Feladatokat kijelölő, programot adó munkái közül elég itt utalnunk A magyar föld geomorfológiai kutatásának fő kérdései c. tanulmányára, ami egyúttal arra is alkalmas, hogy az olvasó most lemérhesse, mit valósított meg azóta tudományunk. Kivette részét a burzsoá földrajz bírálatában, a marxista földrajz megteremtésében, ösztönzött a természeti földrajz elmaradottabb ágainak művelésére, a tudománytörténeti kutatásokra, az elmélet és gyakorlat közötti kapcsolat megteremtésére és szorosra fűzésére.

Említett kiváló tulajdonságai és adottságai révén azok az élete utolsó, betegséggel és ebből következő mozgásképtelenségével terhes éveiben írt tanulmányai is becsesek, amelyekben egyébként itt-ott érezhető a terepmunkálatok, személyes tapasztalatok és egyre inkább igényelt anyagvizsgálatok, új, egzakt kutatásmódszerek alkalmazásának hiánya. Amikor azonban az analitikus vizsgálatokat végző kutatók egyre inkább ilyen új módszerek alkalmazására tértek át, az ő tapasztalatainak gazdag tárházából még mindig tellett új feladatok kijelölésére, koncepció nyújtására. Ennek igazolására elegendő élete utolsó munkájára hivatkozni.

A dolog természeténél fogva egyes megállapításaival, eredményeivel természetesen már azok megszületésénél sem értett egyet minden kortársa, s számos gyümölcsöző vitát folytatott kortársaival. Még több megállapításával lehet vitázni – szintén a dolog természeténél fogva – az idő múlásával, hiszen a tudományos megismerés szüntelenül előre halad. Egy azonban vitán felüli: korának mércéjével mérve, tanulmányait egyenként és összesen az illető kor tudományos szintjén megítélve, szinte kivétel nélkül valamennyi igen értékes gyöngyszemnek bizonyul.

Nem egy megállapítását később ő maga revideálta, az új adatok, kutatáseredmények tükrében, ami szintén törvényszerű; s még inkább kiegészítette, korábbi eredményeit továbbfejlesztette, időről időre gazdagította.

Jelentős tudományos eredményei megbecsülést szereztek számára már életében. Állami és tudományos kitüntetés, hazai és külföldi tudományos társulatok, egyesületek vezetőségi, ill. tiszteletbeli tagsága, számos vezető, felelős szerepkör betöltése jutott osztályrészéül. A Magyar Tudományos Akadémia elismeréseként kutatóintézeti igazgató és az Akadémia levelező tagja. S ugyancsak Akadémiánk megbecsülését jelenti, hogy korai halála után a II. Osztály, amelynek keretébe a földrajz akkor, és a X. Osztály, ahova most tartozik, egyaránt úgy döntött, hogy emlékéet válogatott tanulmánykötettel örökíti meg.

BULLA BÉLA gazdag életművéből, tanulmányainak több mint három évtizedes terméséből a jelen kötetbe való válogatás és sajtó alá rendezés megtisztelő feladattal az Akadémia Földrajzi Bizottsága által kijelölt és felkért lektorokhoz: az elhunytat az egyetemi katedrán követő korábbi munkatársához, LÁNG SÁNDORHOZ, valamint a debreceni egyetemen működő BORSY ZOLTÁNHOZ. A további válogatás elvégzéséhez a válogatónak nagy segítséget nyújtottak a korábbi anyagról adott véleményezésükkel a lektorok, valamint KÁDÁR LÁSZLÓ, a debreceni egyetem professzora, BULLA régi kartársa, a Földrajzi Bizottságban illetékes referens. Így alakult ki véglegesen a kötet tartalma.

A válogató munkája során az alábbi fő szempontokat követte:

1. Ha csonkán is, mindössze nyolc tanulmánnyal, lehetőleg hű képet adni BULLA BÉLA tudományos munkásságáról, vagyis minél több általa művelt témakörből reprezentatív tanulmányt közreadni.

2. Olyan munkákat válogatni, amelyek vagy tudománytörténeti becsük, vagy iránymutató, ma is érvényes és ösztönző megállapításaik, eredményeik miatt igen tanulságosak.

3. Lehetőleg olyan munkákat gyűjteni a hatalmas anyagból, amelyek kevésbé ismertek általánosan, vagy nehezen hozzáférhetőek, mert nem földrajzi lapokban, vagy nem magyarul jelentek meg.

Természetes, hogy a felsorolt fő szempontok nem minden, a kötetben megjelent munkára együttesen vonatkoznak. A válogatást a különböző szempontok indokolták. A fő nehézség azonban abból adódott, hogy igen sok tanulmányról nehéz szívvel lehetett csak lemondani, mert annyira helye lenne a kötetben, de területi korlátok miatt nem kerülhetett sor közlésükre. Ha az olvasóban is hasonló hiányérzet támad, a válogató arra kéri, szíveskedjék az őt érdeklő, itt nem közölt tanulmányt eredeti publikálási helyén elolvasni.

A sajtó alá rendezés során elhagytuk az eredeti tanulmányokban szereplő néhány ábrát és fényképet, mert BULLA inkább az analitikus vizsgálateredményeit közlő, ebbe a kötetbe nem került tanulmányaiban illusztrálta mondanivalóját, emellett a szöveg nélkülük sem csonka, hanem világosan érthető.

A sajtó alá rendezés során a szerkesztő a szöveg hű visszaadására törekedett, nemcsak mondanivalóban, hanem terminológiában is, ill. utóbbi vonatkozásban is csak kisebb változtatásokat hajtott végre, abban az esetben, ha eredeti helyén idegennyelvű a szöveg, s ma az akkor használatostól eltérő, de magyarul már általánosan használt új terminusról volt szó. Ezzel szemben a jelenlegi, érvényben levő helyesírást követtük.

Mindezek után még néhány szót az itt közreadott tanulmányokról, anélkül, hogy magyaráznánk vagy részletes kritikai elemzés alá vonnánk mondanivalójukat. Hiszen a tanulmányok önmaguk, helyesebben szerzőjük helyett beszélnek. Inkább csak néhány emlékeztető szót legyen szabad előrebocsátani.

A geomorfológia tárgyköréből a löszkutatás és a löszmorfológia s a vele szorosan összefüggő teraszmorfológia és periglaciális morfológia egész életében foglalkoztatta BULLA BÉLÁT; e témák hazai művelésében a harmincas években úttörő szerepet játszott. Nemcsak megismertette a hazai morfológiát a vonatkozó külföldi kutatáseredményekkel, hanem azokat kritikailag értékelve, saját igen alapos magyarországi kutatáseredményeire támaszkodva elméleti síkon is nagymértékben továbbfejlesztette, és gazdagította a nemzetközi irodalmat is. Ha e tanulmánykötetben is szereplő, korábbi munkálataira is támaszkodva 1938-ban a Földtani Közlönyben eredetileg német nyelven közzétett (*Der pleistozäne Löss im Karpatenbecken* c.) munkáját a kor színvonalán, az akkori ismereteknek megfelelő mércével értékeli az olvasó, csak a legnagyobb elismerés hangján szólhat róla. Azonban a mai nemzedék számára, az azóta végzett igen nagyszámú és alapos kutatások ellenére is még mindig sokkal több ez a munka, mint nélkülözhetetlen forrásmű, értéke sem csupán tudománytörténeti, hanem egész sor megállapítása és következtetése az újabb kutatások fényénél is megállta az idő próbáját, többoldalú igazolást nyert. Sőt, nem egy eredményét — nyilván nem kellően figyelembe véve vagy feledve megállapításait — azóta egyes kutatók újra „felfedeztek”. Egyúttal azt is megállapíthatjuk, hogy egyes korábbi megállapításait később ő maga revidálta, bár az is előfordult, hogy a revízió olykor kevésbé volt — betegsége miatt nem is lehetett — saját terepkutatások analitikus eredményeivel alátámasztva és igazolva, mint korábbi véleménye. Hogy egyes periglaciális morfológiai, lösz- és teraszmorfológiai kérdésekben az analitikus vagy a szintetikus időszakát élő BULLÁnak volt-e igaza, részben még további kutatások feladata eldönteni.

Terasztanulmányai közül egyik újabb keletű (1956), összefoglaló munkáját találja az olvasó a kötetben, amelyben igen kiterjedt korábbi analitikus vizsgálat-eredményeit is tömören összefoglalja. Tundraképződményekkel foglalkozó régebbi dolgozata (1935) pedig híven tükrözi, hogy a periglaciális morfológiai kérdések széles köre érdekelte már működésének korábbi időszakában is, s persze ez vonatkozik egész tudományos pályafutására.

A szakmáját rendkívül szerető, ha szükséges, harcosan védelmező, elvi kérdésekben is otthonosan mozgó, de újat itt is mondó, a hazai marxista földrajz kiépítéséért fáradozó BULLÁT ismerjük meg A természeti földrajz új útjai (1950) c. tanulmányából, aminek a tanulmánykötetbe válogatása mellett szólt az is, hogy a geográfusok számára kevésbé hozzáférhető helyen jelent meg.

Utóbbi elmondható A magyar föld geomorfológiai kutatásának fő kérdései (1951) c. cikkről is, amellel jól megismerhető belőle a programot adó BULLA.

Több tanulmányban, fokozatosan dolgozta ki BULLA BÉLA összehasonlító, funkcionális, dinamikus földfelszínfejlődési elméletét. Ennek magyarországi alkalmazásával foglalkozó tanulmányát olvashatja az érdeklődő a tanulmánykötetben (A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában; 1955-ben elhangzott akadémiai székfoglaló előadás, megjelent 1956-ban, az MTA Társ.- és Tört. tud. Oszt. Közl.-ben, tehát nem földrajzi folyóiratban).

BULLA BÉLA kedvelt témája volt a tönkfelszínek kutatása is. Igen figyelemre méltóak a tönkfelszínfejlődésre vonatkozó eredményei általános vonatkozásban is (Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében, 1958) és hazai viszonyokra alkalmazva is (Harmadkori elegyengetett felszínek maradványai Magyarországon, 1962; utóbbi magyarul először itt jelenik meg). A trópusi tönkösödéstről és (különösen egy későbbi tanulmányában) a periglaciális tönkösödéstről írt, jórészt egészen eredeti gondolatai további kutatásokra ösztönöztek azóta is és bizonyára a jövőben is. Ilyen feladatokat ő maga — rá igen jellemző módon, mint más tanulmányaiiban is — szintén bőven kitűzött, irányt mutatva a további kutatások számára.

BULLA BÉLÁnak ebben a kötetben összegyűjtött tanulmányai további gondolatokat ébresztenek, és ha nem is mindenki minden megállapításával ért egyet, de minden tanulmányából tanulhat. Életműve kiapadhatatlan forrás és ápolandó gazdag hagyaték.

Dr. Láng Sándor—Dr. Marosi Sándor

NÉHÁNY SZÓ A POLÁRIS ÉS SZUBPOLÁRIS TUNDRAKÉPZŐDMÉNYEK KUTATÁSTÖRTÉNETÉHEZ

(1935)

A jelenleg is eljegesedett területek és az eljegesedett területeket övező, jelenkori periglaciális területek földrajzi viszonyainak tanulmányozása nagyfontosságú eredményeket szolgáltatott és szolgáltathat. Ezeknek a kutatáseredményeknek segítségével rajzolhatunk magunknak helyes képet a nagy pleisztocén eljegesedésterületek és pleisztocén periglaciális övezetek természetéről és földrajzi viszonyairól.

A jelenkor eljegesedésterületei a pleisztocénéhez viszonyítva jelentéktelenek; csak a sarkvidékekre és a sarkkörnyéki területekre korlátozódnak. Kiterjedésükhöz viszonyítva aránytalanul nagy periglaciális övezettel határosak. A jelenkori periglaciális övezet magában foglalja Alaszka nagy részét, az észak-amerikai, jégtakaróval nem borított Jeges-tengeri szigeteket, Kanada É-i partvidékét és Labradort a fenyves erdő határáig, Grönland és a Spitzbergák jégmentes partszegélyét, Észak-Európa és Észak-Ázsia nagy részét, részben még a szibíriai tajgát is, hiszen a szibíriai fenyveserdő régiója az állandóan fagyott földre is kiterjed. A déli (óceánikus) féltekén kevés a szárazföld. Itt az Antarktisz jégtakarójának periglaciális övezetét csak kisebb-nagyobb óceáni szigetek és szigetcsoportok képviselik. Mindezeket a területeket közös szóval tundravidék neve alatt foglalhatjuk össze. A tundrajelenség teljesen éghajlati okokra vezethető vissza. A tundrával borított területek évi közepes hőmérséklete legalább 0° , de inkább még kevesebb, ezért nagy mélységig állandóan fagyott a föld (Spitzbergákon 150–300 m mélyen, Szibíriában 70 m mélyen) és csak nyáron enged fel a felszínen néhány dm-re, esetleg néhány m-re. A csapadék nagyon kevés, az évi vízgazdálkodás mégis nyereséggel zárul, mert jelentéktelen a párolgás; ezért a tundra nyáron vizenyős, mocsaras. A tundraövezetnek legjellemzőbb formái a sziklatengerek, a talajfolyás (szoliflukció) és a felszíni poligonális képződmények, ill. lejtős területeken a kősáncokkal szegélyezett szalagtalajok (Streifboden); közöttük a legérdekesebb és hosszú időn át a legtitokzatosabb a poligonális tundrajelenség (Polygonboden).

Kőgyűrűkkel övezett, finom iszapos-agyagos, növényzettelen, kör- vagy sokszög alakú földhalmok sík tundrán és kősávokkal szegett, szintén növényzettelen, agyagos talajszalagok a lejtőkön már régóta ismeretesek voltak a tundravidékekről, anélkül, hogy ezeket a jelenségeket a tudomány elfogadható módon magyarázni tudta volna. Ezek a különös formák a tundra felszínén abban a legfelső talajzónában keletkeznek, amely ki van téve a hőmérséklet évszakos ingadozásának, a nyáron felengedett, télen fagyott felső talajszintben, a felszínen. Anélkül, hogy a kutatástörténet röviden vázolandó eredményei ismertetésének elébe akarnánk vágni, meg kell jegyeznünk, hogy a két forma, a kőgyűrűs poligonium és a kősá-

vokkal szegett talajszalag ugyanannak a jelenségnek módosult megjelenésformája; az első a síktundrán, a második lejtős térszínen keletkezik.

A síktundra poligoniumait CHOLNOKY [1] és GRIPP [2] igen szemléletesen írják le. A mohával, zuzmóval és egyéb tundranövényzettel borított térszínen növényzet nélküli, kerek, vagy sokszögű földhalmok helyezkednek el szabálytalanul elszórva. A poligoniumok átmérője 10–15 cm-től 1–2 m-ig terjed, szélükön 20–25 cm magas, apróbb, durvább kődarabokból gyűrű van. A kőgyűrűket nem feltétlenül, de a legtöbb esetben növényzet borítja. Olyan poligoniumokkal behintett térszín, mintha az agyagos földhalmok alól valami forrásféle akarna előtörni. Ezért nevezte el GRIPP ezeket a poligoniumokat Brodelstellek-nek. Ha vastag a tundraréteg, nagyok a poligoniumok, ha vékonyabb, a földhalmok átmérője is kisebb.

Gyakran megtörténik, hogy a poligoniumok elég meredek lejtőkön több sorban, egymás felett lépcsősen helyezkednek el. A sorok egymással párhuzamosak; CHOLNOKY a poligoniumok elhelyezkedésének ilyen formáját lefeküdt tundrának nevezi. Tömbszelvényben is megrajzolta ezt a formát. A lefeküdt tundrán is zöldelnek a mohák, de csak a hantok tetején. A tájkép olyan, „mintha óriási gözeke szántotta volna fel a tundrát, de olyan csodálatos eke, amelyik igen szabályos, téglalakú hantokat metsz ki” [1].

Enyhe lejtésű felszínen a poligoniumok alakja a lejtő irányában megnyúlik és növekedő lejtőszög mellett a kőgyűrűs poligoniumok kőszalagokkal szegett sávok tundraiba mennek át.

Mi az a hatás, amelyik felpúposítja a poligoniumok agyagos talaját és körül-sáncolja a poligoniumokat és a lejtős térszín talajszalagjait kőgyűrűkkel és kőszalagokkal? Állandóan, vagy csak időszakosan dolgozik-e ez az erőhatás? Erre a két kérdésre a válasszal a földrajztudomány sokáig adós maradt. Elfogadható választ ezekre a kérdésekre CHOLNOKY JENŐ adott 1910 nyarán a Spitzbergákon folytatott tanulmányai alapján. Ez a válasz az olvadó és a fagyó víz mechanizmusában jelölte meg a poligoniumképződés hatóerejét és az erőhatást és eredményét, a jelenség lefolyását időben is rögzítette.

Pedig maga a jelenség már régóta ismeretes volt a tudomány előtt. SVEN LOVEN már 1837-ben megemlékezik róla, de szélesebb körben csak O. NORDENSKJÖLD [3] könyvének (Die Polarwelt) megjelenése után ismerkedtek meg vele. NORDENSKJÖLD könyvének a „Quarréboden”-ről írt része vonatkozik a poligonális tundrai képződés jelenségére. Az 1910. évi stockholmi geológiai kongresszus spitzbergai kirándulásán sok geológus és geográfus ismerte meg a tundra rejtélyes formáit. A problémáról az értekezések serege jelent meg. Legfontosabb közöttük HÖGBOMÉ [4]. HÖGBOMÉ megfigyelte, hogy a poligoniumokban a durvább törmelék a poligonium széle felé torlódik; azt hitte, hogy radiálisan ható nyomás következtében mozog a szélek felé. Ez a radiálisan ható nyomás szerinte a víz fagyásával együttjáró térfogatnövekedés (kiterjedés) következménye; vagyis HÖGBOMÉ szerint a poligoniumok keletkezésében a hatóerő a fagy. A poligoniumok közepének a felpúposodását egészen sajátosságosan magyarázta. A radiális nyomással centrifugálisan eltávolított és új helyre került durva törmelék új helyén marad az olvadás kezdete-

kor, de a finom iszap- és agyagszemcséket az adhézió visszahúzza előbbi helyükre. Könnyen belátható, hogy ez a magyarázat erőszakolt és nem is kielégítő.

Egyes kutatók a jelenség okát felszíni vízfolyások működésében látták, mások ismét a talajvizet, vagy feltételezett iszapfolyásokat igyekeztek hatótényezőként feltüntetni.

CHOLNOKY volt az első, aki a poligoniumokban lejátszódó és a poligoniumokat létrehozó köröző mozgást felismerte, magyarázta, rajzban is feltüntette, s ugyancsak elsőnek mutatta ki, hogy ez a körmozgás nem állandó, hanem időszakonként meg-megújuló intenzitással dolgozó folyamat. Leírja magyarázatában, hogy, amint az olvadékvíz a tundra kövei között határozott utat vesz, útja mentén a törmelék finomabb, agyagosabb részét elhordja. Ezért a nagyobb kövek besüllyednek a talajba. Mivel — szerinte — a tundra fagyás és olvadás következtében mozog, majd megrepedezik, majd kitágul, a mélyedést erős oldalnyomással megszüntetni törekszik, a poligonium szélétől jobbra és balra levő, agyaggal tömített törmelék-réteg lassankint összenyomódik, összenyomja a mélyedésben lazán fekvő köveket. Vagyis végeredményben az olvadáskor keletkezett repedésekben heverő kövek ellenállása ellenére is fagy idején a poligonium szélén keletkezett repedés bezárul, tehát a sokszögű hasáb talpa összenyomódik, az agyag és a kövek egy része felfelé kitér a nyomás elől és a hasáb teteje felpúposodik. Ez a játék többször ismétlődik. A törmelék részecskéi igen lassú, szakaszos körmozgásba kerülnek. A folyamat csak fagyás és olvadás váltakozása esetén tud nyugodtan lezajlani, sem az állandó fagyos, sem a tartósan enyhe időjárás nem alkalmas a körmozgás létrejöttére. Az időszakonkinti, évente csak néhány tizedmilliméternyi mozgás évezredek folyamán azt eredményezi, hogy a durvább törmelék a hasadékokba kerül, az agyag és a homok pedig a hasáb (poligonium) közepén összerolódik. A kőgyűrűkön a növényzet meg tud maradni, mert gyökérzetét süllyedő talajba ereszti. A hasáb közepén a növényzet nem maradhat meg, mert a törmelék mozgása a gyökérzetet kitolja.

Érdekes, hogy CHOLNOKYtól függetlenül és négy évvel később EAKIN [5] is fagy okozta tágulással igyekezett magyarázni a tundrahasábokban keletkező cirkulációt.

Ennek a tisztán mechanikai magyarázatnak a valószínű, az okfejtésnek logikus és következetes volta elég hosszú időre nyugvópontra juttatta és megoldottnak vettette a poligoniumképződés problémáját. Annál is inkább, mert a CHOLNOKY-féle magyarázat alkalmas volt rejtélyek és kétségek tisztázására. Kimutatta, hogy a jelenség szakaszosan ismétlődő körmozgás következménye és a magyarázat alapján könnyen elképzelhető a körmozgásban résztvevő törmelék nagyság szerinti osztályozódása, a durva törmelék felhalmozódása a poligonium szélén, a finomabb törmeléké a tundrahasáb közepén.

Újabb jelenségmagyarázattal CHOLNOKYÉ után 14 évvel, 1925-ben LOW [6] lépett a tudományos világ színe elé. LOW BÉNARD kísérleti eredményeit alkalmazta a poligoniumképződés magyarázatában. Ha ugyanis, BÉNARD szerint, szilárd alapon viszkózus, szabad felületű folyadék helyezkedik el és valami módon a folyadék felszínétől a mélységbe a folyadék sűrűsége csökken, akkor a szilárd alaptól

kiegyenlítő áramlások indulnak meg, vertikálisan felszállnak, a felszínen szétterülnek, míg a szomszédos áramlással nem találkoznak, majd visszatérnek a mélybe. Az áramlásokat egymástól elválasztó felületek sokszögű hasábokat adnak; minden hasábnak külön áramköre van. Low szerint a tundra esetében BÉNARD szilárd alapjának az állandóan fagyott föld legfelső határrétege felel meg (hőmérséklete 0°), a viszkózus folyadéknak pedig a tundra felső, olvadt rétege (ennek hőmérséklete $+4^{\circ}$ körül van, mert ennyi a Spitzbergák évi középhőmérséklete). Mivel a víz sűrűsége $+4^{\circ}$ -on a legnagyobb, meg van a cirkuláció létrejöttéhez megkívánt sűrűségcsökkenés is felülről lefelé. A vízben megindult cirkuláció mozgatja a törmeléket és hozza létre a poligonális tundrahasábokat.

Low tagadhatatlanul sok tekintetben találó és tetszetős magyarázatát GRIPP fenntartás nélkül elfogadja és az ellene felhozható ellenvetéseket is cáfolni igyekszik. Különösen két ellenvetés látszik súlyosan megingatni a Low-féle magyarázat valószínűségét. Először is: képes-e a poligoniumban cirkuláló csekély víz olyan nagy közetdarabokat, mint amilyenek a poligonium kőszáncait halmazza fel, a poligonium belsejében vertikálisan felemelni, majd a felszínen horizontálisan a hasáb szélére szállítani; másodsor: hogyan képzelhető el ilyen módon a finomabb és durvább törmelék osztályozódása. GRIPP is elismeri, hogy a poligoniumban cirkuláló víz még egy iszap szem megmozdítására sem rendelkezik elegendő erővel, de arra figyelmeztet, hogy RAMANN tanítása szerint is ebben a kérdésben nem egyszerű vízről, hanem kolloidális anyagban szegény, képlékeny, a víznél magasabb fajsúlyú folyadékról, a víz és a finom törmelék keverékéről van szó. Mint ilyen, bizonyára képes a tundrahasáb belsejében a durva törmeléket is mozgatni. Ez a magyarázat azonban nem látszik teljesen megnyugtatónak. RAMANN csak azt mondja, hogy valóban vannak szívós, képlékeny talajféleségek, amelyek bizonyos, *meghatározott* víztartalom mellett úgy viselkednek, mint viszkózus folyadékok. Tehát vizsgálatoknak kellene előbb eldönteniök, vajon tekinthető-e ilyen folyadéknak az olvadt tundra, hiszen benne elég tekintélyes az agyagos alkotórész, aztán azt is meg kellene vizsgálni, mekkora az olvadt talajzóna (Auftauboden) fajsúlya! Van-e olyan nagy, hogy a benne mintegy úszó durva törmeléket a konvekciós áramok felhajtó ereje vertikálisan könnyedén el tudja mozdtítani. Ilyen természetű megfigyelések ez idő szerint még hiányoznak; következésképp Low magyarázata kifogástalannak és általános érvényűnek még nem mondható. Nem mondható még azért sem, mert a poligonium durvább és finomabb törmeléke osztályozottságának problémáját is nyitva hagyja. GRIPP szerint az osztályozódás a körmozgás szükség-szerű következménye, de elgondolásából ez a szükségesség nem tűnik ki meggyőző erővel. Tény az, ha az olvadt talajfelszínen csakugyan olyan a talajféleség, mint amilyenről RAMANN említést tesz, és ha ezzel a talajféleséggel BÉNARD kísérletét el lehetne végezni, vagy éppen mozgásban levő poligoniumot lehetne tanulmányozni (ez eddig még nem történt meg), tisztázható lenne a kérdés; a CHOLNOKY-vagy a Low-féle magyarázat-e a helyes? Amíg ezek a követelmények nem teljesülnek, a problémát legalább is nyitottnak kell tekintenünk. Bármint legyen is a dolog, egy kétségtelen: a poligoniumképződés problémájának egyik kezdeményező és legsikeresebb úttörője CHOLNOKY JENŐ. *A poligoniumban lejátszódó körmozgás*

felismerése és leírása, tehát bevezetése a tudományba, CHOLNOKY kizárólagos érdeme. CHOLNOKY munkásságának a jelentősége a tundraképződmények morfológiai kutatása terén jóval nagyobb, mint azt az avatatlan olvasó GRIPPnek a kutatás-eredményeket összefoglaló dolgozatából sejtethné. Neve és munkássága megemlítésének nem szabad hiányoznia a jelen, vagy a múlt eljegesedésviszonyaival foglalkozó tudományos művekből.

IRODALOM

1. CHOLNOKY JENŐ, A Spitzbergák — Földr. Közl. (1911).
2. GRIPP, KARL, Beiträge zur Geologie v. Spitzbergen. — Abhandlungen aus dem Gebiete der Naturwissenschaften XXI. B. 3—4 Heft. Hamburg 1927.
3. NORDENSKJÖLD, OTTO, Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. — Leipzig 1909.
4. HÖGBOM, BERTIL, Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. of the geol. Inst. of the Univ. of Upsala. XII. 1914.
5. EAKIN, H. M., The Yukon—Koyukuk region Alaska. — U. S. Geol. Survey. Bull. 631. 1916.
6. LOW, A. R., Instability of viscous fluid motion. — Nature CXV. London 1925.

A PLEISZTOCÉN LÖSZ A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN (1938)

I.

A lösz kora és képződésének körülményei. SOERGEL [1] óta mindinkább fogy azoknak a kutatóknak a száma, akik a lösz pre- vagy interglaciális képződménynek tartják, ellenben a kutatáseredményeknek a hatása alatt egyre növekszik azoknak a száma, akik meg vannak győződve, hogy a lösz Európában a jégkorszakok idején a belföldi jégtakaró közelebbi vagy távolabbi környezetében fekvő területeken képződött. Ha KEILHACK az 1920-as években, megzavarva a lösz képződésére és korára vonatkozó, sokféle teóriától, még jogosan panaszkodhatott a löszképződés rejtélyességét [2] (Das Rätsel der Lössbildung), bizonyos, hogy a SOERGEL-féle, ma már ténynek nevezhető glaciális elmélet igen megtisztította a zavaros látóhatárt, de megoldásra váró problémát is hagyott eleget. Ezek a problémák elsősorban a glaciális korú lösz képződésére és fajtáira, anyagának származáshelyére, a por szállító szelek irányára, a lösz telepedésére és formáira és a löszképződéssel kapcsolatos kortörténeti és morfológiai kérdésekre vonatkoznak. Ezek a kérdések azonban nemcsak a magyar löszök, hanem általában a lösz problémái is; ha tehát ezekre a problémákra hazai löszeink szempontjából világosságot akarunk deríteni, nekünk is a SOERGEL-féle elméletből kell kiindulnunk; *a Magyar-medence a jégkorszakok folyamán arculatának sok vonásában periglaciálisnak nevezhető terület volt, éghajlati viszonyai a maiaktól alapjukban különböztek, területén a pseudoperiglaciális klímának megfelelően ki tudott alakulni és ki is alakult a glaciális korú lösz takarója.*

Néhány szóval azonban vázolnunk kell azt az utat, amelyet megjárt a magyar löszkutatás, amíg SZABÓ JÓZSEF állóvízi üledék teóriájától a mai álláspontig eljutott. SZABÓ JÓZSEF [3, 4] WOLLFfal együtt a múlt század hatvanas és hetvenes éveiben a löszet még beltavak üledékének tartotta; felfogásukhoz STAUB is csatlakozott. Utánuk hosszú ideig csend volt a hazai löszkutatások terén, hogy annál erőteljesebben induljon virágzásnak a lösz vizsgálata RICHTHOFEN hatása alatt a 90-es években. Eredményes löszkutatók voltak ebben az időben és a század fordulóján INKEY, HALAVÁTS, TREITZ és HORUSITZKY HENRIK [5–17]. Valamennyien meggyőződéses hívei voltak RICHTHOFEN szubaerikus elméletének. Leírták a lösz tulajdonságait, HORUSITZKY megadta a lösz máig is használt és többé-kevésbé elfogadott definícióját, térképezték Magyarország löszterületeit. HORUSITZKY és TREITZ világosan felismerték, hogy a lösz elnevezés gyűjtőfogalom. Ezért igyekeztek a lösz különböző válfajait egymástól genetikusan elkülöníteni [8–17]. Nekik köszönhetjük a magyar lösz első mechanikai és kémiai vizsgálatait is. HALAVÁTS inkább érzés, mint bizonyítékok alapján különböztetett meg diluviális és alluviális löszöket, sőt lehetségesnek tartotta Magyarország területén

a *recens löszképződést* is. INKEYnek az volt a meggyőződése, hogy az Alföldet a pleisztocénban egységes lösztakaró borította be [5].

Ami a löszképződés *korát* illeti, számtalan jelentéséből világosan kitűnik, hogy TREITZ a löszképződésnek a Magyar-medencében két fázisát különböztette meg. A két fázist egymástól szerinte a dunántúli vizsgálatai alapján egyetlen vályogzóna választja el. A löszképződés első fázisa a pleisztocénban volt, a löszképződés második ideje TREITZ szerint ma is tart [14]. A löszképződés közelebbi kormeghatározásának problémájával TREITZ részletesebben nem foglalkozott. Az első, aki a pleisztocén poliglaciális beosztás keretein belül igyekezett a Magyar-medence löszeinek képződésidejét rögzíteni, HORUSITZKY HENRIK volt [15]. Petrográfiai és sztratigráfiai vizsgálatok alapján, de teljesen mellőzve és alkalmatlannak jelentve ki a faunát, osztotta be a magyar pleisztocént alsó- és felsőpleisztocénra. Az alsópleisztocénban preglaciális időt és egyetlen jégkorszakot, a felsőpleisztocénban két jégkorszakot, két interglaciális időt és a posztglaciális időt különböztette meg. A lösz szerinte felsőpleisztocén képződmény és egyaránt jellemzi a glaciális és interglaciális időket, sőt a posztglaciális időt is. Kár, hogy táblázata mellé csak szűkszavú magyarázatot adott. A lösz veresbarna vályogzónái alapján tagolta, de felosztását közelebbről nem indokolta meg. Így egészen érthetetlenül tette a lösz klímaváltozásokat igazolni akaró felosztásában mind a jégkorszakokba, mind pedig az interglaciális időkbe. Csak úgy érthetjük meg felfogását, ha meggondoljuk, hogy Európában ekkor még sok geológus tartotta lehetségesnek a lösz képződését a glaciális és az interglaciális időkben is.

Mindmáig a magyar irodalomban TREITZ képviselte a legnagyobb határozottsággal azt az álláspontot, hogy a Magyar-medencében a löszképződés ma is folyamatban van. Évtizedeken át folytatott löszvizsgálatainak az eredményeit most meg kell említenünk, különösen azokat, amelyek a löszképződés módozataira vonatkoznak. TREITZ elsőnek igyekezett képet adni a lösz diagenézisének fázisairól. A lösz alapanyaga hulló por, a hulló porból aszályos (sztyep-) klímák hatására mezőségi talaj lesz. Mivel pedig sztyepklíma esetében a talaj kilúgozódása nagyon csekély, a mállással képződött szénsavas mész a helyén marad, nem lúgozódik ki. Ez a löszben levő szénsavas mész a lösz kötőanyaga, ez ragasztja össze a porszemeket morzsákká, a morzsákat összefüggő, állékony közzé. Fontos tehát, hogy TREITZ a lösz talajnak mondja, de — és ez a tévedése — *recens képződménynek is*. A Magyar-medence aszályos vidékein, a Kis- és a Nagyalföldön — mondja — a mai napig folyamatban van a löszképződés, a Dunántúlon már nem. Ezzel szemben tény, hogy a dunántúli és alföldi löszök között semmiféle néven nevezendő különbség sem állapítható meg, csak a löszfelszín vályogosodása erősebb a Dunántúlon és az alföldi peremterületeken, mint magán az Alföld löszfelszínén. Mert az is tény, TREITZ is értesít róla, hogy a dunántúli és az alföldi löszök felszínén a jelenkorban vályogréteg képződik; ezt minden geológusunk és agrogeológusunk megerősíti, sőt a *recens vályogréteg vastagságát* számadatokkal is igazolja. TREITZ 1901-ben a magyarországi löszök anyagát az észak-európai jégtakaró szél által felkavart iszapjából származtatja [16], négy évvel később a Duna—Tisza köze löszei anyagának a származáshelyét a Duna—Tisza közti futóhomokterületen

jelölte meg, a Tiszántúl löszzeit részben a Tisza ártéri üledékeiből, a Marosvidék — szerinte fiatal, részben recens — löszzeit a parti dűnék anyagából származónak vallja. 1913-ban, a Földrajzi Közleményekben közzétett „Talajgeográfiájá”-ban a német és orosz agrogeológiai kutatáseredmények hatása alatt, hangsúlyozva a porhullások nagy szerepét a löszképződésben, úgy nyilatkozott, hogy „a lösz mezőségi talaj, mert a több méter vastag, réteges szerkezetű lerakódások is a mezőségi állatvilág munkája révén néhány évszázad alatt egynemű, rétegmentes mezőségi földdé válhatnak; ez a földfeleség borítja hazánk aszályos vidékeinek síkját és dombjait. Ezt a lerakódást a geológusok lösznek nevezik. [17]”. Ugyanebben a dolgozatában a lösz veresbarna vályogszalagjait sztyepes erdők talaja „B” szintjének mondta.

A lösz képződésének és diagenezisének ilyen határozott klimatikus folyamatokra való visszavezetése nagy haladást jelentett a magyar löszkutatásokban. TREITZ volt az első a magyar irodalomban, aki a legnagyobb meggyőződéssel jelentette ki, hogy a lösz klimatikus képződés, aridus sztyepvidékeken keletkezett talaj. Van azonban elméletének könnyen sebezhető pontja is, és pedig az, hogy nem sikerült maradéktalanul és megnyugtató módon összekapcsolnia a löszképződés *eolikus* elméletét az irodalomban az időben már mind erősebb hangon jelentkező elmélettel, a sztyepterületeken feltételezett, sőt BERG és GANSEN által be is bizonyított száraz hidratikus mállás (arid-hidratistische Verwitterung) elméletével. TREITZ ezt a két elméletet nem tudta egymással megnyugtató módon kauzális kapcsolatba állítani, a két elmélet között ellentétet érzett. Ezt az ellentétet három évvel később az orosz BERG hidalta át, sőt a löszképződés elméletét új elemekkel egészítette ki [18, 19, 20]. Azt bizonyította, hogy a löszképződést kellően sem az eolikus, sem másféle elmélet nem tudja megmagyarázni, mert hiszen a lösz és a löszhöz hasonló képződmények száraz klíma hatása alatt a *helyszínen* alakulnak ki. Annyit jelent ez, hogy meg kell különböztetnünk a lösz anyakőzetének eredetét löszkarakterének eredetétől. Az anyakőzet eredete lehet fluviatilis, fluvio-glaciális, glaciális, alluviális stb., de a kőzet löszkaraktere csak egyetlen úton-módon jöhet létre. BERG szerint a különbség lösz és anyakőzete között ugyanaz, mint a szálban álló szikla és a talaj között. Hogy a kőzetből lösz legyen, ahhoz löszképző processzus szükséges. Ezt a processzust BERG GANSEN [21] után a következően vázolja; alapfeltételei: 1. kell, hogy a kőzet finom részecskéket tartalmazzon, 2. legyen benne bizonyos mennyiségű szénsavas alumíniumszilikát, 3. jelentős mennyiségű mész- és magnéziumkarbonát, 4. szükséges a processzushoz száraz (sztyep-) klíma. Ilyen adott körülmények között a mállás és aprózódás terméke és eredménye laza szerkezetű, porózus, fakósárga színű kőzet lesz, a lösz. Elméletének helyességét GLINKA, GOGOSZLAVSZKI és NEUSZTRUJEV [22] nyilatkozatai is támogatták. Szerintük is löszkaraktert vesz fel a sztyeplklíma hatása alatt a felszín.*

* BERG elmélete tulajdonképpen SOERGEL glaciális teóriájának kiegészítésére szolgál, mert SOERGEL löszelméletében a lösz képződésének a korán volt a hangsúly, BERG elméletében pedig a képződés körülményein, a diagenezisen. Éppen ezért csodálható, hogy SOERGELnek az

A löszanyag származására vonatkozó, tisztán szubaerikus elméletet tehát BERG elveti, felfogásában a hangsúly az arid hidratikus málláson van, ennek a hatása alatt mindenféle eredetű anyagból, tehát nemcsak a hulló porból, képződhet lösz. Ezt az erősen érezhető túlzást szerencsésen tompította le MÜNICHSDORFER löszképződés-magyarázata [23]. Szerinte is tény, hogy a lösz kimondottan száraz talaj (das Ergebnis arider Verwitterung), de *szigorúan elkülöníti a belső-ázsiai recens löszöket a közép-európai és dél-oroszországi fosszilis löszöktől*. Határozottan kijelenti SOERGEL löszkortörténeti vizsgálatai és megállapításai alapján, hogy az európai löszök az eljegesedések maximumai idején keletkeztek, és pedig *túlnyomóan hulló porból* az el nem jegesedett, tehát periglaciális területek jégkori, hidegszáraz klímájának a hatása alatt; sem a melegebb-nedvesebb interglaciális idők, sem a jelenkor klímája a löszképződésre már nem kedvező. *Ez azt jelenti, hogy a löszképződés optimális klimatikus feltételei Európában csak a jégkorszakokban voltak adva, ekkor is csak bizonyos területeken, a periglaciális övezetben és ennek az övezetnek a szomszédságában, és amikor bekövetkezett bizonyos klimatikus küszöbértékek átlépése, a löszképződés megszűnt*. Sajnos, ezeket a klimatikus küszöbértékeket, amelyektől a löszképződés függ, még senki sem tanulmányozta. Pedig ilyen természetű vizsgálatok a ma is folyamatban levő löszképződés belső-ázsiai területein laboratóriumi kutatásokkal kapcsolatban valószínűleg fényt derítenének erre a fontos problémára is. A mi szempontunkból az a fontos, hogy a közép-európai lösz, ez a pleisztocén szubaerikus kőzet az orosz és német löszkutatók többségének a véleménye szerint is éppen úgy, mint ezt a hazai löszvizsgálatok is igazolják, a jégkorszakok idején képződött fosszilis talajnem, tehát Közép-Európában recens löszképződésről csak óvatos kétkedéssel lehet beszélni, annál is inkább, mert kimondottan száraz klímájú vidékek ezen a területen nincsenek. Megfigyelhetők azonban Európa szemi-aridus vidékein ma is porviharok. Ilyen porviharok alkalmazásával azonban már leginkább maga a pleisztocén lösz kerül a levegőbe és kerül később újra lerakódásra. Porhullás és löszképződés azonban nem

európai lösz glaciális korát nemcsak bizonyító, hanem nyugodtan mondhatjuk, bebizonyító munkaelmélete a magyarországi löszkutatásokban alig érezte termékenyítő hatását. Igaz, hogy az 1920-as években felvételező geológusaink a dunántúli löszök vörösbarna vályogzónáit pleisztocén klímaváltozással kapcsolatba hozandó képződményeknek írták le, LACZKÓ DEZSŐ [24] pedig 1929-ben a ságvári lösz vályogzónáját SOERGEL szellemében határozottan interglaciális korúnak, a löszöt pedig jégkorszakinak jelezte, mégis SOERGEL eredményeinek a magyar löszök szempontjából való kiértékelése elmaradt. Pedig a SOERGEL-féle felfogásnak a magyar pleisztocén kutatásterületére való áttöltése már TREITZ kezébe is biztos kulcsot adott volna a magyarországi lösz diagenezisének helyes magyarozatára és, ami ezzel egyértelmű, a magyarországi lösz képződésének a korára vonatkozó probléma megoldására is.

Amikor azonban a magyar pleisztocén feleletre váró sok kérdése hálás munkaterületnek bizonyult és a geográfus és geológus érdeklődését egyaránt felkeltette, a SOERGEL szellemében folyó külföldi kutatások eredményei pedig kiállották a tudományos kritika tűzpróbáját, SOERGEL elméletének áttöltése a hazai pleisztocén viszonyokra elkerülhetetlen lett. Ilyen szellemben folytatta alföldi pleisztocén tanulmányait SCHERF EMIL, és a SOERGEL-féle glaciális löszképződés-elmélet volt az az elfogadott alap, amelyről elindulva kezdte meg löszkutatásait a Dunántúlon ezeknek a soroknak írója is.

adekvát fogalmak, bármennyire is gondolnak egyes löszkutatók jelenkori porviharok alapján Európában recens löszképződésre következtethetni. A porhullásokkal kapcsolatban kell rámutatnunk a szakirodalomban gyakorta előforduló értelemzavaró tévedésre. Egészen komoly szakmunkák írnak állandóan „löszhullás”-ról, „löszesők”-ről stb. Ezt a tévedést ki kell küszöbölnünk, *a lösz nem hull, hanem alkalmas körülmények között a hulló porból lösz képződhetik.*

BERG löszképződés-teóriájával kapcsolatban azonban valamit még feltétlenül meg kell említenünk. Ez pedig az, hogy, ha nem tulajdonítunk a lösz képződésében döntő szerepet a lehullott pornak és fenntartás nélkül elfogadnánk, hogy sztyeplklima hatására minden, a fentebb ismertetett feltételeknek megfelelő kőzetanyagból a felszínen lösz képződhetik, Alföldünkön és homokos-agyagos-márgás dombvidékeinken, valamint középhegységeinkben sokkal tömegesebb kifejlődésben kellene megtalálnunk a pleisztocén löszet. A tények és a megfigyelések azonban ennek a feltevésnek ellene mondanak. Pedig bizonyos, hogy a klimatikus képződménynek, arid sztyeplklimák talajának tekintett lösz orosz és német agrogeológusok által megszabott irányban folytatott, egzakt kutatásai igen érdekes lehetőségekre hívják fel a figyelmünket. RATHJENS [25] Tripolitániából, WITSCHHELL [26] és PERVINQUIÈRE Észak-Afrika más területeiről (Tunisz), ZABORSZKI [27] Spanyolországból, BLANCKENHORN [28] Mezopotámiából és Szíriából, RANGE Palesztínából ír le lösszerű képződményeket. Ezek a lösszerű képződmények megfigyelőik szerint csak lényegtelen tulajdonságokban különböznek az európai periglaciális területek glaciális löszétől. A különbségeknek valószínűleg az az oka, hogy az említett területek *meleg sztyepek*. Mindezek amellet a tény mellett sólnak, hogy a lösz valóban száraz sztyeplklimák képződménye, csak egy bizonyos éghajlati övnek megfelelő talajféleség, de jelentik egyúttal azt is, hogy a „lösz” név gyűjtőfogalom, ilyen név alatt számos képződmény van összefoglalva, amint erre legutóbb KÖLBL [29] is határozottan rámutatott; egyúttal tényként domborodik ki az is, hogy annak a kőzetnek a képződéséhez, amelyet mi típusos lösznek nevezünk és ismertünk meg Közép-Európában, elsősorban a hulló pornak nagymennyiségű felhalmozódása volt szükséges hideg-száraz glaciális sztyepeken; ez a felhalmozódott szubaerikus por adta löszeink anyagának nagyrészét, mellette egyéb anyagok a lösz képződésében csak jelentéktelen szerepet játszottak. *A mi magyarországi löszeink tehát a meleg-száraz és hideg-száraz sztyepeket beborító, lösszerű képződményeknek abba a csoportjába tartoznak, amelyek a pleisztocén jégkorszakok idején az európai periglaciális és pszeudoperiglaciális területeken hideg-száraz sztyeplklima hatása következtében alakultak ki fő tömegükben szubaerikus porból.*

A magyarországi löszök tehát glaciális korúak, anyaguk azonban nem glaciális eredetű anyag, morénából kifújt por, fluvioglaciális iszap, vagy gleccserhordalék.

Amikor kimondjuk, hogy a magyarországi löszök glaciális korú képződmények, de anyaguk, a szélszállította por, nem az európai glaciális területeken keresendő, ezzel tulajdonképpen rámutattunk a tulajdonképpeni európai periglaciális terület és a pleisztocénkori Magyar-medence fontos, végeredményben klimatikus alapokokban gyökerező különbségére. Ha a magyar löszök anyagának, az anyag származáshelyének kérdésében megnyugtató ítéletet akarunk mondani, képzelet-

ben mindig magunk elé kell rajzolnunk a magyar föld pleisztocénkori természeti viszonyait. Az első magyar löszkutatók idejében még külföldön is hiányoztak kémiai, mechanikai és petrográfiai löszelemzések, ismeretlenek voltak a pleisztocénkori glaciális és periglaciális területek természeti földrajzi, elsősorban klimatológiai viszonyai, viszont kézenfekvő volt, hogy a német kutatók a németországi löszök anyagát a közeli glaciális, szubglaciális és fluvioglaciális lerakódásokból származtassák, annál is inkább, mert későbbi löszelemzések, legalább is részben, valóban igazolták a feltevés helyességét. A német tudományos eredményeket szívesen követő magyar tudományos kutatás készséggel hajlott arra, hogy a magyarországi löszök deflációs zónáját is az észak-németországi glaciális területeken keresse. TREITZ, aki a löszképződés és a lösz anyaga származáshelyének kérdésében gyakorta változtatta véleményét, eleinte a magyarországi löszök anyagát is az észak-németországi glaciális területekről származtatta. Tizenhárom évvel később úgy nyilatkozott, hogy a magyar löszök poranyaga a Szaharából, Belső-Ázsiából és magának a Magyar-medencének a területéről származik. HORUSITZKY szerint lőszeink anyagát nem a jégkori gleccserek iszapjában, nem is Belső-Ázsiában kell keresnünk, mert a magyar löszök anyaga a harmadkori tengerek homokos-agyagos-márgás üledékeiből kifújtt por. Véleményének igazolására megemlíti, hogy a Kisalföld K-i felében pannóniai kagylóhéjtöredékeket talált a pleisztocén löszben [32, 33]. ID. LÓCZY, PÁVAI-VAJNA, HALAVÁTS és még sokan mások kisebb löszterületeket tanulmányozva, de eredményeiket nem általánosítva, a lösz anyagának származáshelyét a Magyar-medencében jelölték meg. CHOLNOKY *elsőknek mutatva ki Európában a monszunjelenséget* [30], a magyar löszök poranyagát Belső-Ázsiában kereste. Szerinte a por a keleties irányú téli monszun szárnyain került a pleisztocén folyamán Európába, a Magyar-medencébe is, nem közvetlenül, hanem közbeiktatott pihenőkkel. Ennek a részleteiben helyes feltevésnek az a hibája, hogy a lösztakaró kivékonyodása Európában K-ről Ny felé nem figyelhető meg, de nem figyelhető meg a lösz anyagrészcskéinek a finomodása, tehát osztályozódása sem K-ről Ny felé. Rokon felfogást vallott CHOLNOKYVAL TIETZE [31] és MÜNICHSDORFER is. Valószínűnek tartották, hogy a pleisztocén jégkorszakok folyamán a periglaciális sztyepek és félsivatagok övezete messze benyomult Közép-Európa testébe az Atlanti-óceán felé, következésképp az európai löszök deflációs zónáját ezekben a közép- és kelet-európai sztyepekben és félsivatagokban látták. PRINZ viszont úgy véli, hogy a magyar löszök poranyaga az észak-európai glaciális területeken keresendő [92].

GRAHMANN hatalmas irodalmi felkészültséggel és bőséges kutatáseredményei alapján a közelmúltban a lösz képződésére és elterjedésére vonatkozó elméleteket revízió alá vette [34, 35]. Fejtegetései elsősorban a német löszökre, de általában az európai löszökre is vonatkoznak. GRAHMANN megkülönböztet *glaciális* és *kontinentális típusú löszöket*. Glaciális típusúak szerinte a közép-európai löszök, mert nincs kimondott deflációs zónájuk. Anyaguk olyan területekről származik, amelyeket a jégkorszakok folyamán csak gyér növényzet borított és, amely területeken a jégkorszakok folyamán igen nagymértékű volt a glaciális klíma hatása következtében a kőzetek aprózódása. A hatalmasan megszaporodott törmelékmennyi-

séget a folyók szállították el és osztályozták. Tavaszai áradásaik alkalmával rengeteg mennyiségben teregették el völgyükben és árterületükön ezt a finom ártéri iszapot. Ezt a finom iszapot az árvizek visszahúzódnása, az ártér felszikkadása után a periglaciális terület *keleties* szelei kifújták az ártérről és arra alkalmas helyen elteregték. Belőle lett a glaciális típusú lösz. Ezt a glaciális típusú löszet ezért aztán GRAHMANN „erst durch fließendes Wasser, dann durch Wind, also ein doppelt sortiertes Sediment”-nek mondja. Véleménye szerint ez a felfogás jól magyarázza a löszök egyező szemcsenagyságát, a 0,05–0,01 mm átmérőjű szemcsék túlnyomó jelenlétét, a löszök egyező petrográfiai, sőt kémiai összetételét is.

A kontinentális típusú löszöket deflációs zónák jelenléte jellemzi. Ezek a sivatagok. A sivatagok belsejéből fújó szelek szortírozzák a poranyagot. A durvább anyag hamarabb kerül lerakódásra, a finomabb messze elszáll. A lösz szemcsenagysága a deflációs zónától távolodva kisebbedik. Valóban CSENG VANG és OBRUCSEV vizsgálatai igazolni látszanak ezt a feltevést. A kelet-kínai és mandzsúriai löszök szemcsenagysága CSENG VANG szerint [36] valóban kisebb, mint a közép-kínaiaké; OBRUCSEV [37, 37/a, 38] is megfigyelte a sivatag futóhomokjának fokozatos finomodását és lassú átmenetét a löszös homokba, homokos löszbe, végül típusos löszbe. Ezért mondja GRAHMANN „Der kontinentale Löss ist ein einfach sortiertes subaerisches Sediment von verschiedener Körnung”. A glaciális lösz képződésének a feltételei GRAHMANN elmélete szerint is csak a jégkorszakok folyamán voltak adva, tehát GRAHMANN elmélete alapján is az a végkövetkeztetés vonható le, hogy az európai löszök fosszilisak, recens löszképződés Európában nincs.

GRAHMANN elmélete általánosságban elfogadható. Sok, eddig homályos és nehézkes problémát lehet vele megvilágítani. Néhány kifogás azonban mégis emelhető ellene. GRAHMANN határozottan elsődleges jelenségnek tartja a löszök mechanikai összetételére jellemző 0,05–0,01 mm átmérőjű szemcsenagyságot, pedig BERG, GANSSEN és MÜNICHSDORFER vizsgálatai alapján biztosan tudjuk, hogy ez a szemcsenagyság az arid hidratikus mállás következménye, a lösz diagenézisének egyik jellemző, tehát másodlagos jelensége. Aztán GRAHMANN az európai löszök anyagát kizárólag ártéri üledékekből származtatja. Semmi sem indokolja meg azt a feltevést, különösen, ha a fagy hatásának könnyen engedő, laza szerkezetű, homokos-agyagos, vagy általában könnyen aprózódó és kevésbé málló kőzetekből felépített, gyér növényzettel borított domb- és hegyvidékekről van szó, hogy miért kellett a szélkifúvásnak addig várni, amíg a törmelék folyóvízi szortírozódása bekövetkezett, hiszen elegendő finom poranyag keletkezett már az erős aprózódás következtében a felszínen „in situ” is; ezt a szél könnyen tovaszállíthatta és bizonyára el is szállította. Annál is inkább fel vagyunk jogosítva erre a kijelentésre, mert, ha természetesen nem is sivagos jellegű, de határozottan deflációs területek jelenlétét a Magyar-medencében is sikerült kimutatni. Ezek a megjegyzések a GRAHMANN-féle elmélet érvényességét nem érintik, de feltétlenül rá kell mutatnunk, hogy tiszta típusok, glaciális és kontinentális típusú löszök elkülönítése, a két típushoz tartozó löszterületek elhatárolása igen nehéz és kényes feladat,

mert az átmeneti formák, kevert típusok kifejlődésének igen nagy volt a lehetősége a jégkorszakok folyamán Európában is.

GRAHMANN elméletét az európai glaciális és periglaciális területek sok problémát kellett, egész irodalmat fejlesztett éghajlati viszonyainak, különösen szélviszonyainak sok szempontból helyesen értelmezett, de még igen sok hipotetikus vonással terhelt magyarázata alapján dolgozta ki.

ECKARD [39], ENQUIST [40], NORDENSKJÖLD [41], DRYGALSKI [42], HÖGBOM [43], MECKING [44], TUTKOVSKI [45], SOERDEL, KESSLER [46] és még mások megmondásai alapján, ha részleteiben problematikus és még sok vitát támasztó, de fő vonásaiban elfogadható módon a következőképpen jellemezhetnénk az európai glaciális és periglaciális területek éghajlatát a jégkorszakok folyamán. A belföldi jégtakaró területe felett állandóan magas légnyomás helyezkedett el. Erről a magas légnyomású területről a levegő minden irányban a környezete felé áramlott, télen is, nyáron is. Ezek a jégtakaróról lefelé fújó szelek Közép- és Kelet-Európában ÉK-i irányúak voltak. És, bár főn jellegűek voltak, mert a 2000–2500 m vastag jégtakaróról lefelé fújtak, mégis igen hidegek maradtak, mert igen hidegen indultak el és menedékes pályájukon csak kevésbé melegedtek fel. Következésképp a periglaciális területek évi középhőmérséklete alacsony, 0°-nál is alacsonyabb volt. Erősítette ezeket a keleties szeleket és növelte hatásukat a CHOLNOKY kimutatta európai keleti monszun; hatása a jégkorszakok folyamán az erősen lehűlt eurázsiai kontinens felett nagyfokú lehetett. A telek hosszúak, hidegek és szárazak, a nyarak rövidek, hűvösek és szintén szárazak voltak, de időnkint, különösen nyár elején, melegebb, csapadékosabb levegőtömegek is kerülhettek a kontinens belsejébe. Csapadék kevés volt; a napi hőmérsékletingadozás igen tetemes lehetett.

Ez a rövid kép is, amely Magyarország esetében némi korrekcióra szorul, mutatja, hogy a glaciális Európa szélviszonyai és egyéb éghajlati jelenségei a maiaktól alapjukban különböztek. Nem fogadható el tehát RUNGALDIER [47] véleménye, aki Magyarország területén a jégkorszakokban uralkodó és porszállító szélnek a melegebb és csapadékosabb nyugati szeleket tételezi fel, különösen nyáron, ha meggondoljuk, hogy az Alföldön nyár derekán a keleties szelek gyakorisága még a jelenkorban is nagyobb a nyugati szelekénél.* RUNGALDIER dolgozata a magyar löszök problémáinak kiderítésében már csak azért is csökkent mértékben vehető figyelembe, mert a lösz képződését, elavult felfogással, a melegebb-nedvesebb interglaciális időkbe teszi.

Az európai periglaciális területek éghajlatáról adott rövid kép azonban Magyarország esetében más tekintetben is módosításra szorul. A Magyar-medence délibb fekvésű, mint a közép-németországi és lengyelországi periglaciális terület, kontinentalitása tengertávolsága és zártsága miatt nagyobb fokú ma is, nagyobb fokú volt a jégkorszakok folyamán is amazokénál, következőképp középhőmérséklete különösen melegebb és aszályosabb nyara miatt magasabb, csapadéka teljes körül-

* KÖPECZI NAGY ZOLTÁN, Adatok Magyarország széljárásához. — Természettud. Közl. 1933. I. sz.

zártága, főn szelei miatt kevesebb volt amazokénál, annál is inkább, mert Ny-i szomszédságában az Alpok jégtakarója a Ny-i szelekkel érkező, csapadékhozó ciklonoknak is útját állotta. *Uralkodó szelei a jégkorszakok folyamán télen-nyáron keleties irányúak voltak, a mainál jóval jelentéktelenebb szerepet játszó nyugati szelek gyakorisága a tavaszi és őszi hónapokban növekedhetett meg, de az Alpok jégtakarója felett helyet foglaló, magas légnyomás területéről a Magyar-medence felé tartó száraz, erős Ny-i fönöknek is gyakoriaknak kellett lenniök, különösen az ország nyugati felében, amint a lösz elterjedésével a Kisalföldön és a Dunántúl Ny-i felében igazolni is fogjuk. Mindezek alapján a Magyar-medence periglaciális jellemvonásai, különösen a medence belsejében, a hegykerettől távol és a medence D-i részeiben tompultabbak, halványabbak voltak, mint a jégtakaró közvetlen szomszédságában helyet foglaló területeké; periglaciális képződményei, a lösz kivételével kevésbé jellemző kifejlődésűek. Éppen ezek miatt az okok miatt tartottam lehetőséget, hogy a Magyar-medencét a jégkorszakok folyamán csak pseudo-periglaciálisnak nevezhetjük, a jégtakaró közvetlen szomszédságában helyet foglalt valódi periglaciális területekkel szemben [48]. Meg kell jegyeznünk, hogy PENCK [49] is csak 200–300 km szélességű övezetnek tételezi fel a kimondottan periglaciális területet a jégkorszakok idején.*

A Magyar-medencének így jellemzett pseudoperiglaciális éghajlata elégséges alapot ad löszeink származásának, keletkezésének és elhelyezkedésének a megmagyarázására. Ilyen megfontolások alapján folytatott morfológiai vizsgálataim eredményei is megerősítettek abban a feltevésben, hogy löszeink anyagának származáshelyét első sorban a pleisztocénkori, száraz éghajlatú Magyar-medencében kell keresnünk, *a poranyag elteregésében pedig a keleties irányú szeleknek kell döntő jelentőséget tulajdonítanunk*, annál is inkább, mert ezt a felfogást PENCK egyező véleményén kívül igazolták a közelmúltban a VENDL ALADÁR professzor vezetése alatt megindult részletes, hazai mechanikai, kémiai és petrográfiai löszvizsgálatok is. VENDL és munkatársai [50] löszvizsgálatai több Budapest környéki löszről mutatták ki ezek hazai eredetét. Ezeknek a kutatásoknak az alapján látta VENDL igazoltnak GRAHMANN ismertetett elméletét a Magyar-medencében is.

Klimatológiai, morfológiai kutatáseredmények és az irodalom alapján löszeink anyagának származására vonatkozóan az a végső következtetés vonható le, hogy *a magyarországi löszök nem tiszta típusú glaciális löszök. Koruk kétségtelenül glaciális, anyaguk túlnyomóan a Magyar-medence jégkorszaki, kiegyenlítettlen futású, igen váltakozó vízjárású, nagy árterületű sztyeppfolyóinak ártéri üledékeiből származik*, de bőséges anyagot szolgáltatott a löszképződésre a Magyar-medence beltenger korából származó és felszínén levő, homokos-agyagos üledékek és a Kárpátoknak a jégkori erdőhatár fölé emelkedő, de állandó hóval nem borított, sziklahavasi régiója, a fagy aprózó hatására keletkezett sziklamezők apróbb-durvább törmelékkel, lokális gleccserek morénájával és fluvioglaciális kavicsal borított területei is. Az említett területeken kívül bizonyára sok poranyag juthatott a K-i monszun szárnyain is közbeiktatott pihenőkkel a Magyar-medence területére, annál is inkább, mert a 0,05 mm és ennél kisebb átmérőjű anyagrészekék igen nagy utakat tudnak megtenni a szelek szárnyain.

A porhullások legerősebbek nyáron és ősszel lehettek, mert az ártéri üledékek a téli fagy felengedése és a tavaszi árvizek lezajlása, az ártér felszikkadása után szinte védtelen játékszereivé váltak a szeleknek, de a hótakarók felszínén végzett jelenkori pormérések alapján per analogiam bízvást következtethetjük, hogy a porhullás télen sem szünetelt.

II.

A lösz elhelyezkedése a Magyar-medencében. A pleisztocén folyamán többször megismétlődő jégkorszakok éghajlata kedvező feltételeket teremtett a Magyar-medencében a löszképződés számára. Bár glaciális flórakutatásunk szegényes, az újabb időben szép lendülettel megindult vizsgálatok eredményei [51] egyöntetűen megerősítik annak a képnek a helyességét, amit itt a Magyar-medence jégkori éghajlatáról rajzoltunk. A jégkorszakokban a Magyar-medence területe parkos sztyep volt; rajta a kiterjedt löszpuszták mezejét ártéri galériaerdők és mocsaras árterületek élénkítették. A keleties szelek szárnyán tovaszállított por ennek a magas párkányhegységekkel keretezett, erősen kontinentális, száraz éghajlatú medencének minden, löszképződésre alkalmas felszínrészét vastagon beborította. Az évi középhőmérsékletet PENCK szerint 7°-kal alacsonyabbnak véve, a Magyar-medence évi középhőmérséklete az utolsó jégkorszakban +2, +3° lehetett. Erre az értékre következtetett STAUB is erdélyi jégkori florisztikai vizsgálatai alapján [52]. Kérdés, hogy melyek voltak a lösz képződésére alkalmas területek. Elsősorban az alföldi pleisztocén ártereknél magasabb szintek, a rögökre darabolt dunántúli pannóniai táblásvidékek, az erdővel nem borított, zárt, hegyvidéki kismedencék és az alföldek peremterületein helyet foglaló középhegységek 30°-nál enyhébb lejtésű lejtősvidékei [53]. Elborította a lösz a Bácskát, nagy területeket a Duna és a Maros, a Maros és a Körösök, a Körösök és a Tisza között, a Bükk-alját, Mátraalját, Cserhátalját, a Dunántúlnak a DK-i, nagyjából a Dunántúli-középhegységtől DK-re eső részét és a középhegységek zárt kismedencéit. Nincs, vagy csak foltos-rongyos felszíni lösztakarója van a Kisalföld D-i felének, sok helyen hiányzik a lösz az Alföldön. Bár kevés az adat, a megfigyelések azt igazolják, hogy a tszf-i 400 m magasságon felül nagyon kevés a lösz Magyarországon. Oka ennek az, hogy egyrészt ennél magasabbra a pleisztocén sztyepterületek sem hatoltak, másrészt a térszín konfigurációja sem kedvezett már a magasabb területeken a lösz felhalmozódásának. A hulló pornak kevés volt a védettsége, áldozataul esett a deflációnak és a lemosásnak [53].

A magyarországi lösz vastagsága nem egyenletes. Néhány számadat világosan mutatja ezt.

A lösz horizontális és vertikális irányú elterjedése, összevetve a lösz vastagságának itt felsorolt számadataival, érdekes megfontolásokra készítet. Kitűnik, hogy a löszképződés lehetősége majdnem mindenütt adva volt a zárt Magyar-medencében, legzavartalanabb lefolyású azonban csak az Alföld D-i felében, a Dunántúl DK-i részében és az észak-alföldi peremvidékek DK-i lejtőin volt. Más területeken, a középhegységek Ny-i lejtőin, a Kisalföld D-i felében, az Alföld nagy területein

Ország-rész	Hely	Löszvastagság, m	Megfigyelő	Jegyzet
Dunántúl	Marcál-Rábavidék	6—8	SÜMEGHY	típusos lösz
Dunántúl	Fejér megye, Vértesalja	8—10	VENDL	típusos lösz
Dunántúl	Vértes teteje	néhány dm	T. RÓTH K.	homokos lösz
Dunántúl	Csburgó (Somogy m.)	4—6	BULLA	homokos lösz
Dunántúl	Veszprémi-plató	6—7	Id. LÓCZY	típusos lösz
Dunántúl	Balatonaliga	8—10	Id. LÓCZY	típusos lösz
Dunántúl	Belső-Somogy	6—8—10	BULLA	típusos lösz
Dunántúl	Kapos—Koppány vidéke	20	Id. LÓCZY	típusos lösz
Dunántúl	Balatonföldvár	9	Id. LÓCZY	típusos lösz
Dunántúl	Balatonberény	6	Id. LÓCZY	típusos lösz
Dunántúl	Váli-völgy (Vértes)	3—4	Id. LÓCZY	típusos lösz
Dunántúl	Pinchehely (Tolna m.)	10—15	BULLA	típusos lösz
Dunántúl	Középső Baranya	20	BULLA	típusos lösz
Dunántúl	Mohács vidéke	7—9	BULLA	csak „fiatalabb lösz”
Dunántúl	Szekszárd vidéke	20—25	BULLA	típusos lösz
Dunántúl	Paks	42	BULLA	típusos lösz
Dunántúl	Dunaföldvár	30—35	BULLA	típusos lösz
Dunántúl	Tolna belseje	15	TOBORFFY	típusos lösz
Dunántúl	Kéthely (Somogy m.)	10	MAROS	típusos lösz
Dunántúl	Mecsekalja	20—30	VADÁSZ	típusos lösz
Dunántúl	Ságvár (Somogy m.)	10—12	GAÁL	típusos lösz
Dunántúl	Fokszabadi	12	WEISS	völgyi lösz
Dunántúl	Pannonhalma	15	VID	homokos lösz
Alföld	Tápió-völgy	10	HALAVÁTS	homokos lösz
Alföld	Debrecen	10	INKEY	homokos lösz
Alföld	Uri, Mende (Pest m.)	30	TIMKÓ	típusos lösz
Alföld	Irsa, Cegléd, Örkény	4	GÜLL	homokos lösz
Alföld	Galga-völgy	10—15	TIMKÓ	típusos lösz
Kisalföld	Galgóc	14	HORUSITZKY H.	típusos lösz
Kisalföld	Vértes Ny-i lejtői	0,3—2	LIFFA	homokos lösz
Kisalföld	Ratkóc	4	HORUSITZKY H.	típusos lösz
É-Magyarorsz.	Mátraalja	15	NOSZKY	típusos lösz
É-Magyarorsz.	Cserhátalja	15	TIMKÓ	típusos lösz
É-Magyarorsz.	Hegyalja	5—10	HORUSITZKY H.	típusos lösz
É-Magyarorsz.	Sajó-völgy	10—12	KEREKES	típusos lösz

részint a terület csapadékosabb volta, részint a térszín arculata és természete miatt, részben pedig a lösz és fekéje egymáshoz való érdekes és később vázolandó viszonya miatt vagy nem tudott a hulló porból lösz képződni, vagy, ha képződött is

vékony lösztakaró a kérdéses területen, áldozatául esett az interglaciális idők denudációjának. Ahol a lösz vastagsága a felszínen csak néhány méter, szinte bizonyossággal mondhatjuk, hogy a lösz csak az utolsó jégkorszak és a finiglaciális idő ún. „fiatalabb lösz”-e, ahol viszont a lösz vastagsága 20–40 m, már nagy tömege is igazolja a löszképződés zavartalanságát és csak megerősíti ennek a feltevésnek a helyességét interglaciális és interstadiális képződmények jelenléte a löszben. *Ezeket a hatalmas löszkötegeket joggal tarthatjuk több jégkorszak tanúbizonyságának. Ilyen módon a Magyar-medence pleisztocén kronológiájának a legbeszédesebb kútfői.*

Különböző területek löszképződményeinek tér- és időbeli egyenlőtlen eloszlása azonban mást is bizonyít. *Bizonyítja azt, hogy a Magyar-medencét egységes és összefüggő lösztakaró sohasem borította.* Érdeemes ezt hangsúlyozni, érdemes a kérdéssel kissé foglalkozni, mert sok magyar szerző, ha az Alföld pleisztocén felszíni képét rajzolja meg, erről a felszínről, mint a medence közepétől a szélei felé enyhén emelkedő, egységes löszfelszínről beszél, amelyet a folyók csak utólagosan daraboltak fel részekre; az ember a leírásokból azt a benyomást nyeri, mintha előbb alakult volna ki a lösztakaró és csak utána az eredetileg lefolyástalan, folyótlan pleisztocén Magyar-medence folyóhálózata. Gyakran visszatérő vélemény, amióta ID. LÓCZY LAJOS a Magyar-medence pleisztocénkori földrajzi viszonyait a belső-ázsiai Tarim-medence mai állapotához tartotta hasonlónak.

Ennek a felfogásnak, a hajdani egységes, megszakítatlan lösztakaró feltételezésének addig volt valamelyes lehetősége, amíg hazai löszeink anyagának származáshelyét a Magyar-medence határain kívül, akár az észak-európai glaciális és periglaciális vidékeken, akár pedig Belső-Ázsiában kereste a tudományos kutatás. Azonban ez a lehetőség azonnal szertefoszlik a csak kissé behatóbb megfontolás fényénél is. Ha az Alföld a pleisztocén folyamán csak egyetlen jégkorszakon át is lefolyástalan lett volna, a 170–180 m vastag pleisztocénkori medencetöltelékben nagy területeket borító, sóstavi lerakódásokat kellene találnunk. Az alföldi mélyfúrások ilyen nagy területű, beltavi lerakódások jelenlétét nem igazolták, igazolták azonban durvább-finomabb fluviatilis képződmények nagy tömegű és igen változatos kifejlődését a durvább kavicsból a legfinomabb iszapig, időnkint nagy vízmennyiséggel sebesen folyó, máskor szerteágazó, kevés víví, nagy árterületű, kalandozó folyók jellemezte pleisztocén hidrográfiai hálózatot. Azt igazolják ezek a fluviatilis lerakódások, hogy Alföldünk fiatal pleisztocén süllyedése igen lassú folyamat volt, a süllyedéssel a folyók feltöltő tevékenysége általában lépést tudott tartani, tehát a medence a jégkorszakok aszályos sztyeplimája idején is nyitva maradt. Van más bizonyítékunk is arra, hogy az Alföld a pleisztocénben nem volt lefolyástalan: a kétségtelenül kimutatható nedves-csapadékos interglaciális idők rendkívül erős eróziós tevékenysége is kizárja a lefolyástalanság lehetőségét. Közvetlen morfológiai bizonyíték a pleisztocén folyóvízi teraszok sorozata a Magyar-medence folyóvölgyeiben. Ezek a pleisztocén folyóvízi teraszok a Duna völgyében megvannak a Kisalföld K-i felében, megtalálhatók a visegrádi áttörésben és Budapest környékén is [54]. Budapest alatt a legidősebb pleisztocén terasz nem fut bele az Alföld felszínébe, hanem az Alföld pleisztocén megsüllyedésének következtében

az Alföld felszíne alá merül, a mélyben van meg és ott folytatódik, hogy ismét felszínre kerüljön az Alduna áttörésében, mutatva, hogy az egész Magyar-medencén átvonuló terasz volt. A legfiatalabb pleisztocén terasz pedig, a városi terasz teljes egészében végig követhető a magyarországi Duna-völgyben [55], igazolva azt, hogy a pleisztocénban is megvolt a Magyar-medencének a Dunája és a Dunához tartozó vízhálózat; ez a vízhálózat pedig lehetetlenné tette egységes, összefüggő lösztakaró kialakulását.

Ennek a pleisztocén folyóhálózatnak a lerakódásai töltögették a süllyedő Alföld felszínét. A jégkorszakok folyamán a folyók kicsiny esésben, alsószakasz jelleggel szertekalandoztak a felszínen. A széles ártereken a hulló por nem alakulhatott lösszé, legfeljebb ártéri, ázott lösz lett belőle, csak az árvízmentes térszíneken tudott típusos lösz képződni. Éppen ez a vitás nevű [56/a], de cseppet sem vitás eredetű „ázott lösz” is egyike a legperdöntőbb bizonyítékoknak az Alföld pleisztocénkori lefolyástalansága ellen. Bizonyítja, hogy a nagy amplitudójú alföldi sztyeppfolyók a löszképződés idején óriási ártereken kalandozhattak el, mert csak már meglévő folyók ártere lehetett a „conditio sine qua non”-ja az ázott lösz kialakulásának.

Ezt az Alföld jégkori természeti állapotáról rajzolt képet nem a képzelet szülte. Bizonyítják helyességét az alföldi pleisztocén lerakódások. Sorozatukban a durvább-finomabb kavicsból a típusos löszig minden fokozat és átmenet képviselve van, de legkevésbé a típusos lösz maga. Ezért állíthatam teljes meggyőződéssel, hogy löszmorfológiai kutatások céljaira az alföldi löszök csak korlátolt mértékben vehetők figyelembe [53].

Elhagyandó tudományos kézikönyvekből az Alföld pleisztocénkori lefolyástalanságának hipotézise azért is, mert löszeink anyagának eredetére vonatkozó, legújabb kutatások is azt igazolják, hogy a magyarországi löszök anyagának túlnyomó része a Magyar-medence szeszélyes vízjárású, pleisztocén folyóinak az ártéri üledékeiből származik. Nem lehet ezt másként elképzelni, csak úgy, hogy előbb volt a löszképződésre alkalmas hordalékot szállító folyóhálózat és csak utána a kifújtt hordalékanyagból képződött lösz.

A magyarországi löszök elhelyezkedését tanulmányozva az a szembeötlő jelenség figyelhető meg, hogy a Magyar-medencét szegélyező párkányhegységek és a medencében elhelyezkedő középhegységek K-i és keleties lejtőin (Budai-hegység, Bakony, Vértes, Gerecse, Kis-Kárpátok, Kis-Fáttra, Mecsek, Bilo, Papuk, Cserhát, Mátra, Hegyalja) a lösz magasra felhatol (Budai-hegység 420 m, Mecsek 400 m, Hegyalja 380 m) és a lejtőket vastag takaróval burkolja be, ellenben a nyugatias lejtőkön vagy egyáltalán nincs lösz, vagy ha van is, foltos, rongyos, vékony ez a löszköpönyeg és legtöbbször erősen el van vályogosodva. Hosszú ideig valószínűnek látszott, különösen, amíg a magyar löszkutatás az észak-európai glaciális területeken kereste a magyar löszök anyagának származáshelyét, az a magyarázat, hogy a porszállító szelek a nyugatiasak voltak, tehát középhegységeinkben a K-i lejtőkön, a csapadék- és szélárnyékos lee-lejtőkön tudott a lösz felhalmozódni, a Ny-i lejtőkön, a luv-oldalon nem képződött lösz, mert a lehullott port a defláció és a lemosás eltávolította. Legutóbb RUNGALDIER adott kifejezést ennek a felfogásnak [47]. Ismerve a löszképződés vázolt körülményeit és feltételeit, a glaciális

Európa szélviszonyait, ezt az elméletet eleve elfogadhatatlannak kellett ítélnünk (BULLA). Ennek az elméletnek éppen a fordítottja a helyes. Közép- és Kelet-Európa uralkodó szelei a glaciális korokban a keleties irányú szelek voltak. Ezek szállították kisebb-nagyobb távolságokra a löszképződésre alkalmas port. A porszállító keleties irányú szelekre merőlegesen keresztbe álló K-i, vagy keleties lejtők a levegőtömegeket felszállásra kényszerítették és portartalmuk lerakására készítették, egyrészt, mert a lejtők akadályozták a por tovaszállítását, másrészt, mert a lejtőkön felemelkedni kényszerült levegő lehűlt, páratartalma relatíve megnövekedett, a benne lebegő porszemek kondenzációs központokká váltak, lehullottak a lejtőre és vastagon beborították. Valóságos poresőkkel kell számolnunk a jégkorszakok folyamán ezeken a keleties lejtőkön. Ezeknek a keleties szeleknek porszállító tevékenységét erősen növelhették a Magyar-medencében a medence peremterületein nyarankint naponta szabályosan jelentkező hegyi és völgyi szelek is. Általában a helyi klímának és klimatikus tényezőknek sokkal nagyobb szerepük lehetett a löszképződésre alkalmas poranyag előkészítésében és elterelésében, mint azt eddig gondoltuk. A kérdés megvilágítása nehéz, mert az elmúlt idők helyi éghajlati viszonyainak rekonstruálására csak a legnagyobb óvatossággal értékelhető analógiák és homológiák állnak rendelkezésünkre. Ilyen természetű részletkutatások azonban csak igazolni fogják részleteiben is a fentebb nagy vonásokban felvázolt képet.

A keleties szeleknek kitett K-i lejtők voltak a löszképződés folyamán a lw-lejtők, a poresők ezekre hullatták portartalmukat, a nyugatias lejtők, a lee-lejtők, csak kevésbé löszösödtek el. Kevésbé, mint a keletiek, mert kevesebb por hullott rájuk és, mert ki voltak téve a jégkorszakok folyamán gyéren és ritkán jelentkező Ny-i, csapadékosabb szelek pusztító hatásának (defláció és erózió), viszont a K-i lejtők ekkor is esőárnyékban maradtak. Tudva azonban azt, hogy a jégkorszakok folyamán a légörvénylesekkel jellemzett, csapadékos, Ny-i szeleknek jelentős szerepük nem volt a Magyar-medencében, hiszen nyugatias szelei is túlnyomórészt az Alpok jégtakarójáról a medence belseje felé fújó, száraz főnök voltak, a Ny-i lejtők lösztelenségét elsősorban a hosszú interglaciális idők és a jelenkor csapadékosabb, löszpusztító és löszvályogostó Ny-i szeleinek a rovására kell írunk. Ezt az állításunkat a lösz elterjedésével igen jól tudjuk igazolni. A Dunántúli-középhegységben, a Gerecsében, a Bakonyban, a Budai-hegységben a Ny-i lejtőknek csak foltosrongyos, vékony löszköpönyege van. Ez a lösz lejtőtörmelékes, homokos, sőt a legtöbb esetben mésztelenített vályoggá és vörösbarna agyaggá változott. Lösz tehát mindenhova jutott, a Ny-i lejtőkre is, de képződése itt nem volt zavartalan, áldozatául esett a mállásnak és a lepusztulásnak.

A keleties löszanyag-szállító szelek mellett a por, sőt a már kész, de elporlott lösz áttelepítésében jelentős szerep jutott a folyóvíz működésén kívül a helyi szeleknek is. Működésükről azonban részletes vizsgálatok hiánya miatt kimerítő és helyes képet ma még bajos lenne adni.

A porszállító keleties, száraz és a löszdenudáló Ny-i szelek szerepéről vallott felfogásunk a Ny-i lejtők lösztelenségét kifogástalanul megmagyarázza, de semmiképpen sem alkalmazható magyarázatként eső nem verte keleties lejtőterületek és

zárt medencék löszhiánya esetében. Tény ugyanis, hogy a Dunántúli-középhegységben és az Alföld É-i peremhegységeiben a keleties lejtők is különböző mértékben vannak ellőszősödve. A kérdés megmagyarázására a különböző hegyépítő kőzetfajták maximális lejtőszögének és a lösz feküje fizikai és kémiai viselkedésének az ismeretére van szükségünk. A lejtő meredeksége általában három tényezőtől függ: 1. a kőzet vízátbocsátó, vagy vizet át nem bocsátó voltától, 2. a kőzet plaszticitásától és, amennyiben üledékes kőzetről van szó, 3. a rétegek fekvésétől. A mi löszeink az alföldi peremvidékeken és a Dunántúli-középhegység keleties lejtőin képződtek, tehát a lejtők löszös, vagy lösztelen volta a mészkövek, dolomitok, agyagok, márgák és lávák viselkedésétől függ. A kérdés részletesebb fejtegetésére nem bocsátkozom, csak utalok négy évvel ezelőtt folytatott és magyarul is, németül is közzétett vizsgálataimra [53, 58]; most csak az eredményeket ismertetem. Rideg, kemény, nem képlékeny, vízáteresztő kőzetből (mészkő, dolomit) felépített lejtőket, ha a lejtő 30–35°-nál nem meredekebb, elborít a lösz. *T. i. 30–35° a maximális értéke annak a lejtőnek, amelyen a lehullott por még lösszé tudott alakulni; ennél meredekebb lejtőkön a lehullott porból nem tudott lösz képződni, lehordta az eső, lefújta a szél.* A lávák (andezit, bazalt) nagy mértékben impermeábilisak, kemények, de vastag málladék tud rajtuk képződni, lejtőik lankásak, ezért a lösztakaró magasra felhatol rajtuk (Dunazug-hegység, Velencei-hegység).

Az alapkőzet lejtőformáinak hatása a lösz vertikális irányú elterjedésére csak középhegységeink magasabb részein és a hegyekkel körülvett, magasabb medencékben tanulmányozható, mert itt a lösz közvetlenül az alaphegységre települ, ellenben egészen más a helyzet a hegységek lába körül. A Keszthelyi-hegység, a Bakony, a Vértes, a Börzsöny és Mátra peremvidékein vastag rétegekben rakódtak le a neogén tenger üledékei. A Balatonfelvidéken és a Vértesben pannóniai agyagok és homokok hatolnak fel 300–350 m tszf-i magasságig, a Dunazug-hegységben oligocén márgák és agyagok, az észak-alföldi peremhegységekben mediterrán, szarmáciai és pannóniai rétegek töltik ki a medencéket és borítják az alacsonyabb lejtőket. Ezeknek az impermeábilis agyagoknak és márgáknak a viselkedése a lösszel és a löszképződéssel szemben igen különös volt a jégkorszakok folyamán. Feltűnő, hogy a Budai-hegység eső- és szélárnyékos K-i lejtőin és medencéiben majdnem kizárólagosan csak budai márgát és kiscelli agyagot találunk, lösz ellenben alig van, viszont a zárt belső medencékben a lösztakaró olyan vastag, hogy HAUSHOFER [59] szinte joggal nevezte a Budai-hegységet ellőszősödött hegyvidéknek. Ilyen lösztelen márga- és agyagterületek és lejtők a Csatárka, a Szépvölgy, a Hűvösvölgy legnagyobb része, a Kis és Nagy Svábhegy közötti völgyület, a Sasad, a Farkasvölgy és a Svábhegy D-i lejtős területének sok részlete. Ameddig ezeknek a márgáknak és agyagoknak a lejtői 30°-nál meredekebbek, nem probléma a lösz hiánya; a legfeltűnőbb azonban éppen az, hogy ezek a peremvölgyelések igen enyhe lejtésű területek. 20–25°-os lejtőszögek csak az alaphegység lejtőjéhez közel mérhetők, egyébként a lejtők meredeksége 5–15° körül van, mégis lösztelenek.

Régóta ismeretesek a Remete-hegyi és Tábor-hegyi suvadások és csuszamlások. VENDL [60] szerint a suvadásoknak, csuszamlásoknak az oka: ha a lösszel borított, lejtősen települt kiscelli agyag a löszön átszivárgó csapadékvizektől beázik,

állékonyasága meggyengül és, különösen, ha alsó részét még meg is bolygatták, a maximális lejtősík mentén karélyos szakadásvonalakkal az agyag a rajta levő lösszel együtt lesuvad. Kézenfekvő volt a feltevés, hogy valami hasonló folyamat lehet a márgaterületek lösztelenségének is az oka. Igen, de ezeken a márgalejtőkön a suvadás jellegzetes formáit nem lehetett megtalálni. Más magyarázatot kellett keresni már csak azért is, mert az 5–10°-os lejtős területeken nagymértékű, a térszint teljesen lösztelenítő suvadások keletkezésének mechanikai alapfeltételei ma sincsenek megadva, és valószínűleg nem voltak megadva a jégkorszakokban sem. A lösztelenségnek kizárólag az impermeábilis márga különös viselkedése lehet az oka. Erre a feltevésre a bizonyítékot a Csatárkán és a Szépvölgyi út alján levő márgafeltárásban találtam meg. Ez a márga a felszínen vastagon szennyezett volt, különösen lösszerű anyaggal. Az egész keverék külső formájában megszáradt sárfolyáshoz hasonlított. Ez a keverék legvastagabb lent a Zöldmál aljában, felfelé kivékonyodik és a Csatárkán már csak néhány dm vastagon fekszik a típusos márgán, sőt feljebb egészen el is tűnik. Világos tehát, hogy ebben az esetben nem beszélhetünk meg-megújuló, nagyarányú suvadásokról, hanem lassú, de valamikor állandóan, tartósan végbement folyamatról. A nedves, beázott, impermeábilis márgán a márgára hullott por nem tudott lösszé alakulni, csak lösszerű anyag lett belőle. De ez a lösszerű anyag sem tudott megmaradni a márgán, mert a márga a ráhullott porral együtt lassan-lassan lecsúszott a lejtőn, miközben a por és a márga összekeveredett. Lefolyt, ameddig csak tudott, a lejtő aljáig, azért vastag a lejtő aljában a keverék, felfelé a lejtőn fokozatosan kivékonyodik [58]. Ilyen módon alakult ki a lejtőket felépítő és medencekitöltő budai márga lejtőinek a formája. Ugyanezt a jelenséget figyelhettem meg a Keszthelyi-hegység szél- és esőárnyékos, 2–5–10°-os lejtőszögű pannóniai agyaglejtőin is. Megállapítható volt, hogy a pannóniai agyaglejtőket csak helyenkint, a térszíni viszonyok megengedte részeken borítja a foltos-rongyos lösztakaró, egyébként ezek a lejtők is lösztelenek. Suvadásokról itt sem lehetett szó. Az átázott agyag és a ráhullott por keveréke itt is megtalálható a lejtők aljában, nagyrészt azonban már áldozatul esett a denudációnak, a maradék pedig nagy részben humusztartalmú, barnás talajjá vályogosodott [53].

Az a kérdés, hogyan magyarázható ez a jelenség? Kétféle magyarázatra gondolhatunk. Először egyszerűen arra, hogy esőzésekkor beázott a márga, a felszínen képződött húzódo törmelékre hullott por egyszerűen a húzódo törmelékekkel együtt, összekeveredve lehordódott a lejtő aljára. Ez a magyarázat nem valószínű. Nem valószínű a helyessége akkor sem, ha a folyamatot a jégkorszak idejére rögzítjük, mert a jégkorszakok éghajlata száraz, a csapadékszegénység nagy; éppen ezek miatt az okok miatt tartja a jégkorszakok folyamán a húzódo törmelék mozgását SALOMON is jelentéktelenné. Nem valószínű azonban a magyarázat helyessége akkor sem, ha a folyamatot az interglaciális időre, vagy a jelenkorra korlátozzuk. Igaz, hogy ezekben az időkben a csapadék bő, a folyamat tartóssága biztosított lehetett volna, viszont sűrű volt a lejtőkön a növényzet is, ez pedig nagyon meg tudta fogni a törmelékmozgást, másrészt a térszín annyira maturus, hogy rajta a húzódo törmelék mozgása ma is teljesen jelentéktelen.

Sokkal valószínűbb a másik magyarázat. *A képlékeny, impermeábilis márgákból és agyagokból felépített, enyhe lejtőkön azért nem tudott lösztakaró képződni, mert a jégkorszakok hótalan, száraz, hideg telei idején ezeknek az agyag- és márgalejtőknek megfagyott a felszíne, nyáron ez a felszín felengedett, összekeveredett a ráhullott porral és a télen-nyáron ismétlődő összefagyás-felengedés, összehúzóds-kitágulás következménye- és eredményeként a keverék lecsúszott a lejtő aljára. Végeredményben típusos talajfolyások keletkeztek ezeken a lejtőkön.* Ennek a jégkorszaki szoliflukciónak a feltételezése a Magyar-medencében annál is inkább valószínű, mert ma már ilyenfajta jelenség ezeken a márga- és agyagterületeken nem figyelhető meg, kifejlődésére az éghajlat ma már nem alkalmas. Ellenben a jégkorszakok folyamán talajfolyásos jelenségeket még 1–2°-os lejtőkön is ki tudott mutatni Németországban KESSLER [46]. Joggal figyelmeztet tehát SALOMON [61], hogy a jégkorszakok folyamán az el nem jegesedett, de száraz-hideg éghajlatú területeken a szoliflukció sokkal fontosabb formakiegyenlítő tényező volt a lejtős vidékeken, mint a jelenkorban a húzódo törmelék mozgása. *Középhegységeink márga- és agyaglejtői lösztelenségének magyarázata glaciális szoliflukcióval az első kísérlet ennek a jelenségnek a pleisztocén Magyar-medencében való kimutatására.*

A glaciális szoliflukció jelenségét én csak a budai márgán és a pannóniai agyagon vizsgáltam; de bizonyára vannak más kőzetek is, agyagosak, impermeábilisak; rajtuk a jégkorszakok folyamán szintén feltételezhető a szoliflukció jelensége. Az andezitek és tufák málladékára, a vulkáni nyirokra, de elsősorban a miocén slirre és agyagokra gondolok. A leírásokból úgy tűnik ki, hogy a Nógrádi-medence lejtői és a Zagyva-medence peremterületei is feltűnően lösztelenek, viszont a medencék fenekén van lösztakaró. Lösztelenek a Hegyalja keleties lejtői is helyenkint. Bár HÉZSER a lösztelenséget az északi szél deflációjának tulajdonítja, bizonyos, hogy szerepet kellett itt játszania a glaciális szoliflukciónak is. KREBS is említi, magam is meggyőződtem róla, hogy az alsó- és felső-ausztriai Alpenvorland É felé enyhén lejtő slirtáblája lösztelen. A lösztelenség oka itt is valószínűleg a glaciális szoliflukció, hiszen a harmadkori terület szomszédságában, a teraszokon vastagon fekszik a lösz.

A glaciális szoliflukció jelenségétől és eredményeitől lényegesen különbözik a suvadások ma is megfigyelhető, tehát recens jelensége és ennek morfológiai következménye. Bizonyos, suvadásra alkalmas és hajlamos, de eredetileg is már lösszel borított kőzetek lejtőrészleteinek *utólagos* lösztelenségét a suvadások is okozhatják. Ilyen recens suvadások a Tábor-hegyiek Budapest III. kerületében, Óbudán. Ugyanilyen suvadások figyelhetők meg a löszborította pannóniai agyagon is a Dunántúlon. INKEY már 1877-ben írt [62] földcsuszamlásról Somogy megyében és megemlítette, hogy a Dunántúlon máshol is gyakori jelenség ez. TOBORFFY [63] a Tolna megyei, lösszel borított pannóniai agyagokról említi meg, hogy gyakori rajtuk a suvadás. Mindezek a suvadások és csuszamlások leginkább a dunántúli „meridionális” völgyek lejtőin figyelhetők meg. Ezeket a völgyeket a lösz sohasem töltötte ki teljesen, mert a defláció és az erózió megakadályozta a zavartalan löszképződést. Eredetileg csak az alluviális völgysíkon

túl, a pannóniai lejtők lábánál és a platón rakódott le a por és alakult lösszé. Ezen a részben alámosott, részben defladált, löszborította pannóniai lejtőkön már megindulhattak a suvadások, ha a löszön keresztül az agyag felső része beázott. A suvadások aztán a völgyek lejtőit energikusabb reliefűvé tették, de a lejtők lösztelenségét is okozták. Fontos, hogy ezek a suvadások *a már lösszel borított lejtőkön, túlnyomóan a jelenkorban játszódtak és játszódnak le*, tehát velük, mint recens denudáló tényezővel kell számolnunk. *További részletkutatásoknak kell eldönteniök, hogy a jégkorszakok száraz-hideg klímája kedvezett-e a suvadások kialakulásának.*

Azt hiszem, nem járunk messze az igazságtól, ha a dunántúli ún. „völgyi lösz” keletkezését is az impermeábilis pannóniai agyagokon kifejlődött és kifejlődő suvadások hatására vezetjük vissza. A „völgyi lösz” elnevezés ID. LÓCZY LAJOSTÓL származik: réteges, nem típusos, lejtőtörmelékes löszféleséget jelent. LÓCZY a típusos lösz és a völgyi lösz egymástól korban nem különböztette meg. Szerinte a lejtőről lemosott, áttelepített, lejtőtörmelékkel kevert lösz ez [64]. Ez a löszféleség a Dunántúli-középhegység vonalától DK-re a Muráig és Drávaig nyúló, lösszel borított, rögökre darabolódott pannóniai táblásvidék minden völgyében megvan. Kézenfekvő, hogy keletkezésében a suvadások, sőt talán a jégkorszaki szoliflukció is jelentős szerepet játszottak. Mivel pedig ezen a vidéken a suvadásos folyamatok ma is végbemennek, *lehet ez a völgyi lösz recens képződmény is*, mert a lösz áttelepítése a löszképződés óta állandóan tart és még ma is folyamatban van.

Az eddigi vizsgálatok és analógiák alapján lehetetlen nem gondolnunk a kárpáti medencék legmagasabban maradt tagjára, a dombvidékké erodálódott Erdélyi medencére. Ez a medence éghajlatával, növényzetével [65] együtt szerves tartozéka volt az európai glaciális lösz-zónának. Úgy értendő ez, hogy benne a löszképződés minden külső feltétele adva volt, a lösz mégis igen gyengén van benne képviselve. A lösz csak foltokban fordul elő és, ami van, az sem típusos. PÁVAI-VAJNA [66] a Maros teraszán, az Aranyi-hegy mellett és a miriszlói terazon talált nem típusos, helyenkint 9 m vastag, összemosott lösz. KORMOS Marosújvár, Maroskece és Székelykocsárd vidékén, a felsőújvári pleisztocén teraszokon találta meg a löszöt [67]. LŐRENTHEY az Olt teraszáról ír le lösznemű képződményeket. ID. LÓCZY szerint Vízakna, Nagysármás és Csíkszereda vidékén, KOCH szerint Medgyes körül, INKEY szerint a Hátszegi-medencében van meg a lösz. TULOGDY [68] és SZÁDECZKY-KARDOSS [69] Kolozsvárott a Szamos teraszán, TELEGDI RÓTH Mikeaszásán talált löszöt. De mindezek jelentéktelen előfordulások és többnyire csak a medence peremére szorítkoznak. RUNGALDIER DEFANTNAK az Erdélyi-medence jelenkori szélviszonyaira vonatkozó megfigyelései és vizsgálatai alapján a medence lösztelenségét zártságára vezeti vissza. Részben feltétlenül helyes következtetés, csak a feltevés kiinduló pontja elfogadhatatlan. Mi ugyanis az Erdélyi-medence löszének poranyagát nem kereshetjük Ny-on, az Alföldön, mint RUNGALDIER teszi [47]; a Ny-i szelek jelentéktelen szerepére a jégkorszakok folyamán az Alföldön már rámutattunk, következésképp az Erdélyi-sziget-hegységet nem tekinthetjük az Erdélyi-medence olyan bástyafalának, amely a Ny-ról szállított poranyagot feltartóztatta és a medencét a Ny-i porforrástól elzárta

volna, hiszen ebben az esetben a Bihar és a Szörénységi-hegyvidék Ny-i lejtőin tetemes vastagságú, Ny-ról származó luv-löszöket kellene találnunk; a valóságban azonban ezeken a lejtőkön a lösz csak 200 m tszf-i magasságig hatol fel, a lösztakaró vékony, legnagyobbbrészt vasborsós vörös agyaggá vályogosodott. Sokkal inkább valószínű az, hogy az Erdélyi-medencébe a Keleti-Kárpátokon keresztül kevés löszképződésre alkalmas poranyag került. A jégkorszakok keleties szelei Besszarábiában, Moldvában és a Kárpátok K-i lejtőin hatalmas vastagságú (helyenkint 70 m vastag luv-löszök) lösztakaró képződésére alkalmas portömegeket halmoztak fel, mert a K-i szeleket portartalmuk lerakására kényszerítették a Kárpátok. A nemeszerű főnök tehát csak kevés port tudtak a medencében eltergetni. De oka lehetett a medence lösztelenségének a térszín konfigurációja is. A dombvidékké erodálódott medencetöltelékek energikus reliefje nem tette lehetővé, hogy a folyók széles árterületeket mossanak ki maguknak, úgy, mint a süllyedő és az Erdélyi-medence számára erózióbázisul szolgáló Alföldön. A szűk völgyekben, a keskeny ártereken lerakódásra került kevés ártéri üledék csak jelentéktelen löszfoltok képződésére alkalmas poranyagot szolgáltatott. Ilyen lokális porforrásból származó löszök a Maros ártéri üledékeiből származó löszök a Maros-völgy mentében [66], ugyanilyen lokális porforrásul szolgáltak az Olt ártéri üledékei is, belőlük lettek a fogarasi lapály lösszerű, jégkori képződményei.

Mégsem tarthatjuk az Erdélyi-medence lösztelenségére elégséges magyarázatnak sem a medence zártságát, sem a széles árterek hiányát, mert hiszen löszképződésre alkalmas poranyagot bőven tartalmaznak a medence mediterrán, szarmáciai és pannóniai agyagrétegei. A belőlük származó poranyag lösszé alakulását csak valami komplex folyamat akadályozhatta meg. Bár erre vonatkozó vizsgálataink nincsenek, *feltétlenül kell gondolnunk a glaciális szoliflukcióra*. Az Erdélyi-medence hideg-száraz, kontinentális klímája egyrészt, másrészt a térszín konfigurációja, a dombvidék, végül talajfolyásos jelenségek kialakulására rendkívül alkalmas, impermeábilis, képlékeny agyagok bőséges előfordulása azt a gondolatot kell hogy keltsék, hogy ebben a medencében a glaciális szoliflukcióval, mint igen hatékony denudáló tényezővel kell számolnunk; az említett okok mellett valószínűleg ez a feltételezhető glaciális szoliflukció akadályozta meg az Erdélyi-medencében a löszképződést. Mellette a jégkorszakokban a suvadások is szerepet játszhattak, hiszen az Erdélyi-medence földje a suvadások klasszikus területe, de korántsem olyan jelentős szerepet, mint a jelenkor csapadékosabbmelegebb klímája idején, különben nem találhatnánk épségben az erdélyi folyók pleisztocén teraszait; elrombolták volna azokat a suvadások. Ezt a szoliflukciós elméletet támogatni látszik az erdélyi löszkutatóknak mindig hangsúlyozott megjegyzése, hogy a lösz Erdélyben sehol sem típusos, inkább csak lösszerű, áttelepített képződményekről van szó. A hasonlóság közöttük és a budai márga, a kiscelli agyag, a pannóniai agyag kevert, suvadásokkal és szoliflukcióval áttelepített löszei és lösszerű képződményei között igen nagy, valószínű, hogy keletkezésük is azonos folyamatokra vezethető vissza. Ez a vélemény ellenkezik PÁVAI-VAJNA felfogásával. Ő a mai csapadékvizszonnyal

igyekezett magyarázni a lösz erdélyi elterjedését [66]. Felemlíti, hogy az erdélyi löszök mind 500–600 mm csapadékú területen vannak, tehát a lösz jelenkori képződése mellett tör lándzsát. Szerintem a csapadék szerepe ma már Erdélyben csak a lösz pusztulása szempontjából fontos. Csak azokon a relatíve szárazabb területeken tudott máig megmaradni, ahonnan a szoliflukció, a suvadások és egyéb eróziós folyamatok még nem tudták eltávolítani.

Roppant zavaros és nehezen magyarázható képet mutat a Kisalföld foltosrongyos lösztakarója. A Dunától É-ra eső területreessel nincs baj. A Kis-Kárpátok, Kis-Fátra és Nagy-Fátra K-i és DK-i lejtőit borító löszök kétségtelenül a K-i szelek által felhalmozott *luv-löszök*; egységes lösztakaró azonban, mint RUNGALDIER hiszi [47], sohasem lett belőlük, mert a Garam, Nyitra, Zsitva és az Ipoly már megvoltak a löszképződés idején, sőt ártéri üledékeik bizonyára bőséges anyagot szolgáltatottak ezeknek a luv-löszöknek a képződéséhez.

Az északi résszel ellentétben a Kisalföld D-i felének a felszínén csak löszfoltok vannak (Csorna, Pápa, Magyaróvár és Győr vidékén), a Ny-i határszél vidékén pedig szintén glaciális korú vörösbarna vályogok. A Kisalföld D-i felének lösztelensége korán felkeltette a kutatók figyelmét. TREITZ [16] a lösztelenséget az eróziós folyamatok erősségével akarta magyarázni. Ezt a felfogást nem fogadhatjuk el, mert a térszín konfigurációja, formakincse erős, tevékeny eróziót ezen a területen nem jelöl. Jelöli azonban a Kisalföld D-i felének sok deflációs tanúhegye és a DK-i peremvidékek deflációs futóhomokzónája azt az erős pleisztocén deflációt, amelyre már HORUSITZKY HENRIK [32, 33] is nagy határozottsággal mutatott rá. CHOLNOKY nyomán SCHERF [87] is ezt a pleisztocén deflációt tette felelőssé a Kisalföld sok felszíni vonásának kialakításában, de CHOLNOKYval ellentétben a legerősebb deflációs periódust a pleisztocén idejére helyezte. Azonban ennek a deflációnak a közelebbi koráról, tehát időbeli lefolyásáról nem nyilatkozott. A Kisalföld D-i fele lösztelenségének homályos és zavaros problémájára némi fény mégis deríthető, ha a pleisztocénkori deflációt megközelítő pontossággal tudjuk időben rögzíteni, ill., ha ezt a feltételezett pleisztocén deflációt geomorfológiailag igazolni tudjuk. A következő szempontokat kell figyelembe vennünk.

Legelőször is tényként kell elkönyvelnünk, hogy a jégkorszakok folyamán az eljegesedett Alpok felett helyet foglaló magas légnyomású területről feltétlenül heves Ny-i fönök ereszkedtek le a Kisalföldre. Ezek a fönök szárazak voltak. Feltétlenül kell azonban keleties szelekkel is számolnunk, ezek a szelek hordták a Kisalföldre azt a poranyagot, amelyből a Kisalföld löszfoltjai lettek. Ezeknek a löszfoltoknak a poranyagát a K-i szelek valószínűleg a Duna kisalföldi, nagy törmelékújából és a Rába és mellékvízei ártéri üledékeiből fűjták ki. Hogy K-i porszállító szeleket a Kisalföld D-i felében is fel kell tételeznünk, azt ezeknek az említett löszfoltoknak a Ny-i fönökkel semmiképpen sem magyarázható elhelyezkedésén kívül indokoltá teszik a Ny-i határszél vörös agyagjai. Úgy látszik, ezen a területen a hulló porból nem lösz képződött, hanem a hegyvidék K-i lejtőin felszálló légáramlások csapadéka és a Keleti-Alpok nyári olvadékvizei a medence belső területeihez viszonyítva jóval humidusabb klímát ered-

ményeztek itt, a medence határszélén, következésképp ezek az itteni vörösgyagok valószínűleg nem is elvályogosodott löszök, hanem a száraz területek löszével egykorú, tehát szintén jégkorszaki képződmények.

A K-i szeleknek ilyen módon vázolt szerepével ellentétben a Kisalföld D-i részében az alpi Ny-i főnök szerepe a jégkorszakok folyamán főképpen a lösztakaró megrongyolódásában, pusztításában, a lösz- és poranyag áttelepítésében, vagyis effektív deflációban nyilvánult meg. Ezek a kisalföldi, helyenkint igen homokos löszfoltok azt tanúsítják, hogy a Ny-i főnök megakadályozták a löszképződés zavartalanságát. Nemcsak a legnagyobb nehézséggel és a csak helyenkint kialakult lösztakarót pusztították, de megtámadták a medencekitöltő pannóniai rétegeket is. A löszben HORUSITZKY által talált pannóniai kagylóhéjtöredékek pedig annak a bizonyosságai, hogy a Kisalföld deflációja nem szűnt meg a pleisztocénban, sőt a térszín lösztelensége éppen azt igazolja, hogy a defláció a legerősebb éppen a nagy kiterjedésű és hosszú ideig tartó (mindel és riss) eljegesedések idején lehetett. És, bár a Magyar-medence más részein ekkor a legjellemzőbb a löszképződés, a Kisalföld D-i felében nincsen ebből az időből származó idősebb lösz. A vékony, homokos löszfoltok az utolsó jégkorszakból és a posztglaciális időből származnak, jelezve, hogy ekkor már csökkenőben volt a Ny-i főnök defladáló szerepe. A Ny-i főnök által áttelepített por és lösz, de a pannóniai rétegekből kifújó poranyag is a délkelet-dunántúli löszök tömegét gyarapította és tette ezeket az ország legvastagabb és legtömegesebb löszképződményeivé. Az itt vázolt feltevésnek a valószínűségét erősen támogatja a deflációs képződmények kétségtelenül megfigyelhető osztályozottsága a Kisalföld K-i és DK-i felében. Ny-ról K felé a durvább és finomabb homokon át a homokos löszig és a típusos löszig az átmenetek egész sora figyelhető meg. Jogosan beszélhetünk tehát, legalább is a Kisalföld K-i felében, a lösz deflációs zónájáról.

A nyugatias főnök szerepének a Kisalföldön az alpi jégtakaró eltűnésével meg kellett szűnnie. Új fejezet kezdődött a Kisalföld élettörténetében. A florisztikailag és geobotanikailag hazánkban is kétségtelenül kimutatott posztglaciális meleg optimum (mogyorófázis) idején hazánk természetes pusztája volt [71], de meleg pusztája, minden esetre sokkal melegebb, mint a jégkorszakokban, sőt, melegebb, mint ma. ANDERSON [73] szerint az évi középhőmérséklet a mainál 2,5 °-kal volt magasabb, tehát a löszképződés feltételei már nem voltak adva. Lösz helyett nagyarányú a futóhomokfelhalmozódás ebben az időben. Ilyen, Ny-i és ÉNy-i szelek hajtotta posztglaciális futóhomokterület sok van a Magyar-medencében. Ilyen a kisalföldi löszterületek mögött helyet foglaló posztglaciális, óholocén homokterület van a Nyitra és a Rába völgyétől K-re; ennek a homokja ráfutott és összekeveredett a jégkorszakok kisalföldi deflációs homokzónájával. Ezt a posztglaciális deflációs időszakot feltétlenül el kell, sőt morfológiailag el is lehet választanunk a jégkorszakok deflációs időszakaitól. Ezen a területen különböző korú (jégkori és óholocén) futóhomokkal kell számolnunk, helyesebben a futóhomokképződés a jégkorszakokban és az utolsó jégkorszak után is folytonos volt, megmaradt a Kisalföld DK-i felén. A Rába és Nyitra völgyétől K-re eső terület futóhomokját és löszét csak részben tekinthetjük ugyanazon idő (jégkorszakok)

különböző fácieseknek. Úgy látszik, hogy a Kisalföld K-i fele deflációs homokzónájának a folytatása a zalai meridionális völgyekben és szélesre kiterjedve Dél- és Belső-Somogyban is megtalálható. Anyaguk a vizsgálatok szerint részben a pannóniai üledékekből származik, részben folyóvízi eredetű. Hogy ezek a homokok valóban csak pleisztocénkoriak, amint azt ID. LÓCZY nyomán a geológiai térkép is jelzi, vagy folytatólagos képződésük a posztglaciális melegoptimum idején is folyamatban volt, ma még tisztázatlan kérdés.

Tisztázatlan és nehezen értelmezhető a horvát-szlavóniai szigetegységek ÉK-i lejtőit kísérő, keskeny lösz-zóna képződése is. Ennek a lösz-zónának a Dráva völgyével párhuzamos elhelyezkedése arra utal, hogy a löszképződésre alkalmas poranyag forrását a jégkorszaki Dráva ártéri üledékeiben keressük.

III.

A Magyar-medence „idősebb” és „fiatalabb” lösze. Löszkronológia. A Magyar-medencében a fentebb vázolt módon képződött és elhelyezkedett löszterületek geomorfológiai vizsgálata arra mutat, hogy a löszképződés a pleisztocén folyamán nem volt zavartalan. Sok körülmény szerencsés találkozása volt szükséges, hogy az egymás után következő jégkorszakok löszei zavartalanul felhamozódhassanak, hogy aztán tanúbizonyiságként legyenek felhasználhatók a magyar pleisztocén kortagolása szempontjából. Ilyen célra az Alföld nagy területein a különböző teresztrikus és fluviatilis üledékekkel váltakozva települt löszök csak korlátozottan alkalmasak. Nem jöhetnek figyelembe a Kisalföld D-i részének vékony, homokos, valószínűleg csak az utolsó jégkorszakból származó löszei sem. A lösz képződése, úgy látszik, a legzavartalanabb a Délkelet-Dunántúlon és az Alföld D-i részében volt. Titelen, a Szerémségben, Tolna és Baranya megye egyes részeiben, amint erre már több ízben is rámutattam [53, 57, 58], valószínűleg minden glaciális lösz megvan, az itteni löszök szelvényei tehát a magyar pleisztocén korbeosztása szempontjából végtelenül fontosak.

Szinte minden löszterületen dolgozó geológus megemlékezik a munkaterülete löszében fellelhető vörösbarna vályogszalagokról (ID. LÓCZY, IFJ. LÓCZY, HORUSITZKY, TIMKÓ, TREITZ, GÜLL, VOGL, TOBORFFY, NOSZKY, HALAVÁTS, SCHAFARZIK). SCHAFARZIK [74] a szapáryfalvi vörös babércecs agyagot meg is elemezte és azóta, de mások vizsgálatain alapján is tudjuk, hogy ezek a vörösbarna vályogok löszkaraktert már nem mutatnak, jellemző szemcse nagyságuk 0,0025 mm-nél kisebb (szapáryfalviban 42,78 %!), erősen kilúgozottak, mésztartalmuk jelentéktelen, nem morzsálékosak, impermeábilisak, és olyan mélyreható diagenetikus folyamatokon mentek keresztül, hogy minden kutató kövületmentesnek mondja őket. Értelmezésük különböző volt. SCHAFARZIK ellateritesedett pannóniai agyagot látott bennük, HORUSITZKY szerint mocsári löszök. Később minden geológus valamiféle klimatikus változással, dúsabb csapadékkal hozta összefüggésbe keletkezésüket. Mégis jelentőségük és szerepük magyarázata sokáig váratott magára. ID. LÓCZY úgy nyilatkozott, hogy a löszök alapján a magyar pleisztocén korbeosztása lehetetlen

[64, 75]; Somogy megyei löszkutatásai alapján löszeinket felsőpleisztocén korúaknak tartotta és a somogyi löszök egyetlen vörösbarna vályogzónájának nem tulajdonított nagyobb kortörténeti jelentőséget. Később hazai és külföldi vizsgálatok és megfigyelések határozottan hangsúlyozták, hogy a löszök vörösbarna vályogzónái klímaváltozást jelentő képződmények, még pedig többségi vélemény alapján régi erdőtalajok „B” szintjei. Akár régi erdőtalajok, akár pedig régi, pleisztocén talajvízszinteket jelölnek, bizonyos, hogy nedvesebb klímák tanúbizonyságai. Természetesen szigorúan meg kell különböztetnünk ezektől a vastag vörösbarna szalagoktól azokat a néhány ujjnyi, esetleg dm vastagságú, halványbarna, vagy okkerszínű, szintén vastartalmú képződményeket, amelyek a löszökben mindig mocsári, vagy kisebb állóvízi faunát tartalmaznak és a löszfelszínnek időlegesen vízzel való elborítottóságát jelentik.

Löszkutatásaim folyamán ezeknek a vastag, vörösbarna vályogszalagoknak az elhelyezkedésében bizonyos szabályszerűséget sikerült megállapítanom. *Beigazolódott, hogy ezek a vályogzónák löszeinkben nem lokális, hanem regionális képződmények* [48]. Feltétlenül régi felszint jelölnek, mert a suvadásoktól mentes löszben sem vízszintesen, hanem a régi térszín konfigurációjának megfelelően helyezkednek el. Geomorfológiai és pedológiai érvek alapján tehát klímaváltozások (interglaciális és interstadiális idők) tanúbizonyságai. Felvetődik a kérdés, mennyiben alkalmazhatók a magyar pleisztocén közelebbi, pontosabb korbeosztása szempontjából. Kényes kérdés ez, nagy óvatosságot és elővigyázatosságot igényel. Ezeknek a talajzónáknak a száma nem mindig egyezik a feltételezhető interglaciális és interstadiális idők számával. Ennek a ténynek több oka van. Minél közelebb feküdt valamely terület a löszképződés idején az eljegesedett terület jégtakarójához, és minél közelebb volt az Atlanti-óceánhoz, annál több vörös vályogszalagot találunk a löszében, mert annál inkább alá volt vetve a terület még ugyanazon jégkorszakon belül is a jégtakaró ingadozásával jelzett klímaingadozásoknak, viszont minél kontinentálisabb volt a löszterület helyzete és éghajlata és minél távolabb feküdt a belföldi jégtakarótól, annál kevesebb vályogszalag tudott a löszében képződni, mert a távolság és a kontinentalitás következtében a kisebb klímaingadozások nem tudtak maradandó következményekkel járó változásokat létrehozni. Más okból is nehézséget jelentenek ezek a vályogszalagok. SOERGER utalt rá, hogy amennyiben régi erdőtalajok, keletkezésük Európa más és más részein különböző tényezőktől függ. De különböző lehet a lösz vályogszalagjainak a száma a hasonló természeti viszonyokkal rendelkező és egyező földrajzi szélességű területen belül, vidékenként is, helyi okok miatt. Rámutattunk, hogy a Magyar-medencében is csak helyenként tételezhetjük fel a löszképződés zavartalanságát. Egyik, vagy másik jégkorszakhoz tartozó lösz megvan, más löszök nem is tudtak képződni, vagy, ha esetleg ki is fejlődtek, áldozatul estek későbbi korok denudációjának. Mindezek tekintetbe vételével a pleisztocén kronológia szempontjából csak olyan löszfeltárások jöhetnek érdemlegesen tekintetbe, amelyek emberi számítás szerint mindegyik glaciális löszünket tartalmazzák, mert feltételezhető, hogy távol az óceántól és a jégtakarótól, a mi löszeink és vörösbarna vályog-

szalagjaik valóban csak a nagyjelentőségű klímaváltozások tanúbizonyságai. Minden alapos okunk megvan rá, hogy a paksi, dunaföldvári [76], titeli és szerémségi [77] löszfeltárásokban nemcsak az utolsó és utolsó előtti jégkorszak löszei vannak meg, mint a németországi és ausztriai löszfeltárásokban, hanem az idősebbek, korábbi eljegesedések löszei is. Nem valószínű, hogy SOERGEL pesszimiztikus kijelentése: „eine endgültige Beurteilung der älteren Lössse des niemals vereisten Zwischenlandes (Németországról van szó!) vorerst nicht möglich ist”, magyar vonatkozásban is megállná a helyét.

Az újabb keletű magyarországi löszkronológiai kutatások a paksi feltáráshoz fűződnek. A paksi vasútállomás melletti téglagyár agyaggödrében 42 m vastagságban, egészen a Duna szintjéig van a lösz lefejtve. Amikor négy évvel ezelőtt először jártam Pakson, és ezt a löszfeltárást elsőnek kíséreltem meg a magyar pleisztocén korbeosztása céljaira felhasználni és ismertetni [48], a pleisztocén képződmények még nem voltak teljes egészükben feltárva. Azóta SCHERF EMIL is dolgozott Pakson és kiegészítette löszszelvényemet. Én még négy vörösbarna vályogszalagot mutattam ki a paksi löszben (ugyanennyi van a titeliben, a szerémségiben és a dunaföldváriban is), SCHERF már tizenkettőt. Ezt a kiegészített szelvényt és az én régi szelvényemet mutatta be az INQUA tavalyi bécsi kongresszusán és a teljes szelvény alapján a teljes magyar pleisztocén kortörténeti tagolását is megadta. Fontos ennek a paksi szelvénynek a felső része. A 42 m-es szelvénynek a négy vályogzónája a három interglaciális idővel nem volt azonosítható. Feltétlenül arra kellett gondolni, hogy a pleisztocén folyamán időrendben visszafelé haladva a már külföldön beigazolt interstadiális és interglaciális klímaváltozásokkal kell valami összhangba hozni a paksi szelvény képződményeit. Az utolsó eljegesedésnek (würm jégkorszak) az Alpokban is és Észak-Németországban is kimutatott három előnyomulásfázisát és két interstadiális idejét figyelembe véve és később kifejtendő hazai teraszmorfológiai kutatáseredmények alapján a paksi feltárás három felső vályogszalagját és a közéjük foglalt három löszköteget az utolsó jégkorszak képződményének, a Magyar-medence „fiatalabb löszé”-nek mondtam; tehát a felülről számított harmadik vályogzóna (1 m vastag) riss-würm interglaciális, a felette levő lösz (4,15 m vastag) a würm első előnyomulásfázisa idején képződött, a következő 0,5 m vastag vályogzóna a W_I - W_{II} interstadiális időt jelzi, felette 1,5 m vastag nem típusos lösz a würm második előnyomulásfázisának idején képződött, efelett van a W_{II} - W_{III} idején képződött interstadiális vályogzóna, végül a würm harmadik előnyomulásfázisát jelentő 10,35 m vastag típusos lösz, tetején recens talajzónával [48, 78].

Ezt a felsőpleisztocén kortagolást az egészen közelmúlt alföldi pleisztocén morfológiai és sztratigráfiai kutatásai [87], pleisztocén florisztikai és barlangtani vizsgálatok is teljesen igazolják. HOLLENDONNERnek a magyarországi fosszilis faszemekre vonatkozó vizsgálatait, saját megállapításaival kiegészítve, legutóbb ZÓLYOMI BÁLINT értékelte ki a Magyar Földrajzi Társaság szakülésén; kimutatta, hogy hazai fosszilis faszénmaradványaink alapján is kétségtelenül megállapítható az utolsó (würm) jégkorszak folyamán Magyarországon két, hűvösebb-nedvebb interstadiális idő és három, hideg-száraz előnyomulásfázis. Ezekkel a sztra-

tigráfiai, morfológiai és florisztikai eredményekkel az utolsó jégkorszak kultúráit is sikerült ZÓLYOMINAK összegeznie.

A felsőpleisztocén kortagolásáról, egészen lényegtelen különbségektől eltekintve, alföldi és dunántúli kutatáseredményeinek összehasonlítása alapján hasonló felfogást vall SCHERF is. A III. nemzetközi negyedkorkutató kongresszuson Bécsben 1936 szeptemberében bemutatott munkájában a magyar pleisztocént SOERGEL, ZEUNER és mások által felállított kronológia szerint tartja feloszthatónak. Ebben a felosztásban a PENCK – BRÜCKNER-féle jégkorszakok részben két, részben három fázisra oszlanak. SCHERF a paksi szelvény felső három vörös agyagrétegét szintén három felmelegedési időszakkal azonosítja, az utolsó jégkorszak folyamán; és pedig a felülről számított harmadik agyagréteget a praewürm – würm_I, a második agyagréteget a würm_I – würm_{II} és a felülről számított első agyagréteget a würm_{II} – würm_{III} felmelegedéssel azonosította. Ezeknek a felmelegedéseknek az Alföldön folyami lerakódások és részben növénymaradványos rétegek felelnek meg. A Félegyháza mellett szálban talált cirbolya- és vörösfenyőgalériaerdő maradványait a würm_I – würm_{II} interstadiális végére helyezi és a barlangi kultúrák közül a solutréennel azonos korúnak tartja, míg a moustériennek nála a praewürm – würm_I interglaciális vége felel meg, azaz a Pakson felülről számított harmadik vörös agyagréteg, az Alföldön pedig egy mélyebb, cirbolyafenyős növénymaradványos réteg.

SCHERF és az én felsőpleisztocén kortagolásom között csak egyetlen, a lényegét semmiképpen sem érintő elnevezésbeli különbség van. Ez pedig az, hogy én a paksi szelvény felülről számított harmadik vörösayag rétegét riss-würm interglaciálisnak mondom, SCHERF pedig finomabb disztinkcióval praewürm – würm_I interglaciálisnak, a két különböző névmegjelölés azonban korban természetesen egyezik egymással.

Meg kell jegyezmem, hogy a paksival lényegileg egyező löszfeltárás Dunaföldvárrott és Szekszárdon is megtalálható, a leírásból következtetve egyezik vele a titeli és a GORJANOVIC – KRAMBERGER ismertette szerémségi, zalánkeméni feltárás is. Bizonyos, hogy az itt közölt felsőpleisztocén korbeosztásnak a helyességét ezeknek a feltárásoknak a löszeiben elvégzendő régészeti és paleontológiai vizsgálatok is igazolni fogják.

A paksi felsőpleisztocén tagolása alapján igazoltnak láttam, hogy az utolsó jégkorszak löseit „fiatalabb lösz” néven különválasszuk a régebbi jégkorszakok még eléggé ismeretlen és tanulmányozatlan „idősebb lösz”-étől. Ennek az idősebb lösznek a tagolása is sikerrel bíztat, de még csak a kutatások kezdetén vagyunk. Egyelőre más módszer, mint a sztratigráfiai, nem áll rendelkezésünkre. Archeológiai kutatások itt természetszerűleg nem jöhetnek számításba; több reménnyel bíztatnak a florisztikai és a paleontológiai kutatáseredmények. Ezek azonban mind a mai napig még hiányoznak.

A geomorfológiai kutatásmódszer idősebb löszeink tagolása szempontjából akkor volna eredményes, ha a terasz- és löszképződés tér- és időbeli párhuzamosításának a problémáját megnyugtató módon tudnánk megoldani. Az kétségtelen, hogy a paksi idősebb löszök hatalmasan fejlett vályogzónái klímaváltozás okozta

denudációs periódusokat jelentenek, de értékelésük csak a legnagyobb elővigyázatosság mellett történhet meg.

SCHERF a dunántúli és alföldi lerakódásokban a riss, mindel és günz jégkorszakokat is kimutathatónak véli és az idősebb jégkorszakok és interglaciális, ill. interstadiális idők parallelizációját a paksi szelvényen lefelé a legfelső pannonig kimutatta a bécsi negyedkori kongresszuson; munkájának ezt a részét azonban csak akkor lehet majd kritikai vizsgálat alá vonni, ha munkaelmélete nyomtatásban is megjelent.

Az idősebb löszök kortörténeti tagolásának eredményes segítőtársa tud lenni a teraszmorfológiai kutatás. Igen találóak és megszívlelendők SOERGELnek erre vonatkozó szavai [1]: „Eine Altersbestimmung (des Lösses) kann . . . nur auf die Lagerung zu Schotterterrassen gegründet werden, und der Versuch, hier zu einigermassen sicheren Ergebnissen zu gelangen, müsste beim heutigen Stand unserer Kenntnisse notwendigerweise mit einer weit ausgreifender Erörterung des Terrassenproblems und des vielumstrittenen Lagerungsverbandes zwischen Schotterterrassen und Lössen eingeleitet werden.”

A teraszmorfológiai kutatások elsősorban azokra a maradandó jellegű hatásokra vonatkoznak, amelyeket a hideg-száraz éghajlatú jégkorszak okozott az el nem jegesedett területek folyóinak életében és a folyók mechanizmusában; de tekintetbe kell venniük a pleisztocén képződmények, elsősorban a löszök képződésének a körülményeit, a löszök elhelyezkedését is, hogy a morfológiai adatokat paleoklimatológiai szempontból megnyugtató módon értékelhessük.

SOERGEL [1] és később KESSLER [46] a leghatározottabban mutatott rá, hogy a pleisztocénkori nagy klímaingadozások igen nagy hatással voltak a folyók mechanizmusára. A jégkorszakok idején az eljegesedett területek gleccsereinek olvadása jelentéktelen, kevés az olvadékvíz; ami van, nyári eredetű, kevés a csapadék és nagyon aperiodusos, a jégtakaró közelében a fagyott föld talajvízvezetése is szünetel; viszont a törmelék nagyon sok, mert a növényzet nagyon gyér, a kifagyás és aprózódás ellen nagyon kevés védelmet biztosított. A folyók vízjárása igen szeszélyes, áradásaik igen hevesek voltak, a száraz időszakokban pedig szinte elszikkadtak. A vázolt okok következtében a periglaciális területek kevés és bizonytalan vízmennyiségű, kiegyensúlyozatlan folyói megszaporodott törmeléküket nem tudták elszállítani, hordalékukkal medrüket és völgyfeneküket lassan-lassan felkavicsolták, alsószakasz jellegűek lettek. A jégkorszakban felkavicsolódott folyó életében ismét nagy változást okozott az interglaciális éghajlat. A melegebb és nedvesebb éghajlat következtében megszaporodott a folyó vízmennyisége, a dúsabb növényzet következtében kevesebb az elszállítandó törmelék, megnövekedett tehát a folyó munkaképessége, bevágódott a jégkorszak idején felkavicsolt völgyfenékbe. Bevágódását a jégtakarótól megszabadult kontinens euszatikus kiemelkedése is elősegítette, tehát a jégkorszakban felkavicsolt völgyfenék folyami terraszra alakult.

Mivel a lösz szintén glaciális korú, következésképp egyidős az egyes teraszszintek felkavicsolódásával (de nem a terraszal!), ahány glaciális korú terasz-kavics-szint van a folyók völgyében, ugyanannyi lösznek kellett képződnie a folyóvölgyön kívül.

Ez a problémákat túlságosan egyszerűen megoldónak látszó elmélet a Magyar-medence viszonyaira csak óvatos meggondolással alkalmazható. Bizonyos, hogy a pleisztocén nagy klímaváltozások nagy hatással lehettek a Magyar-medence folyóinak mechanizmusára, nyugodtan kimondhatjuk, hogy klimatikus eredetű folyami teraszokkal *kell* számolnunk a Magyar-medencében. KÉZ [54], BULLA [55] KEREKES [79] és LÁNG [80] teraszmorfológiai vizsgálatai ezt világosan igazolják; KÉZ a Duna Budapest–Győr közötti szakasza három, általa kimutatott pleisztocén teraszának a felkavicsolódását három pleisztocén jégkorszakkal azonosította is [54], de éppen ezek a teraszmorfológiai tanulmányok világítottak rá egy igen fontos körülményre is. Ez pedig az ugyanazon teraszrendszerhez tartozó terasz kavicsok különböző szintekben való elhelyezkedése a medenceperemeken, sőt az idősebb pleisztocén kavicsszintek a Kisalföldön és az Alföldön el is vannak süllyedve. PRINZ mutatott rá [81] a Magyar Földrajz első kötetében a magyar föld peremvidékei epirogenetikus emelkedésének és az alföldek egyidejű süllyedésének folyóink mechanizmusára gyakorolt nagy hatására. CHOLNOKY pedig már jóval előbb kizárólag tektonikus okokra vezette vissza a magyarországi folyók teraszainak a kialakulását [82]. Mindez azt jelenti, hogy a Magyar-medence pleisztocén folyóvízi teraszainak tanulmányozásában két szempontot kell figyelembe vennünk: *1. bizonyos, hogy a nagy pleisztocén klímaváltozások jelentős változásokat okoztak folyóink életében, 2. de az is bizonyos, hogy a klimatikus okok létrehozta változások bonyolultan komplikálódtak a tektonikus mozgások eredményezte változásokkal*; a két hatás szerepét külön-külön kibogozni és együttesen helyesen értelmezni csak igen pontos részletvizsgálatokkal lehet.

A löszök és teraszok tér- és időbeli párhuzamosításának más nehézsége is van. Az erre a problémára vonatkozó kutatások még külföldön is igen kezdetleges stádiumban vannak; a hazai viszonyokra vonatkozó, ilyen természetű vizsgálataim alapján a következőket mondhatom.

Tisztán csak a platólöszök alapján a magyar pleisztocén tagolása csak rétegtani alapon volt elvégezhető és ez a kortagolás eddig kifogástalan eredményeket csak a felsőpleisztocén kortagolása szempontjából szolgáltatott. Hogy az akkumulációs időket jelentő glaciális löszök és terasz kavics-szintek, úgyszintén a denudációs és fokozott eróziós periódusokat jelző interglaciális vörösbarna vályogszalagok és folyóvízi teraszok tér- és időbeli párhuzamosításának a problémája megoldható legyen, olyan teraszvidéket, vagy vidékeket kellett keresnünk, ahol az összes pleisztocén löszök és folyóvízi teraszok *együttesen* fordulnak elő. Sajnos, kiderült, hogy ilyen terület talán csak véletlenül található a Magyar-medence területén. Ahol megvannak a löszök (Délkelet-Dunántúl, Dél-Alföld), nem található meg az összes pleisztocén teraszok [55], ahol pedig a pleisztocén teraszok vannak meg zavartalan kifejlődésben, egyes löszkötegek hiányoznak. A Kisalföldön ilyen vizsgálatokra a lösz alkalmatlan, a teraszok is zavartak. Csak egyetlen pleisztocén folyóvízi terasz van meg megszakítatlan kifejlődésben az egész Magyar-medencében, az utolsó jégkorszak folyamán felkavicsolódott „városi” terasz. Kiderült tehát, hogy alföldjeink a löszök és teraszok idő- és térbeli párhuzamosítása problémájának a megoldására nem alkalmasak. Kedvezőbb helyzet

remélhető a felvidéki folyók völgyében és talán a Dunazug-hegyvidéken, a Duna völgyében. Sajnálatosan nehezíti a kutatásokat jó feltárások hiánya is ezeken a sűrűn lakott, szépen művelt területeken.

Ezekon a negatív megállapításokon kívül azonban pozitív eredményekkel is jártak a kutatások. *Kitűnt, mint említettem, hogy az utolsó jégkorszakban felkavicsolódott, legfiatalabb pleisztocén teraszunk, a városi terasz, az egész Magyar-medencében végigkövethető a Duna völgyében. Ez a körülmény a felkavicsolódás zavartalanságára mutat az utolsó jégkorszak folyamán, következésképpen arra, hogy tektonikus mozgások (süllyedés) Alföldünket jelentősebb mértékben az utolsó jégkorszak óta nem háborgatták.* A másik fontos eredmény az előbbivel kapcsolatos. *Megállapítható volt, hogy ezt a városi teraszt, éspedig nemcsak a Duna völgyében, hanem más folyók völgyében is, szinte kivétel nélkül elborítja a lösz, akár típusos, akár pedig ún. ázott lösz.* Én magam a Duna alföldi szakaszán írtam le típusos és ázott lösz a városi teraszon, de lösszel borított városi terasza van a Dunának a visegrádi áttörésben is és lösz borítja Szob felett az Ipoly városi teraszát is. Lösszel borított városi teraszról értesít KÉZ [54] a Kisalföld Ny-i felében, NOSZKY szerint [83] a Mátravidék folyóinak (Tarján-patak) és az Ipoly-nak a városi teraszán is van lösz, SCHRÉTER szerint [84] a Sajó városi teraszán is megvan. Ugyanezt írja feljebb a Sajó városi teraszáról LÁNG is. *Folyóink városi teraszának a felkavicsolódása az utolsó jégkorszakban történt, bevágódása a finis és posztglaciális fenyő-nyírfázis és a posztglaciális meleg sztyep (mogoró-tölgyfázis) határmezsgyéjét jellemző eróziós periódus idejére teendő.* Mivel ezt a teraszt helyenkint 3–9 m vastag lösz borítja (Mohács 7 m, Nagymaros 9 m, Ipoly, Szob felett 5–6 m), következik, hogy a felkavicsolódással korban egyezik a szintén glaciális lösz képződése. *Városi teraszaink lösztakarója azt bizonyítja, hogy sok külföldi szerzőnek az a nagyon is általános ízü megállapítása, hogy minden pleisztocén teraszt időben egy jégkorszakkal fiatalabb lösz takar, tarthatatlan és indokolatlan.* Ezzel kapcsolatban kell megemlítenünk, hogy téves az a feltevés is, amely szerint az alpi elővidéknek szintén az utolsó jégkorszak folyamán felkavicsolódott alacsony terasza (Niedere Terrasse) lösztelen lenne. A múlt évi INQUA-kongresszuson a résztvevők látták, hogy lehet lösz az alacsony teraszon, habár GÖTZINGER [85] csak „verschwemmter Löss”-nek, ázott lösznek mondja ezt az alacsony teraszon lelhető lösz, de maga PENCK is úgy nyilatkozott, hogy szerinte is lehet lösz ezen a teraszon. Mindez csak azt jelenti, hogy az utolsó jégkorszaki teraszszint felkavicsolódása és a fiatalabb lösz képződése egy időben ment végbe, helyesebben a két folyamat egy ideig párhuzamosan folyt le egymással. *A löszképződés azonban a felkavicsolódás után is tovább tartott, belenyúlt még a „Schlussvereisung” idejébe, a finiglaciális időbe is, a Magyarország területén hideg, kissé nedves klímával jellemzett és florisztikailag kimutatott fenyő-nyírfázisba, amikor a folyóink már kezdtek bevágódni az utolsó glaciális völgyfenékbe, különben nem boríthatná helyenkint 6–9 m vastag, sokszor típusos lösz a városi terasz felszínét.*

Maga a városi teraszra települt lösz lehet típusos, lehet ázott, sőt lehet a városi terasz lösztelen is. Ha a jégkorszaki folyóvízi ártér magasabb és védettebb részeire

került a hulló por, vagy a löszképződés klimatikus feltételei a jégtakaró visszahúzódása idején egy ideig még adva voltak (erősen kontinentális, még a jégtakaró visszahúzódása idején is sztyeplimájú terület), típusos lösz van a városi teraszon. Ha csak a jégkorszak maximumára esett a löszképződés (kisebb kontinentalitás, nyugatibb fekvésű volt a terület), vagy az ártéri kavicsmező egyes, vízzel csak időszakosan borított részeire hullott a por, ázott löszet találunk a városi (vagy Niedere) teraszon, ha pedig a hulló port állandóan elhordták a jégkori árvizek, lösztelen maradt a városi terasz. Erre az utolsó esetre és az utolsó előtti esetre különösen sok példa van a külföldi periglaciális területeken; éppen ezek miatt az esetek miatt keletkezett a helytelen általánosítás. Az első esetre külföldön is, itthon is sok példa található. Típusos, két vörösbarna vályogzónával megosztott, vastag lösztakaró fekszik a Duna városi teraszán Nagymaros mellett, a katonai térképen Wildgrabennek nevezett patak városi teraszán Tolnában, Lajvér mellett, típusos, de vályogszalag nélküli lösz található az Ipoly városi teraszán Szob felett, egy vörös vályogzónával megosztott, alján ázott, felül típusos lösz fekszik a Duna városi teraszán Mohács mellett, végül ázott lösz van a Duna városi teraszán Madocsán és a Sárközben [55].

Fontosak a nagymarosi és a lajvéri városi teraszra települt, két vörösbarna vályogzónával megosztott löszök [48, 55].

Ezek – a teraszképződés és löszképződés párhuzamosításának eddig vázolt körülményeit figyelembe véve – a paksi feltárás felső részének szintén két vörösbarna vályogzónával megosztott és az utolsó jégkorszak három előnyomulásfázisával azonosított „fiatalabb lösz”-ével azonosak, egymással még rétegtanilag is megegyeznek. Velük egyeznek korban a városi teraszra települt és ismertetett egy vörös vályogzónával megosztott, részben típusos, vagy osztatlan ázott löszök, csak kifejlődésük különbözősége a már említett eltérő képződésviszonyokra vezető vissza.

Fontos végeredményben az, hogy a Magyar-medencében folytatott és a löszök tér- és időbeli párhuzamosítására vonatkozó kutatásokkal is sikerült igazolni, hogy löszeink tagolása idősebb és fiatalabb löszökre, továbbá fiatalabb löszeinknek az utolsó jégkorszak három előnyomulásfázisával, a három löszköteget egymástól elválasztó, két vörösbarna vályogszalagnak pedig az utolsó jégkorszak két interstadiális idejével való azonosítása helyes volt, végül ugyanezek a kutatások igazolták azt is, hogy *a Magyar-medencében a lösz képződése még a külföldön finiglaciális időnek, nálunk fenyő-nyírkorszaknak nevezett időben is folyamatban volt, mert képződésének alapfeltétele, a hideg sztyeplima a lösz- és terasz-morfológiai kutatások, de még a florisztikai vizsgálatok bizonyosága szerint is adva volt*; azért olyan tömegesek és vastagok a Magyar-medence fiatalabb löszei. Hogy a finiglaciális idők klímaingadozásai (az Alpokban észlelt stadiális változásokkal jellemzett idők) kimutathatók-e löszeinkben, még megoldásra váró kérdés.

A finiglaciális idővel, *a fenyő-nyírkorszakkal lezárul a Magyar-medencében a löszképződés*. A posztglaciális klimatikus sztyep (a mogyorókorszak) idején a Ny-i és ÉNy-i szelek futóhomokot hurcolnak, kergetnek a Magyar-medence

meleg pusztáin. Ebből az időből származnak a kislalföldi, vértésaljai, Duna – Tisza közti, nyírségi, deliblati futóhomokterületeink és még bizonyára sok, kisebb terjedelmű homokterületünk. Ezek a futóhomokok mind a már kész, sőt pusztuláshoz indult lösztakaróra szaladtak rá, tehát feltétlenül fiatalabbak a lösznél. De van más bizonyítékunk is, hogy a Magyar-medencében sem óholocén, sem recens löszünk nincsen: 1. A délkelet-dunántúli lösztábla és a Duna – Tisza közti futóhomokterület ÉNy-i irányú szélbarázdái a már kész löszfelszínbe vágódtak bele, kétségtelenül fiatalabbnak kell tehát lennie az ÉNy-i szél defladáló hatásának a lösz képződésénél. 2. Folyóinknak a bükk korszakból származó holocén teraszai lösztelenek. 3. Porhullás volt mindig, van ma is, de az alföldi óholocén partidűnék tetejét elborító porréteg és a dél-alföldi, néhány dm vastag szubaerikus üledékek semmiféle lösz-struktúrát és löszdiagenezist sem mutatnak. 4. Lőszeink sokat emlegetett, felszíni vályogosodása is azt bizonyítja, hogy a Magyar-medencében recens löszképződés nincs, sőt pleisztocén lőszeink ma már pusztulóban vannak.

A Magyar-medence idősebb lőszeinek kronológiai tagolása terasz- és löszmorfológiai kutatásaink mai állása szerint még nyílt kérdés. A további vizsgálatoknak figyelembe kell venniük azt a tényt, hogy a löszképződés és a völgy felkavicsosodása történhetik egy időben is, de lehet különböző idejű is. Gyakran megfigyelhető régibb pleisztocén teraszok tanulmányozásakor, hogy a lösz mállatlan, friss megtartású terasz kavicsra települ, máskor meg öreg, mállott kavicsra. Az első eset a löszképződés és teraszfelkavicsosodás egyidejűségét bizonyítja, az utóbbi esetben pedig a hulló por nem rakódhatott le a kavicsmezőre anélkül, hogy az árvizek el ne hordták volna. Ekkor aztán a már terasszá lett kavicsmezőre, az egy interglaciális időt már átélte, tehát mállott kavicsra hullott a por és lett lösszé. Nem szabad tehát általánosítanunk; minden löszet és alatta a terasz kavicsot mindig alaposan meg kell vizsgálnunk, ha helyes löszkronológiai ítéletet akarunk mondani.

Mindabból, amit eddig a Magyar-medence pleisztocén löszéről, keletkezéséről, származásának helyéről, koráról, a löszterületek elhelyezkedéséről, luv- és leelöszökről, a glaciális szoliflukcióról, a lösz kortörténeti beosztásáról, a terasz- és löszképződés tér- és időbeli párhuzamosításáról mondtunk és megállapítottunk, a Magyar-medence, de különösen az Alföld felszínének pleisztocén és posztpleisztocén alakulására vonatkozólag igen fontos és szükséges geomorfológiai következtetések vonhatók le.

Ha az eddigi kutatáseredmények, melyeknek helyességét a pleisztocénnal foglalkozó tudományok egész sorozatának azonos eredményű vizsgálatai igazolják, azt bizonyítják, hogy az akkumulációval jellemzett jégkorszakok és a denudációval jellemezhető interglaciális és interstadiális idők és a posztglaciális idők olyan lényegesen új elemeket hoztak bele az ország felszíni képébe, mint a jégkorszaki lösz és a folyók felkavicsosodása, az interglaciális vörösbarna vályogszalagok és a folyók bevágódása, a teraszképződés, tehát új felszín kialakulása, és ezt a folyton változó felszíni arculatot újabb és megint nagyon jellemző vonással gazdagították az óholocén futóhomokterületek, a holocén folyóteraszok és a ma

is képződő alluviális völgysíkok, indokoltnak és szükségesnek látszik, hogy az Alföldünk felszíni képezés kialakulásáról eddig vallott elméletet revízióknak vessük alá, és az újabb kutatáseredmények felhasználásával igyekezzünk Alföldünk felszínének kialakulásáról újabb, a régít helyesbítő, azt kiegészítő képet rajzolni.

A korábbi morfológiai kutatómunka a magyar föld tanulmányozatlan volta miatt szükségképpen sok munkahipotézissel dolgozott. Ezek a munkaelméletek keletkezésük korának megfelelő tudományos színvonalon állottak, és hosszú ideig kielégítették a tudományos kutatást, hovatovább azonban, mivel a CHOLNOKY megindította, nagyvonalú és eredményes alföldi morfológiai kutatásoknak folytatása nem akadt, a munkahipotézisek morfológiai dogmákká kezdtek merevedni, olyan dogmákká, amelyekkel az újabb kutatáseredményeket nem lehetett összhangba hozni. CHOLNOKY [86] 1910-ben az Alföld felszínéről írt tanulmányában az elkövetkezendő kutatások igen hálás feladatának jelölte meg a felvidéki és erdélyi folyók városi terasza és az Alföld újpleisztocén felszíne, másrészt az általa fellegvárinak nevezett és az ópleisztocénba helyezett terasz és az alföldi, általa régi diluviális térszínnek tartott, magasabb löszfelszín közötti kapcsolat kiderítését, tehát a kérdést nyitva hagyta, mégis a munkaelméletek lassankint a problémákat lezáró tényekként kezdtek az irodalomban szerepelni. Ilyen munkaelméletek voltak, hogy a magyar folyók völgyének két pleisztocén terasza van, hogy löszeink pre- és interglaciális korúak, hogy a Duna fellegvári (ópleisztocénnak mondott) terasza belefut az alföldi, magasabb löszablák felszínébe, következésképpen az alföldi löszfelszín eredeti, ópleisztocén szint, és az eredetileg egységes lösztakarót csak az újpleisztocénban kialakult vízhálózat darabolta fel.

Ezeket a munkahipotéziseket az elmúlt évtized geomorfológiai kutatásai nem látszanak igazolni. Ellenben kiderült, hogy löszeink a jégkorszakokban képződtek, sőt még a posztglaciális fenyő-nyírkorszakot is jellemzi a löszképződés, hogy a pleisztocén és a holocén határmezsgyéjén, a városi teraszok kialakulása után, a posztglaciális klimatikus meleg sztyepkorszakban a löszképződést a futóhomokfelhalmozódás váltotta fel, kitűnt terasztanulmányok alapján, hogy folyóinkat legalább három pleisztocénkori teraszkvics-szint kíséri, hogy a Magyar-medencében is valószínűleg kell klimatikus eredetű teraszokkal számolnunk, kiderült, hogy a jégkorszakokban az Alföldön széles ártéren folyó, ágakra bomlott Duna hordalékmezői részint az Alföld süllyedése, részint a jégkorszakokat jellemző erős szubaerikus és fluviatilis feltöltődés következtében mélyen a mai felszín alá kerültek, tehát a Duna fellegvári teraszának a folytatását nem lehet a felszínen megtalálni, ez a terasz nem fut bele az Alföld magasabb löszfelszínébe, sőt az Alföldön mélyen a mai felszín alatt van a Kisalföldön Kéz által kimutatott, küzbülső (30 m-es) terasz is, és egyedül csak az újpleisztocénban felkavicsolódott városi terasz szerepel a Magyar-medencében átmenő teraszként.

Ezek az eredmények sok értékes adatot szolgáltatnak az Alföld felszíni képe kialakulásának és változásainak a megrajzolásához. Ez a kép azonban mindaddig csak vázlatoszerű lehet, amíg az alföldi és a peremvidéki folyóknak és tera-

szaiknak a tanulmányozása összehasonlításra és a pleisztocén hidrográfiai viszonyok pontos rekonstruálására bőséges eredményeket nem szolgáltat és, amíg az Alföld tektonikáját részleteiben is, a sejtéseken és találgatásokon túl pozitív kutatáseredmények alapján meg nem ismerjük.

Ópleisztocén felszint az Alföldön sehol sem ismerünk; ilyen felszíneket az állandóan süllyedő és feltöltődő Alföldön nehezen is tételezhetünk fel; hiszen az idősebb pleisztocén szubaerikus és fluviatilis, medencekitöltő képződmények, valamennyien, mélyen a mai felszín alatt helyezkednek el, vastagon beborítva a rájuk települt fiatalabb képződmények rétegeivel [87], igazolva azt, hogy semmi támpontunk sincsen feltételezni, hogy az Alföld egyes helyein a pleisztocén üledék-képződésben hézag lenne. Olyan nagy hézag, hogy a pleisztocén elején kialakult felszínre mind a mai napig semmi üledék sem került volna. Nyugodtan kimondhatjuk, hogy ma már nem az a térszín áll előttünk, amely az ópleisztocénban kialakulva a mai napig állandóan a pusztító erőknél kitett felszín maradt volna. Nem tekinthető ópleisztocén felszínnek az észak- és kelet-alföldi hordalékkúpok felszíne sem, mert, amióta a folyók ezekbe a hordalékkúpokba bevágódtak és a hordalékkúp-fejlesztés a régi hordalékkúp alján folytatódott, felszínüket beborították a későbbi jégkorszakok, sőt talán még a fenyő-nyírkorszak löszei is. Legkevésbé eredeti ópleisztocén felszindarabok a magas löszfelszínek. Éppen a titeli, paksi, szerémségi, dunaföldvári stb. löszök vörösbarna vályogzónái igazolják, hogy a jégkorszakok akkumulációs löszfelszínei denudációs idővel megszakítva fejlődtek ki, az egymás felett levő löszök sorban egymás után egy-egy jégkorszakkal, vagy interstadiális idővel fiatalabbak, tehát a felszínen levő lösz az Alföldön korban a legutolsó, a legfiatalabb. Legutóbb SCHERF [87] mutatta ki az Alföldön az utolsó interglaciális idő folyóvízi és egyéb eredetű lerakódásainak a regionális elterjedését s ennek fedőjében mindenütt az utolsó jégkorszak egymással váltakozva települt szubaerikus és fluviatilis képződményeit. Ezeknek az alföldi utolsó interglaciális képződményeknek a paksi lösz (valószínűleg általában a magyarországi platólöszök) felülről számított harmadik vörösbarna vályogzónája felel meg, tehát a vályogzóna felett levő, két interstadiális vályogzónával megosztott, „fiatalabb lösz”, az utolsó jégkorszak és a finiglaciális idő lösze, korban SCHERFnek az alföldi interglaciális lerakódások felett települt, legfelsőbb pleisztocén képződményeivel (homokos, áradmányos iszap, löszös homok, homokos lösz és lösz) egyezik. SCHERF felsőpleisztocén sztratigráfiai beosztása az egész Alföldre érvényes, a paksi lösz tagolása pedig a platólöszökre, sőt a titeli és a szerémségi löszre is, következésképpen a dunántúli és *alföldi löszfelszínek a lösz képződésének megfelelően újpleisztocének, az utolsó jégkorszakból és a finiglaciális időből származnak.* Ilyen felsőpleisztocén,* de természetesen kialakulása óta már vályogosodásnak, pusztulásnak indult felszín minden löszfelszín a medencében, tehát az Alföldön is a bácskai, titeli, szerémségi, torontáli, Maros – Temes közti lösztábla, a Körös

* Meg kell jegyeznünk, hogy az Alföld felszínének kialakulásáról itt megadott, vázlatos képnek általános érvényét, különösen ami a kortörténeti kialakulás sorrendjét illeti, nem csökkent az sem, hogy a Dunántúlon, tehát a platólöszök területén, nem valószínű, hogy minden

és a Maros közötti, a Körös és a Tisza közötti löszablák felszíne. Ugyanez az újpleisztocén löszfelszín található meg az észak- és kelet-alföldi hordalékkúpokon is.

Újpleisztocén felszínnek a Duna városi teraszának „fiatalabb lösz”-szel borított darabjai is. Ezek a Duna völgyében Adonytól Mohácsig mindenütt megtalálhatók, más alföldi folyók völgyében tanulmányozatlanságuk miatt még nincsenek kimutatva.

Az újpleisztocén löszfelszín után korban következő fiatalabb, szintén akkumulációs felszín a posztglaciális meleg, klimatikus sztyep (mogyoró-tölgy) korszak idején keletkezett, alföldi futóhomokterületek felszíne. Ilyenek az ÉNy-i szél mozgatta Duna–Tisza közti futóhomokterületek, a nyírségi futóhomokterület és a DK-i Kossava által kifújtt deliblái futóhomokterület. Ha a még löszképződéssel jellemzett posztglaciális fenyő-nyírkorszak (preboreális idő) és a meleg mogyoró-tölgy korszak (boreális idő) között a városi terasz bevágódása idején húzzuk meg a pleisztocén és holocén határmesgyéjét [88], ezeket az említett futóhomokterületeket már óholocén akkumulációs szintnek kell neveznünk. Nyitott kérdés, hogy ebben az időben miért meleg sztyep a Magyar-medence területe, miért volt még mindig olyan nagyfokú a kontinentalitás, de bizonyos, hogy ebben az időben már nincs löszképződés a Magyar-medencében, mert ezek az óholocén futóhomokterületek mind az újpleisztocén löszfelszínen helyezkednek el, sőt ilyen óholocén futóhomok borítja sok helyen a városi terasz fiatalabb löszét is [48, 55]. Ez a ma már kötött homokfelszín az Alföld legfiatalabb, még erős akkumulációval jellemzett felszíne. *Ennek a felszínnek a tanúhegye, amint azt talán sikerült is igazolnom, a duna-balparti Solti-halom* [89], amelyet az irodalom sokáig szintén az eredeti, alföldi, ópleisztocén felszín egyik tanúhegyének tartott.

Végül a legfiatalabb alföldi felszín a bükk korszakban kivésett holocén terasz, a mai ártér felszíne. Akkumuláció és denudáció ezt a felszínt természetesen egyaránt jellemzi. Részben ezen a felszínen helyezkednek el az egészen fiatal alföldi parti dűnék.

IV.

A magyarországi lösz felhalmozódás- és lepusztulásformái, a löszterületek látzólagos morfológiai „érettsége”. A pleisztocén jégkorszakok folyamán kialakult lösz folyóparti galériaerdőkkel megszagott pusztamezői, folyóvölgyekkel, árterekkel feldarabolt takarói a közeli geológiai múlt utolsó simításai voltak annak

lössköteget zavartalan kifejlődésben megtaláljunk. Itt előfordulhat az az eset is, hogy egymástól eltérő korú, különböző jégkorszaki löszök vannak a felszínen. Ezeknek a különböző korú, dunántúli löszfelszíneknek a pontos meghatározása és egymástól való elkülönítése a részletkutatások feladata.

a természetformálta, remek földrajzi egységnek a plasztikáján, amelyet mi Magyar-medencének nevezünk. A lösztakaró formakiegyenlítő köpönyege alatt eltűntek a nagy medencetáj egyenetlenségei. Kialakult a Magyar-medence geográfiai felszíne. Ez a geográfiai felszín a nagy magyar medencetáj nagy részében löszfelszín. Bár az eddig elmondottak talán megvilágították annak a hosszú időnek bonyolult folyamatait, amely idő alatt a magyar föld lösztakarója kialakult és mai képét elnyerte, nem lenne teljes a vázolt kép, ha ennek a lösztakarónak a jelenlegi sorsáról, röviden szólva formakincséről néhány szóval meg nem emlékeznénk.

Löszmorfológiai kutatások alkalmával nem szabad megfélelkezünk két alapvető dologról. Az egyik a recens és a már fosszilis löszterületek között levő klimatikus különbség, a másik az elsőből adódik. Különböző csapadékú, különböző párolgású, különböző szélviszonyokkal rendelkező, egymástól eltérő növényzetű területeken ugyanazon kőzet (a mi esetünkben a lösz) felszínén és belsejében végbemenő fizikai és kémiai folyamatok egymástól lényegesen különböznek. A belső-ázsiai aridus sztyepterületeken, a recens löszképződés hazájában az arid hidratikus mállás és a defláció a két leghatalmasabb erő. Ezért a lösz felhalmozódásformái sokkal impozánsabbak, mint a lepusztulásformák. A völgyhálózat gyér, a löszbe vágódott völgyek és vízmosások igen szakadékosak, sokáig juvenilisek, mert ezeken a területeken a lösz vályogosodásának (sekundäre Rajta witterung) igen jelentéktelen a szerepe. A lösz porózus szerkezete nem változik, rajta málladék nem képződik. Ezekről a területekről származnak a számtalanszor idézett, RICHTHOFEN [90] és ID. LÓCZY [91] vázolta, remek tájleírások. Egészen más a helyzet Nyugat- és Közép-Európában. Más a klíma, mint Belső-Ázsiában, más a növényzet, más a táj élete és fejlődése. A lösz felszínén és belsejében olyan fizikai és kémiai folyamatok játszódnak le, hogy következményükként a hajdani sztyepek fakósárga, porózus lösze kötött, vízátnembocsátó vályoggá alakul. Ezeken a területeken már pusztul a lösz! A kötött talajon, a vályogos felszínén sűrűbb a völgyhálózat, nem tudnak löszkutak, löszdolinák, mélyutak és páholyszerű völgyfők kialakulni. A lejtők szelídülnek, a táj érettsége növekszik, mert túlnyomó szerepe van ugyan a lepusztulásnak, de az egyező, vagy hasonló éghajlatú, pusztuló löszű területeken a lepusztító erők hasonlósága miatt a lepusztulás stádiuma, fokozata, formái is hasonlóak, sőt egyezők, tehát a pusztuló löszű területek felszínalkata egyhangú, formaszegény, azonos domborzati jellemvonások ismétlődnek rajtuk. Gondoljunk csak Belgium sűrű völgyhálózatú „limon hesbayen”-jére, Németország elvályogosodott löszhalmaira, vagy a Dunántúl szépen művelt, lapos völgyekkel szabdalts löszpenéplénjeire.

Magyarország löszei fosszilisak, vályogosodnak, pusztulnak. A Magyar-medence löszmorfológiai kutatásokra mégis alkalmas, mert szerencsés átmenetnek tekinthető a humidus és aridus klímák területe között. Ez a megállapítás nem akar szabatos klimatológiai definíció lenni, inkább morfológiai értéke van, mert a Dunántúl és az Alföld löszös területei között a morfológiai különbségek legnagyobb részét a Dunántúl és a peremterületek nedvesebb, ill. az Alföld szárazabb és aszályosabb klímájára vezethetők vissza [53].

A vályogosodáson kívül a löszök morfológiai vizsgálatakor fontos és el nem hanyagolható körülmény a lösz szennyezettsége. Szennyezett lösznek a lejtők kőtörmelékes löszét, idegen anyagok és a lösz keverékét nevezem, ide sorolandó az ázott lösz és a völgyi lösz is. Ezeknek és a típusos löszöknek a lepusztulásformái egymástól eltérők.

A magyarországi löszök településének morfológiai sajátosságairól, a lösz felhalmozódásának a körülményeiről, a felhalmozódásformák kialakulásáról már az eddigiek folyamán is bőven szóltam, a lösz lepusztulásformáit, karsztosodását a lösz morfológiájáról írt dolgozatomban [53] és előadásaimban már ismerttettem. A következőkben csak röviden összefoglalni szeretném löszmorfológiai kutatásaim eredményeit.

A lösz legeredetibb felhalmozódásformája a medenceterületek és peremvidékek egyenetlenségeit beborító, eredetileg konkáv lejtőkkel határolt, gyengén kifejlesztett lepelhez hasonló takaró. A homorú lejtő a lösznek eredeti felhalmozódásformája; ha a lösz a felszínen elvályogosodik és vízátnebcsoát lesz, a rajta lefutó csapadékvizek feldarabolják a takarót, és az eredetileg homorú lejtőt normális lejtővé változtatják. Ez a jelenség a mi éghajlatunkon minden medence peremén megfigyelhető.

A lösz felhalmozódásának elég gyakori formája az ellöszösödött régi, víztelen völgy. Régi völgymaradványokat kitöltött a hulló por, bennük lösszé lett, a régi völgy teknő alakú, lösszel kitöltött mélyedéssé változott. Az élő, fejlődő völgyeket azonban a lösz sohasem töltötte ki teljesen, a löszképződés az általános hidrogénviszonyokat nem változtatta meg.

Természetesen a fosszilis lösztakaró ma már nem olyan vastag, és nem is olyan alakú, mint képződésének befejeztekor volt. A lemosás sok anyagot távolított el és távolít el ma is. Az általános lepusztulás ellen azonban hathatósan védelmezi a löszfelszínt az esetleges maradéktakaró (konkréciókból, idegen kőzetanyagból) és a növényzet. Morfológiai értelemben ez azt jelenti, hogy löszünk felszíne még ma is a lösz felhalmozódásának eredeti formája. Csak ilyen alapon mondhatjuk az újpleisztocén idő végére kialakult lösztakaró felszínét ma is újpleisztocén felszínnek, bár az is bizonyos, hogy ezt a felszínt már kialakulása közben is, de különösen azután, a futóhomokfelhalmozódás idején erősen támadta a defláció, és ez a folyamat ma is tart. A kisalföldi löszfelszínt a nyugati kapun bezúduló ÉNy-i szelek nagyon megrongyolták. RUNGALDIER a titeli löszplató környékén mutat rá [47], igen helyesen, a DK-i szelek löszpusztító deflációjára, de erősen defladálódott a lösz a dunántúli platókon, a Duna – Tisza közén és a Hernád völgyében, Hegyalján és az Alföld ÉK-i öblözetében is. Éppen ezek a deflációval utólagosan átformált, átalakított és megmunkált lösztakarók, löszszigetek és löszszalagok csábítottak sok kutatót arra, hogy ezeknek a mai alakjából következtessenek a pleisztocén porszállító szeleinek az irányára; nem csoda aztán, ha ezeknek az alakulatoknak az alapján a maihoz hasonló szélviszonyokra következtettek a pleisztocén folyamán.

A helyzet fordított. Legtöbb esetben a szigetszerűen és szalagszerűen elhelyezkedő löszterületek peremvonalai futásuknak ma megfigyelhető irányát az

utólagos, holocén deflációnak köszönhetik. Figyelembe veendőek természetesen a folyók oldaleróziójának a rombolásai is.

A lösztájákat legélesebben a lösz lepusztulásformái jellemzik. A mély vízmosások, a meredek partfalak, löszkutak, dolinák, mélyutak, szakadékok és páholyszerű völgyfők más kőzetekben alig megtalálható változékonysága igen jellemző vonásokat kölcsönöznek a löszfelszínnek. Az azonban kétségtelen, hogy a lösz lepusztulásformái nem egyenlő mértékben fejlődtek ki a magyarországi löszterületeken. A már ismert településbeli különbözőségeken kívül ebben a kérdésben a főszerepet a lösz vályogosodása játssza. A lösz nagy porozitása, kapillaritása, morzsalékos, rétegzetlen volta közismert. Ezt a szerkezetet a vályogosodás alapjaiban változtatja meg. A nedvesebb klíma több csapadéká mérszteleníti a löszet. Ennek pedig igen fontos következménye van. A löszökre egyetemlegesen jellemző 0,01 – 0,05 mm átmérőjű szemcsenagyság százalékos előfordulása megváltozik. Kevesebb lesz a típusos löszszemcse, ellenben szaporodnak az agyagos alkotórészek. Az eredetileg porózus kőzet impermeábilis vályog lesz. Elveszti kapillaritását, nem morzsalékos, összetömődik, tehát a típusos lösz-lepusztulásformák benne már nem tudnak kifejlődni. Ezt a vályogosodást az éghajlat tényezői idézik elő; foka, előrehaladott, vagy fejletlenebb volta, tehát különbözősége vidékek szerint különbözik, a vályogréteg vastagsága a helyi klímák függvénye. Csapadékosabb, dúsabb vegetációjú területeken gyorsabban halad a mérsztelenedés, a vályogréteg tekintélyes vastag lehet. A dunántúli löszök recens vályogzónája a jelenkori talajréteggel együtt helyenkint a két méter vastagságot is eléri, az aszályosabb Alföldön jóval vékonyabb, helyenkint csak 30–40 cm vastag a felszíni vályogréteg.

Ha bizonyos területek lösze egész tömegében, vagy tömegének legnagyobb részében elvályogosodott, ezeknek a vidékeknek löszmorfológiai szempontból semmi érdekességük sincs. Ha azonban a lösztakaró elég vastag és csak a legfelső része alakult át vályoggá, ebben az esetben a löszben kétféle formacsoport ismerhető fel: ha az erózió gyenge és emiatt a vízfolyások bevágódása a vályogosodással éppen csak lépést tud tartani, esetleg gyengébb nála, széles, sekély völgyek képződnek a felszínen. Ezt látjuk a nyugatias fekvésű medencékben és a dunántúli platólöszök felszínén. Ha azonban az erózió valami ok miatt (erős lejtősődés, növénytakaró hiánya, emberi beavatkozás, az alapkőzet vízátcsapó volta) erősebb lesz és keresztül tud vágódni a vályogzónán a típusos löszig, rohamosan kifejlődnek a lösz lepusztulásának a típusos formái. A magyarországi löszökön ez a kétféle formacsoport mindenütt megtalálható. Helyi különbségek csak annyiban vannak, hogy a csapadékosabb területeken a vályogzónához kötött formák a gyakoribbak, szárazabb vidékeken a típusos löszformák a fejlettebbek.

A lösz típusos lepusztulásformái a felhalmozódás nagyformáival szemben kisformák. Kialakulásuk, *a lösz merőben sajátos denudációja kétségtelenül rokonságot mutat a mészkő karsztosodásával.* Hazai löszmorfológiai vizsgálataim kétségtelenné tették, hogy jogosan beszélhetünk a lösz karsztosodásáról, a lösz karsztjelenségeiről. Számos bel- és külföldi löszelemzésből tudjuk, hogy a lösz szénsavas mésztartalma 5–30% között váltakozik. Ez a változékonyság eredményezi, hogy mészben gazdag löszben igen erősen kifejlett karsztjelensége-

ket találunk, mészben szegényebb lösz karsztjelenségei pedig kevésbé típusosak.*

Közvetlenül a lösz szénsavas mésztartalmával genetikus összefüggésben álló karsztos formák a löszdolinák, löszkutak, löszszakadékok és üregek. A lösz mésztartalmának és kapilláris struktúrájának következtében kifejlődő lepusztulásformák a függőleges falak, a löszmélyutak, löszcirkuszok, páholyszerű völgyfők és a löszpiramisok. Ezeket vegyes formáknak is nevezhetjük.

A lösz karsztos jelenségek keletkezésére akkor alkalmas, ha: 1. felszínén nem túlságosan vastag a vályogzóna, 2. ha feksze vízátbocsátó, mert ekkor a talajvíz nem a löszben van, tehát a lösz szárazabb, mint a környezete, 3. ha elegendő kalciumkarbonát van benne és, 4. ha minél vastagabb a lösz.

A Kárpát-medence löszei közül ezeknek az alapkövetelményeknek teljes mértékben megfelel a titeli plató lösze és a szerémségi lösz. Magas mésztartalmuk mellett vékony a vályogzónájuk, feksze pedig vízátbocsátó pleisztocén homok és kavics. Már a Dunántúl platólöszsein a lösz típusos karsztjelenségei csak szórva vannak, mert egyrészt vályogosodásuk is gyorsabb ütemű, másrészt feksze, a pannóniai agyag, útjában áll a víz vertikális irányú leszívásának.

Meg kell jegyeznünk, hogy a lösz karsztosodásának vizsgálatában még csak a kezdet kezdetén vagyunk, a genetikus formamagyarázatot még terhelik hipotetikus vonások.

A lösz legszembeötlőbb formakiegyenlítő hatása zárt medencékben érvényesül. Bennük a lösztakaró bizonyos formákat mindig elfed, tehát csökkenti a felszín energiáját. Ennek a térszínegyengető, formakiegyenlítő hatásnak különösen a Dunántúlon és a középhegységeinkben van fontos morfológiai következménye. Ezek a területek a lösz formakiegyenlítő hatása miatt morfológiailag jóval érettebbeknek tűnnek fel, mint amilyen morfológiai jelleg ezeket a vidékeket a lepusztulásuk fokánál fogva megilletné. Az alapkövetelmények teljesülését a löszborította, enyhén felpúposodó hátai és a szelíd hajlású, homorú lejtőkkel határolt löszmedencék és az alaphegység löszrel nem fedett, meredek, helyenkint egészen juvenilis lejtői, mély aszóvölgyei között igen szembeötlő a különbség. Világos, hogy ezeknek a területeknek kétféle formakincse van: a lösz formakincse és az alapkövetelmények formakincse. Kétségtelen, hogy a morfológiai érettség látszatát az ilyen enyhe formájú, ellőszösödött területeken a lösztakarók okozzák. A különös csak az, hogy valamely terület maturus volta a normális lepusztulás olyan előrehaladott stádiumát tételezi fel, amely a különböző erőhatások működésének tartósságát, tehát hosszú időt jelent. Viszont az ellőszösödött területek nem mindig azért érettek, mert a lepusztulás maturus állapotában vannak, hanem azért, mert a lösztakaró a juvenilis kisformákat, sőt esetleg a nagyokat is eltakarja. Ez pedig önmagában ellentmondás. A morfológiai érettség fogalmát mindig a lepusztulás tényével hozzuk kapcsolatba, nem pedig a felhalmozódással. Sokkal helyesebb, ha az ellőszösödött területek *látszólagos kiegyenlítettégéről* [53] beszélünk. Ez a megállapítás

* A formák keletkezésének magyarázatát l. „Irodalom”-ban 53. és 58. sz. alatti munkákban.

már figyelembe veszi a lösz sajátságos lepusztulását. Ha az ellöszösödött medencékben és lejtőkön a lösz helyett medencetöltelék gyanánt olyan kőzeteket (márgát, agyagot) képzelünk, amelyeken az atmoszferiliák, a szerves hatások és egyéb lepusztító erők hatása következtében vastag málladék képződik, akkor a medencetöltelékek lepusztulása gyorsan igazodik a közvetlen környezet, az alaphegység lepusztulásához, tehát a medence völgyelésekkel bőven szabdalt, hullámos és dombvidékké alakul át. Ismerve a lösz szerkezetét, az alaphegység és a lösz lepusztulásának a mértéke között levő különbség a morfológus előtt csak látszólagos, külsőleges lesz. Az irodalomban eddig erre a megkülönböztetésre kevés figyelmet fordítottak. Ezért olvashatjuk lépten-nyomon, hogy a lösztakarók a lepusztulásnak még csak kezdetleges stádiumában vannak, mert a külső erők működésének a szempontjából a löszterületek még fiatalok. Ez tévedés. Nem lehet úgy képzelni a dolgot, hogy a lösz felhalmozódása egy bizonyos ideig állandóan tart, és ez alatt a lösztömeg minden külső befolyástól ment marad. A lepusztulás a Föld felszínén állandó folyamat. A löszterületek lepusztulása sem a fenyő-nyírkorszak végén, a löszképződés befejezte után indult meg, hanem természetesen a löszképződés idején is állandóan folyamatban volt, legfeljebb a löszképződés lezajlása után hatóerőiben és hatásában megerősödött. A hamis ténymegállapítás oka az volt, hogy a kutatók nem vették figyelembe a lösz sajátságos lepusztulását, a karsztosodását. Mert az kétségtelen, hogy a zárt löszmedencék és a nagy kiterjedésű löszplatók csakugyan kezdetlegesen vannak feldarabolva és a lepusztulás formái még juvenilisok, de ennek kizárólagosan a lösz szerkezete és a szerkezetén, összetételén alapuló karsztosodás az oka. Ezért aztán lepusztulása is lassúbb üteműnek tűnik fel külső megnyilatkozásaiban. A föld alatti erózió a tevékeny, a lemosás és a felszíni erózió hatása jelentéktelenebb. *Típusos löszterületek kezdetleges feldaraboltságát nem az erőhatások működésének a rövid ideje, hanem a lösz alkata és karsztosodása okozza; ezt bizonyítja a vastag vályogfelszínnel borított nyugat-magyarországi löszterületek felszínalkata; az enyhe lejtőjű, szelíd dombok, a széles lapos völgyek formái már mindenütt maturusak.*

*

Amit eddig elmondottunk, az tudásunknak és ismereteinknek a kutatáseredmények szolgáltatta mai állása a Magyar-medence löszéről. Amolyan helyzetjelentésféle a lösz koráról, keletkezéséről, anyagának származáshelyéről, elhelyezkedésének a körülményeiről, tagolásáról és formakincséről. Kiragadott fejezet a Magyar-medence élettörténetéből, azonban olyan fejezet, amelynek az eseményei a geográfust a legjobban érdeklik, hozzá a legközelebb állanak. Azonban ennek a fejezetnek még sok a homályos részlete.

Bizonyos, hogy a magyarországi löszök a jégkorszakok és a finiglaciális idő folyamán képződtek, anyaguk származáshelye a Magyar-medence területén keresendő, a poranyagszállító szelek pedig keleties irányúak voltak. Tény az is, hogy összefüggő lösztakaró sem az Alföldet, sem a Magyar-medence egyéb részét sohasem borította, hogy a löszképződés a finiglaciális idővel lezárult a Magyar-medencében; bizonyítottan vehetjük, hogy feltétlenül különbséget kell tennünk „fiata-

labb” és „idősebb” löszeink között, mert a löszök vörösbarna vályogzónái klímaváltozást, denudációs periódusokat jelentő interglaciális és interstadiális képződmények és segítségükkel, meg a teraszmorfológiai kutatások segítségével a fiatalabb lösz kortörténetileg biztosan és eredményesen tagolható. Feltétlenül helyes az is, ha a lösz struktúráján alapuló karsztosodásáról beszélünk, azonban ez a rövid összefoglalás rámutat a nyitott, megoldatlan kérdések egész sorozatára is. Különösen hazai löszeink elhelyezkedésére vonatkozóan csak akkor tudunk majd biztosabb, határozottabb véleményt nyilvánítani, ha a geomorfológiai megfigyeléseket bőséges és részletes kémiai, mechanikai és petrográfiai elemzés anyaga fogja támogatni. Különösen a kisalföldi és a Kisalföld peremterületének a löszzeit kellene ilyen szempontból tanulmányozni. Ilyen természetű analízisek és a lösz diagenezisére vonatkozó vizsgálatok azért is szükségesek, hogy a lösz fogalmi jegyeit szabatosan megállapíthassuk és a különféle löszfajtákat egymástól genetikusan alapon megkülönböztethessük, mert az bizonyos, hogy ma még a lösznek mint gyűjtőfogalomnak a neve körül nagy a zavar és a bizonytalanság, mert sokféle képződmény lösszerű és a lösszerű képződmények sorozatának a típusos lösz csak egyik tagja.

Nyitott kérdés még az „idősebb lösz” kortörténeti tagolása és a vörösbarna vályogzónák száma, keletkezése és megnyugtató értelmezése is, következőképpen sok hipotetikus vonás terheli a Magyar-medence idősebb pleisztocén történetét is. Szükség van részletes, a rokonszakmák képviselőivel való megegyezésen alapuló, tervszerű pleisztocén kutatómunkára nemcsak morfológiai és geológiai, hanem archeológiai, paleontológiai, botanikai és paleoklimatológiai téren is. Szinte teljességgel tanulmányozatlanok barlangi löszeink; sem ezeknek, sem a mátra- és bükkaljai sárga, valószínűleg szintén jégkorszaki vályogoknak a keletkezése és képződéskörülményei sincsenek még tisztázva. Sok részlettanulmányt követel még a lösz morfológiai kutatása, a szoliflukció és a lösz karsztosodása is.

Sok még a megoldásra váró löszprobléma, rengeteg az elvégzendő munka, hogy a magyar föld pleisztocén élettörténetének az eseményei egyrészt az általános, európai pleisztocén problémák felderítésében jelentőségükhöz mért szerepet nyerjenek, másrészt, hogy ezek a pleisztocén folyamatok és események és eredményeik a magyar földnek a mainál jobb, részletesebb és biztosabban megrajzolt földrajzi szintézisében megnyugtató módon legyenek felhasználhatók.

IRODALOM

1. SOERGEL, W., Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. — Jena 1919.
2. KEILHACK, K., Das Rätsel der Lössbildung. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1920.
3. SZABÓ J., Nyirok és lösz a Budai hegységben. — Földt. Közl. Bp. 1877.
4. SZABÓ J., A jégkorszak hatása Magyarországon. — Földt. Közl. XVIII. k. Bp. 1888.
5. INKEY B., A lösz képződéséről. — Földt. Közl. VIII. k. Bp. 1878.
6. INKEY B., Alföldi talajtanulmányok. — Földt. Közl. XXVIII. k. Bp. 1898.
7. INKEY B., Tájékozódás az Alföld geológiai képződményeiben és talajviszonyaiban. — Földt. Közl. XXVI. k. Bp. 1896.

8. HORUSITZKY H., Lössterületek Magyarországon. — Földt. Közl. XXVIII. k. Bp. 1898.
9. HORUSITZKY H., A lösz rétegeességéről. — Természettud. Közl. LXVI. k. Bp. 1903.
10. HORUSITZKY H., A diluviális mocsárlöszről. — Földt. Közl. XXXIII. k. Bp. 1903.
11. HORUSITZKY H., Újabb adatok a löszről és a diluviális faunáról. — Földt. Közl. XXXIX. k. Bp. 1909.
12. HORUSITZKY H., Előzetes jelentés a Nagy-Alföld diluviális mocsárlöszéről. — Földt. Közl. XXXV. k. Bp. 1905.
13. HALAVÁTS GY., Az Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. IX. k. Bp. 1895.
14. TREITZ P., Felvételi jelentések. — Földt. Int. Évi Jel. 1892—1916.
15. HORUSITZKY H., Kísérlet a pleisztocénkorszak felosztására. — Földt. Int. népsz. kiadv. II. k. 3. f. Bp. 1910.
16. TREITZ P., Magyarország talajainak beosztása klímazónák szerint. — Földt. Közl. XXXI. k. Bp. 1901.
17. TREITZ P., Talajgeográfia. — Földr. Közl. XLI. k. Bp. 1913.
18. BERG, L. SZ., Über die Entstehung des Lösses. — Izw. d. Kaiserl. Russ. Geogr. Ges. LII. Lief. 8. Petersburg 1916.
19. BERG, L. SZ., Über die Bodentheorie der Lössbildung. — Izw. Geogr. Inst. Leningrad 1926.
20. BERG, L. SZ., Das Lössproblem. — Priroda. N° 6. Leningrad 1927.
21. GANSSSEN, R., Die Entstehung und Herkunft des Lösses. — Mitteilg. aus dem. Labor. d. Preuss. Geol. Landesanstalt. Heft 4. Berlin 1922.
22. NEUSTRUJEW, Bodenkundlich-geographische Skizze des Tschimkenter Kreises des Syrdarjagebietes. — Petersburg 1910.
23. MÜNICHSDORFER, F., Der Löss als Bodenbildung. — Geol. Rundschau. Tom. XVII. Heft 5. 1926.
24. LACZKÓ D.—GAÁL I.—HOLLENDONNER F.—HILLEBRAND J., A ságvári felsődiluviális lösztelep. — Archeológiai Ért. XLIV. k. Bp. 1930.
25. RATHJENS, C., Löss in Tripolitaniën. — Zeitschr. d. Ges. für Erdk. zu Berlin 1928.
26. WITSCHHELL, L., Die Bedeutung äolischer Böden in Nordafrika nebst einigen Bemerkungen zum Lössproblem. — Petermanns Mitteilungen. Bd. 74. 1928.
27. BULLA B., Zaborski tanulmányútja Dél-Spanyolországban. — Földr. Közl. LXII. k. Bp. 1934.
28. BLANCKENHORN, M., Syrien, Arabien, Mesopotamien. Handbuch der regionalen Geologie. — Heidelberg 1914.
29. KÖLBL, L., Studien über den Löss. — Mitteilungen der Geol. Ges. Wien 1930.
30. CHOLNOKY J., A Medárdusnapi időváltozásról. — Math. és Phys. Lapok 1902. és Időjárás 1902. és Abr. du Bulletin de la Soc. Hongr. de Geogr. Vol. XXX. Bp. 1902.
31. TIETZE, O., Die geologischen Verhältnisse der Umgebung v. Breslau. — Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt. Bd. 31. 1910.
32. HORUSITZKY H., Komárom vm. déli részének agrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1916.
33. HORUSITZKY H., Ács község és a Bakonyér környéke Komárom vármegyében. — Földt. Int. Évi Jel. 1923.
34. GRAHMANN, R., Der Löss in Europa. — Mitt. der Ges. für Erdk. zu Leipzig. — Leipzig 1930—1931.
35. GRAHMANN, R., Über Herkunft und Entstehung des Lösses in Mitteleuropa. — Bull. of the Inform. Service of the Assoc. for the Study of the European Quat. 3/4. Leningrad—Moscow 1932.
36. DSCHENG, WANG., Beiträge zur Kenntnis der chemischen und mechanischen Eigenschaften chinesischer Lössböden. — Inaugural-Dissertation. Leipzig 1928.
37. OBRUSCSHEW, W., Geographische Skizze von Zentralasien und seiner südlichen Umrandung. — Geogr. Zeitschr. 1895.
- 37/a. OBRUSCSHEW, W., Über die Prozesse der Verwitterung und Deflation in Zentralasien. — Jahrb. für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Bd. II. 1897.

38. OBRUTSCHEW, W.—MERZBACHER, G., Die Frage der Entstehung des Lösses. — Petermanns Mitteilungen 1913.
39. ECKARD, W. R., Das Klimaproblem. — Braunschweig 1909.
40. ENQUIST, FR., Eine Theorie für die Ursachen der Eiszeit und die geographische Konsequenzen derselben. — Bull. Geol. Onst. Upsala 1915.
41. NORDENSKJÖLD, O., Studien über das Klima am Rande ehemaliger und jetziger Inlandeisgebiete. — Bull. Geol. Inst. Upsala 15. 1916.
42. DRYGALSKI, E. v., Die Natur der Polarwelt. — Zeitschr. d. Ges. für Erdk. zu Berlin 1926.
43. HÖGBOM, B., Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. Geol. Inst. Upsala. 12. 1913—14.
44. MECKING, L., Die Polarländer. — Leipzig 1925.
45. TUTKOWSKI, P., Das postglaziale Klima in Europa und in Nordamerika, die postglazialen Wüsten und die Lössbildung. — Compte Rendu Congr. Internat. Géol. Stockholm 1910.
46. KESSLER, P., Das eiszeitliche Klima und seine geologische Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. — Stuttgart 1925.
47. RUNGALDIER, R., Bemerkungen zur Lössfrage, besonders in Ungarn. — Zeitschr. f. Geomorphologie. Bd. VIII. Heft 1. Berlin 1933.
48. BULLA B., A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. — Földr. Közl. LXII. k. Bp. 1934.
49. PENCK, A., Europa zur letzten Eiszeit. — N. Krebs Festschrift. Stuttgart 1936.
50. VENDL A.—TAKÁTS T.—FÖLDEVÁRI A., A budapestkörnyéki löszről. — M. Tud. Akad. Mat. és Term. tud. Ért. LII. k. Bp. 1934.
51. ZÓLYOMI B., A Bükkhegység környékének sphagnumlápjai. — Botanikai Közl. XXVIII. k. Bp. 1931.
52. STAUB M., Magyarország jégkorszaka és flórája. — Földt. Közl. XXI. k. Bp. 1891.
53. BULLA B., Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. — Földr. Közl. LXI. k. Bp. 1933.
54. KÉZ A., A Duna győr—budapesti szakaszának kialakulásáról. — Földr. Közl. LXII. k. Bp. 1934.
55. BULLA B., Terraszok és szintek a Duna jobbpartján Dunaadony és Mohács között. — M. Tud. Akad. Mathem. és Term.-tud. Ért. LV. k. Bp. 1936.
56. SCHERF E., A debreceni tócéparti fazekastelep földtani viszonyairól. — A Déry Múzeum régészeti osztályának ismeretterjesztő közleményei. Debrecen 1932. III. f. Függelék.
- 56/a. HORUSITZKY F., A „mocsárlösz” terminológiájáról. — Földt. Közl. LXII. k. Bp. 1932.
57. BULLA, B., Zum Problem des ungarländischen Lösses. — Zeitschr. f. Geomorphologie. Bd. VIII. Heft 6. Berlin 1935.
58. BULLA, B., Über Lössverbreitung und Basisgestein in ihrem Verhältniss zu einander. — Zeitschr. f. Geomorphologie. Bd. IX. Heft 1. Berlin 1935.
59. HAUSHOFER, A., Verlöste Gebirge. — Sonderband der Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. Hundertsjahrfeier. Berlin 1928.
60. VENDL, A., Rutschungen in lössbedeckten Tongebieten der III. Bezirke in Budapest. — Geologie und Bauwesen I. 1929.
61. SALOMON, W., Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. — Geol. Rundschau 7. 1917.
62. INKEY B., Földcsuszamlás Somogy megyében. — Földt. Közl. VII. k. Bp. 1877.
63. TOBORFFY G., Jelentés az 1921—23. években Tolna megye területén végzett részletes geológiai felvételekről. — Földt. Int. Évi Jel. 1923. Bp. 1925.
64. ID. LÓCZY L., A Balaton környékének geológiai képződményei. — A Balaton Tud. Tan. Eredményei. I. k. I. rész. Bp. 1913. Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Res. d. wiss. Erforschung des Balatonsees. Wien 1916.
65. Soó R., Kolozsvar környékének geobotanikája. — Földr. Közl. LV. k. Bp. 1927.
66. PÁVAI-VAJNA F., Az erdélyrészi medence löszfoltjairól. — Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1909.
- 66/a. PÁVAI-VAJNA F., A Marosvölgy kialakulásáról. — Földt. Közl. XLIV. k. Bp. 1914.

67. KORMOS T., Földtani jegyzetek Marostújvár, Székelykocsárd, Maroskece vidékéről. — Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1909.
68. TULOGDY J., Kolozsvár környékének pleisztocén képződményei. — Erdélyi Irodalmi Szemle II. k. Kolozsvár 1925.
69. SZÁDECZKY-KARDOSS E., Adatok Kolozsvár legifjabb üledékeinek ismeretéhez. — Földt. Közl. LVII. k. Bp. 1927.
70. DEFANT, A., Die Windeverhältnisse im Gebiete der ehemaligen österreich-ungarischen Monarchie. — Wien 1924.
71. ZÓLYOMI B., Tízezer év története virágporszemekben. — Természettud. Közl. Bp. 1936.
73. ANDERSSON, G., Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. — Congr. Internat. Géol. C. R. I. Stockholm 1910.
74. SCHAFARZIK F.—EMSZT K.—TIMKÓ I., A szapáryfalvi diluviális babércecs agyagról. — Földt. Közl. XXXI. k. Bp. 1901.
75. ID. LÓCZY L., Földtani megfigyelések a Sió-csatorna szabályozási munkálatainál. — Földt. Int. Évi Jel. 1923. Bp. 1925.
76. VOGL V., Adatok Dunaföldvár környékének földtani ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.
77. GORJANOVIĆ—KRAMBERGER, K., Über eine diluviale Störung im Löss von Stari Slankamen in Slavonien. — Congr. Internat. Géol. C. R. I. Stockholm 1910.
78. KÉZ A.—BULLA B., A bécsi III. nemzetközi negyedkorkutató kongresszus és a vele kapcsolatos kirándulások. — Földr. Közl. LXIV. k. Bp. 1936.
79. KERÉKES J., A Tárkányi öböl morfológiája. — Földr. Közl. LXIV. k. Bp. 1936.
80. LÁNG S., Felvidéki folyótérasszok. — Földr. Közl. LXIV. k. Bp. 1936.
81. PRINZ GY., Magyar Földrajz I. k. I. r. — Bp. 1936.
82. CHOLNOKY J., A földfelszín formáinak ismerete. (Morfológia.). Bp. 1926.
83. NOSZKY J., A Cserháttól északra levő terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.
84. SCHRÉTER Z., Földtani felvétel a Sajóvölgy neogén medencéjében. — Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.
85. GÖTZINGER, G., Excursion in das Lössgebiet des niederösterreichischen Weinviertels und angrenzenden Waldviertels. — Führer f. d. Quartärexcursionen in Österreich. I. Teil. Wien 1936.
86. CHOLNOKY J., Az Alföld felszíne. — Földr. Közl. XXXVIII. k. Bp. 1910.
- 86/a. CHOLNOKY J., Alföldünk morfológiai problémái. — Földr. Közl. LIV. k. Bp. 1928.
87. SCHERF E., Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalajképződéssel. — Földt. Int. Évi Jel. 1925—28. Bp. 1935.
88. ZÓLYOMI B., Az Alföld holocénjének kortörténeti beosztása és megjegyzések a magyar pleisztocén kérdéséhez. — Előadás a Magyar Földrajzi Társaság 1937. febr. szakülésén.
89. BULLA B., A Solti halom. — Földr. Közl. LXIII. k. Bp. 1935.
90. RICHTHOFEN, FR. F., China. — Berlin 1876.
91. ID. LÓCZY L., A khinai birodalom. — Bp. 1886.
92. PRINZ GY., Magyarország földrajza. I. k. — Pécs 1926.

A szövegben közölt löszvastagságokra vonatkozóan a már említett szerzőkön kívül:

- a) SÜMEGHY J., Földtani megfigyelések a Zala—Rába közé eső területről. — Földt. Közl. LIII. k. Bp. 1923.
- b) WEISS A., A Balatonvidéknek pleisztocénkori csiga- és kagylófaunája. — A Balaton Tud. Tan. Eredményei. A Balatonmellék paleontológiája. IV. k. Bp. 1911.
- c) TIMKÓ I., Felvételi jelentés az 1919—23. évekről. — Agrogeológiai felvételek. Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.

- d) MAROS I., A déli Balatonpart egy részének geológiai és agrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.
- e) VENDL A., Jelentés a Fejér vármegyében végzett reambuláló felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1912.
- f) TELEGGI RÓTH K., A dorog—tokodi és a tatabányai barnaszénmedencék között elterülő vidék és a Móri árok környéke. — Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.
- g) GÜLL V., Agrogeológiai jegyzetek az Irsa, Cegléd és Örkény közötti területről. — Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1906.
- h) LIFFA A., Földtani jegyzetek Tata és Szőny vidékéről. — Földt. Int. Évi Jel. Bp. 1908.
- i) KADIĆ O., Szekszárd, Tevel és Bonyhád környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1917—23. Bp. 1925.

A TERMÉSZETI FÖLDRAJZ ÚJ ÚTJAI

(1950)

Két körülmény látszik indokolni, hogy ez a tanulmány a Hidrológiai Közlöny hasábjain lát napvilágot a folyóirat szerkesztőségének előzékenysége következtében. Az egyik az, hogy a magyar földrajztudománynak népi demokráciánk tudományos életének nem jelentéktelen kárára már két év óta nincs hivatalos folyóirata a Magyar Földrajzi Társaság átszervezésének késedelmissége miatt. A másik pedig az, hogy természeti földrajznak és hidrológiának, a két rokon természettudománynak, igen szoros egymással a kapcsolata, kiterjedt az érintkezési felülete, sok a közös problémája, tehát mondanivalóink talán hidrológusaink körében is érdeklődésre számíthatnak.

A természeti földrajz (és *nem* „fizikai” földrajz; szerény véleményem szerint ez az elnevezés helytelen és zavartkeltő) és ennek keretén belül a felszínalaktan, a geomorfológia új útjairól és feladatairól akarnak a következő sorok szólni. Úgy gondolom, nem történhetik ez meg anélkül, hogy retrospektíve néhány szót magáról a földrajzról és ezen belül a természeti földrajzról ne szólánánk és meg ne emlékeznénk a földrajztudomány szemléletének éppen napjainkban jellegzetes forradalmi vajúdásáról és megújulásáról.

Meg kell erről emlékeznünk már csak azért is, mert a Hitler-imperializmus szekerébe fogott német földrajz rosszemlékű Geopolitik-jának, Wehrgeopolitik-jának, Wehrwissenschaft-jának és Lebensraumkunde-jának túlzó és téves, a determinista milieu-teória elveire alapozott „tanai” nyomán, amelyek a hitleri idők német geográfiájában még az emberfajta rangsorolását is a tájtól tették függővé és a nemzetek állítólagos faji, sőt pszichikai különbözőségeit is a földrajzi milieuből akarták levezetni, „Herrenvolk”-ről és „Sklavenvolk”-ről, „seetüchtige” és „meeresscheue Völker”-ről írva (l. Pet. Geogr. Mitteilungen 1938. 168 p.), bár ezeket a tudománytalan „tanokat” teljes joggal elítélte és megcáfolta a dialektikus materializmus, mégis az említett „tanok” nyomán hazai, nem geográfus tudományos köreinkben a földrajznak tárgykörét, tartalmát és feladatát, sőt magának a földrajznak önálló tudomány voltát illetően is az utóbbi években kételyek merültek fel. Exponáljuk világosabban és határozottabban a tényt. Nálunk az utóbbi két év folyamán a földrajz, inkább az emberföldrajz, de a természeti földrajz is, burkolt és burkolatlan, de mindenesetre tudományos színezetű támadásokat kapott historikusok, szociológusok és geológusok írásaiban és kijelentéseiben. A támadó megjegyzések — közülük nem egy a prófétaí csatlakozhatatlanságot követelve magának — nemcsak a múlt századvég ún. „geográfiai dualizmus”-át élesztgetik, hanem a kétfajta földrajzi ismeretanyagának, a természeti földrajz és az emberföldrajz ismeretanyagának, illetőleg a két részlettudománynak *földrajzi*

jellegét is kétségbevonják. Ezeknek a soroknak az írója egyáltalán nem tekintheti magát az emberföldrajz jogosult védelmezőjének, ezt a munkát hivatott szakemberre, anthropogeográfusra bízva; a természeti földrajzot ért támadásokra azonban néhány szóban reflektálni kíván éppen a dolgozat címében megjelölt tartalom miatt is.

A természeti földrajzzal kapcsolatban sokszor hangzott és hangzik el az a vélemény, hogy a természeti földrajz nem más, mint általános geológiai, szerkezet-tani, éghajlattani, óceanológiai, hidrológiai, növény- és állatföldrajzi ismeretek, vagyis teljesen önálló résztudományok laza, erőszakoltan összefogott halmaza. Hangoznak el olyan szavak is, hogy tudományunk módszerében is, előadásában is az oknyomozó magyarázat helyett túlteng a leíró, narratív jelleg. Geográfus által könnyen cáfolható és elutasítható, mégis megdöbbentő szólások ezek. Megdöbbentők felelőtlenségük, de egyben nagyfokú tájékozatlanságuk miatt is. Valóban nagyfokú tudománytörténeti és tudományelméleti tájékozatlanság és szakmai egyoldalúságból fakadó türelmetlenség vonhatja csak kétségbe ma nálunk a földrajz külön, önálló tudomány voltát, amikor ez a kérdés már félszázada keleten is, nyugaton is a földrajz javára pozitív döntést nyert s ma már egyáltalán fel sem merülhet. A geográfia önálló tudomány és – fontos tudomány. Tudományunk hazai kritikusaik legyen szabad figyelmébe ajánlanunk KALESZNYIK [1] szovjet geográfus dolgozatát. Belőle világosan kitűnik a gyakorlati étellel legszorosabban kapcsolódó földrajztudomány fontossága és jelentősége. Nem véletlen tehát, hogy jelenleg Földünkön a geográfia a Szovjetunióban talál a legnagyobb megbecsülésre és támogatásra. Földrajznak és geográfusnak egyaránt szinte korlátlanok az eredményes munkalehetőségei a sztálini ötéves tervek folyamán. Nálunk, sajnos, ma még korántsem ez a helyzet. Ezért is, de a továbbiak miatt is, nézzünk röviden szembe az előbb említett váddal: valóban önálló tudományok részletismereteinek lazán összefogott, egységes szempontot nélkülöző halmaza-e a természeti földrajz?

Egyetlen geográfus sem tagadja, hogy az okaikban és lefolyásukban igen hézagosan ismert geofizikai és dinamikus-geológiai folyamatok, mint pl. vulkánosság, izosztikus mozgások, epirogenézis, orogenezis, a földfelszín élete, változása, alakulása tekintetében döntő hatásúak. A földfelszín durva plasztikáját, DAVIS terminológiája szerint az *elsődleges, vagy alapformákat* (kontinensek, óceáni medencék) és a *másodlagos, vagy szerkezeti formákat* (ma úgy mondjuk: orogéneket, kratogéneket, geoszinklinálisokat és geantiklinálisokat) alakítják ki. De ezen túl a földfelszíni formakincs további alakulására egyéb tényezők mellett már semmi vagy csak igen kevés hatással vannak. Geológusnak lehet tetszetős W. PENCKnek [2] a dinamikai geológiai folyamatok geomorfológiai autodinamizmusának mechanisztikus tanítása, a geográfusok azonban jól tudják, hogy ez a részben richthofeni hagyományokra visszamutató, túlzottan geologizáló morfológia kereken tíz év alatt nemcsak aktualitását, hanem tudományos komolyságának és érvényességének még a látszatát is elveszítette. Elveszítette pedig, mint a tényekkel, a valósággal ellentétben álló tanítás két szempontból is. Először: mert a felszíntmagyarázó geográfus érdeklődésének, vizsgálatainak homlokterében

nem az ilyen vagy olyan felszíni nagyformákat kialakító dinamikai geológiai folyamat és folyamatok és magyarázatok állanak (ez a geofizikusok és geológusok feladata), hanem maga a *földfelszíni formakincs*, amely létrejöttében mindig és mindenütt *komplex* jelenség, és a formák magyarázata. Éppen ezért a formamagyarázat számára elegendő és teljes alapot csupán maguk a dinamikus-geológiai, szerkezetani folyamatok sohasem adhatnak. És pedig azért nem — és ez a másik szempont —, mert az endogén (tellurikus) erők által kidolgozott durva plasztikából az éghajlati hatások, különösen az egyes éghajlati területek egymástól eltérő nedvesség- és hőháztartása, csapadék és hőmérséklet, a nyomukban jelentkező, tehát *az éghajlat által indikált exogén erők* a kőzetminőséggel és a destruktív-akkumulatív folyamatokkal karöltve alakítják ki — első soron az éghajlatnak megfelelő — felszíni formákat. Ez egyben azt is jelenti, hogy a természeti földrajznak rendkívül erős *éghajlattani* alapvetésen kell nyugodnia. Vagyis az éghajlati folyamatok alapos ismerete rendkívül fontos a természeti földrajzos, a geomorfológus számára még akkor is, ha maga az éghajlattannak nem kutató művelője, mert az éghajlati folyamatok csak részletei annak az egységes, nagy természeti földrajzi folyamatnak, amelyet egyes geográfusok szívesen neveznek a *földfelszín fiziológiájának*. Van tehát éghajlattan — ezt senki kétségbe nem vonhatja —, de csak mint földrajzi rész tudomány. Persze ettől függetlenül az atmoszféra területekhez nem kötött fizikai és kémiai folyamatai továbbra is a földrajztól független légkörtan, a meteorológia kutatástárgyát fogják jelenteni. Természeti földrajz és klimatológia kapcsolata tehát nem szoros kapcsolat, hanem ennél több: az éghajlattan velejében természeti földrajzi tudomány, a természeti földrajz egyik részletdiszciplínája, amelynek a célja, feladata a területhez kapcsolódó atmoszferikus folyamatok felszínalakító funkciójának a megvilágítása.

A felszínmódosító geofizikai, dinamikus geológiai és klimatológiai folyamatokhoz hasonlóan nincs több önállósága a természeti földrajzon belül a *hidroszféra* jelenségcsoportjainak és a velük foglalkozó természeti földrajzi rész tudományoknak sem, amennyiben ezek a földfelszín változásának szünet nélkül tartó, egységes folyamatában a különböző formákban (talajvíz, rétegvíz, sziklavíz, források, folyók, tavak, mocsarak, lápok, gleccserek, jégtakarók, óceánok, tengerek) jelentkező víz felszínmódosító munkáját, funkcióját világítják meg. Ez természetes is, hiszen a víz, mint felszínalakító földrajzi tényező éghajlati és domborzati kölcsönhatások szüleménye, amelynek a felszínmódosulás egységes természeti földrajzi folyamatában sajátos szerepe van. És éppen ezen van a hangsúly. A vizek fizikájával, kémiájával és biológiájával foglalkozó *hidrológia* mellett lehet, sőt kell is beszélnünk a *hidroszféra földrajzáról* egyrészt, mert a hidroszféra maga is közvetlen felszínalkotó, másrészt, mert az állóvizek, a folyóvizek és a jég felszínmódosító (denudációs és akkumulációs) szerepéről magának a felszínalakító hatást kifejtő tényezőnek, közegnek, tulajdonságainak, mozgásának, mozgásmechanizmusának ismerete nélkül nem tájékozódhatunk.

Kétségtelen, hogy a természeti földrajzon belül a legnagyobbfokú *relatív* önállóság a *bioszféra* két jelenségcsoportjának, a *természetes növénytakarónak*, de különösen az *állatvilágnak* jut. Viszont az is igaz, hogy különösen az utóbbi,

az állatvilág, természeti földrajzi jelentősége és felszínmódosító szerepe a dinamikai geológiai és éghajlati folyamatokéhoz és a hidroszférához nem is hasonlítható. Természetesen egészen más a helyzet gazdaságföldrajzi vonalon. A természetes növénytakaró szerepe a földfelszín örök változásában, egységes életfolyamatában vitathatatlan; nagy területeken (trópusi őserdő, tajga) egyenesen domináns földrajzi tényező. Ez természetes is, hiszen a nagy területeken azonos vagy hasonló ökológiai viszonyok között élő egyedek sokaságával kitűnő, helyhez kötött természetes növénytakaró a három szféra, az atmo-, a hidro- és a litoszféra kölcsönhatásainak az eredménye, tehát önmagában közvetlenül is földrajzi, felszíni jelenség; de közvetve, felszínmódosító hatásaiban is. Gondoljunk az állóvizek feltöltődése során (mocsarasodás, láposodás) a növényzet szerepére, növényzettelen és növénytakaróval borított területek denudációjának különböző ütemére, a növényzet mikroklimatikus funkciójára. Nyilván olyan dolgok ezek, amelyek valóban a természeti földrajz ismeretanyagához tartoznak. Velük kapcsolatban senki sem állíthatja, hogy a természeti földrajz a botanika birodalmából akar illetéktelenül területeket lehasítani és bekebelezni.

Az elmondottakkal talán sikerült igazolnunk, hogy *a természeti földrajz nem szerkezetani, éghajlati, hidrológiai és geobotanikai ismeretek sztatikus mozaikhalmaza, hanem az atmoszféra, a litoszféra, a hidroszféra és a bioszféra felszínmódosító folyamatainak kölcsönös egymásbaszövődéséből, az egyes szférák energiáinak egymásrahatásából és átalakulásából létrejött és a földfelszín folytonos, állandó változását jelentő, egységes, dinamikus folyamat oknyomozó és a részfolyamatok funkcionális magyarázata*. Benne a természet egyszerű dialektikája mutatkozik meg tiszta, világos és határozott módon. Tévedés lenne, ha a természeti földrajz önálló tudomány voltának tagadói azt gondolnák, hogy a természeti földrajz lényegének most leírt dialektikus meghatározása valami újkeletű, erőltetett magyarázkodás. Több, mint 50 éves szemlélet már ez; a múlt századvég heves földrajz-elméleti, tárgyköri és módszertani harcai idejében született meg, és elsőnek talán a kiváló angol természetkutató, J. MURRAY [3] fogalmazta meg a következő módon: „To the interaction of the geospheres, through energy derived from internal and external sources, may be referred all the existing superficial phenomena of the planet”. Igaz, a szemlélet később elhomályosodott. Az anyatörzsről, a természeti földrajzról túlságos gyorsasággal leszakadozó, túlságosan hevesen fejlődő tudományágak gyors differenciálódása, kibontakozása, az öncélú fejlődés útján magának a törzsnek, a természeti földrajznak a létét látszott fenyegetni. GRIGORJEV, a kitűnő szovjet geográfus, nagy határozottsággal mutat rá a helyes természeti földrajzi szemlélet elhanyaglására a két világháború közt és az egységes természeti földrajz szétesését öncélú részletdiszciplínákra a földrajzi szemlélet burzsoá jellegű dekadenciájának nevezi, amely a második világháború végéig még a szovjet természeti földrajzban is uralmon tudta magát tartani. Minden esetre intő figyelmeztetés a természeti földrajz egységének hazai tagadói számára.

GRIGORJEVnek nagy érdeme, hogy a dialektikus materializmus ideológiai fegyverzetével felvértezve rendkívüli élességgel és határozottsággal jelöli ki az

egységes természeti földrajz tárgykörét és szabja meg feladatát 1946-ban kidolgozott ún. „*processzustaná*”-ban. GRIGORJEV így ír 1948-ban [4]: „Als Forschungsgegenstand der physischen Geographie erscheint die Struktur der geographischen Erdkruste, als Sphäre gegenseitiger Beeinflussung und im besonderen Masse auch gegenseitiger Durchdringung der Atmosphäre, Lithosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und der in ihnen wirksamen Prozesse der Umbildung der einen Energiearten in andere in der geographischen Erdkruste . . .”

A ma földrajzában tehát, amelyet egyesek – mint mondtuk – nem egészen jogtalanul neveznek a földfelszín fiziológiájának, igen jelentős szerep jut az egységes természeti földrajzi processzust kialakító jelenségek és részletfolyamatok kauzális kapcsolatai felderítésének és magyarázatának, azonban a kapcsolatok és kölcsönhatások magyarázata, a földfelszín változásait létrehozó egységes földrajzi processzuson belül az egyes szférák energiafajtáinak egymásbaszövődése, átalakulásának felderítése a természeti földrajzi kutatások végső célját még nem jelenti. GRIGORJEV is rámutat, hogy a magyarázat nem korlátozódhat csak a földfelszín fiziognómiájára, a földfelszín változásainak látható jelenségeire, a *tájak értelmezésére*, hanem mind a jelenségeket, mind pedig a felszínalakító folyamatokat *funkcióik, szerepköreik* szerint is értelmeznie kell. *Ez a funkcionális szemléletmód* a ma geográfiájának új, dialektikus, egyre inkább jellegzetes vonása.

Bizonyos, hogy a funkcionális szemléletmód érvényesítésének követelésével GRIGORJEV utat mutatott, amelyen járva a természeti földrajz kijuthat a részlet-tudományai öncélú differenciálódásával keletkezett szakutacból. Így látják ezt egyes haladószellemű nyugati geográfusok is. C. TROLL pl. a kérdésről így ír 1947-ben [5]: „Als Gegenstand der geographischen Wissenschaft betrachten wir heute nicht mehr den ganzen Erdkörper, sondern die Erdhülle in ihren drei Sphären, in dieser aber die Gesamtheit der Erscheinungen in ihren örtlichen Verschiedenheiten, in ihren funktionellen Zusammenhängen und in der Entwicklungsgeschichte, die zu dem gegenwärtigen Bild der Erdoberfläche geführt hat”.

Az ilyen természeti földrajz előadásmódja a kutatás természete szerint korántsem narratív-leíró jellegű. A földrajz ma már egyáltalán nem „rajz”, nem leírás, hanem a felszíni változások bonyolult folyamatainak a magyarázata. A „rajz” nem fejezi ki tudományunk jellegét és természetét; a „földrajz” szót a magyarban is valami alkalmasabbal kellene helyettesíteni.

Szóljunk már most néhány szót arról, hogy a funkcionális szemléletmód hogyan valósítható meg a természeti földrajzban. Az a kiindulás alapja, hogy a felszínalakító processzus egységes folyamat. Alapkövetelmény GRIGORJEV szerint a folyamat elmélyült kutatása egészében is, részleteiben is. Utóbbi esetben a részletfolyamatokat (pl. geofizikai, dinamikai geológiai, klimatológiai folyamatok, történések) mindig, mint az egységes, egész folyamatnak az összességtől hatásaiban el nem különülő, elválaszthatatlan részleteit kell tekinteni. A hangsúly ezen belül mindig a részletfolyamatok speciális funkcióinak magyarázatán van. Ilyen módon lehet kiválasztani az egységes földrajzi felszínmódosító folyamat *területenként jellegzetes alaperőit* és kiépíteni a részletfolyamatok territoriális rendszerét. Így jutunk el a természeti földrajzi *táj* fogalmához. Ám ez a táj nemcsak földrajzi jelenségek

és felszíni objektumok egyéni vonásokat mutató, egyidejű térbeli együttese; vizsgálatában, értelmezésében GRIGORJEV szerint nem a tisztán helyi, nem ismétlődő feltételektől függő, tehát individuális különbségek kutatása a legfőbb feladat, mint a burzsoá formalista leíró tájrajzban, hanem a különböző tájakban is az általános tulajdonságok és törvényszerűségek kutatása, magyarázása, amelyeken belül az alaperők szerint különböző részletfolyamatok funkcionális különbözőségeik szerint alakítják ki a tájakat. Az ilyen módszerrel dolgozó tájrajzi kutatásra GRIGORJEV példát is adott „Subarktis”-ában [6].

A felszínalakító egységes természeti földrajzi processzus vizsgálata és magyarázása egészében is, részleteiben is, tehát az egyes szférákon belül is, és a szférák részletfolyamatainak összekapcsolódásában is az általános természeti földrajz feladata. Nyilvánvaló, hogy ennek az elvnek maradéktalan alkalmazása megóvjaa a természeti földrajz egységét, megszünteti az általános természeti földrajznak korábban talán kissé indokolatlanul is sokat hangoztatott propedeutika-jellegét, megóvjaa az általános természeti földrajzot attól a veszélytől, hogy egymástól is, meg az anyatudománytól is mindinkább függetlenedő részlettudományokra forgácsolódjék széjjel.

Az így értelmezett természeti földrajznak az ember által is többé-kevésbé alakított természetes tájak magyarázó leírása csak egyik része, nem pedig a kutatás főfeladata és végcélja. A végső cél az egységes természeti földrajzi processzus és a területekhez, tájakhoz kapcsolódó részletfolyamatok funkcionális magyarázata.

Nem kétséges, hogy a földfelszín állandó és örökös változását létrehozó, egységes természeti földrajzi processzus két fő tényezője: a klímaövenként különbségeket mutató éghajlati folyamatok együttese és a kéregszerkezeti (tektonikus) folyamatok — elsősorban: oro-, epiro- és kratogenezis — együttese. Ezek a földfelszín nagy egyenetlenségeit, a felszíni relief nagyformáit, a szerkezeti formákat teremtik meg, azok — az éghajlati folyamatok — a nagyformákból, helyesebben a nagyformák térszínén alakítják ki a denudációs és akkumulációs formákat. A földfelszíni formakincs a természeti földrajzi processzus két fő tényezője örökös harcának az eredménye. Míg azonban a strukturális formák (masszívumok, medencék, alpinotyp orogének stb.) az egész Föld felszínén azonos szerkezeti bélyegekkkel ismétlődnek, addig a szerkezeti nagyformák területén kialakult denudációs és akkumulációs formák éghajlati területenként — köztudomás szerint — igen nagy változatosságot mutatnak a morfológiai rendszertan ún. alapformáin, a relieftípusokon (hegy, hegység, völgy, medence, réteglépcső, síkság, part) belül is. Más szóval: az egyes klímaterületek éghajlati különbözőségei benn tükröződnek a földfelszín arculatában is, jelentkeznek a felszíni formakincsben is. Erre mutat rá GRIGORJEV is, amikor a természeti földrajzi folyamatnak a hőmérséklet és a nedveség kölcsönhatásától való függőségét hangsúlyozza. Nagyon időszerű és helyénvaló figyelmeztetés az utóbbi évtizedek folyamán oly sok zavart keltett geologizáló morfológiai aberrációk ismétlődő jelentkezése idején. J. BÜDEL pedig 1948-ban [7], a müncheni német „Geographentagung” ülésén előterjesztett és ismertetett klimatológiai morfológiai területi rendszerét egyenesen W. PENCK „Morphologische Analyse”-jének mechanisztikus, geologizáló tanai ellen folytatott hosszú és

sikeres harcai eredményeként dolgozta ki. Mindebből három fontos következtetés vonható le: az egyik az, hogy a folytonos változásban levő földfelszín földrajzi képének a leglényegesebb vonásait, az alapvonásait a felszíni formák jelentik, a második az, hogy ilyen módon az általános természeti földrajznak is a gerincét, a fundamentumát, a legközpontibb részét a földfelszín alaktana, a *geomorfológia* jelenti; végül a harmadik következtetés az, hogy a természeti földrajz gerincét jelentő geomorfológiát szemléletében hangsúlyozottan *klimatológiai* bázisra kell helyezni. Ez a morfológia számára újabb, nagylendületű fejlődés kapuját nyitja meg.

Mielőtt a klimatikus morfológia néhány alapvető jellemvonását ismertetnénk, hangsúlyoznunk kell, hogy GRIGORJEV és BÜDEL fejtegetései a természeti földrajz, a geomorfológia legújabb fejlődésének igen jelentős dialektikus momentumai. BÜDEL klimatikus morfológiai szisztémája egyenesen W. PENCK geológiai morfológizmusának, GRIGORJEV processzustana pedig — ezt GRIGORJEV is hangsúlyozza — a tájrajzi formalizmusnak az antitéziseként született meg.

Természetes tehát, hogy a klimatikus morfológiai szemlélet kifejlődése és érvényesülése nem a véletlen műve, hanem jelentkezésének megvannak a maga ismeretelméleti és tudománytörténeti előzményei.

A múlt század hatvanas és hetvenes éveiben amerikai és német felvételező geológusok (POWELL, GILBERT, NAUMANN, RICHTHOFEN) munkájának eredményeként kibontakozó geomorfológia — az elnevezés 1858-ból NAUMANN-tól származik — a dolog természete szerint eleinte geologizáló volt. Annak is kellett lennie. Az előbb már hangsúlyoztuk, hogy általános és dinamikai geológiai és klimatológiai alapvetés nélkül a geomorfológiai szemlélet nem képzelhető el. A múlt század hatvanas éveiben a szerkezetten és általános földtan valóban bámulatos eredményekkel és gyors fejlődéssel dicsekedhetett, ellenben az éghajlaton még a kezdeti kibontakozás nehézségeivel küzdött. Világos tehát, hogy az első felszínalaktani leírások és magyarázatkísérletek *geológiai* alapvetésre támaszkodtak. Ez a kezdeti geologizáló morfológia mutatott is fel szép sikereket (POWELL magyarázata az antecedens, RICHTHOFENÉ az epigenetikus völgyekről), de, mert igazi, akkor még világosan fel nem ismert feladatától eltérően nem a felszíni formákat, hanem a formák segítségével akkor még főbb vonásaikban is alig ismert geofizikai és dinamikus geológiai folyamatokat igyekezett igazolni, fejlődésében csakhamar meg is rekedt.

A holtpontra veszteglő morfológiai szemléletet Európában A. PENCK, Amerikában W. M. DAVIS terelte a fejlődés helyes útjára. PENCK a denudáció nivális és humidus, J. WALTER pedig a denudáció aridus folyamatait igyekezett megvilágítani, tehát a *felszíni formák létrejöttében az éghajlati folyamatok* nagy szerepét kihangsúlyozni. DAVIS egy lépéssel még tovább ment. 1899-ben közzétett földrajzi ciklustanával [8] a geomorfológiának határozott klimatológiai alapvetést adott, kidolgozván száraz és nedves éghajlatú területek eróziós ciklusát, ciklikus denudációját. Bizonyos, hogy DAVISnak az idővel, mint legfőbb geográfiai ágenssel operáló, deduktív módszerrel felépített ciklustanát sok részletében jogosan részesítette elmarasztaló bírálatban az utóbbi évtizedek kritikai vizsgálata, azonban az is bizonyos, hogy DAVIS *tanítása a maga idejében velejében forradalmi és dialektikus*

tanítás volt. És pedig azért, mert a denudáció juvenilis, maturus és szenilis stádiumának és az egyes denudációs stádiumokhoz tartozó és a földfelszínen feltalálható formáknak és formacsoportoknak meggyőző leírásával, *az eltérő jellegű formáknak egy és ugyanazon fejlődésfolyamat egymás után következő fokozataiként való jellemzésével* a földfelszíni formák örökös és szüntelen változékonyságát, fejlődését sikerült igazolnia. Ott, ahol elődei és kortársai mást, mint hegységeket, medencéket és masszívumokat nem láttak, tehát csak merev, mozdulatlan strukturális formaelemeket, tektonikai egységeket, DAVIS elsőnek ismerte fel a természet nagyszerű törvényeinek hatásaként jelentkező örök változást; DAVIS ezt a változást még szüntelen körfolyamatként értelmezte. Ma már tudjuk, hogy nem ciklusos, hanem ritmikus, periódusos ez a folyamat.

A földfelszíni formák alakulásának, állandó változásának davis felismerése a modern morfológiai szemlélet alapvetésévé lett, a ciklustan tételeinek morfológiai dogmákká merevedése azonban csakhamar a fejlődést gátló hatásként jelentkezett. Nem kétséges ugyanis, hogy a mester tételeihez való merev ragaszkodás, DAVIS tanítványainak sokszor indokolatlan túlzásai, morfológiai formalizmusra vezettek, tudományunkat elszíntelenítették.

DAVIS kortársa és német ellenlábasa, ALBRECHT PENCK DAVIS-szel ellentétben nem annyira a formákra, mint inkább a formákat kialakító erőhatásokra és klimatikus folyamatokra irányította figyelmét. A denudációs folyamatok három alaptípusát, a humidus (folyók eróziós tevékenysége), a glaciális (a jégtakarók és gleccserek destruktív munkája) és a sivatagi (szélkifúvás, szélkorrázió, defláció) denudáció folyamatait vizsgálta, igyekezvén ezeken belül az alaperők szerint jellegzetes formaelemeket megállapítani: különösen a glaciális denudáció és a glaciális formakincs értelmezése terén fűződnek nevéhez maradandó eredmények. PENCK, a modern szolid poliglacializmus megalapítója, DAVIS dedukciós ciklustanát mereven elutasította. A deduktív módszer eredményességének tagadása azonban PENCK tanításában nemcsak a ciklustan elvetését jelentette, hanem DAVIS tanai korrigálása lehetőségének az elmulasztását is. PENCK látta, felismerte a felszíni formák változékonyságát, de nem ismerte fel a változások törvényszerűségét. Innen magyarázható, hogy tanítványai, iskolájának hívei munkájában a túlzásba vitt induktív analízis mellett teljesen háttérbe szorult a felszínalakító folyamatok értelmezése. PENCK tanítványai a formákban a szintétikus látásmód híján *nem a felszínalakító egységes természeti földrajzi folyamat működésének eredményeit látták*, hanem azokat egymástól térben és keletkezésük körülményeiben is elszigetelt jelenségekként értelmezték. Szemléletükben az örök módosulásban álló egész, a földfelszín, eróziós, glaciális, sivatagi, abráziós és szerkezeti formák mozaikjára hullott széjjel. Hanyatló szemlélet volt ez, amelyért kevésbé a mester, mint inkább a kor szelleme volt a felelős. Ez az idő volt, a kilencszázhuszas évek ideje, a természeti földrajznak önállóságra törő részlettudományokra való szét-hullásának kora, amelyet GRIGORJEV a természeti földrajz burzsoá jellegű *dekadenciájának* nevezett.

A hanyatlás mélyreható volt és elég hosszú ideig tartott. A tétova szemléletű időszak geomorfológiája Európában is, Amerikában is a geológia szárnyai alatt

keresett menedéket. Amerikában a ciklustan túlzásai és a tévesen értelmezett földtani aktualizmus a geomorfológiát még nevében is földtani tudománnyá tették. A közettan, rétegtan és szerkeztan fejezeteit is magukban foglaló geomorfológiai kézikönyvek „*Outlines of physical geology, Principles of physical geology*” címen jelentek és jelennek meg, s bár kivétel nélkül mind DAVISra hivatkoznak, DAVIS tanításának szelleme sokszor csak fogyatékosan lelhető fel bennük.

A sors keserű ironiája, hogy a német morfológiai iskola balul sikerült „reform”-ja a velejéig geográfus A. PENCK fiának, W. PENCKnek a nevéhez fűződik. W. PENCK volt, aki előbb már jelzett munkájában a felszín formakincsének kifejlődésében, teljesen elhanyagolva az éghajlati hatások jelentőségét, a dinamikai geológiai folyamatok autodinamizmusának érvényesülését hirdette a következő szavakkal: „Es besteht keine Möglichkeiten, dass in verschiedenen Klimaten verschiedene Abtragungsformen entstehen, deren Entwicklung verschiedenen Verlauf nähme, wenn nur die endogenen Voraussetzungen die gleichen sind.” [9] Ennél egyoldalúbb és túlzóbb, szellemében a földrajztól távolabb álló, a természet dialektikáját tökéletesen félreismerő tévtant a geomorfológiában eddig még senki sem hirdette.

Mintegy másfél évtizedet vett igénybe, amíg W. PENCK zavartkeltő tévtanait sikerült kiküszöbölni a geomorfológiából. Hogy ez megtörténhetett, abban éppen W. PENCK tanai elutasító, de minden tekintetben objektív és igen részletes kritikájának jutott nagy szerep. PENCK cáfolataként született meg egész sereg klimatikus morfológiai folyamat törvényszerűségének felismerése és jutott nekik döntő szerep nagy területek formakincse helyes értelmezésében. W. PENCK német középhegységi „Primärrumpf”-jainak, „Piedmonttreppe”-inek kritikai vizsgálata vezetett harmadkori éghajlati eredetű, ma már pusztuló, fosszilis formák felismerésére, tette lehetővé a trópusi szavannák hosszú ideig talányos „szigethegyei” genezisének helyes értelmezését, vezetett a pleisztocén jégkorszakok periglaciális területein *éghajlati* eredetű formák (folyóteraszok, löszképződmények, szoliflukciós jelenségek, kőtengerek) magyarázatához. Ezekkel a vizsgálatokkal a felszínmódosító éghajlati folyamatok a geomorfológiai szemléletben is szerepük szerinti elismeréshez jutottak, lehetővé téve a földfelszíni formák állandó változását tanító, *összehasonlító geomorfológiai szemlélet* kibontakozását.

Tárgyilagosan és szerénytelenség nélkül írhatjuk, hogy a helyes útra térülő geomorfológiai szemlélet hazai kifejlesztésében, a DAVIS-t követően nálunk is fellépő morfológiai formalizmus felszámolásában a *magyar morfológusok* a külföld előtt is ismert és elismert munkát végeztek. W. PENCK túlzásait a magyar geográfusok sohasem fogadták el, ellenben ezeknek a soroknak írója, munkatársai és tanítványai a harmincas évek elejétől kezdve másfél évtizeden át tartó munkával dolgoztak fel a Kárpát-medence nagy területeinek jégkorszaki periglaciális formáit és képződményeit. Sor került a jégkorszaki lösz- és vályogképződés, a folyók mechanizmusának éghajlati eredetű változásai, klimatikus folyóteraszok, szoliflukciós és tundrajelenségek és formák, kifagyással keletkezett törmelékfelhalmozódások, alföldi és dunántúli felszínalaktani problémák, tehát csupa olyan forma, jelenség és kérdés értelmezésére, amelyekkel korábban a magyar földrajzi kutatás vagy

egyáltalán nem foglalkozott, vagy amelyeket nem is ismert, ill. magyarázni nem tudott.

Külföldön szovjet (GRIGORJEV, BERG, OBRUCSEV, RICHTER) és német (BÜDEL, TROLL) morfológusok szemléletben és módszerükben is új kutatásai adtak szilárd alapvetést az összehasonlító geomorfológiában a klimatikus folyamatokat érdemük szerint méltató morfológiai irányzatnak. A ma geomorfológiájának szemlélete összehasonlító. Mind az endogén, mind pedig a kivétel nélkül klimatikus eredetű exogén erők felszínalkotó szerepét és jelentőségét érdemük szerint vizsgálja és méltatja. Megállapítja, hogy az endogén és exogén erők párharca, egymásbaszövődésének eredményeként kialakult felszíni formák állandó változásban és ritmusos, periodikus, de nem ciklusos változásoknak időtartam, kőzetminőség és területi kiterjedés megsabta, különböző stádiumaiban vannak. Az állandó, ritmusos változásban levő formák hét alapkategóriára (relieftípus) csoportosíthatók. Ezek: térszíni kiemelkedések, mint a *hegy*, a *hegység* és a *lépcsővidék*, térszíni mélyedések, mint a *völgy* és a *medence* különböző fajtái. Hozzájuk csatlakozik még a *síkság* és a *part* alapkategóriája. Mindezek az alapformák változásuk, fejlődésük körülményei szerint több vagy kevesebb szerkezeti (endogén) és több vagy kevesebb destruktív és akkumulatív (exogén) formabélyeget viselnek magukon. Mivel azonban a denudáció (és akkumuláció) minősége és üteme éghajlati területenként változik, *egy és ugyanazon alapforma ugyanazon endogén, strukturális bélyegekkel is éghajlati területenként a denudáció minőségi különbségei szerint különböző destruktív (és akkumulatív) formaelemeket fog viselni*. A gyűrődéses szerkezetű (alpinotyp) lánchegység például más denudációs formákat visel a trópusi éghajlat területén, mint a sívtagokban, vagy a poláris klíma területén.

Ilyen megfontolások alapján egyrészt egészen újkeletű, önálló kutatások, másrészt korábbi vizsgálatok anyagának összehasonlító kiértékelése segítségével a geomorfológiai vizsgálatok elvezettek a *klimatikus morfológia* DAVISÉNél és PENCKÉNél tökéletesebb *területi rendszerének* kiépítéséig.

GRIGORJEV klimatikus morfológiai területbeosztását, amelyre példának „Subarktis” c. munkáját említi korábban idézett dolgozatában, sajnos részleteiben nem áll módunkban ismertetni, mert Subarktist-át még nem tudtuk megszerezni. BÜDEL területi beosztásáról rövid közleményt P. GAUSS írt a Németország szovjet zónájában megjelenő Petermanns Geographische Mitteilungen 1948. évi kötetében. A rövid ismertetés szerint BÜDEL „Das System der klimatologischen Morphologie” című előadásában arról számolt be, hogy a regionális morfológiai jelenségek induktív módon végrehajtott analízise segítségével hogyan juthat el a morfológiai kutatás a földfelszín klimatikus morfológiai tartományai kijelöléséhez. BÜDEL hét tartományt sorol fel. Ezek a következők: *a*) Frostschutzzone (nivale Provinz), *b*) Bodenflusszone (solifluidale Provinz), *c*) Aussertropische Ortsbodenzone, *d*) Etesische Übergangzone, *e*) Trockenschutzzone, *f*) Flächenspülzone, *g*) Innertropische Ortsbodenzone. A zónák ismertetését GAUSS rövid közleménye nem tartalmazza.

Ennek a tanulmánynak a szerzője egyetemi előadásai során a következő klimatikus morfológiai területi beosztást ismertette. A nézetek azonossága következté-

ben a beosztás BÜDELÉTŐL, valószínűleg GRIGORJEVÉTŐL is, csak kevésbé különbözik.

1. *Glaciális tartomány*, két alrégióra oszlik: a jégtakarók régiójára és a magashegységi gleccserrégióra. Kizárólagos hatóerő a szabad és irányított glaciális denudáció.

2. *Periglaciális tartomány*. Az eljegesedett területek közvetlen környéke tartozik ide. A poláris jégtakarók szomszédságában a tundrazóna, eljegesedett magashegységekben a hóhatár alatti területsáv. Fő denudációs hatóerők: a kifagyás és a szoliflukció. A szoliflukció folyamata a tundrazónában, mint TROLL rámutat, *évi* ritmusú, a mérsékelt és a trópusi öv magashegységeiben pedig *napi* ritmusú [10].

3. *A mérsékelt öv fluviatilis eróziós tartománya*. Fő denudációs hatóerő a folyóvízi lineáris erózió (kőzetminőségtől — karsztosodás! — függően). Mellékerők: aprózódás, mállás.

4. *A mediterrán éghajlat átmeneti tartománya*. A mérsékeltövi humidus és a sivatagi aridus tartomány közti átmeneti terület. A denudáció minőségi változásának évi ritmusa van. A téli (nedves) félévben a fluviatilis lineáris erózió és a mállás, a nyári (száraz) félévben csökkenterejű fluviatilis erózió és az inszolációs aprózódás a jellegzetes.

5. *Pusztai vagy szemiáridus klimatikus morfológiai tartománya*. A kevés csapadék miatt a fluviatilis erózió csökkent ütemű. Jelentős mellékerő az aprózódás. Fő hatóerő: defláció. Löszképződés.

6. *Sivatagi vagy aridus tartomány*. Fő denudációs hatóerő a defláció (szabad defláció és szélkorrázio). Igen erőteljes inszolációs aprózódás.

7. *A trópusi szavannák területe, v. egyperiódusú nyári esőzések trópusi zónája*. A denudáció menete évi ritmust mutat. A csapadékos, meleg nyári időszakban a felületi (areális) erózió a fő hatóerő igen jelentékeny mállással. A téli (száraz) évszakban csökkent ütemű lineáris erózió, erős aprózódással jellegzetes. A „trópusi szigethegyek” zónája.

8. *Trópusi őserdők egyenlítői zónája, v. a kétperiódusú trópusi esők zónája*. Állandó bő csapadék, magas hőmérséklet. Rendkívül erős fluviatilis lineáris erózió, igen hatékony mállás és csökkentebb erejű areális erózió. A felszín gyorsütemű letarolódása jellegzetes.

Ez a klimatikus morfológiai területbeosztás — úgy véljük — megadja a lehetőséget, hogy a kutatómunka az egyes zónák felszínalakító folyamatainak elemző vizsgálatával, az egyes zónák területének további, a részletfolyamatok funkciója szerint történő aprólékosabb tagolásával a geomorfológián belül az *összehasonlító morfológiai tájtant* (nem tájrajzot!) is valóban földrajzi és dialektikus alapra állítsa. Ma még a geomorfológia ennek a munkának csak a kezdeteinél tart.

IRODALOM

1. KALESNIK, S. V., Die geographische Gesellschaft der UdSSR während der sowjetischen Jahre. — Peterm. Geogr. Mitteilungen, 1948.
2. PENCK, W., Die morphologische Analyse. — Stuttgart 1924.

3. MURRAY, J., Oceanography. — The Geographical Journal. London 1899. 435 p.
4. GRIGORJEV, H., Die Fortschritte der sowjetischen physischen Geographie in den letzten 30 Jahren. — Peterm. Geogr. Mitteilungen. Gotha 1948. Heft. 1.
5. TROLL, C., Die geographische Wissenschaft in Deutschland. — Erdkunde. Band I. Bonn 1947.
6. GRIGORJEV, H., Subarktis. — Németül megjelent 1949-ben a „Sowjetwissenschaft” II. kötetében.
7. GAUSS, P., Deutsche Geographentagung in München. — Peterm. Geogr. Mitteilungen. Gotha 1948. és — BÜDEL, J., Das Verhältnis von Rumpftreppen zu Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. — Peterm. Geogr. Mitteilungen. 1938.
8. DAVIS, W. M., The geographical cycle. — Geographical Journal. London 1899.
9. PENCK, W., Id. m. 59. p.
10. TROLL, C., Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde. Bd. I. Bonn 1947. és — TROLL, C., Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rundschau. Bd. 34. 1944.

A MAGYAR FÖLD GEOMORFOLÓGIAI KUTATÁSÁNAK
FŐ KÉRDÉSEI
(1951)

1951 elején, először a magyar földrajztudomány történetében, megindult az ország földjének tervszerű, tudományos földrajzi feldolgozása. A fokozatosan kibontakozó, nagy munkától nemcsak Magyarország első, modern, komplex kutató módszerrel megírt földrajzi szintézisét várjuk, hanem várjuk első soron egy sereg probléma teljes, vagy rész megoldását, olyan kérdéseket, amelyeknek a vizsgálata, a vizsgálateredményeknek a gyakorlattal való rendkívül szoros kapcsolata miatt ma már halasztást nem tűrhet. Ilyen, régóta kísértő, megoldatlan, vagy vitás, esetleg részleteikben megoldott kérdések mind Magyarország természeti, mind pedig gazdasági földrajzában bőven vannak; az itt következő sorok ilyen kérdésekre *a természeti földrajzon belül a geomorfológia terén* kívánnak rámutatni. Velük röviden foglalkozni – úgy gondolom – már csak azért is hasznos, sőt kell, mert *megvilágítják azokat a fő feladatokat*, amelyek a hazai geomorfológiára az elkövetkezendő tudományos tervekutatások folyamán várnak, egyben azonban megmutatják azt is, hogy mit végzett el a munkából a két világháború között és a fel szabadulás óta a magyar geomorfológusok igen szerény számú csapata.

A szemlélet, amelynek keretén belül az előkerülő kérdések tárgyalásra kerülnek, ugyanaz, amelyet már a Földrajzi Könyv- és Térképtár Értesítőjének első számában írt vitacikkemben is hangsúlyoztam: az ország felszínalaktani vizsgálatai során nem elégedhetünk meg *csak a dinamikus geológiai folyamatok* tér- és időbeli lefolyásának és kapcsolatainak felderítésével és alaktani kihatásaival, mert ilyen módon csak a *szerkezeti formák* ismeretéig juthatunk el, de sohasem a *teljes formakincs* helyes magyarázatához. Denudációs és akkumulációs folyamatokat elindító és előíró éghajlati processzusok és diasztrophikus, endogén szintváltások *együttese* felelős az ország felszíne mai plasztikájának kialakításáért [1].

Arról természetesen nem lehet szó, hogy rövid dolgozat keretében az ország földjének paleomorfológiáját és jelenkori felszínalaktani viszonyait az összes megoldatlan és vitás kérdésekkel vizsgálat alá vegyük. Inkább olyan kardinális kérdésekről lesz szó az elkövetkezendőkben, amelyek felszínalaktani kutatásaink *súlypontjait* jelentik.

Ilyen súlyponti problémák a hazai föld minden morfológiai nagytájában könnyen kiválaszthatók. Vegyük tehát ezeket szemügyre tájanként.

Ha a Déli-Bakonyt és az Öreg-Bakonyt egymástól elválasztó és a Kisalföld felé medenceszerűen kiszélesedő, harmadkori szerkezeti mélyedés (D. LÓCZY veszprém – devecseri szeli át) térszínéből több mint 300 m magasságra kiemelkedő Somló-hegy tetejére felkapaszkodunk és körültekintünk, nemcsak elragadó szépségű, változatos tájképet látunk magunk körül, hanem a hazai föld legvál-

tozatosabb felépítésű és arculatú darabját is. Maga a *Somló* a dél-kisalföldi 150 m-es pliocén-pleisztocén sztratigráfiai hiátus „*tanúhegye*” bazaltos pajzs-vulkáni takarójával, enyhe pannon lejtőivel. Tőle ÉK-re az *Őreg-Bakony karsztos tönkje* magasodik a mediterrán teresztrikus kavicstakaró szelíden lejtő leple fölé. D-en a sümegei Várhegy és az Agár-tető ötlük szemünkbe mereven kiszabott lejtőivel, Ny-on pedig a dél-kisalföldi *Marcal-medence* nyújtózik tágasan, alacsony denudált, alföldies penepplénjével és a Marcal kavicstakarós, teraszos völgyével. Bármerre is tekintünk, mindenhol morfológiai talányok, érdekességek.

Kezdjük magával a Somlóval és a Marcal-medencével. A Somló bazaltsapkás csonkakúpjának 435 m az abszolút magassága, környezete, az alföldi medence kb. 150–200 m magasán fekszik a tenger szintje felett. A kettő között a szintkülönbség 200–250 m. A Somló építőanyaga a tetőn bazalt, a 20–30 m vastag bazalttakaró alatt pedig felsőpannóniai agyagos, homokos rétegek fekszenek. Ám ugyanezek a pannóniai rétegek vannak a Marcal-medence felszínén is. A Marcal-medence enyhén hullámosra barázdált térszíne kétségen kívül *denudációs síkság*, reliefenergiája az 50 m-t is eléri, sőt meghaladja. Morfológiai nyelven: *penepplén*. Kőzetanyaga ugyanaz (helyesebben részben ugyanaz), mint a Somlóé. A Somló tehát *maradványhegy*; tanúhegy. Két dologról is tanúskodik: a felsőpannon (középpliocén) térszíne eredeti magasságáról, de tanúskodik arról a denudációról, amely *egyidejűleg* a tanúhegyet is, meg a Marcal-medence penepplénjét is kialakította. Maradvány- és tanúhegy minőségében – tudjuk – a szőlőnevelő Somló nem egyedülvaló. Édestestvére a celldömölki Sághegy, a Tapolcai-medencében pedig a Szentgyörgy-hegy, a Csobánc, a Gulácsi-hegy és a Somló morfológiai ikertestvére, a Badacsony. Valamennyien denudációs pannóniai térszínből magasodnak fel.

A bazaltsapkás tanúhegyek és az alacsony, denudációs penepplének kialakulásának *kezdeti ideje* nem vitás: a labiális és centrális erupciókkal felszínre ömlött bazaltok szétterülése utáni *közép- és felsőpliocén* idő az. Annál vitásabb lett a denudációs síkságot és tanúhegyeket kialakító lepusztulás *minősége, folyamata és időtartama*.

Id. LÓCZY nyomán CHOLNOKY hosszú időn át ellenvélemény nélkül hirdette, számos írásban, hogy a dél-kisalföldi és Tapolcai-medencei sztratigráfiai hiátust, a Marcal- és a Tapolcai-medence letarolását, a bazaltos tanúhegyek kifaragását *egyedül és kizárólagosan a pliocén sivatagi* defláció teremtette meg, ill. teljesítette. CHOLNOKY szenvedélyes tüzzel hirdetett *hipotézise* lassanként morfológiai *dogmává* merevedett.

Kevés magyar geográfusnak tűnhetett eddig fel, hogy ennek a sivatagi deflációs teóriának *egyetlen geomorfológiai bizonyítékát* sem tudta soha sem LÓCZY, sem CHOLNOKY bemutatni, hanem kizárólag *geológiai érvekkel* operáltak. Ez meg is felelt a kilencszáztizes évek hazai geológizáló morfológiai szemléletének. Ezek az érvek közismertek. LÓCZY és CHOLNOKY a pliocén sivatagi denudációt igazoló érvként hivatkoztak a nyugat-dunántúli kavicstakarók kavicsára, a Tapolcai-medence szélfúttá „sarkoskavics”-aira és a baltavári pikermi faunára [2]. Érveik bizonyító érvényét a későbbi vizsgálatok megdöntötték.

SZÁDECZKY vizsgálatai megmutatták, hogy a Zala, Rába, Gyöngyös, Répce és Ikva melléki kavicstakarók kavicsa LÓCZYVAL és CHOLNOKYVAL ellentétben nem időszakos, sivatagi vízfolyások, vádiszerű záporpatakok, hanem a sivatagi klíma hipotézisét cáfoló, állandó és bővizű vízfolyások jól meggorgetett hordaléka [3]. A Billegei-erdő sarkos kavicsai pleisztocén-, sőt jelenkoriaknak bizonyultak; különben is köztudomású, hogy deflációs sarkos kavicsok képződésének egyáltalán nem alapfeltétele a sivatagi éghajlat. Végül a baltavári fauna sem nevezhető sivatagi állattársaságnak; legfeljebb egyes tagjai sztyep- és parkos-sztyeplakóknak. Egészben véve vegyes állattársaság, de éppen nem sivatagi jellegű.

Sajnálatos, hogy eddig Magyarországon a mozgékony állatvilágnál sokkal megbízhatóbb klíma-jelző, középpliocénkori fitopaleontológiai leletek alig ismeretesek. Ami ismeretes — a rózsaszentmártoni lignites rétegek növénymaradványai — a kevés leletanyag, lombosfák, mérsékelt humidus éghajlat jelzői.

A pliocénkori sivatagi klíma és a defláció cáfolatára ennyi bőven elég lenne, mégis hangsúlyoznunk kell, hogy a pliocén sivatagi defláció hipotézisének az eddigi felszínalaktani vizsgálatok is ellene mondanak. Ha a középső Duna-medence a középpliocénban sivatag lett volna, a sivatagi defláció jelenségeinek nem lett volna szabad *csak* a Kisalföld D-i felére és az É-i Balatonpart néhány területfoltjára korlátozódniok, hanem a deflációs formákat másfelé is meg kellene, vagy meg kellett volna találnia a kutató morfológusnak. Pliocén sivatagi deflációs formák és képződmények azonban sem az ország területéről, sem azon kívül máshonnan nem ismeretesek.

A geomorfológus nem elégedhet meg azzal a *negatív* megállapítással, hogy a dél-kisalföldi tanúhegyek és a Marcal-medence peneppléjének kialakításáért nem a sivatagi defláció a felelős; a felszínkutatónak a formakincsből a formákat kialakító folyamatokat és erőhatásokat is igazolnia kell. Annyi kétségtelen, hogy a denudáció kezdete a középpliocén idő volt, a fontos kérdés azonban a *denudáció minősége*. SZÁDECZKY szerint a *folyók* (Zala, Rába, Répce, Gyöngyös, Marcal) fokozatos, *egyoldalú eltolódása* tektonikus mozgások (a Győri-medence lassú, középpliocénkori süllyedése) következtében kettős felszínalaktani következménnyel járt: a fokozatosan É ill. ÉNy felé eltolódó folyók egyrészt *areálisan denudálták* a felszínt; eredeti sértetlenségében csak ott maradt meg, ahol védőtakaró borult rá; másrészt a folyók a laterális erózióval areálisan denudált térszínre vastag kavicsleplet borítottak [3], amelybe a pleisztocénban teraszokat véstek.

A középpliocénkori fluvio-lakusztikus vízrendszer áramló folyóvizeinek egyoldali eltolódása, a laterális erózió feltétlenül együtt járhat jelentős területek areális letarolódásával, *eróziós penepplének* kialakulásával, de egymagában a laterális erózió aligha indokolhatja a kavicstakarós térszínnek, a náluk jóval alacsonyabb, tágas medencék és a bazalttakarós tanúhegyek egyidejű — és SZÁDECZKY szerint már a pliocén végén véget érő — kialakulását. Mert ne feledjük el: mind a tanúhegyek, mind pedig az alacsony penepplének *komplex* formák. Kialakulásukért csak egyetlen erőhatást, másokat kizárva és elhanyagolva, alig tehetünk felelőssé.

Ennek a tanulmánynak a szerzője már korábban felhívta a figyelmet a *Dél-Kisalföld*, a Marcal-medence *lösszetlenségére, löszhiányára* [4, 5]. Az enyhén hullá-

mos penepén térszínén csak kisebb, vékony löszfoltok találhatóak, azonban teljesen kiányzik a lösz a Somló, a Sághegy, a Badacsony, az összes bazalttakarós tanúhegy enyhe, menedékes pannóniai lejtőin. A löszhiányt kétféle denudációs folyamattal magyarázhatjuk. A Dél-Kisalföld sík térszínének lösztelenségéért a *pleisztocén jégkorszakok alpi jeges bukószeleinek deflációját* kell felelőssé tennünk. Az Alpok jégtakarója felett a jégkorszakokban, különösen a „nagy eljegesedés” (riss jégkorszak) idején kialakult *termikus léghalmazok* (anticiklonok) küldték a jeges bukószelet a medence belseje felé. Ezek nagy hevességgel csaptak le 3000–4000 m magasságból a Kisalföld 150–200 m magas, védtelen, pannóniai térszínére. Szabad deflációjuk nemcsak a löszképződésre alkalmas poranyagot telepítette át a Dunántúli-középhegység szélárnyékába, a Délkelet-Dunántúlra, hanem részben a pannóniai üledékek térszínét is letarolta. A kifújtt homokot a Bakony Ny-i és ÉNy-i előterében halmozta fel.

Az alpi jeges bukószelek hatása az utolsó jégkorszak vége felé már erősen csökkent. Ezt a feltevést kifogástalanul tudjuk igazolni a Dél-Kisalföld és a Balatonvidék kicsiny löszfoltjaival. Mindezeknek a lösze ún. „fiatalabb” utolsó jégkorszaki lösz. Azért tudtak a kis löszfoltok kialakulni, mert a jeges főszelek uralma már szűnőben volt.

A folyók egyoldalú eltolódásával kapcsolatban jelentkező *pliocén areális erózió* és a jégkorszaki alpi jeges bukószelek *pleisztocén deflációjá együttesen* sem okozhatta hiánytalanul a tanúhegyek kialakítását és pannóniai üledékekből álló lejtőik lösztelenségét. A tanúhegyek lejtői, különösen a hegy lába közelében, *rendkívül enyhék*; 3–5 fokos lejtőszögek mérhetőek. Az ilyen enyhe szélvédett lejtőkön feltétlenül kellett volna a jégkorszakok idején lösztakarónak képződni. Ám a lösztakaró hiányzik a Somló, a Sághegy, a Badacsony és a Szentgyörgyhegy lankás lejtőin. A löszhiány oka vizsgálataink szerint az impermeábilis, agyagos pannóniai lejtőkön a jégkorszakokban kifejlődött szoliflukció (talajfolyás) volt; ez a tipikus periglaciális *lejtőstundra jelenség*. *Évi ritmusú mechanizmus*a, a nyári konvekciós spirális áramlások nemcsak a tanúhegyek lejtőire hullott port szállították le a hegy lábához, de vele együtt szállították a pannóniai lejtők agyagos, márgás, homokos kőzetanyagát is. A jégkorszaki szoliflukció tehát aktív denudációs tényező volt; véste, gyalulta, koptatta a tanúhegy anyagát, formálta lejtőit. De bizvást feltehetjük, hogy a jégkorszaki szoliflukció a Marcal-medence peremi halomvidékein is tevékeny volt, Devecser, Somlóvásárhely, Boba, Ukk környékének hullámos pannón reliefje erre enged következtetni.

Az is bizonyos, hogy a tanúhegyek és dombságok impermeábilis, agyagos lejtőin az interglaciális időkben és a posztglaciálisban *lejtőcsuszamlások, suvadások* vették át a jégkorszaki szoliflukció szerepét.

A szoliflukció és lejtőcsuszamlások hatékonyságáról tanúskodnak az eredményüként kialakult *korráziós völgyek*, ezek a lapos, tágas, medenceszerűen kiszélesedő víztelen térszíni mélyedések, amelyek a dunántúli pannón dombságon a lejtőkön mindenféle megtalálhatóak, de ugyanakkor, ugyanúgy jellegzetesek a Monor—Irsai neogén dombság, a Nógrádi- és a Borsod–Gömöri-medence felár-

kolt, eróziós felszínén is. *Kialakulásuk* részletes folyamata, morfológiai szerepük és jelentőségük *megvilágítása* hazai viszonylatban még *kutatóra vár*.

Úgy látszik tehát, hogy *pliocénkori areális erózió, jelenkori normális erózió, jégkorszaki defláció és szoliflukció, inter- és posztglaciális lejtőcsuszamlások és korrázió együttesen alakították ki* a dél-kisalföldi denudációs penepént és a térszínéből kimagasodó tanúhegyeket, *mint tipikus komplex formákat*. Sőt, LÁNG S. vizsgálatai szerint a kavicstakarós térszínek kialakításában még fiatalkori mozgásoknak is jutott szerep. Ebben a vonatkozásban különösen meggyőző LÁNG fejtegetése a *Hegyhát* és a *Kemeneshát* térszínének kialakulásával kapcsolatban. A folyamatok és formák további részletes analizésének lesz a feladata az egyes denudációs folyamatok pontos, közelebbi szerepének tisztázása, megállapítása.

Elhagyva a Dél-Kisalföld területét, a Dunántúl zala–somogyi pannóniai térszínén kétfajta térszíni forma vonja magára a morfológus figyelmét: egy csoport *É–D-i*, ill. *ÉÉNy–DDK-i irányú, merev vonalú, széles, vizenyős talpú völgy* és a völgyek között húzódó, pannóniai üledékekből kivésett halomgerincek. LÓCZY balatoni monográfiájában a zala–somogyi meridionális völgyeket *tektonikusan preformált szélbarázdákként* írta le. Korukról bizonytalanul nyilatkozott. Pliocénvégi és ópleisztocénkori képződményeket látott bennük.

Kialakulásukat CHOLNOKY már határozottan a dél-kisalföldi hipotetikus pliocénkori sivatagi deflációval hozta kapcsolatba. Magyarázata nyomán a meridionális völgyek pliocénkori sivatagi szélbarázdákként szerepelnek a magyar morfológiai irodalomban. LÓCZY és CHOLNOKY formamagyarázata némi módosulással PENCK írásában is szerepet kapott. PENCK ugyanis a zala–somogyi halomgerincekben „megszilárdult” (fossilizálódott) dűnéket (verfestigte Dünen) vélt felismerni.

LÓCZY szerint a völgyek irányát megszabó hipotetikus törésvonalak a Morva-medence területéről látszanak sugarasan kiindulni. Ha ez valóban így lenne, igen feltűnő, hogy a törések és a mellettük kialakult völgyek *éppen csak Zala és Somogy területén jelentkeznek felszínmódosító jelentőséggel*, a Dél-Kisalföldön azonban nyomuk vész és megtorpan futásuk D-en is, a Dráva árkával; a Dráva jobb partján ilyen völgyek és halomgerincek a pannóniai térszínén hiányoznak. Korlátozott elterjedésük mindenesetre LÓCZY és CHOLNOKY magyarázata szerint teljesen indokolatlan.

VAJK szerint a geofizikai vizsgálatok a meridionális völgyek keletkezésének LÓCZY–CHOLNOKY-féle tektonikai hipotézisét, törések jelenlétét és a törések mentén a feltételezett horizontális (szitáló) mozgások végbemenését nem igazolják, de nem is cáfolják [6]. A kérdéses formák előbb említett korlátozott elterjedése és a geofizikai vizsgálateredmények mindenesetre a völgyek és halomgerincek feltételezett tektonikus preformálását a legnagyobb mértékben vitássá teszik. LÓCZY és CHOLNOKY magyarázatának másik fele, a pliocén sivatagi szélbarázdáelmélet a korábban vázoltak alapján ebben az esetben is ugyanúgy elvetendő, mint a dél-kisalföldi denudáció és a tanúhegyek esetében. *A völgyek semmi esetre sem szélbarázdák, a köztük húzódó halomgerincek pedig nem* – mint CHOLNOKY gondolta – *deflációs maradványgerincek*, sivatagi agyagjardangok, nem is fosszi-

lizálódott dűnék (PENCK), hanem a legnagyobb valószínűség szerint a zala – somogyi, D felé enyhén dőlő pannóniai térszínen kialakult *konzekvens vízfolyások völgyei*. Kialakulásuk kezdeti ideje a középpliocén. Ekkor emelkedett ki SZÁDE CZKY szerint Gleichenberg és a Keszthelyi-hegység vonalán a Kisalföld középső medencéjének egyidejű besüllyedése folyamán *az az enyhe vízválasztó hátság a Kisalföld és a Dráva völgymedencéje között*, amely fokozatosan a Rábát is É felé terelte és a Felső-Rábavidék, meg a Dráva-árok korábbi hidrogeográfiai kapcsolatát is megszüntette.

A völgyeknek Zalában mereven É – D-i, Somogyban pedig ÉNy – DK-i irányát is elfogadható módon tudjuk magyarázni a völgyek eróziós eredetének teóriájával. A Keszthely – gleichenbergi vízválasztó hátság K – Ny-i irányú felboltozódása a hozzá csatlakozó zalai pannón tábla D-i lejtősődésével, a Dunántúli-középhegységnek ÉK – DNy-i irányú, hosszanti törések mentén a posztpannónban kétségtelenül megállapítható kiemelkedése pedig a hozzá csatlakozó somogyi pannón tábla DK-i lejtősődésével járt együtt. A D-i és DK-i irányú lejtősődés természetesen D-i és DK-i irányú, tehát *konzekvens eróziós völgyeket* indikált. A Keszthely – gleichenbergi vízválasztó hátság és a Dunántúli-középhegység kiemelkedése lassú folyamat volt. Ezért és a zala – somogyi pannón tábla nem nagy terjedelme miatt nem alakulhattak hosszú és mély völgyek, hanem inkább csak aszóvölgyek és mellettük korráziós völgyek. Az aszóvölgyekben nagyobb víztömegek csak esőzések idején folytak le, tehát aránylag lassan mélyültek, annál is inkább, mert durvább hordalékot, kavicsot a folyóvizek a múltban sem szállítottak és ma sem szállítanak. Lassan mégis csak bevágódtak a talajvíz szintjéig és megindultak bennük az állandó vízfolyások. Patakjaik kicsinyek, a völgytalpak mégis szélesek, vizenyősek, egyrészt azért, mert esésük kicsiny, tehát a középszakasz jelleggel kanyargó patakok aránylag jelentős laterális eróziót tudtak kifejteni a puha agyagos-homokos térszínen, másrészt pedig azért, mert ezeket a völgyeket szélesíteni, lejtőiket letarolni a lejtőcsuszamlások és a jégkorszaki szoliflukciós jelenségek is segítettek. Erre kétségtelen bizonyíték a völgylejtők alján sokfelé található, lejtőtörmelékes, tömött löszféleség, ID. LÓCZY talányos „*völgyi lösz*”-e, amely somogyi löszvizsgálataim szerint nem valami speciális körülmények között képződött löszféleség, hanem a pannóniai halomgerincek lejtőcsuszamlásokkal, suvadásokkal és jégkorszaki szoliflukcióval megbolygatott és áttelepített löszének a lejtők agyagjával és homokjával összekeveredett anyaga [7].

Deflációt – sem pliocénkorit, sem pedig pleisztocén jégkorszakit – már csak azért sem lehet felelőssé tenni a völgyek kialakításáért, mert, ha É-i szelek deflációját vennénk, az É-i szelek deflációja a somogyi ÉNy-i irányú völgyeket alakította volna ki a puha pannón térszínen *aszimmetrikus* völgyekké, ha pedig ÉNy-i szelek deflációját tennénk fel, ezek a zalai völgyeket alakították volna aszimmetrikussákká. *Völgyaszimmetria* azonban a zala – somogyi völgyekben *sehol sem ismert*.

A zala – somogyi völgyek fejlődéstörténetében a pleisztocén második fele igen jelentős változásokat okozott. Ezek a változások a némelyik völgyben (Baki, Karádi, Nagyabajomi) megtalálható *völgyi vízválasztó* kialakulásával kapcsolato-

sak. Ismeretes, hogy CHOLNOKY a völgyi vízválasztóknak a zala – somogyi völgyek genetikai magyarázatában rendkívül nagy jelentőséget tulajdonított. A völgyi vízválasztókat *szerkezeti elemeknek, elsődleges struktúrformáknak* tartotta, amelyek jelenléte automatikusan kizárja a völgyek eróziós eredetét [8]. KÉZ és saját kutatásaim alapján [5, 9] a zala – somogyi völgyi vízválasztók másodlagosak, eróziós eredetűek; a Balaton medencéjének utolsó (riss – würm) interglaciáliskori besüllyedésével kapcsolatban alakultak ki. A Balaton utolsó interglaciáliskori besüllyedése a somogyi völgyek É-i, eredetileg a Dunántúli-középhegység D-i lejtőjéhez kapcsolódó részét magával rántotta. Természetes, hogy ilyen módon a völgyeknek a Balaton felé eső felső részét a tómedence a saját vízkörnyékéhez kapcsolta, vagyis a Balaton egyes völgyeket „lefejezett”. Ezeknek a völgyeknek az É-i részében *a Balaton felé irányuló (obszekvens) vízfolyások alakultak ki*, ellenben a balatoni süllyedékterület hatósugarán kívül, a völgyek alsó (D-i) szakaszán megmaradt vízfolyások továbbra is korábbi pályájukon és irányukban maradtak meg. Következésképpen az É-i, obszekvens és a D-i völgyrészlet ellentétes irányú vízfolyásai között a völgyben *eróziós eredetű, tehát másodlagos völgyi vízválasztó* alakult ki.

Mindezek korántsem jelentik a zala – somogyi eróziós halomvidék geomorfológiai kérdéseinek megoldását. Még magukat a völgyeket sem kutatták át rendszeresen a magyar morfológusok. A völgyek fejlődéstörténete még sok részletében nem tisztázott. Hiányoznak a völgyfenekbe mélyített kutatófúrás-sorozatok is, amelyek a posztpannon, levantei és pleisztocén völgygenezist felfedni segítenének. Teraszképződmények – az Alsó-Zala kivételével – eddig még, részben a vizsgálatok hiányában, nem ismeretesek a völgyekből, tehát a fentebb adott magyarázatot még feltétlenül terhelik hipotétikus vonások. Ezeknek a hiányosságoknak az eltüntetése éppenúgy a tervszerű kutatómunka feladata lesz, mint a dél-somogyi, baranyai és tolnai, lösszel borított, rögzösen feldarabolt pannóniai tábla, a Zselic, a Völgység és a Hegyhát, a Kapos- és a Koppány-medence, K-en a Mezőföld, Ny-on pedig a Göcsej, a Hetés és az Örség részletes morfológiai analízise. Ezekre a területeken eredményes morfológiai analízis a posztpannon tektonikus processzusok részletes ismerete nélkül alig várható; tehát a megindítandó vizsgálatok eredményessége okvetlenül *szükségessé teszi a geológiai és morfológiai kutatómunkák összehangolását*.

*

Ilyen együttműködésre a dunántúli *fiatal, pleisztocén süllyedékterületek* táj-laktani keretének helyes megítélése céljából is szükség lesz. Fiatal, pleisztocén süllyedékterületek, részben tavakkal kitöltött medencék, részben mocsaras, lápos, részben pedig akkumulációs síkságok, korábban minden bizonnyal tavas medencék a Dunántúl (és a Kisalföld) területén sokfelé ismeretesek. Ilyenek: a Balaton, a Fertő, a Velencei-tó, a Fejér megyei Sárrét medencéje, a Zámolyi-medence, Lenti-medence, a Mecsek és a Villányi-hegység D-i előterének kicsiny pleisztocén medencéje. Közülük legtöbbnek eddig még a neve is alig szerepelt a magyar morfológiai irodalomban a Balaton, a Fertő és a Velencei-tó kivételével.

Mindezek a medencék egészen fiatal, szerkezeti formák. Valószínűleg *egyidejű* süllyedékterületek. Aligha tévedünk, ha bennük a pleisztocénkori alpida hegységképző mozgások kétségtelen magyarországi bizonyítékait látjuk. Kialakulástörténetük vizsgálatának eddigi eredményei határozottan erre mutatnak. Már elhelyezkedésük is figyelmetkeltő és középhegységeink fiatal mozgásaira utal. Nyilvánvalóan nem „a természet játéka”, hogy a Balaton árka a Balatonfelvidék, a Fertő-medence a Lajta-hegység és a Soproni-hegység, a Velencei-tó medencéje a Velencei-hegység, a Sárrét a Bakony, a Zámolyi-medence a Vértes, a kis Pécsi-medence a Mecsek, végül az utolsó, névtelen kismedence a Villányi-hegység *délkeleti előterében fekszik* és valamennyit a felsorolt hegységek peremtörései és a velük párhuzamos hosszanti törések határolják.

LÓCZY az angol JUDD szellemes hipotézisét igazolandó a Balaton-medence besüllyedését a Balaton környéki középpliocén bazaltvulkánossággal hozta kapcsolatba és az eredetileg különálló, négy balatoni medence kialakulását a pliocén végén rögzítette [2]. A különálló tavas medencék közti, pannóniai földnyelveket, szorosokat szerinte a tavak pleisztocén abráziója pusztította volna el, egyesítvén ilyen módon egymással a medencéket.

A Balaton-medence kialakulásának pliocénvégi feltételezése LÓCZY által a kenese—városhídvég—gamászai és a nagyatádi levantei kavicsos folyómedrek felismerése után magában LÓCZYban is gyanút kellett volna, hogy keltsen a tómedence feltételezett levantei korával szemben, hiszen maga LÓCZY írja, hogy a nevezett kavicsos medrek (levantei-ópleisztocén folyómedrek) *a Balaton feneke alatt is folytatódnak*, tehát *feltétlenül idősebbeknek kell lenniök a Balaton-medence besüllyedésénél*. Ám úgy látszik, LÓCZY figyelmét ez a tény elkerülte, sőt CHOLNOKY-ét is. CHOLNOKY LÓCZY korjelölését fogadta el, mindössze a kezdeti Balaton négy különálló medencéjét nem látta igazolhatónak vizsgálatai alapján.

Ennek a tanulmánynak a szerzője éppen arra az ellentmondásra figyelt fel, hogy a LÓCZY szerint felsőlevantei korú kavicsos folyómedrek a náluk LÓCZY feltevése szerint idősebb balatoni medence feneke alatt folytatódnak. A Balatonba ömlő patakok völgyfejlődéstörténeti kutatása a balatonvidéki löszképződmények és a Balaton korábbi vízállásingadozásait igazoló abráziós szinlők, parti túrzások vizsgálata alapján arra a végső következtetésre jutott, hogy a *Balaton medencéjének a besüllyedése az utolsó interglaciális korban következett be* [10]. Hasonló eredményre jutott KÉZ is Zala-völgyi teraszmorfológiai kutatásai során [9].

SZÁDECZKY kisleföldi monográfiájában VENDEL kutatásaira is hivatkozva sorolja fel geológiai és morfológiai bizonyítékait a Fertő-Hanság medence *szintén újpleisztocén* kora mellett, bemutatva, hogy a Fertő-medence helyén még az ópleisztocénban a Duna egyik ága folyt keresztül [3], a tómedence tehát csakis újpleisztocén lehet.

A Balaton- és Fertő-medencénél jóval kisebb Velencei-tóról, a Zámolyi-medencéről, a Fejér megyei Sárrét medencéjéről, a Mecsek és a Villányi-hegység előterének kis tektonikus medencéjéről hasonló kortani, morfológiai vizsgálatok még nincsenek. Mégsem csak per analogiam bizonyítható fiatal koruk, hanem rövid földtörténeti múltjukat igazolja viszonylag tökéletlen feltöltődésük is. Közöttük a

legterjedelmesebb, de csak kissé megsüllyedt Sárret már majdnem teljesen kitöltődött síkláp, a Pécsi-medence és a Villányi-hegység előtere magas talajvízálláskor még vizenyős felszínű, a sekély Zámolyi-medence felszínén lösz is van, tehát már az utolsó jégkorszakban eltűnt a tava, végül a Velencei-tó fertőstádiumban van. A feltöltődés előrehaladott állapotát mutatja már a Balaton is, de különösen a Fertő. Ha ezek a medencék neogénvégi süllyedékek lennének, egymillió esztendő alatt sekély és kis területű medencéjük szinte nyomtalanul feltöltődött volna már.

Részletes hidrológiai és morfológiai vizsgálatukra a tervkutatások során feltétlenül sort kell keríteni, hiszen kialakulásuk valószínű egyidejűsége, az *utolsó interglaciáliskori szerkezeti mozgások* részletes ismerete az eddig még igen sok részletében homályos magyarországi pleisztocén tektonika helyes értelmezésének egyik alappontja lehet.

*

Hogy az egymást kölcsönösen kiegészítő szerkezettani és alaktani vizsgálatok mennyire fontosak és nélkülözhetetlenek hazánk felszíni formáinak a múltnál helyesebb magyarázata tekintetében, azt a legjobban *középhegységeink eddig nagyon is hézagos, gyér morfológiai tanulmányozása*, a tanulmányok elégtelen eredménye igazolja.

Nyomatékkal és őszintén meg kell mondanunk, hogy *hegységeink* (Kőszegi-, Soproni-hegység, a Dunántúli-középhegység, a Mecsek, az északi vulkanikus hegységek) *geomorfológiai kialakulástörténetét vagy csak elnagyoltan, vagy egyáltalán nem ismerjük még*. Hogy csak példákat említsünk: SCHRÉTER bükki, VADÁSZ mecseki, TAEGER vértesi, LÓCZY bakonyi, NOSZKY mátrai, FERENCZI és HORUSITZKY budai-hegységi tektonikai vizsgálateredményeit még nem hasznosította a geomorfológia; *egyetlen egy hazai hegységünkről sem készült még morfológiai szintézis*. A hazai föld földrajzi ismeretének ezt a súlyos hiányosságát feltétlenül meg kell szüntetnünk; az elkövetkező tervkutatások során hegységeinket alaktani tekintetben fel kell dolgoznunk, annál is inkább, mert az eredmények a termeléssel, a gazdasági élettel a legszorosabb kapcsolatban gyakorlatilag is hasznosíthatók lesznek.

Máig mindössze annyit tudunk, hogy hegységeink (részben még a vulkanikus eredetűek is) *tönkröghegységek*. Éspedig — úgy látszik — *lépcsős* tönkhegységek. Némelyikben, pl. a Soproni-hegységben, a tönklépcsők sorozata mutatható ki [11] a hegység szakaszos kiemelkedésének bizonyóságaként, másokban elmosódottabbak a formák.

A tönkfelszínnek DAVIS értelmezése szerint a denudáció elaggott, végső állapotát jelző felszínnek. A hegységi tönkfelszínnek, tehát a kisebb-nagyobb magasságra utólag kiemelkedett penéplének *minden esetben fosszilis, pusztuló formák* a hegységek arculatában. Csalhatatlan jelzői a hegység korábbi epiro- és orogenetikus fázisait követő denudációs időszakoknak.

A minden hegységünkben fellelhető *tönkfelületek tehát a hegységek morfo- és tektonogenezisének a legfontosabb vezérszintjei* [12], velük a hegységek kialakulásának, mai formakincsük (a szerkezeti és denudációs formák) fokozatos kifejlő-

désének egész sor, alapvető dinamikai geológiai és geomorfológiai problémája a legszorosabban kapcsolatos, tehát a tönkfelszínnek részletes tanulmányozása nélkül *megoldhatatlan*.

Hegységi tönkfelszíneink kezdeti tanulmányozásának érdeme LÓCZY LAJOSÉ. LÓCZYRA azonban a daviszi denudációs ciklustan csak kevés hatással volt. Annál inkább a tönkfelületképződés *richthofeni abráziós teóriája*. LÓCZY a Balatonfelvidéken, a Veszprémi-platóban a pannóniai tenger, a Bakonyban a mediterrán tenger abráziós tönkjét vélte kimutathatónak, jóllehet az abráziós teória alkalmazása a bakonyi, teresztrikus mediterrán kavicsleppellel takart hegységperemi tönkfelület kialakulásának magyarázatában már nála is csődött mondott. Ez természetes is. Hiszen abból, hogy a bakonyi fluviatilis teresztrikus mediterrán kavicsok leple a tszf. 400 m magasságon túl is felhatolva, a mediterrán tenger ősi partvonala közelében olyan térszínen fekszik, amelynek a *felszíne metszi a másodkori, sőt eocén képződményeket is*, csakis arra következtethetünk, hogy az Öreg-Bakony területén a *felsőmediterránban* a denudáció következtében *igen jelentős tönkfelületek alakultak ki*. Képződésük az erózióbázis, a mediterrán tenger szintjéhez igazodott.

Felsőmediterrán tönkfelszínképződés a Soproni-hegységből és a Mecsekből is ismeretes, mediterránkori tönkösödést a Bükk hiányosan ismert morfológiai kialakulástörténete is valószínűvé tesz.

Eltekintve fiatal tektonikus mozgásoktól, első soron kőzetminőségi különbségekre vezethetők vissza kristályos kőzetű tönkhegységeink (Kőszegi-, Soproni-hegység) és dolomitos, mészköves tönkhegységeink *alaktani különbségei*. Azok a felszíni, normális denudáció következtében a tönkjellegből kevesebbet őriztek meg, jobban feldarabolódtak, mint emezek. *A mészköves, dolomitos tönkhegységek éppen karsztos denudációjuk miatt jobban és tovább őrzik tönk jellegüket*, mint a kristályos peneplének. Erre a különbségre a vizsgálatok során tekintettel kell lennünk. Ugyancsak arra is, hogy egyes karsztosodó tönkhegységeink aránylag épebbek (Bakony, Vértes), másokat szinte mikrotektonikusan feldaraboltak a neogén és pleisztocén mozgások (Gerecse, Budai-hegység). Az utóbbiakban nehezebb feladat lesz a paleomorfológiai történet kihüvelyezése.

A tönkfelületek és tönklépcsők közelebbi kormeghatározása nagyban segítségünkre lesz a fiatal tektonikus mozgások pontosabb kronológiai rögzítésében is, geomorfológiai jelentőségük helyesebb megítélésében is (törésszerű lépcsők, mint térszíni formák kialakulása). A neogén tengerek abráziós parti szinlóinak és a hegységek tönklépcsőinek tanúsága szerint ugyanis az oligocén és miocén peneplének a középpliocén idő óta legalább 200–300 m-t, a miocén óta pedig 400–500 m-t emelkedtek, közbeiktatott pihenőkkel. Ezekről a fiatal kiemelkedésekről nemcsak a pannóniai beltó és a mediterrán tenger partvonala, nemcsak a Szabad-sághegy tetején 400 m magasságra kiemelt felsőpannón-levantei üledékek tanúskodnak, hanem a Budai-hegység, a Vértes, a Bakony, a Pilis, a Naszál, a Gerecse karsztos tönkfelszíneinek völgyoldalain, magasan a mai karsztvízszint felett nyíló, *ma tehát már inaktív, hajdani forrásbarlangok üregei is* (LÁNG S. 1948). Hogy ez a kiemelkedés hogyan ment végbe, a tönkfelszínnek miféle változásokon mentek át, ezekre a kérdésekre a hazai peneplénmorfológiai vizsgálatoknak kell a választ

megadniok. Ezeknek a kutatásoknak természetesen a legszorosabb kapcsolatban kell együttjárniok *karsztmorfológiai vizsgálatokkal*. Karsztmorfológusainknak és karszthidrológusainknak annak tudatában kell lenniök, hogy az utolsó két évtized valóban eredményes analitikus kutatáseredményei szintézisének elérkezett az ideje. Magyarország karsztos jelenségeinek szintetikus fejlődéstörténeti magyarázatát nemcsak a hézagtalan morfológiai tájleírás, hanem a kutatáseredmények *gyakorlati kiértékelését* (ipari és ivóvízellátás, bányavízbetörések meggátlása) *népgazdaságunk is sürgetően várja*.

A teljesség kedvéért meg kell említenünk, karsztos és kristályos tönkhegységeink geomorfológiai tanulmányozása mellett nem szabad megfeledkeznünk *vulkáni hegységeink* geomorfológiai vizsgálatáról sem. Annál kevésbé, mert néhány rövidebb közlemény és felvételező geológusaink értékes, de elszórt, morfológiai természetű megjegyzéseitől eltekintve, ma még geomorfológus kutató munkáról és vizsgálateredményeiről a Börzsöny, a Mátra és a Zempléni-hegység területéről alig számolhatnánk be. *Ezeknek a hegységeknek a geomorfológiáját még nem ismerjük*, helyesebben formakincsükben a strukturális elemek (labiális és centrális erupciós felhalmozódások, dyke-k, hidrokvarcit-képződmények) mellett a denudációs folyamatok (tönkösödés, völgyképződés, kőzetminőségi különbség okozta lejtőletarolódás) hatása még tisztázatlan.

Az Északi-középhegység harmadkori medencéi geomorfológiai ismeretének alapvetését LÁNG [13] és PEJA [14] dolgozatai megadták. A további vizsgálatoknak itt a Zagyva-völgy morfológiai fejlődéstörténetével, a harmadkori (oligocén és miocén), impermeábilis agyaglejtők csuszamlásaival, suvádaival, korráziós völgyeivel és a jégkorszaki szoliflukció jelenségeivel, nyomaival kell foglalkozniok, alaktani szerepüket megvilágítaniok.

*

Amióta ennek a tanulmánynak a szerzője igazolta, hogy a jégkorszakok idején Magyarország területe a periglaciális övezet tartozéka volt és mutatott ki periglaciális képződményekként löszöket, éghajlati eredetű folyóteraszokat, lejtőtundra (szoliflukciós) képződményeket, jégkorszaki vályogokat, fagyaprózta „kőtengerek”-et [15], csupa olyan formákat és képződményeket, amelyeket korábban a kutatások nem ismertek nálunk, vagy helyesen magyarázni nem tudtak, mindinkább nyilvánvaló lett, hogy elsősorban az a morfológiai szintézis, amit CHOLNOKY 1910-ben az Alföldről megrajzolt [16], és a túlságosan sok hipotetikus vonással terhelt völgyfejlődéstörténet, amit „Morfológiá”-jában 1926-ban írt meg a magyar folyókról, a Duna teraszairól teljes egészében revízióra szorul. Ezt a revíziós munkát – nyugodtan állíthatjuk – egészében és részleteiben is tíz esztendő alatt eredményesen sikerült elvégezni. Emeljük ki a legfontosabb mozzanatokat.

CHOLNOKY szerint a magyarországi folyóvölgyekben mindössze két terasz kíséri a folyókat: egy preglaciális, magasabb és egy glaciális, alacsonyabb terasz. CHOLNOKY a magasabb és idősebb teraszt a kolozsvári Fellegvár és a budai Vár szintje után „fellegvári” terasznak, az alsó, fiatalabb teraszt pedig „városi” terasznak nevezte el.

KÉZ, BULLA és LÁNG gazdasági, közlekedés- és településföldrajzi tekintetben is jól kiértékelhető völgyfejlődéstörténeti és teraszmorfológiai vizsgálataikkal a Duna és egy sereg mellékfolyója (Tisza, Nagyg, Tarac, Talabor, Szamos, Maros, Olt, Hernád, Sajó, Bódva, Borsova, Rima, Hangony, Tatros, Rába, Ipoly, Zala) völgyében egy holocén, négy pleisztocén és egy, esetleg két felsőpliocén teraszt mutattak ki. Ilyen módon maradéktalanul sikerült felderíteni a folyók kialakulástörténetét a középpliocéntól kezdve.

CHOLNOKY két teraszos elmélete szerint folyóteraszaink tektonikus eredetűek, a Kárpát-medence két fázisban bekövetkezett süllyedése következményeként alakultak ki. Semmiként sem igazolható feltevésével ellentétben a pleisztocén teraszok kialakulását az előbb említett szerzők a pleisztocénkori éghajlatváltozásokkal, a jégkorszakoknak és interglaciális időknek a folyók mechanizmusára gyakorolt hatásával, a holocén terasz kialakulását pedig a holocén klímaváltozásokkal hozták kapcsolatba. A jégkorszaki alsószakasz jelleget (völgyfenék-feltöltődés), az inter- és posztglaciális eróziós periódust (terasz kivésés) sok esetben paleontológiai leletekkel is sikerült igazolni. A teraszképződmények közelebbi kronológiai meghatározásához szolgáltatott hasznosítható anyagot BULLÁNAK a lösz- és teraszképződmények kortani párhuzamosítására vonatkozó vizsgálatai is.

Amióta az osztrák és a bajor Alpok előterében rendre sikerült megállapítani a gүнz végmorénáknak az „idősebb takarókavics” teraszával, a mindel végmorénáknak a „fiatalabb takarókavics” teraszával, a riss végmorénáknak a „Hochterrasse” és a würm végmorénáknak a „Niedere Terrasse” kavicsával való *közvetlen kapcsolatot* és ezeknek a teraszoknak a Gráci- és a Bécsi-medence folyóteraszaiival és a Duna dévényi, visegrádi és aldunai szakasza teraszaival való azonosságát, egyre kevesebb kétségünk lehet, hogy a *hajdani periglaciális területek* (sőt a jégkorszaki pluvialis, a mai mediterrán klímaterület) *folyóteraszai legelső sorban a pleisztocén éghajlatváltozások folyószakasz jelleg módosító hatásainak következtében alakultak ki*. A tektonikus teraszelmélet híveinek ellenkező véleménye cáfolatára azonban még további kutatásokra van szükség. PRINZ legutóbb éppen az „Értesítő”-ben hangoztatta az epirogenetikus mozgásoknak a völgyek alakulására gyakorolt jelentős hatását [17]. Mivel ezzel a kérdéssel BULLA korábbi tanulmánya részletesen foglalkozott [18], a teraszképződés kapcsán most csak *egyetlen*, de – úgy gondolom – perdöntő momentumra kell rámutatnunk. Ez pedig a hajdani periglaciális öv legkülönbözőbb tektonikájú és szerkezetű területei folyóvölgyeiben a pleisztocén teraszok rendszerében a *teljes azonosság*. *Azonosság és egyezés a teraszok számában és azonosság a hasonló nagyságrendű folyók esetében még a teraszok relatív magasságában is*. A Román-Alföld, Muntenia, Oltenia (POPP [19]), Moldva (LUPU [20]), Észak-Bulgária, Rumélia, a Közép-Balkán (JARANOFF [21]), az északalpi elővidék, a Gráci-medence, a Bécsi-medence völgyeiben ugyanazok a teraszok mutathatók ki, mint a Dunántúlon, Erdélyben és a Kárpátokban. Podóliától a Rhodopeig, a Ponticumtól a Schwarzwaldig nyúló, rendkívül változatos felépítésű és tarka szerkezetű területen, amely masszívumroncsokat, töréses röghegységeket, fiatal emelkedő, gyúrt orogéneket, mély, süllyedő medencéket, enyhén felboltozódó táblákat fog egybe, *elképzelhetetlen a szerkezeti mozgások egyértelműsége és egyi-*

dejősége, sőt ezen túl még *egyenlő mértéke* is. A kérdést mégsem mondhatjuk lezártnak, a problémát megoldottnak. További vizsgálatokkal kell a végleges megoldáshoz jutnunk.

Teraszmorfológiai és völgyfejlődéstörténeti vizsgálataink folyóink múltjának a felderítésével nemcsak eddig ismeretlen, vagy magyarázatlan vonásokat illesztettek bele a hazai föld természeti földrajzi viszonyait magyarázó ismereteinkbe, hanem a periglaciális képződmények (lőszök, tundrajelenségek, kőtengerek) kimutatásával, kialakulásuk idejének és körülményeinek tisztázásával lehetővé tették, hogy az Alföld felszíni képezés kialakulását CHOLNOKY szintézisénel jóval részletesebben és korszerűbben rajzolhassuk meg.

Korábban, amikor ID. LÓCZY és CHOLNOKY még azt írták, hogy a pleisztocénban a *lefolyástalan Alföldet* egységes, összefüggő löszlepel takarta be és ebbe a *lösztakaróba a folyók csak utólag vágódtak bele*, CHOLNOKY feltételezte, hogy az alföldi löszterszínek, sőt a kiskunsági és nyírségi homoktakaró is és az általuk eltakart löszök is, a hajdani, egységes löszfelszín maradványai, tehát, mint CHOLNOKY tanította, eredeti ópleisztocén felszínarabok. Mellettük az alföldi felszín felépítésében még csak a jelenkori árterek vesznek részt. Ezt, a magyar morfológiai irodalomban a zala – somogyi meridionális völgyek, a pliocén sivatagi denudáció hipotéziséhez hasonlóan szintén dogmává merevedett feltevést, az Alföld feltételezett pleisztocénkori lefolyástalanságával együtt maradék nélkül sikerült megcáfolni, egyben az Alföld felszínének kialakulását az újabb eredmények alapján magyarázni.

Mai felfogásunk szerint az Alföldön ún. eredeti, ópleisztocén felszínarabok *sehol sincsenek*. Legidősebb alföldi felszín a pliocén végén az Alföld peremére rakódott törmelékkúpok eróziós roncsai (pestszentlőrinci kavicsok, a Marosnyilás törmelékkúp-kavicsai). Utánuk korban az utolsó jégkorszakban és a posztglaciális fenyő (arktikus)-korban képződött, ún. „fiatalabb” löszből felépített löszterszínek, löszablák (pl. a Jászság pereme, a Hajdúság, kiskunsági, tiszántúli löszfelszínek) következnek. Részint típusos, szárazföldi löszből, részint pedig ártérre hullott porból képződött, ún. *infúziós löszből* vannak felépítve. A két löszféleségen kívül az Alföldön nagy területeken található löszféleség, SÜMEGHY ún. „*alföldi lösz*”-e nem különálló típus [22], hanem a típusos lösz és az infúziós lösz közötti átmeneti képződmény, néha egyszerűen csak folyóvízi úton áttelepített löszanyag.

A löszterszínek löszével egykorú a Duna-völgy II. sz. teraszának felkavicsolása. Magának a terasznak a kivésése a posztglaciális szubarktikus idő után következett be. Ez a terasz – CHOLNOKYVAL ellentétben – a Tisza völgyében nincsen meg.

Részben az újpleisztocén löszfelszín, részben a pleisztocén ártereket az óholocén mogyoró (boreális)-korszakban nagy területeken borította be futóhomok. A kiskunsági és nyírségi homokterületek tartoznak ide. A futóhomokterületek kialakulásával, a homok felhalmozódásával egyidejűleg a Duna, a Tisza, a Körös, a Zagyva feltöltő tevékenysége állapítható meg, amelyet a tölgy (atlanti)-korban bevágódás, az *óholocén terasz* kialakítása követ. Majd megindul a *jelenkori árterek* kiszélesítése a Duna és a Tisza fokozatos Ny felé való nyomulásával kapcsolatosan

és a maximumát a laterális erózió, az árterek kiszélesítése (Csepel – solt – bajai-sík-ság, Hortobágy, Nagykunság) a bükk (szubboreális)-korszakban éri el [23].

Az alföldperemi süllyedések (Jászság, borsodi nyílt ártér, Bodrogek, Ecsedi-láp, békés—bihari Sárrétek) *jelenkori süllyedékterületek, a holocén feltöltődés térszínei.*

Látnivaló, hogy az Alföldnek ez az újabb morfológiai képe színesebb, gazdagabb, mint CHOLNOKYÉ, de — ne feledjük — *csak vázlatkép.* A részletek még nem ismeretesek. Analitikus kutatásuk, a részproblémák megoldása, a tektonikai és paleoklimatológiai folyamatok hatásainak felderítése és összehangolása a most induló tervmunkálatok feladata. Vannak olyan alföldi területek, amelyeknek morfológiai viszonyairól elég sok adatunk van. Ilyenek a Kiskunság, a Nyírség, a Sajó—Hernád kapuja, részben a Jászság is, de részletes morfológiai vizsgálatuk még hátra van; vannak aztán területek, amelyek geomorfológiai tekintetben még szinte teljesen ismeretlenek. Ilyenek az alföldi peremsüllyedék-területek, a tiszai ártér, a tiszántúli infúziós- és alföldi lösz-térszínek, a mátraalji és bükkalji törmeleklejtők, a hajdúsági lösztábla, a Szamoshat, a Tápióvidék. Részletes geomorfológiai felvételük, speciális morfológiai problémáik megoldása több év tervszerű kutatómunkáját teszi szükségessé.

Regionális tájanalízisük eredményeként nemcsak az Alföld morfológiai szintézise lesz elkészíthető, hanem felderíthető lesz az alföldi folyók ma még igen sok részletében homályos pleisztocén és holocén élettörténete is.

Hogy a részletes morfológiai analízis mind tájalaktani, mind pedig völgyfejlődéstörténeti tekintetben mennyire a korábbi felfogástól meglepően eltérő eredményekkel járhat, éppen folyamatban levő Duna—Tisza közti kutatásaink igazolják. Csak röviden említjük meg, hogy *a korábbi magyarázatok és leírások Duna—Tisza közti egységes lösztáblája a valóságban nem létezőnek bizonyult.* Ugyanúgy hiányzik, mint ahogyan *nem beszélhetünk egységes kiskunsági homoktakaróról* sem, hanem csak izolált homokos területekről. Homokformáik is vitásnak bizonyultak.

Morfológiai meglepetésnek számíthatjuk azt is, hogy a Duna—Tisza között négy-öt óholocén, széles Duna-medret, sok apróbb, kanyargós fattyúágat sikerült megállapítanunk és pusztán *feltevésnek bizonyult a kiskunsági homoknak CHOLNOKY feltételezte finomodása is K felé.*

Újabb, eddig ismeretlen terasz, és pedig óholocén folyóterasz felismerésére is vezettek a vizsgálatok a Duna, a Tisza, a Zagyva és a Körös völgyében. Kitűnt, hogy a Tiszának és a Körösnek az óholocénál idősebb terasza az Alföldön nincs. Így SÜMEGHY sejtését: a Tisza holocén megjelenését mai helyén morfológiailag bizonyítottan vehetjük. Mai helyén mindössze óholocén múltra tekinthet vissza a Hármaskörös is, sőt az Alsó-Zagyva is.

Újabb adatokat tudtunk gyűjteni a Kecel—bajai „magaspart” eredetéről és kialakulásáról is. Újpleisztocén Duna-terasznak bizonyult; lösztáblájának féllodas, enyhe kiemelkedése következtében nemcsak a löszterszín erodálódott hullámosra, hanem az ÉNy-ról szerteszaladó vizeket is nagy laposokba terelte Kiskunhalas és Szeged között. Mivel futóhomok is szaladt a laposokra, vékony lepelhomokkal takart, tágas, alacsony holocén térszínek alakultak ki. Részletes genetikai magyarázatukra nyári munkálataink folyamán kerül sor.

A Duna–Tisza közti és a hasonló természetű és feladatú tiszántúli kutatások eredményeinek kiértékelése és összegezése a tervmunkálatok során lehetővé teszi majd az *Alföld részletes és modern geomorfológiai szintézisének elkészítését*. Az előbb elmondottakkal talán sikerült igazolnunk, hogy az Alföld geomorfológiai megismerése terén CHOLNOKY 1910. évi szintézisétől – amely a maga idejében kétségtelenül jó, szinte az egyedül lehetséges magyarázata volt az Alföld felszíne kialakulásának – a második világháborúig szemléletünk sokat fejlődött és gazdagodott. Harminc év alatt sok homályt sikerült eloszlatni, sok régebbi és újabb keletű vitás kérdést megoldani, vagy legalábbis a megoldáshoz közelebb juttatni. CHOLNOKYÉT követő, legújabb szintézisünk [24] különösen a geológiai felvételi eredmények, a rendelkezésre állott fúrásszelvények adatainak felhasználásával és kiértékelésével, a periglaciális formák és képződmények (lőszkronológia!) döntő jelentőségű felszínalakító tevékenységének, a glaciális és interglaciális idők felszínmódosító, természeti földrajzi eseményeinek és folyamatainak bemutatásával funkcióik és kölcsönhatásaik szerint, az első világháború előtti és utáni idők szemléletével szemben nagy haladást jelentett, de sok fogyatékoságot is tüntetett fel. Ezekre éppen a jelenleg folyó vizsgálatok mutattak rá. Kiküszöbölésük a geológus, hidrológus és morfológus komplex vizsgálatai alapján lesz lehetséges.

Az Alföld új, modern geomorfológiai szintézisének elkészítését sorban kell követnie a Kisalföld, a Dunántúl és az Északi-középhegység hasonló morfológiai szintézisei megírásának. A korábbi magyarországi morfológiai kutatások tervszerűtlenségének és elégtelenségének és a hazai föld megismerése és megismertetése *tudatos elhanyagolásának* kell tulajdonítanunk, hogy CHOLNOKY alföldi kezdeményezése folytatás nélkül maradt. A Földrajzi Közlemények kötetei bárkit meggyőzhetnek, hogy különben is kevésszámú geográfusainkat a kilencszázttizes és húszas években mennyire nem érdekelték a hazai föld morfológiai kérdései. A következő ismertetés: *nincs egyetlen magyarországi nagytáj sem, amely geomorfológiai tekintetben legalább az Alföldhöz hasonló módon került volna feldolgozásra. Földrajzi irodalmunk és a magyar föld ismerete eme rendkívül sajnálatos hiányosságának a megszüntetése egyik legfontosabb és legsürgősebb parancsoló feladatunk.*

*

A tervszerű geomorfológiai vizsgálatoknak feltétlenül ki kell terjeszkedniök azoknak a változásoknak az ismertetésére és magyarázatára is, amelyeket a felszín, a litoszféra arculatában, formáiban az emberi tevékenység okozott, hozott létre. Sok, kisebb- és nagyobb jelentőségű kérdés feldolgozására kell sort keríteni. Meg kell vizsgálnunk részleteiben pl. a folyószabályozásoknak a folyó mechanizmusára gyakorolt hatását és ennek esetleges és tényleges morfológiai következményeit, az ármentesített területek megváltozott szedimentációs és denudációs folyamatait és az ezekkel kapcsolatos felszíni változásokat. Különös gondot kell fordítanunk szikeseink geomorfológiai tanulmányozására. Tanulmányoznunk kell mesterségesen lecsapolt mocsaras területeink feltöltődésének, tehát alakváltozásainak folyamatát.

Nem szabad figyelmen kívül hagynunk, hogy különösen dombvidéki tájaink (Göcsej, Külső-Somogy, Hetés, Nógrádi-, Gömör – Borsodi-medence) korábbi állapotukban, a szántóföldi művelés múlt századi, nagyarányú terjeszkedése előtt erdőborította térszínnek voltak. A mi szempontunkból ez azt jelenti, hogy a hajdan erdőkkel takart inpermeábilis agyagokból álló, eróziós dombságok területén erdős állapotukban a felszín denudációja (leöblítés, areális és lineáris erózió, völgyképződés, lejtőletarolódás) a maitól különböző kellett hogy legyen. A különbség mértékéről a recens, friss vízmosások, lejtőcsuszamlások, esőzések alkalmával jelentkező sárfolyások világosan tanúskodnak. Meredekebb, agyagos és löszös fátlan lejtőkön, domboldalakon eróziós vajatok, vízmosások alakulása talajkötő, mélygyökérzetű növénytakaró hiányában esőzések alkalmával ma is jelentős. Ezt a mezőgazdasági szempontból káros jelenséget, a *talajerózió* jelenségét, a talajpusztulásnak, a felszíni denudációnak előttünk lezajló folyamatát a geomorfológusnak is tanulmányoznia és megszüntetése módzataival foglalkoznia kell. Olyan kérdés ez is, amely más kérdésekkel együtt a geomorfológiai vizsgálatoknak a gyakorlati étellel, a gyakorlati élet követelményeivel való szoros kapcsolatát jelenti.

*

A fentiekben nagy vonalakban rajzoltuk meg a magyar föld geomorfológiai kutatásának főbb kérdéseit, részben, vagy egészen vitás, megoldott és megoldatlan problémáit. Felsorolásuk természetesen nem teljes. Vannak részletkérdések is (pl. a Móri-árok, a devecser – veszprémi harmadkori szerkezeti mélyedés, a Balatonfelvidék kismedencéi, a tihanyi Belső- és Külső-tó, a Pécselyi-, a Kállai-, a Tapolcai-medence, a vitás Kornyi-tó kialakulása, a kővágóörsi „kőtenger” — Lóczy szerint fosszilis pannóniai turzás, véleményünk szerint *periglaciális, fagyaproszta blokkhalmaz* — problémája, a bazalttakarók „dolinatavai”, a belső-somogyi homokterületek, a lösz „karsztos” formái, karsztos formák analízise, a nógrádi folyótálalkozások, kaptúrák), amelyek a főkérdések mellett is megérdemlik, hogy magukra vonják a morfológus érdeklődését. Ezek mellett természetesen adódnak majd menet közben, a megindult vizsgálatok folyamán is új, megoldandó feladatok bőven.

Ezeknek a soroknak első soron tájékoztatás és irányítás, útmutatás a céljuk, a tervmunkálatok megindulásakor és még valami: a megoldásra váró kérdések és feladatok és az eddig elért eredmények bemutatásával érdeklődést kelteni, különösen a fiatalabb geográfusok körében a hazai föld megismerésére és tanulmányozására. Mert a megoldandó feladatok sokasága, azt hisszük, megmutatja, hogy bőven van és lesz munkaalkalom az elkövetkező évek folyamán, csak elegendő szakember is legyen a munka elvégzésére. Ez pedig, a szakmai utánpótlás nevelése, egyetemi és főiskolai földrajzi intézeteink oktatószemélyzetén, de nem utolsó sorban a hallgatóságon, a tanítványokon is múlik.

IRODALOM

1. BULLA B., A magyar geomorfológia főfeladatai. — Földr. Könyv- és Térképtár Ért. I. 1950. 161—162. old.
2. ID. LÓCZY L., A Balaton környékének geológiája és morfológiája. I. szakasz. — A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. Bp. 1913.
3. SZÁDECZKY-KARDOSS E., Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Sopron 1938.
4. BULLA B., Der pleistozäne Löss im Karpatenbecken. — Földt. Közl. 1938.
5. BULLA B., Geomorfológiai megfigyelések a Balaton-felvidéken. — Földr. Közl. 1943.
6. VAJK R., Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — Földt. Közl. 1943.
7. BULLA B., Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. — Földr. Közl. 1932.
8. CHOLNOKY J., A Balaton hidrográfiája. — Bp. 1918.
9. KÉZ A., Újabb terraszvizsgálatok a Zala völgyében. — Földr. Közl. 1943.
10. BULLA, B., Über die Ausbildung und das Alter des Balatonsees. — A Földr. Közl. Nemzetközi kiadványa. 1942.
11. KÁRPÁTI L., Adatok Sopron környékének morfológiájához. — Disszertáció. 1948.
12. BULLA B., Tönkfelzínnek. — Természettudomány, 1947.
13. LÁNG S., Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. — Hidr. Közl. 1950.
14. PEJA GY., A Nógrádi-medence geomorfológiája. — Mat. és Term. tud. Ért. LX. k. 1941.
15. BULLA, B., Die periglazialen Bildungen und Oberflächengestaltungen des Ungarischen Beckens. — Földr. Közl. Nemzetközi Kiadványa. 1936.
16. CHOLNOKY J., Az Alföld felszíne. — Földr. Közl. 1910.
17. PRINZ GY., A geomorfológia mai alapkérdése. — A Földrajzi Könyv- és Térképtár Értesítője. I. 1950.
18. BULLA B., A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. — Földr. Közl. 1941.
19. POPP, N. M., Les terrasses fluviales de la Munténie Centrale. — Bul. Soc. Reg. Rom. de Geografie. Tom. 57. 1938.
20. LUPU, N., Cercetari Geografice in Basinul Darmanestilor de pe valea Trotusului. — Bul. Soc. Reg. Rom. de Geografie. Tom. 51. 1932.
21. JARANOFF, D., Essay d'interprétation tectonique des terrasses quaternaires des parties centrales et orientales de la péninsule Balkanique. — Comptes Rendus du Congr. Intern. de Geogr. Amsterdam 1938.
22. SÜMEGHY J., A Tiszántúl. — Magyar tájak földtani leírása. Bp. 1944.
23. BULLA B., Az Alföld felszínének kialakulása. — Földr. Zsebkönyv 1947.
24. BULLA B.—MENDÖL T., A Kárpát-medence földrajza. — Bp. 1947.

A MAGYAR FÖLD DOMBORZATA FEJLŐDÉSÉNEK
RITMUSAI AZ ÚJHARMADKOR ÓTA A KORSZERŰ
GEOMORFOLÓGIAI SZEMLÉLET MEGVILÁGÍTÁSÁBAN

(1956)

I.

Személyes és alanyi természetű megjegyzéssel kell kezdenem. Amikor közel 30 esztendővel ezelőtt első szárnypróbálgatásaimat végeztem a felszínalaktani kutatómunka területén, és első tudományos értekezésem anyagát gyűjtöttem, munkám során két körülmény fékező, sőt valósággal kutatásaimat bénító hatásával kellett állandóan viaskodnom. Az egyik, a könnyebb, a kezdő természetvizsgáló tapasztalatlansága és gyakorlatlansága volt. A másik, a nehezebben legyőzhető, századunk huszas éveiben a magyar természeti földrajzban, de különösen a geomorfológiában eluralkodó józan, de szürke pozitívista szemlélet volt. Ez a szemlélet a maga idejében valóban zseniális davisí ciklustanból fakadt, ennek leegyszerűsített, sőt a problémákat sok esetben szincerizáló formája volt. Közismert, hogy ez a szemlélet CHOLNOKYNAK különben sok tekintetben előremutató és eredményes munkásságában tetőzve bizonyos munkahipotéziseket geomorfológiai dogmákká emelt és merevített [1], és ilyen módon a hazai föld felszínalaktani problémáinak egész seregét megoldottnak tekintette, és ezzel újabb vitás kérdések felvetését nagyon megnehezítette. Ez a szemlélet — hogy csak néhány példát említek — hegységeinket lepusztult, majd újra kiemelt tönkfelszínékként magyarázta, de részletes fejlődés- és kortörténeti adatok nélkül, Alföldünk homok- és lösztakarta felszínében eredeti ópleisztocénkori akkumulációs térszint, a Kisalföld felszínében pliocénkori sivatagi deflációs síkságot, a zala—somogyi meridionális völgyekben pliocénkori deflációs szélbarázdákat látott, ellenvéleményt pedig — ilyen a huszas évek folyamán nem is jelentkezett — nem engedélyezett saját tanai mellett. A magyar geomorfológiának ezt a merev, *pozitívista dogmatizmusát* a harmincas és negyvenes évek során nagy lendülettel és biztató eredményekkel folytatott kutatásaink során majdnem teljes egészében sikerült felszámolnunk, és hazánk domborzatának fejlődéstörténetéről a múlthoz képest a valóságnak megfelelőbb képet sikerült rajzolnunk. Amikor pedig a felszabadulás után az ösztönös dialektikát kutató munkánkban a dialektikus módszer *tudatos* alkalmazása váltotta fel, olyan összefüggések világosodtak meg, amelyek végül is elvezettek DAVIS ciklustanának és W. PENCK „Morfológiai analízis”-ének korszerű bírálatáig, sőt ezen túl a dinamikus-fejlődéstörténeti, funkcionalista, összehasonlító geomorfológiai szemlélet alapvetéséig, ennek keretében a felszíni domborzat fejlődése néhány alaptörvényének a felismeréséig és korszerű megfogalmazásáig [2].

Legyen szabad feltételeznem, hogy ennek az általam több alkalommal — részletesen az Általános természeti földrajz II. kötetében — megfogalmazott, korszerű geomorfológiai szemléletnek fő jellemvonásai és a felszíni domborzat fejlődésének általam megfogalmazott alaptörvényei általában ismeretesek. Az új szemléletnek

és alaptörvényeinek helyességét ebben a tanulmányban magyarországi példákkal, helyesebben Magyarország domborzatának újharmadkori és harmadkorutáni fejlődéstörténetével kísérlem meg igazolni.

II.

A felszíni formák részletes elemző vizsgálata, majd az analízist követő egység-befoglalás két, alapvetően fontos tény felismerését tette lehetővé. Az egyik az, hogy a domborzat és formáinak alakulása a földrajzi együttestől, a földrajzi burok bármely összetevő szférájának anyagmozgásfolyamataitól elválaszthatatlan. Ez más szóval azt jelenti, hogy a domborzati formák mind, kivétel nélkül, bármilyen nagyságrendűek is, keletkezésükben és fejlődésükben összetettek, *komplex genezisűek*. A második az elsőből következik. Mivel a földrajzi burok állandóan változik, az endogenetikusan és exogenetikusan erők össz munkája következtében állandóan változik térben is és időben is a domborzat. Arculatában *elhaló* (fossilis) formákat *állandóan fejlődő* (recens) formák váltják fel. Ez a kettősség, geomorfológiai kétarcúság a szilárd kéreg domborzatának alapvető felszínalkotó jellemvonása. Mivel a domborzat alakulása a fejlődés során egyre bonyolultabb, összetettebb folyamat, következik, hogy korábbiakkal azonos állapotok és azonos formák ismétlődő visszatérése soha számolni nem lehet,ilyent feltételezni is lehetetlen. DAVIS eróziós ciklustana — amely a maga idejében haladó szemlélet volt, mert elsőként tanította a felszíni domborzat fejlődését — egyéb hibái és tévedései mellett éppen azért elfogadhatatlan, mert alapjában *antidialektikus*, amikor az ún. „normális lepusztulás” során *ismétlődő*, tehát *egyező lefolyású és minden esetben azonos végállapottal* (szenilis tönkfelület) *záródó ciklusokat* vélt igazolhatónak [3].

DAVIS tanításában a zavartalan folyóvízi eróziós ciklusok a törvényszerűek és normálisak. A zavart vagy töredékciklusok csak az alaptörvény érvényét erősítő kivételek; ugyanolyan „rendellenességek”, mint a jeges és a sivatagi lepusztulás a folyóvízi (eróziós) lepusztulással szemben. Ez a normális, a másik kettő abnormális. Ma már jól tudjuk, hogy a két davis-i tételnek éppen az ellenkezője az igaz. Sem zavart, sem zavartalan ciklusok nincsenek a felszíni domborzat fejlődésében, hanem ez, amint kimutattam, minden esetben *szükség- és törvényszerűen ritmikus folyamat*. Teljesen elfogadhatatlan és indokolhatatlan az az állítás is, amely a folyóvízi eróziót nevezi normális lepusztulásnak, a jeges és sivatagi denudációt pedig rendellenesnek. A folyóvízi eredetű lepusztulás ma csak a legelterjedtebb és a legmegszokottabb, de semmivel sem kevésbé normális mellette a földrajzi burok fejlődésében és életében a jeges és a sivatagi denudáció sem.

DAVIS ciklustanának további elfogadhatatlan és antidialektikus jellemvonása *finalista, teleologikus szemlélete*. A ciklustanban a — quasi perszónifikált — normális denudáció szinte tudatosan arra „törekszik”, hogy az epirogenetikusan kiemelt ősfelszínt az erózióbázis szintjéig tarolja le. Minderről természetesen szó sem lehet. A denudáló erők — kevés kivételtől eltekintve — a gravitáció objektív törvénye szerint fejtik ki a Föld felszínén formaképző és formaalakító tevékenység-

güket, munkájukban tehát semmiféle irányzatosság, célkitűzés sincsen, nem is lehet.

Míndezekből következik, hogy a földrajzi burok fejlődése, tehát a felszíni domborzat fejlődése is, sem egészében, sem részleteiben harmonikus és konszonáns nem lehet. PASSARGE ún. földrajzi (geomorfológiai) diszharmonikus és disszonáns jelenségei és képződményei a földrajzi buroknak nem különleges és rendellenes sajátosságai. Ennek éppen az ellenkezője a helyes. *A földrajzi burok és ezen belül a szilárd kéreg domborzatának fejlődése törvény- és szükségszerűen diszharmonikus és disszonáns folyamat.* Sőt alaptörvényként kell kimondanunk, hogy a diszharmonia és disszonancia, a heterogeneitás, a földrajzi burok dialektikus fejlődésének alapsajátsága.

Ismételten volt már lehetőségem annak kifejtésére, hogy W. PENCK reformkísérlete több kitűnő haladó sajátossága ellenére is lényegében antidialektikus tan, amely – mint ilyen – nem is lehetett alkalmas a felszíni domborzat fejlődésének a valóságnak megfelelő magyarázatára. PENCK végeredményben DAVIS teleologizmusát elfogadta. Lényegét tekintve a „Morfológiai analízis” is finalista szemlélet. Az exogenetikus dinamika benne is arra „törekszik”, hogy a felszín szerkezeti egyenetlenségeit „elsimítsa” [4].

Elkövetett azonban PENCK még egy másik nagy tévedést is. Bár abból a helyes alaptörvényből indult ki, hogy a felszín domborzata az erők összmunkájának eredménye, a külső erők közül *csak a folyóvízi eredetű lepusztulás* került az összmunka felszínfejlődéstörténeti értékelésekor nála számításba. Ez a tévedés elfogadhatatlan és téves következtetésekhez vezetett. Mivel PENCK helyesen ismerte fel, hogy a Föld hegységei a pólusoktól az Egyenlítőig mind, kivétel nélkül *tönklépcsős* hegységek, ebből azt következtette, hogy tönkösödésük az éghajlat övezetes rendjétől, tehát a lepusztulás *minőségétől* függetlenül általában a denudáció és az epiro- és diktyogenetikus emelkedés összjátékának megnyilvánulása. Ebből a téves következtetésből logikusan következett az a további téves megállapítás, hogy a tönkösödés az *egész földfelszínen, minden időben* folyamatban volt, sőt folyamatban van ma is, alapfeltétele pedig az éghajlattól függetlenül, kizárólagosan az epirogenetikus emelkedés intenzitásának bizonyos foka. Az emelkedés intenzitásának mértékére PENCK szerint a térszíni formákból lehet következtetni. A formák az erőjáték szerint vagy *elsődleges tönkfelszint, vagy középhegységi, vagy magashegységi, vagy elaggott reliefet mutatnak.* PENCK szemléletében tehát a domborzat fejlődése egyszerű mennyiségi változás: *vagy növekedés, vagy csökkenés* (aufsteigende, absteigende Entwicklung). A mennyiségi változások átcsapását minőségi változásokba PENCK „analízise” nem ismeri. Ha ismerte volna, nem hasonlította volna a domborzat fejlődését olyan matematikai egyenlethez, amelyben az ismeretes külső erőhatásokból és az ismeretes felszíni formákból kell, sőt lehet megismerni az ismeretlen endogenetikus dinamikát.

Az utolsó két évtized geomorfológiai kutatásai és elméleti meggondolásai éppen DAVIS és PENCK tanainak kritikai vizsgálata és elemzése során nemcsak a két tan hiányosságainak a felismeréséig vezettek el bel- és külföldön egyaránt, hanem egyben lehetőséget adtak a geomorfológia új ágazatának, *az éghajlati geomorfoló-*

giának és területi rendszerének a kiépítésére, végül pedig a negyvenes évek végén a dialektikus módszer alkalmazásával *a legkorszerűbb felszínalaktani szemlélet, a dinamikus-fejlődéstörténeti, funkcionalista, összehasonlító geomorfológiai szemlélet* alapvető sajátosságainak és ezeknek kapcsán a felszíni domborzat fejlődése legfontosabb törvényeinek a megfogalmazására.

Legyen szabad néhány szóval az új szemlélet alapsajátosságait bemutatnom. Dinamikus ez a szemlélet, mert a felszín domborzatát és a formákat nem látszólagos mozdulatlanságukban, hanem állandó és megszakítatlan változásokban vizsgálja, és a földrajzi burok egészének az egésztől elválaszthatatlan részjelenségeiként értelmezi. Fejlődéstörténeti ez a szemlélet, mert a felszín domborzatát és a formákat nem csak térbeli eloszlásukban és kiterjedésükben, hanem időbeli kialakulásuk rendjében magyarázza, végül funkcionalista és összehasonlító az új és korszerű geomorfológiai szemlélet, mert a domborzatalakító erőhatásokat a formák kialakítása során betöltött szerepük, funkcióik szerint értékelve, a legkülönbözőbb területeken nyert eredményeket egymással összehasonlítva jut el a komplex genesisű domborzat és formái magyarázatáig.

Már korábban megemlítettem, hogy a dialektikus módszer alkalmazásával felépített, új geomorfológiai szemlélet szerint a felszíni domborzat fejlődése nem egyszerűen ciklusos folyamat, hanem a formák jellegét illetően egymástól minőségileg különböző fejlődésszakaszok ritmikus láncolata. Más szavakkal ez annyit jelent, hogy 1. a domborzat változása állandó, dialektikus önfejlődés; 2. a fejlődés nem teleologikus, vagyis a domborzati formák alakulásában *nincs irányzatosság*, érvényesül azonban az *irányítottság*. Az irányítottságot a belső és külső erők egymást kölcsönösen elindító és befolyásoló, egymást hol erősítő, hol pedig közömbösíteni igyekvő, tehát térben és időben dialektikusan változó össz munkája szabja meg. 3. A fejlődés során ritmikusosan egymásrakövetkező, egymástól nemcsak mennyiségileg, hanem minőségileg is különböző fejlődésszakaszok egymásutánja, vagyis az elhaló formáknak a felváltása az új, fejlődő formákkal, a mennyiségi változások átsapása minőségi változásba általában ugrásszerűen, *de nem robbanásszerűen* következik be. A domborzat nagyformái (a hegységek, a lépcsővidékek, medencék, völgyek) hosszú időtartamú, dialektikusan ellentmondásos, szakaszos (ritmikus) fejlődés eredményei.

Ennyit röviden a – véleményem szerint – korszerű, marxista geomorfológiai szemlélet alapsajátosságairól. Ezeknek a sajátságoknak az ismeretében a domborzat általános fejlődéstörvényeit a következő módon fogalmaztam meg: 1. A domborzat és formái szakaszos fejlődésüknek a külső és belső erők dialektikus össz munkája által, az erők működésének időtartama, a közetminőség és a területi kiterjedés által megszabott, minőségileg különböző állapotaiban vannak. 2. A domborzat ritmikusosan szakaszos, bonyolult fejlődésfolyamatát a ritmikusosan végbemenő endogenetikusan mozgások és az ugyancsak ritmikusos éghajlatváltozások formaalakító hatásainak egymásbaszövődése irányítja, írja elő. 3. Az előbbi megállapításból következik, hogy a domborzat bonyolult fejlődésfolyamata a ritmikusosan változó szerkezeti reliefen ugyancsak ritmikusosan változó *éghajlati morfológiai régiókban* megy végbe. Úgy vélem, hogy a *jelenben* nyolc éghajlati morfoló-

giai régió van: *a*) a glaciális (két alrégióval), *b*) a periglaciális-szubnivális (két alrégióval), *c*) a mérsékeltövi folyóvízi eróziós régió (óceáni, kontinentális éghajlatú és monszoni alrégióval), *d*) a mediterrán átmeneti, *e*) a pusztai, *f*) a sivatagi régió, *g*) az egyperiódusú nyári esők trópusi régiója (a trópusi monszon alrégióval) és *h*) az egyenlítői esőklíma régiója.*

III.

A most ismertetett új és korszerű geomorfológiai szemlélet alapján kívánám a következőkben a hazai föld geomorfológiai fejlődésének főbb mozzanatait és az erők dialektikus összmunkájának a domborzatban kirajzolódó eredményeit bemutatni az újharmadkor óta.

Jogosnak tűnhet a kérdés, hogy miért éppen a neogén eleje óta elmúlt idő, tehát mindössze az utolsó 15–20 millió év felszínalkotási fejlődéstörténetével kívánok foglalkozni. Az ok igen egyszerű és érthető. A domborzat arculatában szerepet játszó, különböző eredetű és nagyságrendű formák és formaelemek kevés kivételtől eltekintve a miocénnál nem idősebbek. A miocénnál idősebb szerkezeti és szkulpturális formák geomorfológiai értékelése is igen problematikus, szerepük is jelentéktelenebbnek látszik a fiatalabbakénál, kialakuláskörülményeik is tisztázatlanabbak. Még hosszú idő és igen sok vizsgálat szükséges ahhoz, hogy a hazai föld felszínalkotási fejlődéstörténetét teljes egészében, részleteiben is megvilágítva, megírassuk. Előadásom ehhez a fejlődéstörténethez szolgáltat néhány adatot.

Magyarország részletes felszínalkotási fejlődéstörténetét eddig még senki sem írta meg. Gondolom, ezzel nem mondtam újságot. De azzal sem, ha megállapítjuk, hogy egyetlen kontinens, egyetlen ország részletes geomorfológiai fejlődéstörténetének megírására sem került eddig sor. Korábban más helyen már volt alkalmam kifejteni, hogy a múlt polgári tudomány szemléletében nem volt lehetőség a regionális geomorfológia kiépítésére. E tudományág alapjainak lerakását csak a dialektikus módszer alkalmazása tette lehetővé, kiépítése pedig a közeljövő feladata. Ez azonban nem jelenti azt, hogy hazai vonatkozásban már korábban nem történtek volna jól felhasználható, sőt egyenesen nélkülözhetetlen és dícsérendő kezdeményezések és kísérletek. Ilyen vonatkozásban majdnem minden felvételező geológus és geomorfológus fejlődéstörténeti fejtegetéseit hasznosítani lehet. Mégis első soron három magyar geográfus nevét kell említenem, mert tolluk a magyar föld geomorfológiai fejlődéstörténete első szintéziseit kísérte megírni: ID. LÓCZY LAJOSÉ, CHOLNOKY JENŐÉ és PRINZ GYULÁÉ. ID. LÓCZY 1918. évi szintézisében [5] a szerkezeti relief rajzán van a hangsúly, sőt PRINZ munkáiban is [6], amelyek a LÓCZY-féle szemléletet igen sok új vonással egészí-

* Ez a jelenkorra érvényes felsorolás természetesen nem jelenti azt, hogy a földtörténeti múlt során is ugyanezek az éghajlati morfológiai régiók lennének megállapíthatók. Mindössze arról van szó, hogy a domborzat fejlődése minden időben egymástól a lepusztulás minőségében különböző éghajlati morfológiai régiókban zajlott le.

tették ki és gazdagították. CHOLNOKY munkáiban a destrukciós és akkumulációs relief kialakulásának magyarázata mellett a szerkezeti relief rajza háttérbe szorult [7]. Ám e munkák közül a legfiatalabb is közel húsz éves. Már pedig éppen az utolsó két évtized változtatta meg geomorfológiai szemléletünket, szinte forradalmi módon. A szerkezeti domborzat magyarázata ma már elképzelhetetlen a mélységbeli, a felszínközeli és felszíni geokémiai folyamatok és geomechanikai jelenségek és történések figyelembe vétele nélkül [8]. A szculpturális formák behatóbb tanulmányozása pedig éppen az utolsó 15–20 év folyamán vezetett el új geomorfológiai diszciplína, az *éghajlati geomorfológia és területi rendszere kiépítéséig*. Nem lehet tehát vitás, hogy ma sok mindent másképpen látunk, mint 20–40 év előtt, és gyűjtöttünk sok olyan új anyagot is, amely az előbb említett szintézisekben természetesen még nem szerepelhetett.

*

Magyarország földjének harmadkor előtti geomorfológiai fejlődéstörténetéről viszonylag kevés bizonyosat tudunk. Amit tudunk, az is első soron a szerkezeti relief változásaira és bizonyos állapotaira utaló kéregszerkezettani ismeretanyag. Az ilyen természetű anyag geomorfológiai kiértékelése és feldolgozása nem lehet ennek az előadásnak a feladata. A domborzat fejlődésének természetéből következik, hogy még a szerkezeti reliefénél is sokkal nehezebb és problematikusabb a harmadkor előtti szculpturális relief, tehát a letarolódás- és felhalmazódásformák együttesének rekonstrukciója. Jól jegyezzük meg, nem képzeletben visszaállított, hanem a jelenkori arculatban is még ténylegesen szerepet játszó formákról van szó. Valószínűleg ilyenek a Bakony és a Vértes kréta-eocén bauxittal kitöltött karsztos töbrei és denudációs poljéi. Ez utóbbiak esetleg a kréta- és eocénkori trópusi karsztosodásnak (toronykarszt) is lehetnek – még fellelhető más formákkal együtt – a tanúi. Nem voltak kimutathatók eddig még középhegységeink arculatában az egyébként üledékközöttani és ősnövénytani leletekkel Közép-Európa-szerte kifogástalanul igazolt eocénkori, főként oligocénkori (infraoligocén) erőteljes letarolódásfolyamat emlékei, formái sem. Lehetséges, hogy vannak oligocén tönkfelszínrészletek, de ha vannak is, geomorfológiai jelentőségüket az óharmadkortól máig elmúlt 60 millió esztendő földtörténeti eseményei nagyon megcsökkentették.

A kép a neogén elején változik meg. A miocén elejétől kezdve egyre jobban sokasodnak azok az emlékek, amelyek a hazai föld dialektikusan ellentmondásos fejlődésének alaktani bizonyosságai, egyben tehát a földrajzi burok ritmusos, szakaszos fejlődését előíró szerkezeti és éghajlatváltozásoknak is bizonyosságai. Fosszilis, helyesebben elhaló, pusztuló formák; ilyenek – csak példaként említve – középhegységeink neogén tönkfelszínei, vulkáni eredetű hegységeink és hegyeink akkumulációs alakulatai, jégkorszaki lösztakarók, periglaciális kőtengerek, elhagyott völgyek, szoliflukciós képződmények, hegylábi törmelékkúpok. Mellettük élő, fejlődő képződmények és formák, mint ritmusos fejlődést igazoló, teraszos folyóvölgyek, részben a pleisztocénből átöröklődött lejtőcsuszamlások és korrázions völgyek, pleisztocén és holocén akkumulációs felszínek, feltöltött alföldek,

jelenkori árterek, fiatal, erőteljes bevágódásban levő völgyek az emelkedő területeken és az utolsó jégkorszak óta ütemében erősödött karsztos lepusztulás formái mészköves hegységeinkben.

A kétféle formaegyüttesnek közös jelentkezése igen sok esetben egy és ugyanazon területen (pl. a középhegységeinkben) még a húszas és harmincas években is legtöbbször nehezen megoldható geomorfológiai talányt jelentett; ma e formákból a dialektikus módszer segítségével a földrajzi buroknak, közelebbről a hazai földnek és domborzatának ritmikus fejlődése olvasható ki.

Fejlődéstörténeti és összehasonlító vizsgálataink alapján úgy vélem, hogy hazánk domborzatának a fejlődésében a miocén eleje óta hat, sőt, ha a jelenkor, az *antropozoikum* társadalmi munkájának felszíninformáló szerepét sem akarjuk figyelmen kívül hagyni – már pedig, úgy gondolom, nem hagyhatjuk –, akkor hét ritmikus fejlődésszakasz mutatható ki. Ugyanis már az eddigi geomorfológiai vizsgálateredmények alapján sem, de különösen földtani és őslénytani ismereteink alapján sem lehet már vitás az az álláspont, hogy hazánk földjén a földrajzi burok fejlődésében a miocén eleje óta nagy bizonyossággal mutathatók ki a fejlődés ritmikus szakaszait előidéző szerkezeti és éghajlati változások ritmusai.

Üledékközöttani és ősnövénytani leletek és vizsgálatok igazolják, hogy az oligocénvégi hűvösebb éghajlatot és feltehetően mérsékeltövi lepusztulást a *szávai hegységképző mozgások* lezajlása után, a miocén elején az éghajlat felmelegedése, a tenger terjeszkedése a szárazföld rovására, nagy területek epirogenetikus süllyedése, a szárazulatokon pedig erőteljes lepusztulás időszaka váltotta fel. Nagy kiterjedésű szárazulat csak nyugaton, a Dunántúl területén maradt, északon pedig a mai Bükk-hegység és az Aggteleki-karszt tönkfelcsíne emelkedett a sekély tenger szintje fölé. Bár az ó- és újharmadkori éghajlat megrajzolása, az adat- és számszerű paleoklimatológiai adatközlés az üledékközöttani és őslénytani leletek kiértékelése alapján még a jövő feladata, annyit már most is biztosan tudunk, hogy az akvitáni és burdigáliai emeletben egész Közép-Európában leginkább talán a mai délkelet-kínai monszunéghajlathoz hasonló szemitropikus éghajlat uralkodott, bőséges nyári esővel. A fő lepusztító erőhatás tehát a *mállástól erőteljesen támogatott areális (felületileg ható) erózió* volt. Nemcsak a sok, finomszemű üledék bősége és a durva lepusztulástermék hiánya, hanem középhegységeink viszonylag jelentős kiterjedésű miocén tönkfelületei tanúskodnak perdöntő módon az areális erózió és a mállás hatékonyságáról. Az erózióbázis a miocén tenger szintje volt. Ennek abráziós, parti színűjét és partmenti abráziós üledékeit még PRINZ GYULA rajzolta meg 450–500 m tszf-i magasságban. A föléje magasodó, gyenge reliefenergiájú, hullámos felszínek középhegységeinkben a hajdan nagy kiterjedésű alsómiocén tönkfelszín maradványai. Krétakori bauxitos karsztos töbreink és medencéink után és mellett valószínűleg ezek a tönkfelszínek a hazai föld legősibb denudációs formái. Minél részletesebben kezdjük megismerni a felszíni domborzat fejlődésének dialektikáját, annál nagyobb határozottsággal állíthatjuk, hogy a Soproni- és a Kőszegi-hegység, a Mecsek és a Bükk miocén tönkfelszíne nem davisai értelmezésű tönkfelületek, tehát nem valamely eróziós ciklus szenilis stádiumát jelző formák; nem elaggott térszínek, de nem is PENCK

értelmezése szerinti elsődleges tönkfelszínnek, vagyis az emelkedés és letarolódás egyenlő értékéről tanúskodó egyensúlyi felszínnek. *Az ilyenfajta tönkfelületnek az erős mállás és felszíni leöblítés következtében törvény- és szükségszerűen ki kell alakulnia minden emelkedő vagy stabilis kéregdarabon olyan magasságig, ameddig a folyamatos tönkösödés kialakításához alkalmas éghajlat – tehát megfelelő hőmérséklet és csapadék – jellegzetes.* A tönkösödésnek ezt a formáját tanulmányozhatjuk ma a trópusi szavannák és az Egyenlítő vidéki esőerdők területén, Belső-Afrika, India, Indonézia, Brazília tönkfelszínein. Én úgy gondolom, hogy a tönkösödésnek Földünkön ez a leggyakoribb és legjellegzetesebb formája. Mellette a davisai és pencki értelmezésű tönkfelszínképződés a korábbi véleményekkel ellentétben sokkal kevésbé jellegzetes. Véleményem helyességét – gondolom – más bizonyítékkal is megerősíthetem. A jelenkori trópusi tönkfelszínnek folyóvölgyeire gondolok. Valójában ezek nagyon különböznek a mérsékeltövi lineáris erózió régiójának völgyeitől. A V keresztmetszet a tönkfelszín völgyeiben hiányzik. Még a nagyésésű, sellős, zuhatagos, bővízű folyók is széles, medence-szerű, enyhe lejtőjű, széles talpú völgyekben folynak. Lejtőik omlanak, suvadnak, medrükben kevés durva, de annál több finom hordalékot, főként homokot és iszapot szállítanak. Mindez a lineáris erózió jelentéktelensége mellett tanúskodik.

A mai trópusi szavannarégió és az Egyenlítő vidéki esőklíma vidékén uralkodó areális letarolódás volt jellegzetes a miocénban Közép-Európában. Középhegységeink, és országunk szomszédságában a Kárpátok és az Alpok alsómiocénkori, ma már pusztuló, fosszilis tönkfelszínei mellett a szemitropikus areális letarolódásnak más, negatív morfológiai bizonyítéka is van. Éspedig a lineáris erózióról tanúskodó, miocénkori eróziós völgyek, völgytorzók hiánya. Ilyenek sem nálunk, sem tudomásom szerint az Alpokból, sem a Kárpátokból nem ismeretesek. A miocénkori, sőt a pliocén első feléből származó tönkfelszíneket kivétel nélkül a tönkösödésnél *fiatalabb*, a pliocén derekán elindult völgyek szabdalják, tanúskodva az areális erózió örökébe lépett lineáris erózió uralmáról, tehát a denudáció folyamatának minőségi megváltozásáról.

Középhegységeink alsómiocénkori tönkfelszíneinek részletes vizsgálata és térképezése még kutatóinkra vár. Ez a munka, amely a legrészletesebb geomorfológiai tájékozottság mellett igen részletes üledékkőzettani, szerkezet-tani és őslénytani ismereteket követel a kutatótól, különösen bonyolult feladatot jelent miocénkori karsztos tönkfelszíneink (Bükk-fennsík, Mecsek) kialakulásának értelmezése során. A vizsgálatok folyamatban vannak, és azt mutatják, hogy a mészkőtönkök kialakításában nálunk is számolni kell az éghajlati eredetű, szemitropikus toronykarszt- és karszttönkképződéssel.

A miocén első felének tönkösödési időszakát, hazánk földje geomorfológiai fejlődésének oligocén utáni első szakaszát (ritmusát) a helvét emeletben újabb fejlődésszakasz váltja fel. Amiként az infraoligocén tönkösödési periódusra a szávai hegységképződésszakasz után ritmusosan következett az akvitániai és burdigáliai tönkösödés, ugyanúgy váltja fel a helvét emeletben az areális letarolódást ismét hegységképző mozgások ritmusa, a *stájer fázis*. Ez a fejlődésszakasz

a helvétai, tortónai és részben a szarmata emeletet foglalja magában. A fejlődés szakasz rövid geomorfológiai jellemzése a következő: az óstájer mozgások vetődései az egységes dunántúli szárazulatot feldarabolták. Ezzel együtt feldarabolódott, rögökre szakadozott a miocén tönkfelület is. A mozgások egyes kéregdarabokat magasra kiemeltek, másokat megsüllyesztettek. A kiemelt területeken erős letarolódás indult meg. Ez a denudáció a korábbi időszak tönkösödésével ellentétben a lepusztulástermék tanúsága szerint lineáris erózió lehetett. A Soproni-hegység, a Mecsek, de különösen a Bakony helvéciái korú görgeteg- és durvakavics-felhalmozódásai magas térszínek felsőszakasz jellegű völgyeiről, vízfolyásairól tanúskodnak. Bár negyven esztendővel ezelőtt a denudáció minőségének ritmikus változásai még nem voltak ismeretesek, kítűnő balatoni monográfiájában ID. LÓCZY ezeket a kavicsokat sebesfolyású vizek hordalékának tartotta, származáshelyükként pedig a Bakony és Mecsek közt magasabb hegységet jelölt meg [9]. VADÁSZ szerint a kavics és konglomerátum É-ről, esetleg a Kisalföld helyét akkor még elfoglaló kristályos hegységből származik. Bármelyik feltevés is a helyes, az a lényeges, hogy a lepusztulástermék tanúsága szerint a helvéciái és tortónai időben a lepusztulás minősége megváltozott; a tönkösödést a szerkezeti mozgások (kiemelkedés) és az éghajlati hatások (magasabbrá kiemelt területek hegységi, hűvös éghajlata) összmunkájának eredményeként, *völgyképződés, folyóvízi erózió* váltotta fel. A szárazulati felszíneken tehát — bár a tenger nagy területeket öntött el — a reliefenergia, a domborzat vertikális tagozottsága fokozódott. Fokozódott annál is inkább, mert a kratoszinklinális szerkezeti mozgásainak kísérőjelenségeként jelentkező erőteljes vulkánosság ekkor építette fel a Börzsöny, a Mátra, a Cserhát és a Zempléni-hegység vulkáni tömegeit, kúpjait, lávárait, láva- és tufavonulatait, új morfológiai elemmel gazdagítva az ország földjének arculatát.

A stájer mozgások idején azonban nemcsak a felszín függőleges tagozottsága gazdagodott, hanem erősödött a vízszintes tagozottság is. Az ország területe szigettengerré lett; a langyosvízű mediterrán tengerből a Dunántúl és a Kisalföld területén, de még valószínűleg a mai Alföld helyén is kristályos kőzetű tönkhegységek és karsztos mészkőrögök szigetei, É-on pedig a vulkáni hegységek magasodtak ki.

Bár a helvéciái transzgresszió kezdetétől a szarmata idők végéig a tenger partvonala sokszor és sokat változott, az ország morfológiai képének uralkodó vonása maradt a szigettenger jelleg. A szigetek partközeli tönkfelszínét a belső, magas területekről származó durva lepusztulástermék leple takarta be, amelyből a partra verődő hullámok az egykori tenger partvonalait eláruló abrázációs kavics szegélyszalagjait halmozták fel, miközben a megmunkált kavics tömegekkel keskeny abrázációs teraszt gyalultak a szigetek peremére. Miocénkori abrázációs teraszok a Mecsekből és a Bakonyból ismeretesek eddig, abrázíogyalulta tönkökről azonban — mint még ID. LÓCZY hitte — nem beszélhetünk.

Az éghajlat az alacsonyabb területeken a miocén első felének éghajlatához volt hasonló, tehát az areális erózió megismétlődő, ritmikus időszakát eredményezte tönkfelületképződéssel. Ezt a tönkösödési periódust a Soproni-hegységben KÁR-

PÁTI L. a közelmúltban mutatta ki. Itt, a hegység Ny-i felében a helvéciai kavics-tömeg felszínét nyeste le a posztorton-szarmata denudáció. Valószínűleg ugyanez a helyzet a Bakonyban is; innen azonban még hiányoznak a korszerű, részletes geomorfológiai vizsgálatok.

LÁNG S. legutóbbi vizsgálatai szerint a posztortóniai-szarmata denudáció támadásának már vulkáni hegységeink is ki voltak téve. Fokozatosan vesztették el eredeti vulkáni felhalmozódásformáikat, lealacsonyodtak. Előrehaladottabb tönkösödésükre a miocénban már mégsem kerülhetett sor. Tönkhegységekké alakulásuk LÁNG szerint a pliocénban következett be.

A helvét-tortóniai stájer hegységképződésfázist és a vele kapcsolatos mérsékelt-övi lepusztulást nyomon követő *posztortóniai-szarmata areális letarolódás* már a *harmadik ritmusos szakasz, az alsópannoniai-alsópliocén tönkfelszínalakulás* bevezetője. Amiként tehát a felsőoligocén-alsómiocén szávai hegységképződési időnek és a vele kapcsolatos lepusztulásnak a helvét-tortóniai hegységképződés és lineáris erózió a ritmusos folytatása, ugyanúgy következik az alsómiocén areális letarolódás időszakára ritmikusan a szarmata-alsópannon tönkösödés. Ez az időszak szerepel legújabban a magyar morfológiai irodalomban *pliocén tönkösödés, pliocénkori tönkfelszínalakulás néven* (ld. LÁNG és BULLA vonatkozó munkáit). Hogy a szarmatában megindult lehordás- és tönkfelületképződés-folyamat zavartalanul folytatódott az alsópannonban, és LÁNG munkáiban is eredetileg egységesen zavartalanul kialakult pliocén tönkfelszínről emlékezik meg közp-hegységeinkben, annak csak az lehet az oka, hogy a szarmata-alsópannon határán lezajlott attikai mozgások országunk területén viszonylag kicsiny jelentőségűek voltak. A közp-hegységek területének gyenge, VADÁSZ szerint „viszonylagos” kiemelkedése arra nem volt elegendő, hogy a lepusztulás minőségét megváltoztathatta volna, arra azonban elegendő volt, hogy az általános lepusztulás ütemét fokozta, tehát a letarolódás, a tönkösödés folyamatát meggyorsította. Hasonló a véleménye LÁNGnak is [10], aki a közelmúltban a szarmata-pliocénkori tönkfelszínképződéssel részletesen foglalkozott. Megállapításait és felfogását — összegezve kandidátusi értekezésének téziseiben olvashatók — nagyjában és egészében elfogadhatjuk. Mindössze egyetlen megjegyzésem volna, és ez a tönkösödési periódus *időtartamára* vonatkozik. LÁNG téziseiben az olvasható, hogy a tönkösödés *egészen a pliocén végéig* tartott, és folyamatát a hegységképző mozgások (rhodáni fázis) lényegében nem zavarták meg. Ez a vélemény — úgy gondolom — némi helyesbítésre szorul. A felsőpannonban az ország területének általános emelkedése, ugyanakkor a kisalföldi és alföldi kristályos masszívumok süllyedése, közp-hegységeink rhodáni rögös feldarabolódása nemcsak a — LÁNG szerint feltehetően egységes — alsópliocén tönkfelszín törté széjjel különböző magasságú apróbb rögökre, hanem a fokozatosan változó éghajlat sem tette már lehetővé az areális erózió uralmát. Az erózióbázis — a fokozatosan zsugorodó pannon beltő és a felsőpannoniai fluviolakusztrikus vízhálózat — és a lehordási terület növekvő szintkülönbségei következtében megifjodott erózió nemcsak az előbbi meleg és nedvesebb éghajlatú — LÁNG szerint 18–20° évi középhőmérsékletű — tönkösödési periódus vörösföldes, terra rossás málladéktakaróját hordta

le a süllyedező alföldi medencék peremére és belsejébe is, hanem megkezdte a tönkfelszinek eróziós felárkolását is. Nem szabad ugyanis figyelmen kívül hagynunk, hogy az eróziós völgyképződés első emlékei, kb. a VII. sz. Duna-teraszok szintjében, ebből az időből ismeretesek.

A mondottak alapján a pliocén tönkösödési periódust – LÁNGgal ellentétben – a szarmata és az alsópannoniai időre kell korlátoznunk, és a rhodáni hegységképző mozgások idejében, az alsópliocén tönkfelszinek feldarabolódásában és a lineáris erózió felsópannoniai időbeli jelentkezésében a fejlődés újabb ritmusos szakaszát kell látnunk.

A szarmata-alsópannon geomorfológiai fejlődésszakasz ma már pusztuló, elhaló domborzati formái LÁNG munkáiból több hegységünkben ismeretesek. Legelterjedtebb forma a hullámos tönkfelszín, amely a PRINZ által kb. 290–350 m tszf-i magasságban már régebben kimutatott pannóniai parti színlő és partvonal fölé LÁNG szerint mintegy 200–300 m magasra emelkedhetett. Mindenképpen elfogadható érték, amelyet a tapasztalat és megfigyelés is megerősít. Ilyen tönkfelszíneket írt le LÁNG az északi vulkáni hegységeinkből, de ismeretes ez a denudációs felszín a Budai-hegységből, a Gerecséből és a Soproni-hegységből is (LÁNG, KÁRPÁTI). Többi hegységünkben (Bakony, Vértes, Mecsek, Kőszegi-hegység, Bükk) szintén bizonyára megvan, de még kimutatásra és igazolásra vár. Különösen gondos munkát igényel majd további vizsgálataink során a szarmata-pannon tönkfelület maradványainak az elkülönítése a miocén tönkfelszínmaradványoktól.

Középhegységeink hullámos denudációs felszínein kívül ebből a fejlődési időszakból *abrázációs formák* is ismeretesek. VADÁSZ a Mecsek D-i szegélyéről említ pannón abrázációs teraszt, ID. LÓCZY a Bakony peremeiről. LÓCZY a Veszprémi-platóban is pannón abrázációs tönkfelszint vélt felismerni, futólagos vizsgálataim alapján azonban inkább szarmata-pannon denudációs tönkfelszín képét mutatja a terület.

Néhány megjegyzést még a pliocénkori tönkfelület geneziséről és természetéről is kell tennünk. LÁNG ebben a kérdésben határozatlan álláspontot képvisel. Szerinte a tönkfelszínképző erő a meleg és nyáron esős éghajlat areális eróziója, a felszín leöblítése és a mállás volt. Mivel azonban ez a lepusztulásfolyamat a szarmata elejétől a középpliocénig ténylegesen is hosszú ideig, néhány millió évig tartott, LÁNG szerint lehetséges, hogy a tönkfelületképződés egyes területeken eljuthatott a daviszi értelmezésű szenilis felszín kialakulásáig, pencki értelmezésű elsődleges tönkfelszín-képződésről azonban nem lehet szó. Már az előbb rámutattam, hogy a tönkösödés a trópusi és szemitropikus esőklíma és váltakozóan nedves és száraz éghajlatok területén *állandó folyamat*. Az ilyen módon képződött tönkfelszín nem is egyensúlyi felszín (elsődleges tönk), de nem is a letarolódás végső, elaggott szakaszának a jelzője (daviszi tönk).

A daviszi tönk a mérsékeltövi lineáris erózió, az ún. normális erózió ciklusának végső stádiumát jelzi. LÁNG szerint a szarmata-alsópannoniai lepusztulás a mainál jóval melegebb és nedvesebb éghajlat *areális eróziója* és mállása volt. Ezt igazolják az üledékközettani (laterites vörösföldek) és őslénytani (melegkedvelő

növényzet és állatvilág) adatok is. Ilyen körülmények között nem lehetett szó „normális” erózióról és eróziós ciklusról sem, tehát a tönkfelszínnek sem lehetnek davisai értelmezésű tönkfelületek.

Előbb már említettem, hogy a felsőpannóniai emelet a rhodanusi hegységképző mozgásokkal együtt a hazai föld ritmusos fejlődésének újabb, az alsómiocéntól számítva immárom *negyedik időszakát jelenti*. A viszonylag rövid idő a lineáris eróziós formák jelentkezése mellett különösen a hazai szerkezeti morfológiai kép kialakítását illetően igen jelentős. Ebben az időben süllyednek a mélybe a kisalföldi és nyugat-alföldi variszcida kristályos tönkhegységek, és alakul ki helyükön a Kisalföld és az Alföld pliocén medencéje, ekkor kerül szárazra az Északi-középhegység medencés szegélye, a Nógrádi-, a Borsodi- és Gömörimedence, ekkor formálódnak ki nagyjából a mai területi kiterjedésükben vulkáni eredetű és tönkös-rögös középhegységeink a miocén és pliocén tönkfelszínnek különböző szintekbe töredezett darabjaival, helyenként — a Gerecsében és a Budai-hegységben — szinte mikrotektonikusan feldarabolódva. Új alaktani elemként jelentkeznek a Balaton vidékén és Nógrádban a bazaltömlések takarói és kúpjai, részben még a sekély pannóniai beltó vizével elborítottan. Végeredményben az ország képe archipelagus jellegű.

A felsőpliocén (levantei emelet) a ritmusos fejlődés ötödik időszaka. A hegységképző mozgásokat az ország területének epirogenetikus, egységes emelkedése váltotta fel. A beltó mind kisebb területre zsugorodott, majd az alföldi süllyedésekben szakadozott beltórendszerre alakult, amelynek egyes tagjait lassan áramló folyóvizek kötötték össze egymással (fluvio-lakusztikus vízrendszer). Az időszak vége felé sok tavas medence is feltöltődött. A szoláris és velük együtt a tényleges éghajlati zónák fokozatos eltolódása következtében az ország éghajlata az időszak eleji mediterrán klímából fokozatosan kontinentális, mérsékelt éghajlattá módosult. Az átalakulásról különösen az ősnövénytani, de a faunisztikai (baltavári, csákvári, gödöllői, hatvani) leletek is meggyőzően tanúskodnak. A kéregmozgások és az éghajlatváltozás nyomában változik természetesen össz munkájuk eredménye, a letarolódás és akkumuláció minősége és formája. Ebben a ritmusban a folyóvízi lineáris erózió, a völgyképződés és a folyóvízi eredetű hegység-lábi és medencebelseji feltöltődés a jellemző. Minderről persze nemcsak az őslénytani leletek, hanem — és a mi szempontunkból ez a lényegesebb — felszíni formák és üledékek tanúskodnak.

A mérsékletövi folyóvízi erózió és akkumuláció uralmának felsőpliocénkori hangsúlyozása talán most azért sem érdektelen, mert köztudomású, hogy ID. LÓCZY és CHOLNOKY szemléletében a Kárpátok-övezte nagy medence a feltételezeten 3000–4000 m magas Alpok és Kárpátok gyűrűjében orográfiai sivatagként, a sivatagi defláció és akkumuláció térszínéként szerepelt. Ez a szemlélet a pliocén sivatagi deflációt tette felelőssé a dél-kisalföldi 160 m-es felsőpliocén sztratigráfiai hiátusért is, meg a zala–somogyi, ún. meridiális völgyekért is, bennük tektonikusan preformált szélbarázdákat látva. Mintegy húsz esztendő óta, SZÁDECZKY-KARDOSS nyugat-magyarországi és kisalföldi üledékközzetani és néhányunk (KÉZ, BULLA) geomorfológiai vizsgálatai óta a pliocénkori sivatagi

defláció munkahipotézisét megcáfoltnak tekinthetjük. Ma már azt is tudjuk, hogy szomszédságunkban az Alpok és a Kárpátok pliocénkori 3000–4000 m-es magasságáról sem beszélhetünk. Ezek a hegységek és általában az alpida orogén övek tagjai a pliocénkori középhegységekből fokozatosan a pleisztocénban alakultak magashegységekké, és legnagyobb magasságukat a jelenkorban érték el. Ezt a tényt földtani, szerkezetani és felszínalkotani (glaciális morfológiai) megfigyelések és bizonyítékok tömege tanúsítja.

A felsőpliocénban tehát a szerkezeti relief is és az éghajlattól függően kialakult denudáció minősége is, a lineáris erózió és a folyóvízi feltöltés, úgyszintén az általuk kialakított formák is, sokban emlékeztetnek a jelenkorra. Bízást állíthatjuk, hogy *az ország földjének alaktani jellegét a jelenben megszabó eróziós és akkumulációs formáknak*, mint a középhegységek neogénkori, pusztuló tönkfelszínait daraboló és felárkoló eróziós völgyek, az észak-magyarországi és dunántúli neogénkori medenceüledékek felszínét halom- és dombságokká felbontó, eróziós és korrázios völgyek, a meridionális völgyek, a bazalttakarós „tanúhegyek”, a Kisalföldön a nagy dunai törmelékkúp, az Alföld peremén északon a dunai, keleten a Maros és a Körösök törmelékkúpjai, a nyírségi törmelékkúp, a Duna esztergom–váci epigenetikus-antecedens völgyrészlete, a Móri-árok eróziós átformálása a levantei Duna-ág által, az alföldek fluviatilis feltöltődése, mészkőhegységeink mérsékeltövi karsztosodása, barlangok, karrmezők képződése, hogy csak a leglényegesebb geomorfológiai történéseket és képződményeket említsük meg, elindítója, kiformalásuk alapvetője a levantei ritmus. *Felszínalkotani értelemben a negyedkor kezdeti idejét a felsőpliocén-levantei fejlődésszakasz jelzi.* Geomorfológiai időhatár ez a természeti földrajzi környezet meleg éghajlatú, thalasszogenetikus szigettengeres, tönkös neogén kora és mérsékelt éghajlatú, folyóvízi eróziós és akkumulációs, a jégkorszakokban periglaciális, de már végig tengertelen, szárazulati negyedkora között.

A most ismertett ötödik ritmosos fejlődésszakasz is, de különösen a *pleisztocént és a holocént magában foglaló hatodik szakasz* geomorfológiai tekintetben fontos eseményei, történései, formái az utóbbi két és fél évtized munkálatai során olyan részletes és sokszempontú megvilágítás alapján ismeretesek, hogy egy kongresszusi előadás keretében nem a részleteredmények ismertetése és felsorolásuk szerzők szerint, hanem inkább szinoptikus összkép megrajzolása a feladat.

Szerkezeti tekintetben a hatodik szakasz jellemzői a középhegységekben a lassú emelkedés, sok helyen kimutatható *vetődések* kíséretében, velük egyidejűleg az alföldek egyenetlen süllyedése (VADÁSZ, SÜMEGHY). *Az éghajlatot* jeges és jégmentes szakaszok ritmosos váltakozása jellemzi, helyesebben BACSÁK a MILANKOVIĆ-féle elméletet congenialiter kiegészítő és továbbfejlesztő megállapításai szerint glaciális, antiglaciális, szubarktikus és szubtropikus szakaszok megszabott sorrendű egymásutánja. Ennek megfelelően az ország területe a *jégkorszakokban* közép-európai *periglaciális régió* felszínfejlődését mutatja löszképződéssel, lösztakarókkal, glaciális vályogképződéssel, szoliflukciós jelenségekkel, a hegységekben periglaciális kőtengerekkel, heglábi törmelékkúpokkal, a völgyekben alsószakasz jellegű feltöltődéssel, a mészkőfelszíneken erősen csökkent ütemű karszt-

sodással; *a jégmentes időkben* mérsékeltövi lejtőletarolással és völgymélyítéssel, agyagos lejtőkön suvadásokkal, a folyóvölgyekben éghajlati eredetű teraszok kivésésével; a posztglaciális-holocén időben az éghajlati ingadozásoknak megfelelően futóhomokfelhalmozással, óholocén terasz kivésésével, a holocén árterek kiszélesítésével, a karsztosodás ütemének erősödésével.

A hatodik ritmusos fejlődésszakasz idején nyeri el mai vonalhálózatát a hidrográfiai kép is, mint ahogyan az újpleisztocén és a holocén határmezsgyéje egy sor tavas és mocsaras medence (Fertő, Balaton, Velencei-tó, Pécsi-síkság, Jászság, Bodrogek, Ecsedi-láp, a Sárrétek medencéje) kialakulásának is az ideje.

A negyedkort újabban néhány kitűnő természetvizsgáló az *ember korának, antropozoikumnak* kívánja nevezni. A kérdés gazdaságföldrajzi vonatkozásaitól eltekintve is sok tekintetben — úgy vélem — jogosnak és találónak mondhatjuk ezt az elnevezést természeti földrajzi, geomorfológiai szemléletben is. Az elnevezés azt hangsúlyozza, hogy a földrajzi burkot alakító endogenetikus és exogenetikus erők kettős csoportja mellett harmadikként megjelent *a társadalmi munka*, és annak környezetformáló jelentősége egyre növekszik. Az ember, aki félmillió évig a földrajzi környezet rabszolgája volt, és társadalmi munkával mindössze a neolith-korszakkal kezdte meg környezete formálását, a kapitalizmusban a tudatos kihasználás, a szocialista társadalomban pedig a földrajzi burok fejlődésének objektív törvényeit kutatva, közülük sokat megismerve és felhasználva, a tervszerű és a népgazdaság érdekében történő *természetátalakítás* magasságáig emelkedve ma már az atomkorszak küszöbén áll. Új korszak határmezsgyéje ez a földrajzi burok fejlődésében is. Az atomenergia felhasználása a békés fejlődés céljaira nemcsak a gazdasági tájat fogja gyökeresen átalakítani, hanem igen nagymértékben befolyásolni, módosítani fogja az atmo-, a hidro- és a bioszféra jelenségeit is, tehát közvetve is, de közvetlenül is a domborzat fejlődését is. Az erők dialektikus dualizmusa helyébe így lép majd korunkban, a földrajzi burok fejlődésének minőségi változást jelentő legfiatalabb szakaszában *a földrajzi környezetet alakító erők dialektikus dualizmusa*.

IV.

A kép, amit megrajzoltam az ország domborzatának ritmusos fejlődéséről a neogén eleje óta, természetesen vázlatos. Remélhető, hogy a rokon tárgyú előadások és felszólalások ezt a képet még sok új adattal, színnel teszik gazdagabbá, és hiányaira is rámutatnak. Mert hiányosságai vannak. Különösen a neogénkori ritmusos szakaszok geomorfológiai eseményei és formái kívánják a részletes tanulmányokat. Mégis azt hiszem, hogy előadásom két tanulással tud szolgálni. Az egyik az, hogy csak a dialektikus módszer alkalmazása tudja a geomorfológiai szemlélet sokat emlegetett válságát megszüntetni, és az új, korszerű, marxista alapvetésű, dinamikus-fejlődéstörténeti, funkcionalista, összehasonlító geomorfológiai szemléletet kiépíteni. A másik tanulság pedig az, hogy csak ez az új, korszerű szemlélet ad lehetőséget a domborzat általános érvényű fejlődéstörvényeinek a felismerése mellett az eddig még teljességgel hiányzó regionális geomorfoló-

gia kiépítésére is. Előadásom a magyar föld ilyen korszerű regionális geomorfológiájának alapvetéséhez is hozzá kívánt járulni néhány szerény igényű adalékkal is, de elvi jelentőségű megállapítással és állásfoglalással is.

IRODALOM

1. CHOLNOKY J., A földfelszín formáinak ismerete. (Morfológia.) — Bp. 1926.
2. BULLA B., A szilárd kéreg domborzata fejlődésének alapsajátosságai és törvényei. — MTA Társadalmi-történeti Tudományok Osztályának Közleményei. Bp. 1954.
3. DAVIS, W. M., The Geographical Cycle. — Geogr. Journal 1899.
4. PENCK, W., Die morphologische Analyse. — Stuttgart 1924.
5. ID. LÓCZY L., A magyar szt. korona országainak leírása. — Bp. 1918.
6. PRINZ GY., Magyar földrajz. — Bp. 1936.
7. CHOLNOKY J., Magyarország földrajza. — Bp. Franklin, é. n.
8. VADÁSZ E., Magyarország földtana. — Bp. 1953.
9. ID. LÓCZY L., A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — A Balaton Tud. Tan. Eredm. Bp. 1913.
10. LÁNG S., A cserháthegységi vulkánikus tönkök és a fiatal denudációs üledékfelszínek fejlődése. — Kandidátusi értekezés és tézisei. Bp. 1955.

FOLYÓTERASZPROBLÉMÁK

(1956)

I.

Aligha kétséges, hogy Magyarország és közvetlen szomszédsága geomorfológiai kutatásának egyik legeredményesebb fejezetét a völgyfejlődéstörténeti-terasz-morfológiai vizsgálatok jelentik. Éppen az a körülmény, hogy a völgyfejlődéstörténeti vizsgálatok során hazai vonatkozásban váratlan és meglepő fordulatokkal már alig lehet számolnunk, bátorítja fel a szerzőt néhány gondolat felvetésére. Ezek a gondolatok néhány adalékot kívánnak szolgáltatni a folyóteraszgenetika bonyolult kérdéseinek megvilágításához és megoldásához.

Nem szükséges, sőt nem is szabad ellentmondást érezni a bevezető sorok előbb ismertetett két megállapítása között. A Kárpátok övezte nagy medence terasz-morfológiai és völgyfejlődéstörténeti tekintetben valóban a Föld egyik legalaposabban átvizsgált területe [13], tény azonban az is, hogy a teraszgenetika a geomorfológia egyik, vitára legtöbb alkalmat adó problémája.

Az utolsó másfél évtized során megjelent geomorfológiai kézikönyvek és folyóiratcikkek keveset írnak a folyóteraszproblémáról. Ez a kérdés — úgy látszik — ma mintha holtpontra vesztegelne. Az állítás bizonyosságául az amerikai, vagy helyesebben, az angol nyelvű legfrissebb geomorfológiai kézikönyvek és tankönyvek szolgálnak. Ezek a munkák kivétel nélkül mind DAVIS szellemében tárgyalják és ismertetik ezt a kérdést, sőt ábráik és leírásaik is többnyire azonosak DAVIS ábráival és magyarázatával.

II.

Nem szabad azt hinnünk, hogy az eróziós ciklustan megalkotójának szemléletében a folyóteraszprobléma valami jelentősebb szerepet játszott volna. Ez könnyen érthető. DAVIS szerint a zavartalan ciklus a *normális*, a törvényszerű. A zavartalan ciklus, tehát az epirogenetikusan kiemelkedett ősfelszín fokozatos lepusztulása, szenilis tönké alacsonyodása során egyszerűen nincs is lehetőség völgyi átmenő szikla- és kavicsteraszok képződésére. Teraszok a folyóvölgyekben azonban a ciklustan ellenére is vannak. Jól tudta ezt DAVIS is, sőt azt is tudta, hogy a legtipusosabban fejlett folyóteraszok éppen a mérsékelt öv völgyeiben és hajdan eljegesedett területeken, vagy azok szomszédságában találhatóak. A ciklustan deduktív, finalista szemlélete azonban szükségképpen akadályt jelentett számára a teraszok helyes értelmezésében, hiszen a teraszok a folyóvölgyekben a ciklus ismételtlen megzavart lefolyásáról tanúskodnak. Éppen ezért az ún. „normális eróziós ciklus” kifejtése alkalmával DAVIS könyvében nem is került sor a folyóteraszok ismertetésére és magyarázatára, hanem — első pillanatra indokolatlan-

nak tetsző módon – a glaciális ciklus ismertetése keretében. DAVIS ugyanis folyóterasztanulmányokat az USA ÉK-i, hajdan eljegesedett és jégtakaró környéki területein végzett [2]. Feltételezte, hogy ezek a völgyek *preglaciális eróziós ciklus* eredményeként alakultak ki. A jégkorszak a normális denudáció folyamatát itt megszakította. A völgyeket részben gleccserek foglalták el, részben glaciális és fluvioglaciális hordalék töltötte ki őket. Az üledékekkel vastagon kitöltött völgyekben a posztglaciálisban indult meg ismét a folyóvízi erózió és alakított ki a völgyek üledékéből kavicsteraszokat. A legérdekesebb a teraszok kivésésének davisai magyarázata. Bár a folyóteraszokról általánosságban szólva bevezetőként azt írja, hogy a folyóteraszoknak sokféle fajtája van, és teraszok a völgyekben éghajlatváltozások és szerkezeti mozgások következtében egyaránt kialakulhatnak, kevéssel később mégis azt a meglepőnek és indokolatlannak látszó, de a ciklustanból természetszerűen következő kijelentést teszi, hogy feltöltött völgyek kavicsteraszai általánosságban kiegyensúlyozott folyók kanyargásának, oldaleróziójának következtében alakulnak ki („die Bildung von Terrassen in aufgeschütteten Tälern geschieht gewöhnlich durch das *seitliche Wandern* eines abtragenden Flusses.” [3, p. 430.]). Ezt az állítást deduktív okfejtéssel, ábrák kíséretében igyekezett megindokolni és szemléltetni, elhanyagolva az eróziós ciklus „szabályos” menetét zavaró kéregmozgások által kialakított teraszokat.

DAVIS teraszmagyarázatában a kiindulás alapja a preglaciális eróziós normális völgy, amelyet a jégkorszakokban fokozatosan teljesen feltöltött a fluvioglaciális és fluviatilis hordalék. Az utolsó jégkorszak elmúltával, tehát éghajlati okok, az éghajlatváltozás következményeként megszűnt a völgy feltöltődése. A völgyben a folyó éretté alakult, egyensúlyba került. Megkezdte kanyargását. A kanyargás során – írja DAVIS – a folyó a széles völgyfenéken hol jobbra, hol pedig balra lendül ki. Minden egyes lengés során – oldalozó eróziójával letarolva, alacsonyítva a völgyfenék felszínét – egyre alacsonyabb nívóban mossa alá a völgyi üledékeket. Ha a meder lengésének tágassága csökken, ebben az esetben minden lengést egy-egy terasz jelez. Ha a lengések amplitúdója esetleg növekszik, ilyenkor a völgyfeneket szélesen letaroló oldalerózió korábban már kialakult teraszokat rombol el. „Ezért – írja DAVIS – nem szükséges, hogy a teraszok száma és magassága a völgy két oldalán megegyező legyen” [3, p. 430.].

DAVIS magyarázata szerint arra sohasem kerülhet sor, hogy a kanyarulatait fejlesztő, lengedező folyó völgyfenekét *teljes szélességben* letarolja. És pedig azért nem, mert a fokozatosan alacsonyabb szinten erodáló folyó a lefelé szűkülő völgyben a legnagyobb amplitúdójú lengés alkalmával szükségképpen a völgy kemény, szálban álló sziklalejtőjébe ütközik, tehát szélességben tovább erodálni nem tud. Ilyen módon a sziklalejtő aljában, ill. később, az egyes teraszlejtők aljában a völgyfenék egy-egy szélesebb-keskenyebb szalagja terasz alakjában a lepusztulástól mentes marad. Ezért nevezi DAVIS az ilyen teraszt *sziklavédelmezte* terasznak (rock-defended terrace).

A völgyi kavicsteraszok képződése magyarázatának most ismertetett davisai deduktív-spekulatív szkémája dogmaként, ténymagyarázatként teljes egészében átöröklődött a davisai iskola követőinek szemléletébe. Már volt róla szó, hogy az

angol nyelvű, különösen az amerikai geomorfológiai kézi- és tankönyvekben a folyóteraszok kialakulásának másféle magyarázata nem is található. Példaképpen LOBECK geomorfológiáját említem. Benne egy ábrásorozat teljes egészében a davis-i teraszmagyarázat maradéktalan bemutatása képből [4].

DAVIS 1902-ből származó, tehát több mint félévszázados magyarázatának figyelmes tanulmányozásakor az olvasónak az az érzése, hogy DAVIS a fentebbi magyarázatot végeredményben csak munkahipotézisnek szánta és maga DAVIS is világosan látta magyarázatának egyes hiányosságait és azokat az ellentmondásokat, amelyek magyarázata és a természetben megfigyelhető tények között kezdettől fennállottak. Vegyük kissé szemügyre ezeket a hiányosságokat és ellentmondásokat.

1. DAVIS maga említi, hogy egyes szerzők szerint völgyi teraszok kivésésének szükségszerűen alapfeltétele a folyó vízgyűjtő területe magassági helyzetének változása, vagyis vagy a forrásvidék kiemelkedése, vagy az erózióbázis süllyedése. Ez lehetséges – írja DAVIS –, de mégis szükséges hangsúlyozni, hogy teraszok kéregmozgások nélkül is kialakulhatnak. Ez igaz is, azonban az is igaz, hogy kéregmozgások eredményezte teraszok is vannak. Ezekkel azonban DAVIS nem foglalkozott.

2. A kéregmozgások szerepe nélkül kialakult völgyi teraszok típusos képviselőinek DAVIS az éghajlati eredetű teraszokat tartja. Mivel azonban a ciklusos denudáció és ennek szabályos menetét zavaró éghajlatváltozások geomorfológiai szerepe és következményei közötti ellentmondás feloldására a ciklustan szemlélete nem volt, nem is lehetett alkalmas, DAVIS az éghajlati eredetű teraszok kérdésével is nagyon röviden foglalkozott. Ilyenek létezését elméletileg elismerte, de ilyeneket sehonnán le nem írt.

3. Teljesen megoldatlan maradt DAVIS magyarázatában a folyóteraszok *korának* kérdése. Leírásából közvetve az következtethető, hogy a völgyi kavicsteraszokat általában posztglaciális koriaknak tartotta.

4. A davis-i magyarázat csak egyetlen teraszgeomorfológiai probléma megoldására látszik első pillanatban alkalmasnak: *az egymás felett lépcsőzetesen elhelyezkedő teraszok közötti mindenkori völgyfenék felülről lefelé való fokozatos elkeskenyedésének a kérdése ez.* Egyes szerzők szerint ennek az az oka, hogy a folyónak a legmagasabb és egymástól legtávolabb elhelyezkedő teraszok kialakítása idején nagyobb volt a vízmennyisége, mint későbbi, alacsonyabb teraszainak kivésése idején. A nagyobb vízmennyiségű folyó tehát szélesebb, a csökkent vízmennyiségű folyó keskenyebb völgyfeneket dolgozott ki magának. Más magyarázat szerint a fokozatosan mélyebbre vágódó, tehát völgyét mélyítő folyóval együtt vágódnak be mellékfolyói is, és ilyen módon egyre több hordalékot juttatnak a fővölgybe. A megszorodott hordalékot a főfolyó oldaleróziója nem tudja eltávolítani, a mellékfolyók törmeléke tehát összeszűkíti a fővölgy fenékszintjét, a főfolyó lengésének amplitúdója csökken, az alsóbb teraszok tehát egymáshoz közelebb alakulnak ki, mint a felsők. DAVIS ezeket a magyarázatokat valószerűtlennek véli. Szerinte az ok egyszerű: az ok a preglaciális völgy fokozatos keskenyedése felülről lefelé, amely az oldalerózió játékának egyre keskenyebb teret enged, amint ezt jól mutatják is a sziklavédelt teraszok.

DAVIS magyarázata bizonyos esetekben helytálló, de általános érvényűnek nem vehető. A kérdés később még szóba kerül; most előbb a davis, de nyugodtan mondhatjuk, hogy a jelenlegi amerikai teraszelmélet legsarkalatosabb fogyatékoságával kell foglalkoznunk. Ez pedig magának a teraszgenezisnek és ennek keretében a folyómechanizmus szerepének a kérdése.

Ebben a tekintetben az elméletnek az a fő hiányossága, hogy a teraszok kialakítása során nem tesz különbséget a folyó mélyítő és oldalozó eróziójának szerepe között. Igazolásként LOBECK-et idézem: „In a valley deeply aggraded and occupied by a meandering stream, if the entire load is immediately removed and the stream thus enabled to out down into its deposits, probably a deep gorge would result as the meanders become incised below the terrace plain. This rarely if ever happens. Instead, the stream loses its load gradually, and continues to maintain most of the characteristics of a mature stream. It persists in its habit of swinging from one side of the flood plain to the other. But during the process, the stream constantly picks up some of the alluvium and reduces the level of the flood plain.” [4, p. 239.]. Az idézettel kapcsolatban két megjegyzést kell tennünk. Téves az a megállapítása, hogy a folyó mélyítő eróziójának eredménye ritkán lehet terasz. Ennek éppen az ellenkezője az igaz a megfigyelések szerint. Második megjegyzésünk: kiegyensúlyozott, érett folyó (mi középszakasz jellegűnek nevezzük) meanderezése, oldal-eróziója eredményeként 20–30 m magas kavicsteraszkok nem alakulhatnak ki. Ezek minden esetben mélyítő erózió, tehát felsőszakasz jellegű folyó munkájának eredményei. Azonban a leghatározottabb ellenvéleményt a DAVIS–LOBECK-féle teraszmagyarázattal szemben a teraszképződés folyamatának általuk megadott időbeli eseményei kapcsán kell nyilvánítanunk. Szerintünk ennek a folyamatnak eseményei időrendben a következők: 1. tekintélyes mélységű, de széles, tál alakú eróziós völgy kialakulása, 2. a völgy teljes feltöltődése, 3. a feltöltött völgyfenéken az érett folyó kanyargása, 4. a kanyargás és lengés során *lejtős* alluviális letarolt felszín alakulása minden kéregmozgás nélkül 5. a lengések következtében teraszlépcsők sorozatának kialakulása oldalerózióval. Aki valaha völgyfejlődéstörténeti vizsgálatokkal foglalkozott, alig hihető, hogy vizsgálatai során a völgyfejlődéstörténet ilyen és ilyen időrendi eseményeit tudta volna megállapítani. Hazai és általában a közép-európai folyóvölgyek a pliocén közepe óta ritmusos kéregmozgások és ritmusos éghajlatváltozások dialektikus összjátékának eredményeként alakultak ki. A bennük található különböző korú szikla- és kavics-teraszkok, a kavicsteraszkok különböző korú anyaga a legvilágosabban és a leghatározottabban cáfolják ezeknek a völgyeknek mélyen a mai völgyfenékszint alá történt, egységes preglaciális kivésését, de cáfolják a völgynek magasan a mai völgyfenékszint fölé történt glaciális kori feltöltődését, és cáfolják végül azt is, hogy a glaciális feltöltésből érett folyók középszakasz jellegű kanyargása alakította volna ki a teraszlépcsőket. A DAVIS–LOBECK elméletnek igen nagy hiányossága, hogy nem ismeri a folyók mechanizmusának sajátosságait, nem ismeri CHOLNOKY folyószakaszjelleg-elméletét. Ha ismerné, és ismerné a folyószakaszjelleg-változás dialektikáját, nem állítaná, hogy a vízmennyiségzaporulat nem változtatja meg az érett (kanyargó) folyó mechanizmusát, nem állítaná, hogy a folyó

nem tud saját hordalékába bevágódni, mivel „fokozatosan veszíti el hordalékát, ezért állandóan meg tudja őrizni az érett folyó, a kanyargó folyó jellemző sajátosságait”. Ez a magyarázat nem ismeri a tényt, hogy érett (középszakasz jellegű) folyóból fokozatosan bevágódó (felsőszakasz jellegű) és feltöltő (alsószakasz jellegű) folyó is egyaránt alakulhat, ha a minőségi változáshoz megvannak a megfelelő mennyiségi előfeltételek.

Ezzel a kérdéssel felesleges is tovább foglalkozni, mindössze még egyetlen megjegyzésünk van. DAVIS (és LOBECK) szerint a kanyargós érett folyó kanyargása, lengedezése során a völgy fenekét *lejtősen* tarolja le, bár a terület tektonikai nyugalomban van. Tökéletesen indokolatlan állítás. Laterális erózióval letarolt, lejtős völgyfenék csakis kizárólag a völgyfenék féloldalas emelkedésének és ezt követően a folyó lecsúszásának, tehát monoklinális eltolódásának lehet a következménye. Ebben az esetben a középszakasz jellegű folyó laterális eróziójának eredményeként valóban alakulhat ki terasz. Ez azonban *kivételes* eset, nem pedig általános jelenség. Eeredménye stadiális terasz. Féloldalas emelkedés nélkül nincs laterális erózióval lejtős letarolódás és nincs terasz kivésés sem. Ehhez a kanyarulatfejlesztés, a folyó ismételt lengedezése nem elegendő magyarázat.

III.

Hogyan alakultak ki tehát a teraszos folyóvölgyek hazánkban, és általában a mérsékelt öv területén? Közismert, hogy erre a kérdésre a geomorfológia két elmélete igyekezett választ adni. Az amerikai iskola magyarázatával ellentétben mindkét elmélet egységesen vallja, hogy a völgyi szikla- és kavicsteraszok ismételten – mi úgy mondjuk –, ritmusosan bekövetkezett szakaszjelleg-változások eredményeként alakultak ki. A különbség a két elmélet között a szakaszjelleg-változások okát és természetét illetően állapítható meg.

Az egyik elmélet a folyóvölgyekben ismételten bekövetkezett szakaszjelleg-változásokat, tehát a folyóteraszok kialakulását is, a folyók esésének kéregmozgások következtében létrejött változásában látja. Ha feltételezzük, hogy egy nagyobb folyó vízgyűjtő területe megemelkedik, erózióbázisának szintje pedig változatlan marad, vagy pedig – ami az előbbi esettel lényegileg azonos – az erózióbázis területe megsüllyed, a vízgyűjtő terület magassági helyzete azonban változatlan marad, nyilvánvaló, hogy a főfolyónak és mellékfolyóinak szakaszjelleg-változáson kell keresztülmenniük. A kiemelkedett kéregdarabon a főfolyó mellékfolyóival együtt felsőszakasz jelleggel mindaddig bevágódik, ameddig csak ki nem egyenlítette a kéregmozgás következtében megnövekedett szintkülönbséget erózióbázisa és vízgyűjtő területe között. Ha tehát korábban alsó- vagy középszakasz jellegű volt, bevágódik völgyfenekébe és azt terasszá alakítja. És pedig, ha a kéregmozgás egyértelműen *a folyó egész vízgyűjtő területére* kiterjedt, akkor *átmenő* (kavics- vagy szikla-) *terasz* képződik, ha azonban a kéregmozgás csak a vízgyűjtő terület egyes, körülhatárolt területére terjedt ki, a szakaszjelleg-változás is csak egyes folyószakaszokon következik be, eredménye *stadiális terasz* lesz. Mind átmenő, mind pedig stadiális terasz azonban kéregmozgás következté-

ben csakis akkor képződik, ha a főfolyó és mellékvölgyei alsó- vagy középszakasz jellegűek voltak. Ha azonban korábban, már az emelkedés előtt is, felsőszakasz jellegűek voltak, az emelkedés következtében csak fokozódik a völgyek mélyítő eróziós tevékenysége, de *teraszképződésre sor nem kerül*.

A kutatók egy csoportjának véleménye szerint a folyóvölgyekben a teraszok sorozata *szakaszos emelkedésről* tanúskodik. A folyó a terület emelkedése idején bevágódik, a tektonikai nyugalom idején pedig völgyét szélesíti. Ahány ütemű volt tehát az emelkedés, annyi terasz alakul a völgyben. Első pillanatban tetszetős, de nem kifogástalan magyarázat. Ha a kiemelkedés lassú ütemű, vele a folyó mélyítő eróziója lépést tud tartani; de ha a kiemelkedés gyorsabb annál, hogy vele a folyó bevágódása lépést tudna tartani, a folyó bevágódása (tehát felsőszakasz jellege) mégis a kiemelkedés-fázis *után* is tart mindaddig, amíg a kiemelkedés által okozott szintkülönbséget mélyítő eróziója meg nem szüntette. Ha közben a terület ismét emelkedésnek indul, a folyó továbbra is bevágódásban marad, tehát *a közbeiktatott nyugalmi időszak ellenére sem kerül sor teraszképződésre*. Mivel ennek az esetnek a valószínűsége legalább ugyanakkora, mint az előbbié, következik, hogy csupán csak abból a tényből, hogy valamely terület folyóvölgyeiben teraszok sorozata állapítható meg, a terület szakaszos epiro- és diktyogenetikus emelkedésére biztonsággal következtetni nem lehet.

A folyóteraszok kialakulását kizárólagosan csak kéregmozgásokra visszavezető magyarázat általános érvényével szemben más megfontolást is figyelembe kell vennünk. Nevezetesen olyan területeken, amelyek változatos szerkezeti felépítésűek, folyóvölgyeikben mégis azonos korú teraszok, sőt nagyjában azonos viszonylagos szintkülönbségű és azonos számú teraszok figyelhetők meg (ilyen terület a Duna vízgyűjtő területe), teljesen egyidejű és egyértelmű, sőt azonos mértékű mozgások nehezen képzelhetők el. Nélkülük pedig nehéz a kétségtelenül megállapítható egyezéseket megmagyarázni.

További nehézséget jelent a teraszképződést kéregmozgásokra visszavezető magyarázat általános jellegű érvényével szemben az a kétségtelen tény, hogy a szilárd kéreg nagy területeit kiemelő, vagy megsüllyesztő epiro- és diktyogenetikus mozgások üteme igen lassú, mértéke kicsiny és területenkint változó. Általában annyira lassú és olyan kicsiny, hogy nincs befolyása a folyó mechanizmusára, sőt más, erősebb hatás következtében a folyó mechanizmusa éppen ellentétes lehet, mint ahogyan várni lehetne. Közismert pl., hogy az alp-kárpáti hegység a pleisztocén folyamán jelentősen emelkedett, a folyók a két hegység területén a völgyekben a jégkorszakokban mégsem vágódtak be, hanem éppen alsószakasz jelleggel feltöltötték völgyeiket, mert az epirogenetikus emelkedés hatását teljesen közömbösítette, kikapcsolta a jégkorszakoknak a folyó mechanizmusára gyakorolt, a kéregmozgásokénál sokkal erőteljesebb *éghajlati hatása*.

Jobban elképzelhető, sőt sok adott esetben ki is mutatható korlátolt területű *tektogenetikus mozgások (vetődések)* szakaszjelleg-módosító és teraszképző hatása. Az ilyen mozgások a folyó vízgyűjtő területének egyes részleteire korlátozódva a folyó amúgy is kiegyenlített esésvonalát teszik még egyenetlenebbé. Gyakran a folyóvölgynek korábban már kialakult átmenő teraszát vagy teraszait

hosszabb-rövidebb szakaszon eredeti helyzetéből féloldalasan kimozdítják (l. a Rajna antecedens völgyének ópleisztocén teraszát), vagy felboltozzák (l. a Duna idősebb teraszait az esztergom–váci és az aldunai szakaszon), sőt fel is darabolják, ezáltal a korábban egységes teraszszint különböző magasságokba kerül (ez a helyzet pl. egyes Duna-teraszokkal a Visegrádi-sorozatban). Gyakori az az eset is, hogy a korlátozott területű kéregmozgások (felboltozódások, vetődések) stadiális teraszok keletkezésére vezetnek. KÉZ A. leírásából tudjuk [5], hogy Máramarosban a sótektonika a teraszok *utólagos* felboltozódását okozta.

Ezzel a kérdéskomplexummal kapcsolatos az antecedens völgyképződés problémája is, úgyszintén azok az esetek is, amikor valamely folyó vízgyűjtő területén a völgyekre keresztben futó vetők mentén süllyedt medencék alakulnak. Velük részletesebben felesleges foglalkozni. Minden esetben jelzik, hogy a kéregmozgások a folyók mechanizmusára igen jelentős hatással vannak, de jelzik azt is, hogy az elszett általánosításoktól tartózkodnunk kell a kéregmozgások teraszképző hatásának megítélésében.

Valószínű, hogy közel állunk az igazsághoz, ha azt állítjuk, hogy olyan teraszrendszereket, amelyek változatos felépítésű és változatos kéregszerkezetű, nagy területeken azonos kifejlődésben, azonos teraszokkal jelentkeznek, egyedül csak függőleges kéregmozgások aligha alakíthattak ki. Ilyen esetben a nagy területeken azonos lefolyású és — természetesen — azonos következményekkel járó *ritmusos éghajlatváltozások* lehetnek elsősorban felelősek a szakaszjelleg-változásokért és a teraszok kialakításáért. Ilyen terület a közép-európai hajdani periglaciális öv (a Kárpát-medence, a Kárpátok, Moldova, a Havasalföld, az észak-bulgáriai tábla, a Balkán-félsziget belseje, az Alpok elővidéke, a Cseh-morva medence, Közép- és Dél-Németország). Mint ismeretes [13], a Kárpátok medencéjének és a Duna vízgyűjtőjének folyóvölgyeiben hat, esetleg hét terasz mutatható ki. Sorrendjük, koruk és a folyó középvízszintjére vonatkoztatott (viszonylagos) magasságuk a következő: a jelenkori ártér fölé magasodó I. sz. (óholocén) terasz, viszonylagos magassága 3–5 m; a II. sz. (pleisztocénvégi) terasz, viszonylagos magassága 6–10 m; a III. sz. (középleisztocén) terasz, viszonylagos magassága 15–25 m; a IV. sz. (idősebb pleisztocén) terasz, viszonylagos magassága 35–65 m; az V. sz. (ópleisztocén) terasz, viszonylagos magassága 70–95 m; a VI. sz. (felsőlevantei) terasz, viszonylagos magassága 110–160 m; a VII. sz. (középpliocén) terasz, viszonylagos magassága 170–200 m.

Bármennyire is indokolatlan merészségnek látszik, felsorolom PARMUZIN értekezése nyomán [6] az el nem jegesedett Közép-Szibíria periglaciális vidéke folyóvölgyeinek teraszait és magasságadataikat: 12 m-es, 15–18 m-es, 20–25 m-es, 30–40–50 m-es, 60 m-es, 80–90 m-es, 100–120 m-es, 180 m-es teraszok. A teraszok a 60 m-esekig bezárólag pleisztocén korúak, a 80 m-esestől felfelé harmadkorvégiek. Távol áll tőlünk a közép-szibíriai teraszoknak pusztán magasságadataik alapján való azonosítása a Duna-völgyi teraszokkal, a hasonlóságok és egyezések mégis meglepők. Alig hihető, hogy pusztán véletlenül állunk szemben. Bár PARMUZIN ezekben a teraszokban Közép-Szibíria területének újharmadkori

és pleisztocénkori szakaszos emelkedése bizonyosságait látja, mégis nyilvánvaló, hogy ezek a teraszok is, helyesebben közülük a pleisztocénkoriak csakúgy, mint a közép-európai folyók pleisztocén teraszai is, a negyedkori klímaváltozások ritmusait tükrözik, vagyis a pleisztocén teraszok *éghajlati eredetűek*.

Közismert, hogy éghajlati eredetű teraszok létezését elméletileg már DAVIS is biztosra vette. Hangsúlyozta, hogy terasz alakulhat a folyó völgyében az esés megváltozása nélkül is, csupán a hordalékmenyiség és a vízmennyiség változása következményeként. A klimatikus elmélet tényleges igazolást nyert az elmúlt negyedszázad geomorfológiai, éghajlattani, földtani, közettani, ősélettani vizsgálateredményei alapján. Kitént, hogy Európában az Urál-hegységtől az Ir-szigetig húzódott néhány száz km szélességben az ún. *jégtakaróköri öv* (a periglaciális zóna). A jégtakaró hatása következtében a periglaciális terület száraz éghajlatú, É-i felében inkább tundrás, D-i felében inkább sztyepes, löszös vidék volt, kiegyensúlyozatlan vízjárású folyókkal, rövid, meleg, hózivataros nyarakkal, hosszú, hideg, fagyos, de hótalan telekkel, fagyott földdel, az átmeneti évszakokban gyakori fagyváltozékonysággal, tehát igen erőteljes fagyokozta aprózódással. A kevés csapadék és a talajvízvezetés több hónapos szünetelése következtében a folyók vízmennyisége kevesebb lett, viszont a növényzettelenség és a fagyokozta törmelékkepződés következtében elszállítandó hordalékuk tetemesen megszaporodott. A folyók tehát a jégkorszakok idején, *anélkül, hogy esésük megváltozott volna*, rendre alsószakasz jellegűekké alakultak: feltöltötték hordalékkal völgyfeneküket.

A hosszan tartó interglaciális idők alkalmas szakaszaiban – és ilyen „alkalmas szakaszok” a BACSÁK-féle diluviális naptár tanúsága szerint minden interglaciális időben voltak – a folyók mechanizmusa megváltozott. Vízük mennyisége megnövekedett, viszont az elszállítandó hordalék mennyisége (a gazdag, felszint védő növénytakaró, erősebb mállás, a fagyokozta aprózódás jelentéktelensége következtében) megkevesbedett. A folyók előbb kiegyensúlyozódva kanyarogva szélesítették völgyfeneküket, majd a jégkorszaki völgyfenékbe bevágódva, azt *terasszá alakították át*. A folyóvölgyekben tehát annyi jégkorszakban felkavicsolt és az inter-, ill. posztglaciálisban kivésett terasz jelentkezik, amennyi a jégkorszakok száma. A felkavicsolódás jégkorszaki voltát két tény is igazolja. Egyrészt jégkorszaki fossziliák a terasz anyagában, másrészt az alpi elővidéken a *teraszok közvetlen kapcsolata a különböző korú jégkorszaki végmorénákkal*. BULLA és KÉZ szerint a kárpát-medencei folyóteraszok közül a II., III., IV. és V. sz. terasz bizonyítottan éghajlati eredetű, sőt BULLA szerint az I. sz. (óholocén) terasz is. Ez utóbbi az óholocén boreális meleg sztyeppfázis idején töltődött fel és a csapadékos, hűvös bükkfázis idején vésődött ki terasszá. Nem kétséges, hogy a közép-európai periglaciális terület négy pleisztocén terasza négy jégkorszakot jelöl, de nem jelöli az egyes jégkorszakokon belül az előnyomulás- és visszahúzódfázisokat. SOERGELLEL ellentétben ki is kell jelentenünk, hogy az újabb reambulációs vizsgálatok nyomán még a középnevet periglaciális vidéken sem található meg a kilenc eljegesedésfázisnak megfelelő kilenc pleisztocén terasz. Ez természetes is. Az idősebb pleisztocén teraszok közül egyesek már eleve is elég gyenge kifejlődé-

sűk (pl. a gűnz eljegesedés idején felkavicsolt terasz) és a későbbi denudációnak is könnyen áldozatul eshettek, másrészt nagyon valószínű az is — erre különben KÁDÁR is utal — hogy egy-egy hosszabb és erőteljesebb glaciális fázis felkavicsoló-dása maga alá temethette a korábbi teraszt, vagy teraszokat. Mindez mégsem jelenti, hogy a négy pleisztocén terasz további szintekre az egyes glaciálisokon belül nem lenne tagolható. Ezeknek a soroknak az írója II. sz. és II/a. sz. teraszokról már korábban megemlékezett, ugyanígy GÓCZÁN, LÁNG, MAROSI, PÉCSI és SZÉKELY kutatásai is igazoltak II/a. sz. Duna-, Sajó- és Zagyva-völgyi teraszokat. Minden valószínűség szerint megvan a lehetőség arra, hogy a vizsgálati módszerek finomításával és korszerűsítésével (fúrások, anyagvizsgálat) a jó megtartású III. és IV. sz. teraszok szintekre bontása is megvalósuljon. A helyes ítélelhozatal érdekében azonban a vizsgálatoknak a legteljesebb mértékben, a legkörültekintőbb módon figyelembe kell venniök az egy és ugyanazon teraszszinteket eldaraboló és a részeket különböző magasságokban elhelyező fiatal vetődések zavaró hatását is.

KÁDÁR szerint VI. és VII. sz. hazai teraszaink, tehát a levantei teraszok is éghajlati eredetűek.

Szerinte: „az Alföldre nyíló folyóvölgyek pliocén teraszait a lefolyástalannak feltételezett egy vagy több levantei tó szintingadozásait követő klimatikus teraszoknak is tekinthetjük” [7]. Mivel ebben a kérdésben KÁDÁR név szerint is ismételten rám hivatkozik, talán helyénvaló a válasz is. KÁDÁR magyarázata visszatérést jelent ID. LÓCZY és CHOLNOKY hipotéziséhez, amely — mint ismeretes — a pliocénban nálunk sivatagos éghajlatot és az Alföldön lefolyástalanságot tételezett fel. Ezt a hipotézist nemcsak üledékkőzettani és paleobotanikai tanulmányok cáfolták meg, de még korábban maguk a geomorfológiai vizsgálatok (HASSINGER, CVIJIĆ, KÉZ, BULLA) is, kimutatva a pliocén Duna-teraszok átmenő jellegét a a Bécsi-medencében, a Visegrádi-szorosban és az Alduna völgyében és cáfolva lefolyástalan tó, vagy tavak létezését a pliocénban az Alföldön.

Mindez azt jelenti, hogy — szerény véleményünk szerint — a pliocén teraszok keletkezésének kérdése, legalább is a Duna vízgyűjtő területén, ma még megoldatlan. A pliocén Duna-teraszok kérdése különben is nagyon bonyolult, mert a harmadkorvégi (pliocén) kéregmozgásokkal kapcsolatosan szerepük lehetett a terasz romániai szakasza kivésésében a Fekete-tenger medencéje pliocénvégi térfogatváltozásainak, szintingadozásainak is. PFANNENSTIEL monográfiájából erre bizonyossággal következtethetünk [10].

Éghajlati eredetű folyóteraszok a mai mediterrán éghajlat térségében is találhatóak. A Mediterráneum a javaglaciálisok idején ciklonikus, csapadékos terület volt. Innen kapta a „pluviális” nevet is. Az interglaciálisok egyes, hosszabb-rövidebb szakaszában az éghajlat a maihoz volt nagyon hasonló, sőt voltak évezredek, amikor a nyári száraz és forró szakaszok a maiaknál hosszabbak, az enyhe, esős telek pedig a maiaknál rövidebbek voltak. Az elméleti felismerést a megfigyelések igazolták. Teraszos pleisztocén vádikat találtak az északi Szaharában és Algériában, pleisztocén teraszokat írtak le olaszországi és ibériai folyóvölgyekből. Természetes azonban, hogy a periglaciális övvel ellentétben a pluviális övben

a felkavicsolódás, az alsószakasz jelleg időszaka nem a javaglaciális volt, hanem a száraz, meleg interglaciális, a terasz kivésésének, a felsőszakasz jellegnek az ideje pedig nem az interglaciális, hanem éppen a javaglaciális, amikor a Mediterráneumban az esős, ciklonikus éghajlat volt uralkodó.

Általános felszínfejlődéstani tekintetben igen nagy hiányosság és kár, hogy kevésbé ismertek a mediterrán és a mérsékelt öv határterületeinek, átmeneti övezetének folyóteraszai. Nem vitás, hogy ezek az átmeneti területek teraszmorfológiai és felszíngenetikai tekintetben egyaránt kulcsterületek, s mint ilyenek, egyszersmind az eljövendő vizsgálatok súlyponti területei is.

A pleisztocén periglaciális és pluvialis területek kétségtelenül igazolható éghajlati eredetű teraszai mégsem indokolhatnak olyan hibás tant, hogy az említett területeken a folyóvölgyekben fellelhető minden terasz éghajlati eredetű. Ebbe a hibába SOERGEL és iskolája esett. Ez a kitűnő kutató az éghajlati folyamatok szerepét egyoldalúan és túlzottan túlbecsülte [11]. Mind ő, mind pedig tanítványai végül is már 9–12 glaciális folyóteraszt vélték igazolhatónak Thuringia nagyobb völgyeiben, és megfélekedtek arról a tényről, hogy a minden esetben komplex genetikájú felszínfejlődés ritmusos endo- és exogenetikus folyamatokat tükröz. A ritmusos szerkezeti mozgások a ritmusos éghajlatváltozásokkal karöltve együttesen alakítják és alakították a felszínt, tehát a völgyhálózatot is és számunkra éppen nem lehet közömbös az a tény, hogy a földtörténeti közelmúlt erőteljes, ritmusos klímaváltozásai mellett, velük egyidejűleg, tehát az újharmadkorban és a pleisztocénban igen élénk kéregmozgások zajlottak le [12, 13]. Ez az idő Eurázsia és a Pacifikum fiatalos képmű magashegységei kiemelkedésének, felboltozódásának és mély katlansüllyedékeik kialakulásának az ideje. Szelíd közep-hegységekből ekkor tornyosulnak a magasba és nyerne magashegységi, tagolt arculatot éppen az ismételten bekövetkező eljegesedések idején.

Ez az erőteljes kiemelkedés az elindítója a jelenkori völgyhálózat kivésésének is. A nagy völgyek leginkább szerkezeti vonalakon indulnak el. Kezdeti erőteljes bevágódás (felsőszakasz jelleg) után, amely a szerkezeti emelkedés következménye, hamarosan jelentkeznek a jégkorszaki szakaszjelleg-változások, a glaciális és interglaciális klímaritmusok bizonyosságai, a teraszok. Az endo- és exogenetikus összjáték szembeszökő. *Erőteljes kiemelkedés nélkül nem alakult volna mély völgyhálózat, tehát az éghajlati ritmusok szakaszjelleg-módosító hatása sem érvényesülhetett volna.* Amiként azonban egyedül magában a pleisztocénkori klimatikus forradalom és a ritmusos klímaváltozások nem lettek volna elégségesek a teraszos folyóvölgyek kialakítására, ugyanúgy magukban a ritmusos szerkezeti mozgások sem. A két folyamat egymás hatását hol erősítette, hol pedig gyengítette. Erről eddig végzett terasztanulmányaink szépen tanúskodnak. Állandóan emelkedő hegységekben mély, de teraszos völgyek, szikla- és kavicsteraszokkal, állandóan süllyedő, mély katlanokban állandó feltöltődés, süllyedésükben még a pleisztocén folyamán megállt medencék a süllyedés megszűnte óta kialakult éghajlati eredetű teraszokkal a főbb vonásai e vidékek teraszmorfológiai képeinek. A kép kiegészítői, sőt tájankint annak egyéni jellegét egyenesen megszabják a regressziós, antecedens és epigenetikus völgyszakaszok a maguk sajátos teraszképződményeivel,

a stadiális teraszok, a feltöltött medencék és a fiatal kéregmozgásokkal eldarabolt és különböző szintekbe emelt teraszsnívók. A kép tehát nem egyhangú és minden a korai és elhamarkodott általánosítás ellen szól.

Genetikai vonatkozásban különösen tarka a teraszmorfológiai kép a hajdani periglaciális és pluvialis területek tengerpartközeli folyóvölgyeiben. Itt a rövidebb parti folyók völgyeiben a pleisztocén éghajlatváltozások nyomában ritmusosan jelentkező euszatikus tengerszintváltozások is (tehát az erózióbázis szintjének kb. 50–150 m-es emelkedései és alászállásai is) idézhettek elő szakaszjelleg-változásokat, tehát teraszképződést is, de *csakis emelkedő* kéregdarabokon, süllyedőkön azonban nem. Nagy folyókon a világtenger szintjének pleisztocén-kori euszatikus szintváltozásai — úgy látszik — nem voltak elégségesek arra, hogy a folyók mechanizmusát, különösen a folyók középső és felső szakaszán lényegesebben módosítani tudták volna. A MARKOV által idézett legutóbbi szovjet vizsgálatok [14] és LAUTENSACH ibériai kutatásai [15] legalább is ezt a feltevést látszanak igazolni.

Végeredményben a folyóterasz sok tényező (különböző fajta éghajlatok ritmusos változása, ritmusos szerkezeti és epirogenetikus mozgások, euszatikus tengerszintváltozások) dialektikus összjátékának eredménye, a ritmusosan változó domborzat egyik komplex genezisű képződménye; *olyan térszíni forma, amely önmagában, elszigetelten nem, hanem csakis az egész vízgyűjtő terület, sőt egész éghajlati morfológiai övek teljes domborzati fejlődéstörténetében értelmezhető helyesen.*

IV.

Ezzel el is érkeztünk a teraszmorfológia, a völgyfejlődéstörténet egy — eddig még tudomásunk szerint vizsgálatlan — kérdéséhez. A kérdés talán úgy fogalmazható meg: *mennyiben éghajlati morfológiai képződmény a folyóterasz* (természetesen átmenő teraszokról van szó)? A félreértések elkerülése céljából hangsúlyoznunk kell: nem arról van szó, hogy a folyóteraszok éghajlati eredetűek-e. Erre a kérdésre előbbi fejtegetéseink során — úgy véljük — már megadtuk a választ. *Az átmenő teraszok komplex genezisűek.* A most felvetett kérdésben arról van szó, hogy a Föld felszínén minden hosszabb állandó és időszakos folyó völgyében megtalálhatók-e az átmenő teraszok. A kérdésre jelenlegi hiányos éghajlati morfológiai ismereteink alapján is határozott „nem” a válasz.

A *jelenlegi glaciális régió* jégtakarta térségei (pl. Grönland, az Antarktisz jégtakarója) természetesen ilyen vonatkozásban nem jönnek számításba. Más a helyzet a *hajdani pleisztocén glaciális régió* területén. Ez a régió a mai glaciális és periglaciális területeket teljesen, a mai mérsékelt éghajlat területéből pedig nagy részeket foglalt magában. A tartomány területe — mint ismeretes — még az egyes jégkorszakokon belül is változott (pl. az utolsó jégkorszakban a Warhestádiumtól a Pommerániai-stádiumig). Ezekon a területeken a pre- és interglaciális-kori folyóteraszok a glaciális denudációnak áldozatul estek. Különösen a jégkorszaki magashegységi régióban, Skandinávia, az Alpok, a Tien-San és a Kordilérák völgyeiben az utolsó jégkorszaki hóhatár (firnovonal) felett esetenként csak

sziklateraszok és posztglaciális teraszok vannak, az idősebb kavicsteraszokat elpusztította a gleccsererózió.

A pleisztocén periglaciális öv, a mai mérsékelt öv jelentősebb része a jól fejlett éghajlati eredetű teraszok területe. A teraszok száma a mindenkori jégtakaró-perem felé közeledve csökken. Ez természetes. A négy pleisztocén jégkorszak folyamán jégtakarómentes periglaciális területeken egyéb kedvező körülmények között (jelentős tengertávolság, állandó, lassú emelkedés) minden jégkorszakban és az azt követő jégmentes időszakban képződött éghajlati eredetű terasz. A legnagyobb eljegesedés (Európában a saale-riss jégkorszak) és az utolsó eljegesedés határa közti területen csak a riss-würm (esetleg riss_I—riss_{II} és riss_{II}—riss-würm) terasz, ill. teraszok, végül (Európában) még tovább É-ra, a würm_I és würm_{III} jégtakaró közti területen würmkori, majd a würm_{III} jégtakaró alól is fokozatosan felszabaduló területeken már csak posztglaciális teraszok találhatóak a szovjet és a lengyel vizsgálatok szerint [16].

A mai mérsékelt öv (a hajdani periglaciális régió) folyóteraszai tehát jégkorszaki, inter- és posztglaciális képződmények és formák. A régió mai éghajlata csapadékefeleslegével általában a folyók mélyítő eróziójának kedvez, elsősorban természetesen a jelenben is emelkedő területeken. A süllyedő területeken természetesen a feltöltődés jellegzetes.

Éghajlati eredetű, pleisztocén teraszok jellemzik a mai *Mediterráneum* folyóvölgyeit is, a jelenlegi éghajlat azonban a tönkösödésnek is kedvez.

A mai *pusztai (szemiarid) éghajlati morfológiai tartomány* teraszmorfológiai tekintetben kevésbé tanulmányozott régió. Vannak területek, amelyeken a folyók teraszos völgyben folynak. Ezek a mérsékeltövi és a hideg sztyepek (pl. az Altáj D-i lejtővidékének folyói, az észak-amerikai Nagy-medence völgyei), amelyek a jégkorszakok idején periglaciális területek voltak. A meleg sztyepekről teraszmorfológiai tekintetben nem sokat tudunk. Múltbeli ritmusos éghajlatváltozásai még kevésbé ismertek. Tudásunk mai állása szerint ezeken a területeken inkább kéregmozgások okozta szakaszjelleg-változások emlékei nyomozhatók teraszok alakjában.

A *sivatagi régióban* csak a pluvialis időkből ismeretesek folyóteraszok a peremterületeken. A klimatikus sivatagok központi területei már legalább a miocén vége óta aridus területek. Felszínükön a folyóvízi lineáris erózió jelentéktelen, nincsenek tehát eróziós völgyeik sem.

Hangsúlyozottan kell kiemelnünk, hogy a *trópusi szavanna- és a trópusi őserdő-régió* éghajlati morfológiai tartományai már a miocén óta, tehát jó néhány millió év óta a tönkösödés térségei (természetesen az alacsonyabb régiókban), következésképpen ebben a két éghajlati morfológiai tartományban a folyóterasz-képződésnek igen korlátozottak a lehetőségei. Éghajlati eredetű teraszokat egyáltalán nem, kéregmozgások eredményezte teraszokat pedig csak kivételes és nem tartós képződményként találhatunk ezekben a régiókban. Ez utóbbiak is, nevezetesen a kéregmozgások által kialakult teraszok, első soron az egyperiódusú nyári esőzések régiójában lelhetők fel, mint tartósabb képződmények a széles kanyargású, középszakasz jellegű folyók völgylejtőin, a kétperiódusú nyári eső-

zések ekvatoriális övezetében azonban szükségképpen *hiányozniok kell*. A vastag, laterites málladéktakaróval fedett, alacsony tönkfelületekbe enyhe lejtőjű, igen széles, medenceszerű, lapos, nem mély völgyelések vágódnak. Az őserdőtakaró kusza növényoszövedéke alatt az állandóan nedves és meleg időjárás következtében vastagon elmállott lejtőfelszínek folytonos mozgásban vannak, csúsznak, suvadnak, omladoznak a folyómederbe és a lejtők alá. A lecsúszott málladékat elszállítják a folyók, az árvizek. Ezért nincsenek a folyóknak kavicsteraszaik. A stadiális teraszok természetesen nem hiányoznak. Első soron a kemény, szálban álló sziklába ágyazódott, zuhatagos, sellős mederszakaszok — mindmégannyi helyi erózióbázis — felett találhatóak.

V.

Befejezésül még két kérdéstről kívánnék szólni. Az egyik a stadiális teraszok már eddig is többször érintett kérdése, a másik a teraszos völgyek fokozatos elszűkülésének sokat vitatott problémája.

A stadiális teraszok kialakulásának kérdése még nincs részletesen kivizsgálva és feldolgozva a morfológiai irodalomban. Az alábbi megjegyzések sem akarnak teljességre törekedni. Csak korábbi megjegyzéseinket összegezzük.

Mint már korábban említettük, stadiális terasz és teraszok képződése a leggyakrabban a völgy egyes szakaszaira szorítókozó kéregmozgásokkal kapcsolatos. Ha pl. egy hosszú folyószakasz középső részének környékén a terület megsüllyed, a süllyedés a felette levő szakaszon járhat stadiális terasz kialakulásával. Ismétlődő süllyedések kedvező esetben a stadiális teraszok sorozatát hozhatják létre.

Ha valamely folyó tavon folyik keresztül, a tó szintjének gyors alászállása a tó feletti völgyszakaszon stadiális terasz kivésésére vezet.

Hasonló módon keletkezhetnek stadiális teraszok szubkonzekvens vízesések és sellők, természetes völgy- és mederlépcsők gyors átfürészelésének eredményeként is. Stadiális teraszok alakulásának még sokféle esete lehetséges. Általában a stadiális teraszok kialakulása a legtöbb esetben helyi erózióbázisok szintváltozásaira vezethető vissza.

Völgyfejlődéstörténeti és teraszmorfológiai munkáinkban eddig a stadiális teraszokra kevés figyelmet fordítottunk. Ez a tény vizsgálatainknak komoly hiányossága, mert a stadiális teraszok kellő ismerete nélkül az egyes völgyek és vízgyűjtő területek geomorfológiai fejlődéstörténetéről részletes és minden tekintetben megbízható képet nem tudunk adni.

Már korábban említettem, hogy a davisai ciklustan az egymás felett lépcsőzetesen elhelyezkedő teraszokat feltüntetett eróziós völgy fokozatos elkeskenyedésének a kérdésével is foglalkozott. Minden teraszkutató előtt ismeretes, hogy általában — de nem minden esetben — a teraszos eróziós völgyben a felső, idősebb teraszoknak egymástól való távolsága nagyobb, mint az alsó, alacsonyabb, fiatalabb teraszok közötti távolság. DAVIS szerint ennek az oka — mint már említettem — a preglaciális völgy fokozatos keskenyedése felülről lefelé, amely az

oldalerózió játékanak egyre keskenyebb teret enged, amint azt a „sziklavédelmezte” teraszok igen jól mutatják. Könnyű belátni, hogy ez az ún. magyarázat nem magyarázat. A kérdés nem az, hogy a fokozatosan elkeskenyedő eróziós völgyben miért szűkül el az egyes teraszszintek közti távolság. A kérdés helyes feltevése a következő: miért szűkül el felülről lefelé minden V keresztmetszetű, de teraszos eróziós völgy? Erre a mindeddig megoldatlan geomorfológiai kérdésre viszonylag könnyen megtaláljuk a helyes választ, ha meggondoljuk, hogy ez a völgytípus, a V keresztmetszetű, de teraszos eróziós völgy a magas- és közép-hegységekben, a mérsékeltövi éghajlati morfológiai tartományban, ill. a trópusi hegységekben a tierra templada zónában található.

Minden eddigi vizsgálat meggyőző erővel igazolja, hogy a völgyképződés kezdete ezeken a területeken a középpliocén idő. Ebben az időben a mai magashegységek, de még középhegységeink is, alacsony tönkfelszínek voltak. A hosszú ideig tartó, gyenge emelkedést az erózió könnyen paralizálni tudta. Sőt, a kezdeti gyenge kiemelkedés után hosszabb nyugalmi időszakot is feltételezhetünk, amikor erőteljes volt a völgszélesítés. Erről tanúskodnak a széles pliocén völgyfenekék. A pliocén után a hegységek emelkedése meggyorsult. Ezt igazolják a mélyen bevágódott ópleisztocén völgylejtőszakaszok. Az emelkedés és vele együtt a felsőszakasz jellegű völgybevágódás *fokozatosan gyorsuló ütemű* volt. *A mélyítő erózióval a lejtőletarolódás nem tudott lépést tartani.* Az emelkedés és völgymélyítés során esetleg közbeiktatódott nyugalmi időszakok (középszakasz jelleg, völgszélesítés), a hajdani periglaciális területeken pedig a jégkorszaki feltöltődés (alsószakasz jelleg) sokkal rövidebb ideig tartottak, semhogy a völgyképződés általános menetét és az eróziós völgy alakját az emelkedő hegységi területeken meg tudták volna változtatni. Sőt, mivel a völgyek bevágódása, a mélyítő erózió a mérsékeltövi magashegységekben, de sok középhegységben is, még ma is általánosan jellegzetes, ez a tény igen fontos morfológiai bizonyítéka a jelzett hegységek ma is folyamatban levő erőteljes emelkedésének. Bizonyossággal állíthatjuk, hogy magashegységeink mély, V alakú, de teraszos völgyei a pliocénban megindult, és ma is tartó, nagyarányú nagyredőződés (diktyogenetikus mozgások) legperdöntőbb geomorfológiai bizonyosságai.

Végeredményben tehát a feladott kérdésre: miért szűkül el felülről lefelé minden V keresztmetszetű, de teraszos eróziós völgy, nem DAVIS feleletével válszolunk, elvetjük azt a divatos feltevést is, hogy az ok a folyók korábbi nagyobb vízmennyiségében keresendő; a válasz egyszerűen a következő: a folyók mélyítő eróziója (felsőszakasz jellege) a hegységek erős pliocénvégi és posztpliocén kiemelkedése következtében sokkal erősebb volt, semhogy vele a lejtőletarolódás, vagy az esetleges nyugalmi időszakokban a völgszélesítés (középszakasz jelleg) lépést tudott volna tartani.

*

A felvetett néhány völgyfejlődéstörténeti és teraszmorfológiai probléma exponálásával és a hozzájuk fűzött megjegyzésekkel arra a tényre kívántunk rámutatni, hogy a dinamikus-fejlődéstörténeti, funkcionalista geomorfológiai szemlélet

munkamódszerei segítségével még az olyan, viszonylag erőteljesen kimunkált kutatásterületen is, mint a völgyfejlődéstörténet és teraszmorfológia, bőven található egyre újabb és újabb, feleletre, megoldásra váró kérdések.

A Dunának és mellékfolyóinak a Kárpát-medencében teraszmorfológiailag eddig tanulmányozott folyóterasz-adatait a következő táblázatos összefoglalás mutatja (viszonylagos magasság, m).

A folyó neve	I. alluviális térzsin	II. újpleisz- tocén terasz	III. közép- pleisztocén terasz	IV. idősebb pleisztocén terasz	V. ópleisztocén terasz	VI. felső- pliocén terasz	VII. felső- pliocén terasz
Duna	3—6	8—16	27—35	50—65	80—115	150—160	200
Felső-Tisza	2—3	4—6	12—20	45—50	75—85	120—150	?
Tarac	1,5—2	4—6	11—15	40—50	70—80	118—150	?
Talabor	1,5—3	4—8	9—17	30—48	50—77	90—120	?
Nagyág	1—3	4—9	10—25	46—60	50—80	100	?
Felső-Maros	1—3	6—9	18—25	48—55	85—105	120—150	?
Alsó-Maros	3	10	20	40	60—80	120	170
Nagy-Szamos	1—3	3—8	16—25	35—52	68—75	90—100	?
Sebes-Körös	2—2,5	6—10	22—25	45—65	60—80	—	—
Tárkány	—	6—10	15—18	40	60—85	100	?
Pomázi-patak	2	6—8	15—18	45	80	?	?
Ipoly	2—3	10	30	60	—	—	—
Felső-Vág	?	4—10	15—30	45—55	65—80	100	110—120
Hernád	?	10	20	30(?)	?	?	?
Ung	3	4—10	25	60	?	?	?
Latorca	4	7—10	25	60	?	?	?
Borsava	?	5—10	25	60	?	?	?
Nyitra	2—3	10—20	20—30	60	70	?	?
Felső-Olt	1—3	4—9	14—27	40—65	80—110	120—160	?

IRODALOM

1. BULLA B., A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. — Földr. Közl. 1934.
2. DAVIS, W. M., River Terraces in New England. — Geog. Journ. 21—22. köt. 1903.
3. DAVIS, W. M., Erklärende Beschreibung der Landformen. — Berlin u. Leipzig 1912.
4. LOBECK, J., Geomorphology. — New York — London 1939.
5. KÉZ A., A Felső-Tisza és a Tarac terraszai. — Földr. Közl. 1940.
6. PARMUZIN, JU., Közép-Szibíria paleogeográfiája a negyedkorban. — Voproszi Geografii, XXXV. k. 1954.
7. KÁDÁR L., Az eróziós folyamatok dialektikája. — Földr. Közl. 1954.
8. ANDREÁNSZKY G., Ősnövénytan. — Bp. 1954.
9. PÁLFALVY I., Növénymaradványok Eger harmadidőszakában. — Földt. Közl. LXXXI. köt. 1951. p. 57—80.
10. PFANNENSTIEL, M., Die Quartärgeschichte des Donaudeltas. — Bonner Geogr. Abhandlungen, Heft. 6.

11. SOERGEL, W., Löbe, Eiszeiten, Paläolitische Kulturen. — Jena 1919.
12. BULLA B., Általános természeti földrajz. — II. köt. 1954.
13. BULLA B., Die pliozänen und pleistozänen Flußterrassen des ungarischen Beckens. — Földr. Közl. nemzetközi kiadványa. 1942.
14. MARKOV, K. K., A geomorfológia alapvető kérdései. — Akad. Kiadó. Bp. 1953.
15. LAUTENSACH, H., Spanien u. Portugal. — Kluthe, Handb. d. geogr. Wiss. 8. Kap. Bd. SO- u. S-Európa. Potsdam 1931.
16. BLOCHIN, A., Das Quartär in der UdSSR. — Moskau 1938.

NÉHÁNY MEGJEGYZÉS A TÖNKFELSZÍNEK
KIALAKULÁSÁNAK KÉRDÉSÉBEN
(1958)

I.

Sajnálatos, hogy az 1955-ben megrendezett magyar Földrajzi Kongresszus munkálatai, az elhangzott előadások és a hozzájuk kapcsolódó viták nyomtatásban máig sem jelentek meg. Kiadás hiányában a kongresszus anyaga nemcsak a külföld, hanem sok hazai geográfus előtt is ismeretlen maradt. Kár volt idejében a kongresszus anyagát meg nem jelentetni már csak azért is, mert a kongresszus nemzetközi jellegű volt, külföldi jeles szakemberek részvételével és előadásaival és kárt jelentett a kiadás hiánya azért is, mert hangzottak el a kongresszuson olyan előadások, amelyek újszerű megállapításaik miatt jogosan igényeltek volna és igényelnének ma is kinyomtatást. Különösen olyan kutatáseredményekre és megállapításokra gondolok, amelyek eredetiségük, újdonságuk mellett további viták kialakulására is serkentően hatottak volna.

A kongresszusunkkal kapcsolatos néhány ilyen természetű észrevétel megemlítésére azért érzem jogosultnak magamat, mert az én kongresszusi előadásom egyben akadémiai székfoglalóm is volt és mint ilyen, meg is jelent nyomtatásban [1] a Magyar Tudományos Akadémia Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei 1956. évi VII. kötetének 4. számában. Azonban ez a folyóirat nem földrajzi tárgyú, ritkán jut el tehát a geográfusok kezébe. Nyilván ez lehet — egyebek mellett — a főok, hogy előadásom a többi, de kiadatlan kongresszusi előadás sorsára jutott. Nem vett róla érdemben tudomást a magyar földrajz, első soron a geomorfológia. Pedig a téma, amelyet a cikk a magyar föld domborzata újharmadkori ritmusos alakváltozásainak keretében felvetett, nem mondható érdektelennek és jelentéktelennek. Nevezetesen az eróziós tönkfelületek kialakulásának DAVIS eróziós ciklustana kidolgozása óta oly sokat vitatott kérdése ez.

Több mint valószínű, hogy a dolgok ilyen alakulásának én magam is oka vagyok. Ugyanis a kérdéssel kapcsolatos vizsgálati eredményeimet nem közöltem teljes részletességgel; így aztán a néhány megjegyzés következménye is elmaradt. A kérdéstről különben 1956. aug. 17-én Rio de Janeiróban, a XVIII. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson elmondott előadásomban is említést tettem, de — sajnos — ismét csak nagyon röviden, mert az eredetileg 30 percesre tervezett és elfogadott előadásom bemutatására időhiány miatt mindössze 10 (!) percet engedélyezett a szakosztály elnöke, megvitatásra pedig lehetőséget nem is adott [2].

A körülmények ilyen kedvezőtlen alakulása miatt elhatároztam, hogy a mulasztottak pótlása céljából az említett kérdésre vonatkozó vizsgálataim eredményét és véleményemet külön előadás és dolgozat formájában bocsátom közre.

II.

W. M. DAVIS eróziós ciklustana és a ciklikus folyamat végső stádiumát jelző „elaggott”, „szenilis” penelén, úgyszintén W. PENCK „Morfológiai analízise” és az általa bevezetett Primärrumpf (elsődleges egyensúlyi tönkfelszín) és kialakulásuk körülményei közismertek [3, 4]. Meg kell említenem, hogy 1947 óta, a Természettudományi Közlönyben [5] „Tönkfelszínnek” címen közzétett tanulmányom megjelenése óta eltelt évtized folyamán DAVIS és PENCK elméleteivel sokat és behatóan foglalkoztam és részben ennek az elméleti kutatómunkának, részben pedig saját tereptanulmányaimnak eredményeként dolgoztam ki összehasonlító, funkcionalista, dinamikus-fejlődéstörténeti szemléleti alapon a felszín ritmikus fejlődését bemutató geomorfológiai elméletemet és az elméletből folyó klimatikus morfológiai területbeosztásomat. Eredményeimet 1954-ben megjelent kézikönyvemben, továbbá több tanulmányban és előadásban ismertettem [6, 7, 8]. Ami most mindebből elsősorban érdekes lehet, az néhány megállapítás idézése az 1955. évi kongresszusunkon elmondott és nyomtatásban is megjelent és az 1956. évi riói kongresszuson csak vázlatosan ismertetett és teljes szövegében Rióban nyomás alatt most álló előadásomból.

1955 szeptemberében tartott, „A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta” című kongresszusi előadásomban a következő sorok olvashatók középhegységeink harmadkori tönkfelszíneiről: „Ezek a tönkfelszínnek . . . nem davisai értelmezésű tönkfelületek, tehát nem valamely eróziós ciklus szenilis stádiumát jelző formák; nem elagatott térszínnek, de nem is PENCK értelmezése szerinti elsődleges tönkfelszínnek, vagyis az emelkedés és a letarolódás egyenlő értékéről tanúskodó egyensúlyi felszínnek. *Az ilyenfajta tönkfelületnek az erős mállás és felszíni leöblítés következtében törvény- és szükségszerűen ki kell alakulnia minden emelkedő vagy stabilis kéregdarabon olyan magasságig, ameddig a folyamatos tönkösödés kialakításához alkalmas éghajlat — tehát megfelelő hőmérséklet és csapadék — jellegzetes.* A tönkösödésnek ezt a formáját tanulmányozhatjuk ma a trópusi szavannák és az Egyenlítő vidéki esőerdők területén, Belső-Afrika, India, Indonézia, Brazília tönkfelszínein. Én úgy gondolom, hogy a tönkösödésnek Földünkön ez a leggyakoribb és legjellegzetesebb formája. Mellette a davisai és a pencki értelmezésű tönkfelszínképződés a korábbi véleményekkel ellentétben sokkal kevésbé jellegzetes.” (I. m. 289. o.). Majd így folytatom: „Véleményem helyességét más bizonyítékkal is megerősíthetem. A jelenkori trópusi tönkfelszínnek folyóvölgyeire gondolok. Valójában ezek nagyon különböznek a mérsékeltövi lineáris erózió régiójának völgyeitől. A „V” keresztmetszet a tönkfelszínnek völgyeiben hiányzik. Még a nagyésűs, sellős, zuhatagos, bővizű folyók is széles, medenceszerű, enyhe lejtőjű, széles talpú völgyekben folynak. Lejtőik omlanak, suvadnak; medrükben kevés durva, de annál több finom hordalékot, főként homokot és iszapot szállítanak. *Mindez a lineáris erózió jelentéktelensége mellett tanúskodik.*” (I. m. 289. o.).

1956 augusztusában a riói nemzetközi kongresszuson „Gedanken über die Natur, die Grundeigenschaften und die Gesetze der Reliefentwicklung” címen

tartott előadásomban, a 9. oldalon az előbb idézettekhez nagyon hasonló mondatok olvashatók. Ilyenek: „In der Reliefentwicklung sind der Davis'sche Endrumpf und der Penck'sche Primärrumpf *keine* im Laufe der Reliefentwicklung *in allen Fällen gesetzmässig und notgedrungen auftretende Formen*: ihre Entstehung ist nur unter bestimmten Umständen charakteristisch . . . Zum Beweise sei mir gestattet nur ein einziges Beispiel anzuführen. Die riesigen Rumpfflächen des tropischen Afrika und des tropischen Süd-Amerika mit ihren Inselbergen können weder als Endrumpfe im Davis'schen Sinne, noch als Penck'sche Primärrumpfe angesprochen werden. In beiden Gebieten ist die Rumpfbildung als folge der arealen Erosion zumindest seit Beginn des Tertiärs ständig gewesen und bildet heute noch einen aktiven Prozess. *Diese Rumpfflächen stellen neben den Davis'schen Endrumpfen und den Penck'schen Primärrumpfen die dritte – nach meiner Meinung verbreiteteste – Form der Erosionsrumpfe dar. Die entscheidende Vorbedingung ihrer Entstehung ist ein entsprechendes Klima, das die Wirksamkeit der arealen Erosion (sheet flood erosion) ermöglicht*”.

1955-ben és 1956-ban elmondott előadásaimból, ill. 1956-ban (magyarul) nyomtatásban is megjelent dolgozatomból vett és most ismertetett idézeteimmel három tényt akarok igen nyomatékosan hangsúlyozni. Először azt, hogy az ún. eróziós eredetű tönkfelületek családján belül a davisí és a pencki tönkfelszín mellett már 1954-ben, könyvem megjelenésekor, de különösen 1955-ben egy harmadikfajta tönkfelszín ismertem fel trópusi területeken és vezettem be a geomorfológiai irodalomba. Másodsor: hangsúlyozni kívánom, hogy elsőként emeltem ki igen nyomatékosan, hogy a tönkösödésnek ez a trópusi területeken jellegzetes módja és fajtája a Földön ma is sokkal gyakoribb és elterjedtebb és a múltban is sokkal gyakoribb és jelentősebb volt, mint a DAVIS-féle szenilis és a PENCK-féle elsődleges tönkfelszín kialakulása. Harmadsor: hangsúlyoztam, hogy a tönképződésnek ez a módja emelkedő és stabilis kéregdarabokon egyaránt jellegzetes, tehát lényegében független a terület tektonikus mozgásaitól, ellenben teljes egészében az éghajlat függvénye. Ezt a három új felismerést hazai és külföldi példák bemutatásával igazoltam.

Legyen szabad kissé közelebbről megvizsgálni ezt a most körvonalazott három új megállapítást. Az első szerint az újonnan felismert tönkfelszín kialakulása különbözik a davisí tönkétől és a PENCK-féle elsődleges tönkfelszín kialakulásfolyamatától is. Közelebbről: a davisí tönk a lineáris eróziós eredetű letarolódás végső stádiumát jelző felszín. Hosszmetszete igen hasonlít az eróziós termináns vonalához, hiszen enyhe lejtőjű, széles, kisesésű völgye: mind kiegyensúlyozottak. Az ilyen tönkfelszínen DAVIS szerint a lepusztulás folyamata már igen gyenge, mértéke nagyon kicsiny, hiszen a tenger szintje fölé már csak kevéssel magasodik. DAVIS szenilis tönkjével szemben PENCK elsődleges tönkje felismerője szerint fiatalos forma; az eróziós eredetű letarolódás szüntelen hatékonyságáról tanúskodik. A letarolódás mértéke azonban kicsiny. Az alacsony, a tenger szintje fölé szintén csak kevéssé magasodó tönkfelszín kialakulásának alapfeltétele – mint ismeretes – az alacsony és tagolatlan ősfelszín kiemelkedése mértékének és eróziós letarolódása mértékének egyenlő volta, vagyis az elsődleges tönk egyensúlyi felszín.

Velük szöges ellentétben trópusi Afrika, India és Dél-Amerika kiterjedt, sziget-hegységekkel beszórt hullámos felszínű peneplánjai nem is elaggott és nem is egyen-súlyi felszínek, hanem ma is erőteljesen képződő formák. Olyan tönkfelszínek, amelyeknek akár alacsonyabb, akár magasabb szinten minden, *akár emelkedő, akár stabilis* kéregdarabon törvény- és szükségszerűen ki kellett és ki kell alakulniuk a tenger szintjétől számítva *olyan magasságig, ameddig a folyamatos, megszakítatlan areális letarolódás kialakulásához és fenntartásához alkalmas éghajlat jellegetes.*

Trópusi területeken a folyamatos tönkfelszínképződés fenntartásához szükséges éghajlat — tudjuk — jellegzetes is. Jellemző sajátosságai: *a)* bő csapadék, *b)* nagy csapadégyakoriság, tehát heves záporok, nagy napi, sőt napszaki csapadékmennyiségek (maximálisan 1000 mm napi és 100–150 mm órai csapadék), *c)* nagy légnedvesség, *d)* tartósan magas hőmérséklet, *e)* egyenletes hőmérsékletjárás. Az ilyen éghajlatú területeken a felületi (areális) erózió (sheet flood erosion), a felszín gyakori leöblítése, a lejtők letarolódása a leghatékonyabb denudációs tényező és a vele társuló, nagyon erőteljes kőzetmállás. Mint korábban már jeleztem, ezeken a trópusi tönkfelületeken a völgyformák egészen mások, mint a mérsékeltöbven. A völgyek szélesek, tál alakúak, medenceszerűen kiszélesedők. A „V” keresztmetszet teljességgel hiányzik. A völgyekben nincsenek kavicsteraszok, a lejtők omladozók, csuszamlásosak, suvadásosak, mert anyaguk több méter vastagon elmállott. Brazíliában, a Sierra dos Orgãos-ban olyan csuszamlásos, suvadásos gránit- és gnejszlejtőket láttam, amelyeken 20–30 m vastagon feküdt a hűsvörös laterites málladék, alján kriptogenetikus gránitellipsoidokkal. A lejtők aljában széles völgyében kanyargó folyó homoknál és iszapnál egyebet kavics-talan medrében nem szállított. Hasonló adatok a trópusi Afrikából és Indiából is ismeretesek.

A tönkfelszínképződésnek ez a módja a legjellegzetesebben a trópusi egyperiódusú nyári esők régiójában tanulmányozható. Jellemzője a lepusztulás minőségének évszakos ritmusa. A szárazabb időszakban inszolációs aprózódás (törmelék-képződés és törmelékfelhalmozódás), a lejtőkön és völgyekben lineáris erózió, az esős évszakban málladékképződés, areális erózió (lejtőleöblítés), lejtőcsuszamlások, suvadások kifejlődése, a törmelék elszállítása a jellemző. Az eredmény a térszín viszonylag gyors, egyetemleges, de (leginkább szerkezeti, kőzetminőségi hatások következtében) egyenetlen letarolódása; tönkösödés, tönkfelszínképződés több-kevesebb szigetheggyel, *mert a lejtőletarolódás gyorsabb és felülmúlja a folyók lineáris eróziójának a szárazabb időszakokban végzett munkáját.* Az eróziós tönkfelszínképződésnek ezt a fajtáját *forróövi (trópusi) tönkösödésnek*, eredményét *trópusi tönkfelszínnek* nevezhetjük.

Mindez persze nem azt jelenti, hogy trópusi területek kiterjedt hullámos tönkfelszínei ne lennének régóta ismeretesek. Mindössze arról van szó, hogy keletkezésük körülményeit illetően nem jutottak közös vagy rokon véleményre a kutatók. Ismeretes, hogy PASSARGE még pusztuló, fosszilis formáknak, közelebbről harmadkori maradványformáknak vélte a trópusi területek peneplánjeit [9]. DAVIS és követői szerint elaggott, szenilis tönkfelületek. Genezisük magyarázatával

MACHATSCHKEK is adós maradt „Das Relief der Erde”-jében. Úgy látszik, hogy kialakulásuk lényegéhez KREBS férközött a legközelebb. Előindiai kutatásai a jelenkori tönkösödésnek meggyőző példáit mutatták meg, egyben igazolták ezeken a területeken a lineáris erózió gyenge felszínformáló szerepét is. KREBS ugyanis megfigyelt és leírt 1933-ban tönkfelületeket, melyek a tengertől, tehát az erózióbázistól mindössze 100 km-nyire már 250–300 m-ig magasodtak fel, anélkül, hogy felszínükön jelentősebb völgyelések lettek volna [10]. Hasonló jelenséget ismertetett 1936-ban JESSEN Nyugat-Afrikából. Leírása szerint hullámos tönkfelületek húzódnak a tenger partjától a szárazulat belseje felé 1500, sőt 1700 m magasságig. Felszínükön csak lapos, széles, enyhe lejtőjű, sekély, medenceszerű völgyelések találhatók [11]. Hasonló megfigyeléseimről számolhatok be Brazíliából.

Ezeket a nagy területű trópusi tönkfelületeket a harmincas és a negyvenes években részben a davisai ciklustan, részben a pencki szemlélet szellemében magyarázták, tehát egyes szerzőknél szenilis peneplénekként, másoknál elsődleges tönkfel-színekként szerepeltek, sőt szerepelnek még ma is.

Keletkezésük körülményeit, módját és folyamatát az utolsó két évtized klimatikus morfológiai kutatásai tisztázták. E kutatások eredményeit összegezve és kiértékelve jelentettem ki előbb idézett előadásaimban és tanulmányaimban, hogy a váltakozó ritmusban nedves és száraz, de állandóan meleg trópusi területeken az areális letarolódás kialakulásához és fenntartásához alkalmas éghajlat mellett *recens tönkösödés* folyik. Eredménye a ma is képződő trópusi tönkfelszín. Megjelenése és kialakulása független a kéregszerkezettől, a kőzetminőségtől. Mivel klimatikus morfológiai képződmény, magassági helyzete független az erózióbázis szintjétől. Lehet, hogy a tenger szintjéhez közel alakul ki, de tekintélyes magasságra (1700, 1800 m) is emelkedhet az erózióbázis szintje fölé: olyan magasságig, ameddig a trópusi tönkösödés éghajlati feltételei adottak. Ha meggondoljuk, hogy a mai trópusi tönkösödés területein az éghajlat már legalább a harmadkor eleje óta kedvez a trópusi tönkfelszínképződésnek, akkor ezekben a tönkökben az egyenlítői övezet igen hosszú ideje tartó, egyirányú, stabilis geomorfológiai fejlődésének bizonyosságait kell látnunk. Ez azt is jelenti, hogy *a recens trópusi tönkfelszín az epirogenetikus és diktyogenetikus mozgások korának és mértékének jelzőiül vagy egyáltalán nem, vagy csak nagy óvatossággal és korlátozott érvénnyel használható fel, hiszen kialakulásuk az említett mozgásoktól független.*

A következőkben azt az állításmat kívánom igazolni, hogy a trópusi területen jellemző, ún. trópusi tönkösödés ma is elterjedtebb és jellegzetesebb, a múltban is jellegzetesebb és elterjedtebb volt, mint akár a davisai, akár pedig a pencki tönkfelszín képződése.

Közismert, hogy a Földön minden hegység, bármelyik éghajlati morfológiai régióban is fekszik és bármilyen a szerkezete, akár röghegység, akár gyűrthegeység, kivétel nélkül tönkhegység vagy tönklepcsős hegység. DAVIS és iskolája szerint a trópuson kívüli szárazöv és a mérsékeltöv alacsony (az erózióbázis szintjéhez közel elhelyezkedő) tönkjei a jelenben befejeződő eróziós ciklus szenilis állapotának bekövetkeztét jelző, de még aktív, vagyis képződésük végső stádiumában levő

tönkfelszínek (pl. Normandia, Cornwall-félsziget, az USA ÉK-i atlanti partvidéke tönkös tájai), az alacsonyabb középhegységek (mint pl. az Ardennek, a Pala-hegység, nálunk a Bakony, a Mecsek) harmadkori szenilis tönkők, amelyek a harmadkor végén kiemelkedtek, végül a magasabb hegységek (Alpok, Kárpátok) tönklépcsői a hegységek ismételt, szakaszos kiemelkedéséről tanúskodó, de ugyancsak szenilis, davisai értelmezésű tönkfelszínek. Közülük a legmagasabb a legidősebb ciklus, a legalacsonyabb pedig a legfiatalabb ciklus terméke. Az ismételt kiemelkedés következtében megifjodott erózió a régi tönkfelszíneket völgyekkel összevagdosta, sőt a hóhatár fölé magasodott részletek el is jegesedtek. Az ősi tönkfelületek tehát pusztulóban vannak, de magasságukat, régi kiterjedésüket az egyező magasságú csúcsok, gerincek, nyergek és tönkrészletek jól mutatják.

W. PENCK elmélete szerint az alacsony tönkfelszínek davisai szenilis penepőlénből képződő aktív elsődleges tönkők, a közép- és magashegységek pedig hegláblépcsők, vagyis a szerinte „növekvő szélességgel” (mit wachsender Breite) lassan emelkedő hegységek mindenkori peremterületén kialakult elsődleges tönkők.

PENCK magyarázatát a hegláblépcsők kialakulásáról a kritika elvetette, a lépcsős tönkfelszín képződésének ezt a módját a vizsgálatok nem tudták igazolni. Annál több a híve a davisai magyarázatnak. Amerikai, angol és francia geomorfológusok, egyesek a szovjet és német morfológusok közül is, nálunk különösen CHOLNOKY, de PRINZ is, közép- és magashegységeink tönkfelszíneiben régi, másod- és harmadkori szenilis penepőléneket látnak, a tönkők lépcsős elhelyezkedéséből pedig egyértelműen a hegységek ó- és újharmadkori szakaszos kiemelkedéseire, a kiemelkedés korára és mértékére következtetnek.

A nagyon is elfogadhatónak tűnő magyarázattal szemben néhány súlyos ellenvetést, cáfoló ténytet kell megemlíteni. 1. Az ősi tönkfelszíneken a lineáris erózió harmadkori tevékenységének minden nyoma, emléke (ősi eróziós völgymaradványok, meredek eróziós lejtők) hiányzik. 2. Az ősi tönkfelületeken vagy szomszédságukban (mint nálunk az alföldperemi, pliocénnek vett vöröstasyagok) a tönkökről később lehordott fosszilis talajok rétegei, maradványai találhatóak. Ezek a maradványok meleg, nedves éghajlatról tanúskodnak. 3. Ilyen éghajlatról tanúskodnak a tönkfelszíneken és a tönkők korrelatív lepusztulástermékeiben lelt ősi állati és növényi maradványok is. 4. A vizsgálatok fényénél mind bizonyosabbá válik, hogy közép- és magashegységeink mai hegység jellegüket mindössze a harmadkor vége óta bekövetkezett kiemelkedésüknek köszönik. Kiemelkedésük egészen fiatal, harmadkorvégi és negyedkori. Neogénnél idősebb szakaszos kiemelkedésük nem bizonyítható. Mindezek a tények azt igazolják, hogy a mérsékeltövi hegységek tönkfelszínei nem többciklusos lineáris eróziós lepusztulás eredményeként képződött „Endrumpf”-ok, de nem is PENCK-féle recens „Primärumpf”-ok, hanem a harmadkori váltakozóan nedves, meleg trópusi éghajlat areális eróziója és az erős mállással egybekapcsolódott lejtőcsuszamlások és talajfolyások működése következtében kialakult „trópusi” tönkők. *Ősi, fosszilis, ma tehát már inaktív, pusztuló formák. A jelenkori mérsékeltövi éghajlaton lineáris erózió által kivésett „V” és tál keresztmetszetű völgyekkel szabdaltsági*

tájakká alakultak át. Különösen jelentős szerepe van e tönkök morfogenezisének felderítésében a felszínükön található fosszilis talajmaradványoknak és ősnövénytani leleteknek. Ezek egyértelműen és cáfolhatatlanul esősebb és szárazabb évszakok váltakozásával jellemzett meleg, nedves trópusi és szemitropikus éghajlatról tanúskodnak. ANDREÁNSZKY [12] és tanítványai hazai fitopaleontológiai leleteinek a neogénre vonatkozó paleoklimatológiai értékelése 15–20°-os évi középhőmérsékletről, 6–10°-os téli, 24–26°-os nyári átlagos hőmérsékletről és évi átlagban 1000–1500 mm-es csapadékról tanúskodik heves nyári záporokkal [13]. Tökéletesen alkalmas volt ez az éghajlat a hegységek tönkösödésére. Ilyen éghajlaton, függetlenül az erózióbázis szintjétől, jelentős magasságban is, ameddig a trópusi tönkösödés éghajlati feltételei adottak voltak, képződhetnek a hegységekben tönkfelszínek. A harmadkorvégi és későbbi kiemelkedés a hegységeket, az ősi tönkfelszíneket felboltozta, vetődésekkel feldarabolta és különböző szintekbe emelte.

A roppant trópusi lejtőcsuszamlások, amelyekről SAPPER olyan szemléletes leírásokat közölt [14], a tömérdek iszappal, finom hordalékkal terhelt trópusi folyók, a lejtőket vastagon borító málladéktakarók, az élesre faragott gerincek a trópusi tönkösödés viszonylag gyors folyamatáról tanúskodnak. Vele ellentétben a lineáris erózió mérsékeltövi régiójában a felszín letarolódása sokkal lassúbb ütemű. MACHATSCHEK számításai szerint [15] a Felső-Rhône (Wallis) vízgyűjtő területén, tehát élénk domborzatú magashegységben a letarolódás évi mértéke 0,3 mm, a Maas vízgyűjtő területén (dombsági és középhegységi relief) 0,027 mm, a Seine és Marne vízgyűjtőjében (dombsági relief) 0,02 mm. Ezekből és hasonló adatokból a hibaforrások sokasága miatt a mérsékeltövi magashegységeknek lepusztulását daviszi szenilis tönkökké nagyon bajos lenne kiszámítani. Annyit azonban a közölt adatok jeleznek, hogy pl. az Alpok letarolódásához szenilis tönkfelületté a mai éghajlat mellett kb. 20–40 millió évre volna szükség. A harmadkori éghajlatnak a maitól eltérő voltát figyelembe nem véve a mérsékeltöv hegységeinek tönkfelszínei már csak azért is kevés valószínűséggel lehetnek daviszi tönkök, mert a daviszi eróziós ciklusok zavartalan lefolyásához szükséges tektonikai nyugalom évmilliói hiányoztak éppen az epiro-, diktyo- és tektogenetikusan mozgásokban nagyon is gazdag harmadkor folyamán. Röviden: elvileg, általában a tönkképződés a DAVIS magyarázta módon is elképzelhető, azonban daviszi mérsékeltövi eróziós ciklusok zavartalan lefolyásának és a ciklusok végső állapotát jelző szenilis peneplének kialakulásának a harmadkorban (valószínűleg a másodkorban is) sem az éghajlat, sem a tektonizmus nem kedvezett. Ritmusos együttes munkájuk eredményeként minden bizonnyal a hegységekben trópusi tönkök képződtek.

A tétel ilyen megfogalmazását azért tartom szükségesnek, mert LOUIS-nak 1957-ben, a MACHATSCHEK-Festschriftben megjelent tanulmánya [16] a daviszi szenilis peneplén kialakulását elvileg is lehetetlennek és elfogadhatatlannak látszik tartani. LOUIS felfogása és magyarázata a trópusi tönkösödés kérdésében különben igen hasonlít az enyémhez. Mérsékeltövi hegységeink tönkfelületeit ő is harmadkori trópusi tönkökként magyarázza.

Eredményeinkre egymástól függetlenül jutottunk. A különbség mindössze annyi, hogy én 1955-ben (magyarul), ő 1957-ben (de németül), tehát két évvel később publikálta tanulmányát. Legyen szabad ennyit szerény hangsúllyal megjegyznem. Ez egyben azt is megindokolja, hogy szükségesnek tartottam ezt a mostani tanulmányomat németül is, magyarul is közzétenni.

A PENCK-féle elsődleges tönk kérdésében a következő álláspontot vélem elfogadhatónak. Trópusi esős klímák területén, mivel a tönkösödés folyamata az erózióbázis szintjétől független, elvileg nincs lehetőség Primárrumpf képződésére, hiszen az areális erózió és denudáció emelkedő és stabilis kéregdarabokon egyaránt jellemző. Az elsődleges tönk képződésének mérsékeltövi esős klímák területén az elméleti lehetősége nagyon csekély. Annak a lehetősége, hogy valamely, a tenger szintjéig vagy közel a tenger szintjéig letarolt hullámos tönkfelület csak olyan kis mértékű emelkedésben van, hogy az emelkedéssel a letarolódás egyensúlyban marad, csak bizonyos speciális körülmények között és csak nagyon rövid ideig lehet adott. Az ilyen területek arculatát a mérsékeltövi esőklímák régiójában uralkodó vonalas erózió faragja ki. Törvény- és szükségszerűen alakul át az emelkedő tönkfelület „V” keresztmetszetű eróziós völgyekkel szabdaltsájjá, igazolva azt a felismerést, hogy a mérsékeltövi esős éghajlat régiójában a völgy-mélyülés a lejtőletarolódás mértékét felülmúlja. Még az előbb emlegetett alacsony atlanti parti tönkfelületek is az USA északkeleti partvidékén és északnyugati Franciaországban, amelyeket DAVIS szenilis tönkökként, PENCK pedig elsődleges tönkökként értelmezett, világosan igazolják az előbbi állítást. A tenger szintje fölé mindössze 20–100 m magasra emelkedő, kiterjedt felszínükre a lineáris erózió vési fokozatosan mélyülő és mindinkább sűrűsödő barázdáit, völgyeit. Nincs szó tehát recens tönkösödéstről itt, hanem ellenkezőleg, szemünk előtt folyik a harmadkori trópusi tönk eróziós felárkolása a tönkösödésnek nem kedvező éghajlaton az általa uralomra juttatott lineáris erózióval, völgyképződéssel.

Mély és szűk „V” keresztmetszetű völgyekkel beszótt táj, a *völgyes táj* és a sekély, medenceszerűen széles, enyhe lejtőjű völgyekkel tarkázott, hullámos felszínű *tönkös táj* tehát az esős klímák két eróziós tájformája, amelyek egymást ugyanazon a klímaterületen egyidejűleg automatikusan kizárják. A *völgyes táj* a mérsékeltövi lineáris eróziós régiók jellemzője, a *tönkös táj* a trópusi esőklímák geomorfológiai tartományáé. Ezt a felismerést már 1954-ben megírtam és publikáltam [8]; ismételt hangsúlyozása talán mégsem felesleges, mert hasonló a véleménye LOUISNAK is. Nála a mérsékeltövi völgyes táj Kerbtallandschaft, a trópusi tönkös táj Flachmuldenlandschaft néven szerepel.

Harmadkori trópusi esőklímák fosszilis, pusztuló trópusi tönkfelszínei nemcsak a mai mérsékeltövi lineáris eróziós völgyes régiókban, hanem a pleisztocén jégkorszakokban jégtakarókkal és gleccserekkel borított, hajdani eljegesedett területeken és a szomszédos periglaciális területeken is nagy átalakuláson mentek át a glaciális és periglaciális denudáció következtében. Már ismételten volt alkalmam rámutatni, hogy a mai mérsékeltövi lineáris eróziós régió területeinek, tehát a KÖPPEN-féle C és D éghajlat régiójának geomorfológiai sokarcúsága, fosszilis és recens formák (trópusi tönkök, glaciális és periglaciális képződmények, a line-

áris erózió völgyei) területi egymásbaszövődése — ismeretes, hogy ezt a jelenséget PASSARGE teleologikus szemlélettel még földrajzi diszharmoniónak, disszonanciának nevezte — a mai mérsékeltövi esős klímák területének nem valami különleges, hanem törvény- és szükségszerű sajátága, mert a domborzat fejlődése a minőségi ritmusok váltakozása következtében szükség- és törvényszerűen diszharmonikus folyamat [7].

A tönkös hegységekben a jégkorszakban a jégtakaró areális denudációja az ősi trópusi tönkös formát mintegy konzerválta (Skandináv-Alpok, Labrador), de nem rombolta el a periglaciális denudáció sem, mert ez is areális letarolódással járt, sőt jár ma is. BÜDEL is [17], TROLL is [18], LOUIS is periglaciális tönkösödésről írnak (LOUIS: *Solifluktionsrumpflandschaft*). Ebben a kérdésben óvatosság ajánlatos. Nem kétséges, hogy a periglaciális lepusztulás areális denudáció, de az sem kétséges, hogy az utolsó 600 000 év periglaciális denudációja aligha alakíthatott ki az idő rövidege miatt kiterjedt tönkfelszíneket. A legtöbb esetben arról van szó, hogy a harmadkortól örökölt trópusi tönkfelszínen indult meg, folyt tovább, sőt sok helyen tart még ma is a periglaciális letarolódás. Kisebb terjedelmű periglaciális letarolt felszínnek már alakulhattak, de terjedelmes tönkösök valószínűleg még nem.

A trópusi tönkösödésnek (és, amennyiben ilyen van, a periglaciális tönkösödésnek is) szülőanyja, a tönkösödés folyamatának alapfeltétele: bizonyos éghajlat, motorja pedig a gravitáció. Amaz, az éghajlat az areális lepusztulás kedvező feltételeit teremti meg, emez, a nehézségi erő pedig mozgatja, mozgásba lendíti a letaroló közeg anyagát is és a törmelék anyagát is. Következésképpen a letarolódás, a tönkösödés folyamata független a tenger szintjétől: alacsonyan és magasan fekvő területeken egyaránt jellegzetes a tönkfelületképződés, ha éghajlati feltételei megvannak.

A trópusi tönk (és, amennyiben ilyen van: a periglaciális, szoliflukciós tönk) tehát klimatikus morfológiai képződmény. Mint ilyen, a felszínfejlődés viszonylagos koráról a davis-i tönkkel ellentétben keveset árul el, ellenben igen hasznos felvilágosításokat ad a felszínfejlődés egyes fázisai abszolút korának megítélésében, különösen a mai mérsékelt, pusztai és hideg éghajlati régiókban. Itt a zoológiai és fitopaleontológiai leletekkel egyenértékűen éghajlati jelzőként (klimaindikátorként) is felhasználható. A mai trópusi esős éghajlatok területén a 2000 m felett nyomozható tönkfelszínnek a trópusi öv magashegységeinek fiatal kiemelkedéséről tanúskodnak.

III.

A trópusi és a periglaciális tönkösödés felismerése, a trópusi és a periglaciális tönkfelszínnek éghajlati eredete a felszíni domborzat fejlődésének DAVIS és PENCK által adott magyarázatát, a ciklustant és a morfológiai analízist alapjaiban ingatja meg. A davis-i tönk kialakulásának lehetőségét szűk elméleti lehetőség keretei között csakis a mérsékeltövi lineáris eróziós régióra korlátozza, valószínűségét pedig igen erősen redukálja, a pencki elsődleges tönk lehetőségét egyenesen a minimumra csökkenti, szerepétől pedig — amely a pencki szemléletben igen tekin-

télyes, alapvető volt — teljesen meg is fosztja. Mindez arra figyelmeztet, hogy az endogenetikusan és az exogenetikusan folyamatok összjátéka korántsem az az egyszerűen tűnő folyamat, mint a ciklustan és a „Morfológiai analízis” is tanította, hanem sokrétű, változatos és bonyolult lefolyásában és eredményeiben. Ám minden változatossága és sokrétűsége mellett is felismerhető ritmusossága. Azonban ismételtelen hangsúlyozni kívánom: *a geomorfológiai (földrajzi) ritmus az én értelmezésem szerint nem egyszerűen a domborzat fejlődésének időbeli szakaszosságát, és nem is azonos állapotok és jelenségek térbeli ütemes ismétlődését jelenti, hanem az egyre bonyolultabb fejlődésfolyamat egymáshoz jelenségeiben és formáiban hasonló, de természetesen nem azonos fejlődésfázisainak lüktetősszerű és többékevésbé szabályos jelentkezését.*

Magyarozatképpen csak egyetlen példát említek. A mai mérsékeltövi esős klíma lineáris eróziós régiójának arculatába a másod- és harmadkorban hosszabb thalasszokratikus, meleg éghajlatú, nedves, areális eróziós (tönkösödés) és rövidebb geokratikus, kontinentális éghajlatú, lineáris eróziós (völgyképződés, emelkedés) szakaszok ritmusai után mérsékeltövi eróziós, jégkorszaki glaciális (és periglaciális) és változatos lefolyású interglaciális szakaszok ritmusai véstek maradandó nyomokat. A poligenetikusan formák arra az igazságra figyelmeztetnek, hogy a domborzat fejlődése bonyolult ritmusos folyamat, értelmezését nem annyira látszatra tetszetős deduktív, a jelenségeket összességükben magyarázni akaró szkematikus elméletektől, hanem inkább elmélyült, részletes vizsgálatoktól lehet, sőt kell várunk. Kétségtelen azonban, hogy erre a felismerésre a geomorfológia DAVIS zseniális ciklustanának és W. PENCK szemléletének ösztönző hatása, e tanok elmélyült kritikai vizsgálatai nélkül nehezen jutott volna.

IRODALOM

1. BULLA B., A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. — Magyar Tudományos Akadémia Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei. VII. köt. 4. sz. 1956.
2. BULLA B., Gedanken über die Natur, die Grundeigenschaften und die Gesetze der Reliefentwicklung. — Előadás a XVIII. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson 1956. aug. 17. Rio de Janeiro.
3. DAVIS, W. M., Erklärende Beschreibung der Landformen. — Berlin 1912. és The Geographical Cycle. — Geogr. Journal 1899.
4. PENCK, W., Die morphologische Analyse. — Stuttgart 1924.
5. BULLA B., Tönkfelzínék. — Természettud. Közl. 1947.
6. BULLA B., Általános természeti földrajz. — II. köt. Bp. 1954.
7. BULLA B., A szilárd kéreg domborzata fejlődésének alapsajátosságai és törvényei — Földr. Közl. II. (LXXVIII.) köt. 2. sz. 1954.
8. BULLA B., A klimatikus morfológia területi rendszere. — A Magyar Tudományos Akadémia Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei. V. k. 1954.
9. PASSARGE, S., Physiologische Morphologie. — Mitteilungen der Geogr. Gesellsch. Hamburg 1912.
10. KREBS, N., Morphologische Beobachtungen in Südindien. — Sitzungsbericht der Preuss. Akad. d. Wiss. Physisch-Mathemat. Kl. 1933.

11. JESSEN, O., Reisen und Forschungen in Angola. — Berlin 1936.
12. ANDREÁNSZKY G., Ősnövénytan. — Bp. 1954.
13. KOVÁCS E., Összehasonlító flóra- és vegetációtanulmányok Bánhorvát és környékének szarmata növénymaradványai alapján. — Földt. Közl. LXXXVII. kötet. 4. sz. 1957.
14. SAPPER, K., Über Abtragungsvorgänge in den regenfeuchten Tropen und ihre morphologischen Wirkungen. — Geogr. Zeitschrift 1914.
15. MACHATSCHEK, F., Die Arbeit des fließenden Wassers. — Supan-Obst: Grundzüge der allg. phys. Geographie. Berlin 1930.
16. LOUIS, H., Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimamorphologie. — Machatschek-Festschrift. Gotha 1957.
17. BÜDEL, J., Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. — Erdkunde. II. 1948.
18. TROLL, C., Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde. I. 1947.

HARMADKORI ELEGYENGETETT FELSZÍNEK MARADVÁNYAI MAGYARORSZÁGON (1962)

I.

A dolgozat címében is hangsúlyozni kívánja azt a tényt, hogy az eredeti terjedelmes ó- és újharmadkori, sőt helyenkint még másodkori tönkfelületeknek ma már csak romjai, szerény terjedelmű emlékei vannak a felszínen és vesznek részt az ország felszínének alakításában. Természetes, hogy ezek a maradványfelszínek nem változatlan harmadkori alaktani bélyegeket hordoznak magukon. Inkább arról van szó, hogy a harmadkori – túlnyomóan meleg éghajlaton végbement – areális letarolódás emlékeit, a hajdan terjedelmes, elegyengetett tönkfelületeket az utolsó néhány millió év változatos éghajlati folyamatai, a pleisztocén völgyképződés és lejtőformálódás, a periglaciális felszínfejlődés és – nem utolsósorban – az újharmadkori és a negyedkori kéregmozgások, az alföldek besüllyedése és a hegységek feldarabolódása viszonylag kicsiny területfoltokra redukálták. Még a legterjedelmesebbek (Bükk-fennsík, Öreg-Bakony, Mecsek, Börzsöny) sem foglalnak el 60–80 km²-nél nagyobb összefüggő területet.

Ha nem is nagy a harmadkori eredetű tönkfelületek terjedelme, ezeknek a maradványfelszíneknek mégis igen nagy a paleogeográfiai jelentőségük, mert viszonylag jól tájékoztatnak az ó- és újharmadkori felszínfejlődésről, a felszínformáló erők harmadkori össz munkájáról és annak természetéről.

II.

ID. LÓCZY (1918) és BÖCKH H. (1927) óta minden magyar geológus – legutóbb és leghangsúlyozottabban VADÁSZ (1960) – úgy nyilatkozott a magyar föld geogenetikájáról és morfortektonikájáról, hogy annak alapvető jellemvonása a „burried hills” szerkezet. A fiatal medenceüledékekkel teljesen vagy részben befedett sasbérc- és tönkrögvonulatok a jellemzői ennek a szerkezetnek. A geogenetika és a tektonika viszonylatában ez a morfológiai kép megvilágítást is nyert. Ma már köztudott, hogy az ország földje alpida-neoid szerkezeti keretbe foglalt, mezozóos kratoszinklinálisok pásztáiból és stabilisabb variszkuszi hegység részekből, valamint fiatal medencékből alakult labilis self. Azonban a labilis self egyes részleteinek geomorfológiai fejlődéstörténete nagyon hézagosan ismert és tanulmányozott, különösen tönkhegységeink ilyenek. Róluk, kialakuláskörülményeikről, letarolódásfolyamataikról – a náluk viszonylag sokkal jobban ismert két alfölddel ellentétben – geomorfológiai ismereteink meglehetősen hézagosak, az adatok bizonytalanok, sőt esetenként egymásnak ellentmondók. Nem teljességre törekedve, hanem a mondottak illusztrálása céljából ajánlatosnak látszik megemlítenünk néhány magyarázatot, véleményt. ID. LÓCZY (1913) – valószínűleg RICHTHOFEN

nyomán — a Déli-Bakony és a Veszprémi-fennsík elegyengetett felszínében mediterránkori és pannóniai abrúzióval lenyesett tönkfelületet vélt felismerni. Abrúzió, de miocénkori abrúzió mellett tört lándzsát mecseki monográfiájában VADÁSZ (1935) is. A daviszi ciklustan CHOLNOKY szemléletében hagyott hátra erős nyomokat. CHOLNOKY (1928, 1936) szerint mezozoós anyagú középhegységeink (Bakony, Vértes, Mecsek, Bükk) alacsony, szenilis tönkökké letarolt, majd később kiemelkedett és völgyekkel összevagdosott röghegységek. Egyesek közülük, mint a Bükk és a Bakony, az ősi, eredeti, szenilis tönkjelleget őrizi. Itt a tönkjelleget CHOLNOKY szerint a felszíni erúzió, a völgyképződés hiánya, a karsztosodás őrizte meg.

Az Északi-középhegység vulkáni tagjait CHOLNOKY a morfológiai ciklus korai maturus állapotában levő hegységekként értelmezte, amelyek az eredeti vulkáni felhalmozódásformákból még sok emléket, vonást megőriztek. Így a Dobogókő és a Csikóvár a Visegrádi-hegységben CHOLNOKY magyarázatában robbanásos kaldera peremrészleteként, a mátraházi Hórákó kráterromként, a sátoraljaújhelyi hegycsoport somma-típusú kaldéraként szerepelt maturus középhegységi környezetben. Vulkáni hegységeinket — első renden a Börzsönyt és a Zempléni-hegységet — a daviszi ciklusos lepusztulás maturus állapotát mutató hegységekként értelmezte LENGYEL E. (1951) is, sőt még nem régen LÁNG S. is feltételezte (1955), hogy a Börzsöny és a Mátra letarolódásuk folyamán eljuthattak a daviszi ciklus maturus állapotáig.

Külön kérdésként szerepelt a gyér morfológiai irodalomban egyes karsztos mészkőhegységek kialakulásának problémája. A morfogenezis folyamatát erősen leegyszerűsítve és leszűkítve PRINZ (1936) bennük a Tisia pilléreinek, pásztáinak felszínén maradt, a süllyedésből kimaradt és fennakadt karsztos táblarögeit látta. Különbséget csak aszerint tett, hogy egyesekben a triász — kréta tábla egységesebb (Bakony, Vértes, Bükk) maradt, másokban mikrotektonikusan feldarabolódott (Gerecse, Budai-hegység, Pilis-csoport). KERÉKES szerint (1938) a Bükk terjedelmes mészkőfennsíkja ciklusos karsztdenudáció eredménye. Mai helyzetébe fiatal, erőteljes emelkedéssel került. Hasonló volt később LEÉL-ŐSSY (1954) véleménye is.

Variszcidáink morfogenezise eddig kevésbé foglalkoztatta a morfológusokat. A Kőszegi-hegységről CHOLNOKY (1936) emlékezett meg maturus tönkhegységként, a Velencei-hegység a harmadkorban exhumálódott gránitbatolitként lett ismeretes (VENDL A. 1914). Részletesebb fejlődéstörténeti analízist a Soproni-hegységről néhány évvel ezelőtt KÁRPÁTI készített. Ebben a kis hegység tetőszintjét részletesebb kifejtés nélkül miocénkori erúziós tönkfelületként értelmezte (1955).

A klimatikus morfológiai régiók ismertetésekor (1954) és a riói nemzetközi földrajzi kongresszuson (1956) a felszínfejlődés módozatait éghajlati morfológiai tartományonként vizsgálva BULLA úgy nyilatkozott, hogy a daviszi erúziós ciklus szenilis stádiumát jelző tönkfelületek kialakulására és általában az erúziós ciklus zavartalan lefolyására a mérsékelt éghajlatú tájakon is csak egészen kivételes, ritka esetekben kerülhet sor. Egy lépéssel még tovább ment 1958-ban. Nagyon hosszú ideig tartó tektonikus nyugalmat feltételezve elvileg és elméletileg ugyan lehetségesnek tartotta a mérsékeltövi völgyes tájnak az erúziós termináns szintjében, vagy ahhoz közeli szinten tönkfelületté tarolódását, hangsúlyozta azonban,

hogy a terjedelmes tönkfelszínnek képződésének leggyakoribb módja a trópusi és szemitropikus területeken jelentkezik. Az időszakosan bő csapadék és a nagy meleg hatására a nyers kőzetfelszín vastagon elmállik; ezt a málladéktakarót a gyakori záporosók nyomán a lejtős felszínnek areális leöblítése távolítja el, folytonosan újabb és újabb felszíneket téve ki a mállás és a leöblítés támadásának.

Az ilyen módon keletkező, BULLA elnevezése szerinti ún. „trópusi tönkfelület” tehát nem a letarolódás végső stádiumát jelző szenilis forma, de nem is PENCK-féle elsődleges tönk, nem az emelkedés és a letarolódás egyensúlyát jelző felszín. A trópusi tönkfelszínnek az erős mállás és a felszíni leöblítés nyomán törvény- és szükségszerűen ki kell alakulnia minden emelkedő, vagy stabilis kéregdarabon olyan magassáig, ameddig a folyamatos tönkösödés éghajlati feltételei, a kellő csapadék és hőmérséklet megvannak. Földünkön a tönkösödésnek a leggyakoribb és legjellegzetesebb formája ez volt a múltban is és ez a jelenben is (1958). Végeredményben az elegyengetett felszínű, kicsiny reliefenergiájú trópusi tönkös táj és a tagozott, élénk reliefenergiájú, mérsékeltövi völgyes táj jellegzetesen éghajlati morfológiai formaegyüttesek. Közöttük átmeneti jellegű formaegyüttesek ismerhetők fel a monszunos és a mediterrán tájakon.

BULLA a trópusi tönkfelszínalakulást paleontológiai és paleoklimatológiai bizonyítékok alapján (ANDREÁNSZKY 1954) Magyarország területén a másodkorban, az ó- és az újharmadkorban tényként jelölte meg.

Ezeknek a megállapításoknak a nyomán az újharmadkori (szarmata) trópusi tönkfelszínalakulást két észak-magyarországi vulkáni hegységben, a Mátrában (SZÉKELY 1961) és a Zempléni-hegységben (PINCZÉS 1961) korrelatív lepusztulástermékekkel és megfelelő felszíni formákkal igazolták is. Minden bizonnyal igazolható a felszínfejlődésnek ez a módozata a Börzsönyben és a Visegrádi-hegységben is, valószínűleg a magyarországi variszcidák területén is, sőt bizonyos időszakaszokban folyamatban volt a trópusi tönkfelszínalakulás a mezozóos kratoszinklinálisok anyagából kivésett karsztos röghegységekben is. Mivel azonban az említett hegységek geomorfológiai fejlődéstörténetére vonatkozó, részletes vizsgálatok alig állanak még rendelkezésre, az alább kifejtésre kerülő megfontolások semmiképpen sem igényelhetik maguknak, hogy az említett hegységek felszínfejlődésének kérdéseit a maguk teljességében tartalmazzák. Nem is ez a céljuk. Céljuk a problémák felvetése és az ösztönzés a részletes kutatásra a magyarországi felszínalakulási vizsgálatoknak egyik eddig teljesen elhanyagolt területén.

III.

A magyarországi tönkös középhegységek alaktani fejlődésének főbb mozzanatai a ritmusos epiro- és orogenetikus mozgások, valamint az éghajlati hatások együttes ismeretében magyarázhatók. Ilyen vonatkozásban a hegységek fejlődésének folyamatában természetesen egyezéseket mutató szakaszok is vannak. Ezekből az egyezésekből és hasonlóságokból azonban nagy hiba lenne a hegységek geomorfológiai fejlődéstörténetének teljes egyveretűségére és azonosságára, valamint a formák azonosságára következtetni.

Ismeretes, hogy a Kárpátokkal övezett nagy medence magyarországi részterületén csak alacsony és közepes (500 – 1000 m) magasságú hegységek vannak. Ezek szerkezetüket tekintve háromfélék: *a) variszcida maradványok* (Soproni-, Kőszegi-, Velencei-hegység, a baranyai alacsony gránittöng és az alacsony Szendrői-vonulat); *b) mezozói kratoszinklinálisokból alakult, többé-kevésbé elkarstosodott röghegységek* (Dunántúli-középhegység, Mecsek, Villányi-hegység, Bükk, Aggteleki-karszt); *c) vulkáni felhalmozódásokból alakult hegységek* (Visegrádi-hegység, Börzsöny, Mátra, Zempléni-hegység).

Mindezek a hegységek – mint jeleztük – poligenetikus térszínalakulással keletkezett, korábban terjedelmes felszín maradványai. Eredeti kiterjedésüket a másodkori, de különösen a harmadkori és pleisztocénkori szinorogén és posztorogén diktyogenetikus és epirogenetikus mozgások változtatták meg. Ez a tény semmiképpen sem hagyható figyelmen kívül a hegységek formáinak magyarázata során.

A Kőszegi- és a Soproni-hegység annak a terjedelmes kristályos hegységnek a szerény felszíni maradványa, amely a Keleti-Alpok központi kristályos övének folytatásaként eredetileg a mai Kisalföld helyén még az alsópliocénban is a felszínen állott, összekapcsolva egymással az Alpok és a Kárpátok kristályos övezetét.

A kaledonida-variszcida szerkezeti jellegzetességeket mutató Velencei-hegység és a Mecsekhez támaszkodó baranyai gránittérszín a medencebeli mélyfúrások adatai szerint annak a terjedelmes hajdani kristályos hegységnek volt a tartozéka, amely a bakonyi mezozóos kratoszinklinálistól D-re magasodott Somogy és Baranya területén és a Dráván túl, sőt az Alföld Ny-i felében is.

A mai középhegységeknél nagyobb területeket foglaltak el a mezozóos kratoszinklinálisok is, de jelentős részeik lesüllyedtek. A dunántúli mezozóos kratoszinklinálisnak a DNy-i szárnya, az észak-magyarországi folytatásának pedig D-i része süllyedt a mélybe a harmadkori szinorogenetikus medencealakító mozgások során.

Nem maradt meg eredeti, sértetlen kiterjedésben a harmadkori vulkanitok által befedett térszín sem. A belső-kárpáti vulkáni hegységvonulatnak D-i, lesüllyedt, ma még csak körvonalalaiban ismert, tekintélyes részét fedte el a Mátrától a Vihorlátig az Alföld újharmadkori és negyedkori üledéksora.

Az eredetileg (az alsópliocénig) nagy területeket elfoglalt *variszcida kristályos hegységek* felszínének alakulásáról, miocén- és óharmadkori fejlődéstörténetéről nagyon keveset tudunk. A fúrásadatok szerint felszínük szárazföld volt az egész mezozoikum és az óharmadkor folyamán, sőt az újharmadkor legnagyobb részében is.

A ma felszínen levő részek kétségtelenül tönkmaradványfelszínek. Ilyen tönkmaradványfelszín a Soproni- és a Kőszegi-hegység is, ilyen a Velencei-hegység és a Baranyai-gránittöng felszíne is. Magasságuk különböző. A löszfedte Baranyai-gránittöng átlagosan 200 – 300, a Velencei-hegység 250 – 350, a Soproni-hegység 300 – 450, a Kőszegi-hegység 500 – 800 m magas a tengerszint felett. A magasságkülönbségek nem minden esetben denudációs eredetűek. Bennük a variszcida szerkezeti tagok eltérő mozgásmechanizmusa és a vertikális mozgások mértékének különbségei mutatkoznak meg.

A variszcidák magasságkülönbségeiből és elegyengetett maradványfelszínükből, amelyet a tönkfelszínek magassági helyzetének megfelelően mélyebb vagy sekélyebb pliocénvégi és pleisztocénkori völgyek daraboltak fel, a hegységek korábbi geomorfológiai fejlődéstörténetére csak kevésé tudunk következtetni. Az tény, hogy a mezozoikum és az óharmadkor meleg, sőt trópusi éghajlata (ANDREÁNSZKY 1954) idején az állandó lehordás területei voltak. A denudáció areális trópusi letarolódás (trópusi tönkösödés) lehetett. Erre látszanak utalni a korrelatív lepusztulástermek (kréta—eocén bauxit, eocén tarkaagyag, oligocén homok és agyag, miocén mállott gnájsz- és gránittömbök). Ha az ország középhegységeinek peremét elfedő apróbb-durvább szemű kavicstömegek kora helvét (VADÁSZ 1960), akkor a kavicstömegek vagy hűvösebb éghajlati szakasz, vagy a trópusi zóna fölé emelkedett magashegységi övezet lineáris eróziójának lehetnek emlékei. Magashegységi térszínre gondolt már LÓCZY is (1913), aki a Bakony miocén kavicstakaróját a Dunántúli-középhegység és a Mecsek között szerinte a miocénban még fennállott magashegységéből származtatta.

Valószínű, hogy ez a megállapítás — bizonyos korrekciókkal — helyes, azonban nem változtat azon a tényen, hogy a feltételezett magasabb hegységi területek a tortónai időben és a szarmatában már tönkfelülett tarolódtak le. Ezt a mállással és rétegerózióval (areális erózióval) kialakított miocén tönkfelületet jól mutatja a Soproni-, a Kőszegi- és a Velencei-hegység is. A poszthelvét-tortónai-szarmata tönkalkulást egészen világosan és egyértelműen igazolja a Soproni-hegység földtani szelvénye (VENDEL 1920). A poszthelvét miocén tönkfelület *azonos szintben* metszi a hegység kristályos paláit, gnejszt és a kristályos alaphegységre települt brennbergi helvét kavicrségeket.

További négy denudációs szintet ír le KÁRPÁTI (1955) a hegység K-i, medenceperemi oldalán. A négy szintet pliocénkori tönklépcsőkként értelmezte. A legfelsők valószínűleg pannóniai korú denudációs (esetleg abráziós?) lépcsők. Az alsóbb szintekkel együtt várnak részletes magyarázatra a hegység és a Soproni-medence részletes geomorfológiai fejlődéstörténetének megvilágításával kapcsolatosan.

A *Kőszegi- (Rohonci-, Borostyánkői-) hegységnek* csak nagyon kis része tartozik Magyarország területéhez. Szélesen terjengő, egyenletes, 800—860 m magas tetőszintje a hegység É-i és D-i lejtőjén mintegy 500 m magasságban található helvét deltakavics és abráziós konglomerátum (?) felett valószínűleg a Soproni-hegység felszínével egyező korú, csak annál magasabbra kiemelt poszthelvét „trópusi” tönkfelszín. Lejtőjén a pannóniai üledékek 400 m magasságig található meg. Felettük, mintegy 500—600 m magasságig tönklépcső emelkedik. Ezt a tönklépcsőt viszonylag mély eróziós völgyek darabolják fel. Völgyfőik a tönklépcső felett ellaposodnak. Ez a tönklépcső valószínűleg alsópliocén (alsópannóniai) denudációs felszín, de eredete még tisztázatlan. Lejtője a hegység lába felé fokozatosan ellankasodik, a völgyek kiszélesednek és lapos hordalékkúpokat terítenek a felsőpannóniai üledékekkel és szoliflukciós vályoggal fedett periglaciális hegy lábövré (pediment).

A Mecsekhez K-en támaszkodó *Baranyai-(Geresdi-) gránittönk* a Soproni- és a Kőszegi-hegységtől különböző morfológiai képet mutat. A mindössze 315

m-rel tetőző, lösztakaróval fedett alacsony tönkfelszín poligenetikus eredetű, de fejlődéstörténete még tisztázatlan. Valószínű, hogy a mezozoikum nagy részében szárazulat volt trópusi tönkfelszínalakulással és csak a mezozoikum második felében, valamint a középsőmiocénban került tenger alá. Elborította a pannóniai tenger is. Vagyis eredetét tekintve *eróziós-abráziós tönkfelszín*. Az utolsó jégkorszakban a periglaciális szoliflukció is hátrahagyta nyomait a felszínen.

A mintegy 35 km² területű, 351 m absz. és 200–280 m átlagos magasságú *Velencei-hegység* a Zámolyi-medence és a Velencei-tó árka között enyhe lejtőkkel beszegett, hullámos gránittönkfelület. A harmadkorban tönkké alakuló hajdani, terjedelmes kaledonida-variszcida kéregdarabnak a stájer orogenetikus mozgások után felszínen maradt darabja. A tönkfelszín a hegységet É-on és DNy-on kísérő, erősen összegyűrt palaburok felszínén is folytatódik. Ez a tönkfelület tortón-szarmata képződmény lehet, mert felszíne a hegység É-i oldalán a helvéciai üledékeket is metszi. Mivel a teresztrikus-fluviatilis helvéciai üledékek alatt felsőeocén durva törmelékből álló rétegösszlet települ, arra is lehet következtetni, hogy eocénkori abrázió is játszhatott szerepet a hegység felszínének legyalulásában. A tortón-szarmata tönkfelszín kialakuláskörülményeiről viszonylag jól értesítenek a gránitfelszín vastag málladéktakarója és a belé ágyazódott kriptogenetikus gránitellipszoidok, amelyek közismerten a trópusi szavannaéghajlat uralma idején végbement mállás és tönkös térszínformálódás bizonyítékai.

A tönkös térszín átöröklődött a pliocénra is. A pannóniai tenger kb. 250 m absz. magasságig terjedhetett. A K-en meredek töréssperemmel a pliocén végén és a pleisztocénban féloldalasan kiemelt hegységben a pannóniai térszínalakulás nyomai D-en jól kirajzolódó lépcső alakjában jelentkeznek (Pákozd, Sukoró). A gránittönkfelületet lapos, sekély korráziós és eróziós völgyek tagolják; a lejtőkön periglaciális gelifrakciós blokkok hevernek.

Az Aggteleki-karszthoz csatlakozó alacsony *Szendrői-hegység* és a *Rudabányai-vonulat* felszínét még a felsőpannóniai üledékek is befedték. Exhumálódott felszínük poligenetikus; térszínüket trópusi tönkösödés és neogén abrázió, majd kiemelkedésük után a periglaciális és a mérsékeltövi denudáció és karsztosodás alakította ki.

A *Dunántúli-középhegység* és a *Mecsek*, valamint az Északi-középhegységben a *Bükk* és az *Aggteleki-hegység* mezozoós (túlnyomóan triász) mészkő és dolomit alapanyagú középhegységek. Uralkodó szkulpturális forma bennük a tönkfelszín. Mezozoós kratoszinklinálisok, sőt a Bükk kárpáti geoszinklinálisrészlet, de egymástól eltérő mozgásmechanizmussal és ennek nyomán érdekes, de még kevésbé ismert különbségeket mutató térszínalakulással. Geomorfológiai fejlődéstörténetük alapvetően jelentős közös jellegzetessége volt mezozói és harmadkori *morfológiai inverziójuk*. Helyükön a triászban ismeretlen magasságú, kristályos kőzetű szárazulatokkal beszegett mély tenger hullámmozott, később, a másodkor második felében és a harmadkorban is térszínük kristályos kőzetű hegységvonulatok közé foglalt, alacsony szigetekből álló archipelágus volt; üledékgyűjtő, amelynek a szigetein teresztrikus eredetű üledékek (bauxit, kavics), tengerszorosáiban és öbleiben neritikus, szublitorális és litorális képződmények (agyagos, homokos,

barnakőszenes rétegek) felhalmozódása folyt. Részletesebb paleogeográfiájuk ugyan még nem ismeretes, az azonban bizonyos, hogy a morfológiai inverzió a másod- és a harmadkorban a középsőmiocénig (burdigáliai idő) bezárólag mutatható ki.

A mai alföldek helyén még az alsópannonban is nagy területeken kristályos hegységek és trópusi tönkfelszínekkel fedett szárazulatok emelkedtek, a mai mészköves, karsztos röghegységek helyén pedig üledékgyűjtő tengerágak, öblök és alacsony szigetek helyezkedtek el. Geomorfológiai tekintetben hegységgé a mezozoós kratoszinklinálisok területe csak a harmadkorvégi és a pleisztocénkori színorogén epiro- és diktyogenetikus mozgások következtében alakult. Ilyen vonatkozásban tehát a Dunántúli-középhegységben is, a Mecsekben is, valamint a Bükkben és az Aggteleki karsztos hegységben is el kell különítenünk egymástól a másod- és harmadkori *tönkfelszínalakulás* és ezt követően a *hegységgé válás* folyamatát. A tönkfelszínalakulás sem valamiféle morfológiai ciklus befejező szakasza nem volt, sem nem volt bizonyítéka a hegység emelkedése és letarolódása feltételezett egyensúlyi állapotának, hanem a másod- és harmadkor folyamán mindazokban az időkben folyamatban volt, amikor a váltakozóan nedves-száraz trópusi éghajlat lehetővé, sőt kizárólagossá tette az areális lepusztulás (mállás és leöblítés, rétegerózió) uralmát. Az ilyen lepusztulás (trópusi tönkfelszínalakulás) idején nem volt szükséges a területnek magasan az erózióbázis szintje fölé emelkednie, mert a trópusi tönkösödés független az erózióbázis szintjétől. A mezozoós kratoszinklinálisokból alakult szárazulatok a sztratigráfiai elemzések szerint a másod- és a harmadkor folyamán – mint üledékgyűjtő köztes területek – magasra soha nem is emelkedtek, bár térszínalakulásuk a kratoszinklinális aljzatának mozgásmechanizmusa nyomán mutatott bizonyos különbségeket.

Legkorábban, már a triász végén, vált szárazulattá a Bükk és az Aggteleki-karszt, legkésőbb pedig, a krétában, a Mecsek területe. A jura végén szárazulat volt már a Dunántúli-középhegység területe is; a Pilisben és a Gerecsében a jurakori, a Bakonyban a krétakori – valószínűleg trópusi – őskarszt nyomaival. Tágas, mély dolinák és mély hasadékkarrok, a trópusi toronykarsztra emlékeztető formák őrzik ennek az ősi térszínalakulásnak a nyomait.

A jura- és krétakori trópusi karsztos felszín nem jelentett a Dunántúli-középhegységben magasra emelkedő területeket. Alacsony tönkfelszínűek voltak ezek a másodkori karsztok, részben a tengerparti területek abrázíós karsztjelenségekkel (Budai-hegység, KRIVÁN 1959), részben a trópusi tönkfelszínalakulást bizonyító mállástermékekkel, üledékekkel (bauxit) fedett töbrös, poljés planinák (Vértes, Déli-Bakony), amelyeket a karsztos felszínéknél magasabb kristályos hegységek fogtak közre. Ezek területéről származott a planinákat befedő trópusi málladék. A Déli-Bakony bauxittal lefedett felszíne mutatja a kréta-preeocén karsztos tönkfelszín, amelyre a bauxitösszlet és az eocén fedőhegységi üledékek eróziós diszkordanciával települnek.

A Dunántúli-középhegységéhez hasonló másodkori trópusi karsztos tönkfelszínalakulás az ország többi mezozoós középhegységében csak valószínűsíthető, de ez idő szerint még nem bizonyított. A Bükkben és az Aggteleki-hegységben

hiányzik a jura és a kréta. Ezek valószínűen szárazulatokká váltak a triász után, de olyan erős letarolódást szenvedtek az ausztriai fázist követő emelkedés során és később is, a harmadkorban, hogy geomorfológiai fejlődéstörténetük mozzanatai, a térszínformálódás módozatai még nem ismeretesek. Közlebbi és távolabbi szomszédságuk feltehetően korrelatív lepusztulástermékeinek elemző vizsgálatától várhatók paleomorfológiai eredmények. Ma még csak annyi látszik bizonyosnak, hogy a szárazulati (denudációs) periódus a felsőeocénig tartott, majd a pireneusi fázis után tovább folytatódott az infraoligocén denudációval. Jellege szerint minden bizonnyal trópusi tönkfelszínalakulás volt.

A mecseki tönkös térszínalakulás krétavégi kezdete az ausztriai fázist nyomon követő epirogenetikus emelkedésnek és a vele kapcsolatos trópusi lepusztulásnak volt az eredménye. A felszínalakulás jellege trópusi tönkösödés lehetett kristályos alaphegységvonulatokkal közrefogott alacsony, karsztos felszínen (bauxit a Villányi-hegységben). Az ilyen jellegű térszínformálódás folytatódott az eocénban és az oligocénban is, sőt áterjedt az alsómiocénre is.

Az eocéntól kezdve a paleomorfológiai fejlődéstörténetnek fokozatosan gyarapodó jelei mutatkoznak. Belőlük lehet következtetni az egyes hegységek felszínalakulásának különbségeire. Az eocénban szárazulat volt a Mecsek és a Villányi-hegység területe, a Dunántúli-középhegység kristályos hegységekkel szegett szigettenger volt kisebb-nagyobb szárazulatokkal, a Bükk és az Aggteleki-hegység a felsőeocénig szárazulat, a felsőeocénban területüket sekély tenger borította. A szárazföldi térszínalakulás az eocén üledékek (mészkö, tarka agyag, barnakőszén, alapkonglomerátum) szerint a partszegélyeken abrázió, a szárazulatokon trópusi areális lepusztulás volt.

Hasonló volt a jellege az *infraoligocén denudációnak* is. Areális lehordódás a Mecsekben, a Bakonyban és a Vértesben, szigettenger jelleg alacsony szárazulatokkal a Gerecsében, a Pilisben és a Budai-hegységben, sekélytengeri előntés a Bükkben és az Aggteleki-hegységben alacsony szárazulatokkal. A Budai-hegység és a Nyugati-Cserhát durva kvarckonglomerátumja (hárshégyi homokkő) az említett területek É-i szomszédságában fekvő magasabb hegység lineáris eróziójáról látszik tanúskodni. Sem ennek a feltételezett lineáris erózióknak, sem az infraoligocén areális lepusztulásnak térszíni formákban is hátrahagyott nyomai sehol az országban nincsenek. Mivel a tönkös felszínnek területe a mai középhegységek területénél a másodkor végén és az óharmadkorban sokkal nagyobb volt, a korrelatív lepusztulástermékek hézagtalan összeleteli pedig sehonnan sem ismeretesek, a másodkori és az óharmadkori letarolódás mértékéről még becsléseink is alig lehetnek. Több száz m vastag kőzetanyag kerülhetett évmilliók során lehordásra.

Az oligocén és alsómiocén üledékek, valamint a paleontológiai adatok elemzése alapján valószínűsíthető, hogy a pireneusi és a szávai mozgások élénkebb relief kialakulásával nem jártak (VADÁSZ 1960, ANDREÁNSZKY 1954). A miocén elején kristályos alaphegységek terjedelmes, hullámos tönkfelületei fogták közre a Dunántúli és Kisalföld területén a mezozóiai kratoszinklinálisokból és az Alföld, valamint a mai Északi-középhegység területén a mezozóiai kratoszinklinálisokból és a kárpáti típusú geoszinklinálisokból alakult vonulatokat. Ezek is alacsonyak

voltak. Mészköttakaróikat és óharmadkori medencéik felszínét azonos szintre koptatta és töltötte az erózió és az akkumuláció.

Az *egységes alsómiocénkori trópusi tönkfelszint* a stájer fázist követő rögös fel-darabolódás és fokozódó medencealakulás szüntette meg. A folyamat fokozatos volt. A burdigáliai előntés még csak a Duna és a Sajó – Hernád közé eső területre terjedt ki (SZENTES), a helvétii emelet idején az Alföld területe kivételével már sziget-tengerré alakult az ország térszíne jelentős (1000 – 1400 m-es) szintkülönbségekkel, a kristályos térszíneken középhegységi formákkal, az archipelágus jellegű krato-szinklinális medencéi és öblei területén a középhegységekből származó fluviatilis üledékfelhalmozódással (delta- és hordalékkúp-képződéssel), az alacsonyabb szárazulatokon és szigeteken a partszegélyeken abráziós teraszok kifaragásával, a szigetek belsejében az areális „trópusi” letarolódás folytatódásával. A Soproni-hegység helvétii emeleti több száz méter vastag folyóvízi (delta?, hordalékkúp?) és abráziós kavicsával egykorú, de erősen lehordott kavics és konglomerátum a Bakony kiterjedt területein, a Budai-hegység, a Mecsek és a Bükk környezetében, slír jellegű tengeri agyag, édesvízi agyag és homok tanúskodik a középmiocén-kori változatos térszínformálódásról.

A tortónai emelet idejének elején fokozódott a tenger előnyomulása. Tengerrel körülvett szigetté vált a Bakony és a vele összeforrott Vértes – Gerecse – Budai-hegység, valamint a Mecsek is. A Bükköt és az Aggteleki-hegységet a Sajó – Hernád-medence széles tengeröble választotta el egymástól. A térszínalakulás új elemeként jelentkezett a tortónai időben az ország északi részén a *vulkánosság*.

A tortónai idő meleg, szemitropikus éghajlata ismét kedvező volt (ANDREÁNSZKY 1954) az areális letarolódás számára. A tortónai tengerből kiemelkedő szigeteken és szárazulatokon az erős lepusztulás eltüntette a helvétii emelet idején keletkezett jelentős szintkülönbségeket. A Soproni- és a Kőszegi-hegység tönkösödésével egyidejűleg nyeste le és alakította ki az areális lepusztulás a Mecsek központi tönkös felszínét, exhumálta az Északi (Magas)-Bakony alsómiocén tönkfelületét, letakarítva róla a helvétii kavicsköpenyt, áttelepítve a kavicsot a Déli-Bakony areális lepusztulás és abráziós gyalulta felszínére. Id. LÓCZY a Déli-Bakony K-i részét, a Veszprémi-fennsíkot miocén (mediterrán) abráziós felszínnek tartotta (1913). Bár a kérdés még részleteiben megoldatlan, mégis mai ismereteink alapján a Veszprémi-fennsíkban miocén „trópusi” tönkfelszint vélünk felismerni, amelynek letarolása a tortónai időben következett be, de folyamatban volt még a szarmata időben is. Lepusztulása tehát a Magas-Bakony tönkjeivel (Tési-fennsík, Mellár) és tönkrögeivel (Kőrös-hegy, Somtető, Papod) egykorú, csak emezek a pliocén végén és a pleisztocénben magasabbra emelkedtek ki, mint a litéri torlódástól D-re, a Veszprémi-fennsík. Mindez nem jelenti azt, hogy a Déli-Bakonyban a mai 400 – 450 m tszf-i magasságban ne lehetnének miocénkori abrázióval legyaltult felszínek, keskenyebb-szélesebb abráziós teraszok (VADÁSZ 1953, 1960), kijelölésük azonban nehéz. A bakonyi „mediterrán” kavicsot aligha tarthatjuk egyveretű helvétii képződménynek. Anyaga csak részben miocén. Van benne szarmata, pannón, sőt pleisztocén kavics is. Eredete túlnyomóan folyóvízi, de természetesen lehet benne abráziós kavics is. Ez a megállapítás érvényes nemcsak

a bakonyi, hanem általában a magyarországi középhegységek miocénkorinak vett kavicstömegeire, tehát a soproni, a mecseki, a budai és a bükki helvét-szarmata-pannón kavicsokra és hömpölyökre is. Keletkezésük kérdése — részletes anyagvizsgálattal — elérkezettnek látszik a megoldásra.

A tortónai tönkfelszínalakulás nemcsak a variszcidák (Kőszegi-, Soproni-hegység) felszínét nyeste le, nemcsak a bakonyi és a mecseki — magyar viszonylatban terjedelmes — tönkfelszíneket alakította ki, hanem eredménye volt az erős areális lepusztulás és tönkfelszínalakulás a Gerecsében, a Budai-hegységben is, de különösen a Bükkben és az Aggteleki-karsztban. A Bükk ekkor vesztette el eocén és oligocén takarójának nagy részét, exhumálódott benne a másodkori karsztfelszín, majd természetesen tovább is pusztult. A lepusztulás mértékéről még csak becsléseink sem lehetnek, hiszen kréta-eocén bauxitnyomok sem a Bükkből, sem az Aggteleki-hegységből nem ismeretesek.

A tortónai térszínalakulás tönkfelszínei átöröklődtek a szarmata időre is. A fő lepusztító erő a szarmatában is az areális erózió és a mállás volt. A felszíni képből változásokat leginkább a felsőszarmata (attikai) mozgások okoztak. A korábbi hosszanti (ÉK—DNy) és harántvetők (ÉNy—DK) mentén megújult mozgások tovább darabolták — emelték a felszínen maradt mezozoós rögös tönkhegységeket (Budai-hegység, Pilis, Gerecse) és a kristályos masszívumokat, felszínükbe a Dél-Dunántúlon és az Alföld középső és É-i részén is tágas medencéket mélyesztve. Ilyen módon a felsőszarmata regresszió teret biztosított a pannóniai erózió és abrázió számára.

A szarmata térszínformálás a legmaradandóbb következményei a tortónai és szarmata időben felhalmozódott és felépült vulkáni hegységek, agglomerátum- és tufatakarók, valamint szubvulkáni képződmények lepusztítása és exhumálása. A Zempléni-hegység (PINCZÉS 1961), de különösen a Mátra (SZÉKELY 1961) korszerű geomorfológiai vizsgálata igazolta azokat a feltevéseket (BULLA 1954, LÁNG 1955), hogy az Alföldet É-on beszegő tortón-szarmatakorú vulkáni hegységekben primér vulkáni felhalmozódásformákat egyáltalán nem, sőt a davisí vulkáni ciklus maturus formáit sem (CHOLNOKY 1936, LENGYEL 1954) lehet megtalálni. Ezek a hegységek ún. „álmaturus” tönkfelszínek. A variszcida és mezozoós alapanyagú középhegységek tönkös felszínének tagozottságát erősen felülmúló viszonylagos szintkülönbségeik, tagozottságuk a vulkáni kőzetek minőségi különbségeire, az areális letarolódást zavaró vertikális mozgásokra, valamint az éghajlat fokozatos módosulására vezethetők vissza. A Mátra, a Börzsöny és a Zempléni-hegység központi 600—1000 m magas, valamint kisebb területen a Visegrádi-hegység 600—700 m-es tető- és gerincszintje korrelatív lepusztulástermékekkel igazolt szarmata tönkfelszín.

A szarmatakorú tönkfelszín alatt 400—600 m tszf-i magasságban a Mátrában és a Börzsönyben 0,5—3 km széles, elegyengetett lépcsőfelszín helyezkedik el. Egyesek szerint pannóniai (alsópliocén) partközeli areális denudációs lépcső (SZÉKELY 1961). Nagyon valószínű feltevés. Helyességét támogatja az a megfigyelés, amely szerint a Központi-Börzsönyt körülövező tönklépcsőn felsőpannóniai folyókavics található (LÁNG 1955). Ezen a felszínen tehát a Kárpátokból jövő folyók haladtak

keresztül a felsőpannóniai emelet idején a közeli felsőpannóniai beltő felé igyekezve. Ilyen alsópannóniai kori elegyengetett szintek a Visegrádi-hegységben és a Zempléni-hegységben, valamint a Cserhátban is feltételezhetők, de kimutatva eddig nincsenek. Velük azonos, vagy közel azonos magasságú szint, sőt szintek a Bükk D-i és K-i részében, a Gerecsében és Budai-hegységben, a Bakonyban és a Mecsekben is jelentkeznek. Ezek nem terjedelmes tönkfelszínek, mint a Mecsek, a Bakony, a Soproni-, a Kőszegi-hegység, a Börzsöny, a Mátra és a Zempléni-hegység központi részeit elfoglaló miocénkori (törtónai-szarmata) elegyengetett felszínek; nem hasonlítanak a Budai-hegység és a Gerecse szertedarabolódott miocénkori tönkrögeihez sem. A Börzsöny és a Mátra 400–600 m-es denudációs lépcsőjéhez hasonlítanak terjedelemben is, a Bükkben magasságban is, általában azonban 300–400 m magasságúak. A Bakonyban a 300 m körüli szintet ID. LÓCZY pannóniai abrúziós színlőnek tekintette. Pannóniai abrúziós teraszt vélt hasonló magasságban a Mecsekben VADÁSZ (1935) és a Bükkben KERÉKES (1938). Nagyon is plauzibilis feltevések, hiszen a felsőpannóniai beltőnek a Bakony, a Mecsek és a Velencei-hegység szigete, a Gerecse a Budai-hegységgel, a Bükk a Mátrával és a Zempléni-hegység félszigete volt. Az ország többi része tenger alá került. Mégis, ezeknek a középhegységek peremén kijelölhető lépcsős szinteknek a kialakulását magyarázva igen részletes formaelemzésre lesz még szükség. Csak minden körülményre, első soron a pliocénvégi és pleisztocénkori tektonikus mozgások, valamint a pleisztocén éghajlatváltozások térszínalakító szerepének megvilágítására kiterjedő vizsgálatokkal lehet majd megoldani a lépcsős szintek keletkezésének kérdését. Ilyen vizsgálat még kevés van. A Budai-hegység D-i részében, valamint a Bükk D-i oldalán — éppen a hegységperemi lépcsők övezetében — fiatal diszlokációs zóna mutatható ki, amely a hegység központi, magasra kiemelt miocén-alsópliocén tönkfelszínét kíséri, tehát annak levetődött, vagy az emelkedésből kimaradt szegélye (Gellérthegey, Sashegy, Martinovics-hegy, Törökugrató, budaörsi Kálvária, Rupp-hegy, Tűzkő-hegy, Csíki-hegyek a Budai-hegység peremén; a Délnyugati- és a Délkeleti-Bükk a Bükk -fennsík peremén). Ezeknek a diszlokációs öveknek a szintjei különösen gondos morfológiai elemzést igényelnek.

A pannóniai idővel zárult a magyarországi középhegységekben és az Északi-középhegység medencéiben — a Cserhát és a Sajó-medence baloldala kivételével, ezeket még elborította a felsőpannóniai beltő — a másod- és harmadkori, uralkodóan meleg, váltakozóan nedves-száraz éghajlaton jellegzetes areális letarolódás, az elegyengetett tönkös középhegységi és letarolt dombsági felszínek kialakulása és képződése. A pliocénvégi fokozatos éghajlatváltozás és a klímaváltozással egyidejűleg végbement szerkezeti mozgások — a rhodanusai és valachiai fázisokat követő emelkedések — nyomán a felszínfejlődés irányzata, jellege megváltozott. A pleisztocén idő nedvesebb szakaszaiban a lineáris erózió, a völgyképződés és a karsztos térszínformálódás, a hideg-száraz periódusokban az időszakosan fagyott lejtőkön a szoliflukció, a krioplanáció és a korrázio, valamint a törmelékkepződés és a laterális erózió hegységplátfelszínek alakításával volt jellegzetes. A Zempléni-hegységben a Hegyalja, a Bükkben a Bükkalja, a Mátrában a Mátraalja, a Bakonyban a balatoni Riviera és a Bakonyalja a legtipusosabb példái a jégkorszaki peri-

glaciális hegyláb felszínnek. Laterális erózióval lenyesett, szoliflukcióval elegyengedett felszínükön ott sorakoznak a glaciális szakasz aszóinak fanglomerátjai és törmelék kúpjai.

IRODALOM

- ANDREÁNSZKY G., Ősnövénytan. — Akad. Kiadó. Bp. 1954.
- BULLA B., Általános természeti földrajz. — II. k. Bp. 1954.
- BULLA, B., Gedanken über die Natur, die Grundeigenschaften und die Gesetze der Reliefentwicklung. — Előadás a XVIII. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson. 1956. aug. 17. Rio de Janeiro.
- BULLA, B., Zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen. — Földr. Ért. 1958.
- CHOLNOKY J., Magyarország földrajza. — Danubia Kiadó. Pécs 1928.
- CHOLNOKY J., Magyarország földrajza. — A Föld és élete. VI. k. Franklin Társulat kiadása. É. n. (1936).
- KÁRPÁTI L., Adatok Sopron környékének geomorfológiájához. — Földr. Ért. 1955.
- KEREKES J., A Tárkányi-öböl morfológiája. — Földr. Közl. 1936.
- KEREKES J., Az egri barlangvidék kialakulása. — Barlangkutatás 1938.
- KRIVÁN P., Mezőöös karsztosodási és karsztlefedési szakaszok, alsóbartoni sziklás parti jelenségek a Budai-hegységben; a szubgresszió fogalma. — Földt. Közl. 1959.
- LÁNG S., A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. — Akad. Kiadó. Bp. 1955.
- LÁNG S., A Bakony geomorfológiai képe. — Földr. Közl. 1958.
- LEÉL-ÖSSY S., A Magas-Bükk geomorfológiája. — Földr. Ért. 1954.
- LENGYEL E., A Dunazug-hegység andezitterületének felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. az 1951. évről.
- LENGYEL E., Abaújszántó környékének földtani és közettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1954.
- LÓCZY L. id., A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. k. Bp. 1913.
- LÓCZY L. id., A Magyar Szent Korona országainak leírása. — Magyar Földrajzi Társaság kiadása. Bp. 1918.
- PINCZÉS Z., A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza. — Kandidátusi disszertáció. Kézirat. Bp. 1961.
- PRINZ Gy., Magyar Földrajz. I. k. — Bp. 1936.
- SZÉKELY A., A Mátra és környezetének geomorfológiai fejlődéstörténete. — Kandidátusi disszertáció. Kézirat. Bp. 1961.
- VADÁSZ E., A Mecsek. — Magyar tájak földtani leírása. Bp. 1935.
- VADÁSZ E., Magyarország földtana. — Akad. Kiadó, Bp. 1953. II. átdolgozott kiadás. Bp. 1960.
- VENDL A., A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1914.

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó igazgatója

Felelős szerkesztő: Szigeti Mihály — Műszaki szerkesztő: Beck Anna — Borító és kötéstervező: Székely Edit

A kézirat nyomdába érkezett 1968. VII. 24.

Példányszám: 500

Terjedelem: 12,6 A/5 ív

66040/68 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

DR. LÁNG SÁNDOR

A CSERHÁT TERMÉSZETI
FÖLDRAJZA

Földrajzi monográfiák VII.

375 oldal — 20 fotó — 57 ábra — 100 táblázat
Kötve 70,— Ft

Északi-középhegységünk egyik legnagyobb kiterjedésű tagjának, valamint a hozzá csatlakozó Gödöllői-dombságnak és Salgótarján környékének teljes természeti földrajzi képét tárja elénk a szerző.

Az elmúlt másfél évtized helyszíni tudományos és műszaki tudományos kutatásai, feltáró munkálatai alapján korszerűen elemzi a felszín kialakulását; részletesen tárgyalja és a legújabb módszerekkel összeállított ábrák és táblázatok segítségével jellemzi a területnek a gyakorlati élet, általában a termelés szempontjából is nagymértékben hasznosítható éghajlati, vízrajzi, talaj- és növényföldrajzi adottságait; számos éghajlati és vízrajzi szélsőségi gyakorisági, valószínűségi és átlagértékadatot közöl.

A bemutatott anyag a táblázatokkal és az ábrákkal együtt igen nagy jelentőségű, és értékes segítséget nyújt népgazdaságunknak az erre a területre vonatkozó tervek sikeres megvalósítása szempontjából.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

