

A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatócsoportja  
Természetföldrajzi Részlegének Kiadványsorozata

---

TERMÉSZETFÖLDRAJZI  
DOKUMENTÁCIÓ

*7. kötet*



A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓINTÉZET  
TERMÉSZETFÖLDRAJZI RÉSZLEGÉNEK KIADVÁNYSOROZATA

TERMÉSZETFÖLDRAJZI DOKUMENTÁCIÓ

Hegységek és előterük lepusztulásformáinak  
geomorfológiai és nomenklaturai kérdései

SZIMPOZIUM  
1968. április 16-20.

7. szám

Budapest  
1968

2413 Csné

MTA ELNÖRŐZSI KÖNYVTÁR  
KELT 2354/1968  
HELY 2. 2209



Az elegyengetett<sup>1/</sup> felszinek főbb kutatási  
és nomenklaturai problémái

Pécsi M. - Szilárd J.

I. Bevezetés

A Föld domborzatának nagy formáit a belső erők hozták létre. Térben váltakozva, időben szakaszosan, megnövelik a domborzat reliefenergiáját. Ennek következtében - adott helyen és időszakban - a gravitáció fokozottabb hordalék-tömeg elhordásra és felhalmozásra készíti, ill. kényszeríti a külső erők mozgásfolyamatát. Ez utóbbiak tevékenységének minőségét és mennyiségét a mindenkor adott ökológiai viszonyok zónálisan és helyileg még tovább módosítják, illetve törvényszerűen határozzák meg a felszín kiegyenlítődsét.

A szüntelenül, de szakaszosan különböző erősséggel működő belső erők meg nem ismétlődően megújuló domborzat differenciálódást okoznak. A szüntelenül működő külső erők domborzat kiegyenlítő hatása <sup>2/</sup> pedig-térben és időben váltakozó mértékben- a gravitációs erő gyorsulásától és az adott ökológiai viszonyoktól irányítottan megy végbe. Ebből következik, hogy a külső erők tevékenysége sohasem célratörő, hanem csakis irányított lehet. A domborzat-kiegyenlítődsé folyamatata sem ismétlődhet meg egy korábbi állapotához azonos módon visszatérő ciklusokban, hanem a folyamatos változásnak ritmusai vannak.

A Föld különböző tájain - hegységeken és masszívumokban felismert elegyengetett felszinek igen változatosak. Kialakulási folyamatuk magyarázata a geomorfológia egyik régóta vitatott témája. Az elegyengetett felszinek problematikája a geomorfológia és ezen belül a felszínfejlődés alapvető elvi kérdéseit foglalja magába. De gyakorlati kérdések megválaszolására is lehetőséget nyújt, mint a lepusztult kéregdarabokon az ásványi kincseknek a felszín közelébe való kerülése, a korrelatív üledékekben eltemetett hasznosítható ásványi nyersanyagok - pl. bauxit, mangán, stb. - kutatása terén. Alkalmas továbbá a hosszú geológiai korokon keresztül lepusztulás alatt állt területek "szárazföldi sztratigráfiá"-jának kidolgozására. Ez utóbbi

---

1/ E tanulmány során az "elegyengetett felszín" kifejezést a legáltalánosabb értelemben használjuk mindenfajta deplanációs sík megjelölésére.



pl. a hegységi területek geomorfológiai térképezésénél a felszín korának meghatározásához alkalmazott módszer.

Elméleti vonatkozásban több átfogó és alapvető kérdést tartalmaz a téma.

1/ Az elegyengetett felszínek - általános megfogalmazás szerint - a belső és a külső erők meghatározott kölcsönhatására képződnek, melyek során a domináló szerep a külső erőknek jut /Ju.F.Csemekov 1965., V.P.Filcszov 1965., M.Klimaszewski 1963./ Kérdéses azonban, hogy a belső és külső erők miként befolyásolják az elegyengetett felszínek kialakítását. Vajon a földkéreg állandó, vagy szakaszos emelkedése, stabil állapota, vagy lassu süllyedése a feltétele-e a planációnak, ill. a lépcsősen egymás fölött elrendeződött, elegyengetett felszínek képződésének?

2/ Az elegyengetett felszínek kialakításában a külső erők közül korábban főleg a lineáris erózió szerepét hangsúlyozták ki. Ujabbán a külső erők klimazónánként megnyilvánuló szerepét differenciáltan vizsgálják, de a külső erők hatása értékelése e formák kialakításában nem egyértelmű. Ugyan ma már világos, hogy egyes éghajlati övekben a külső erők munkavégző képessége speciális és ennek megfelelő formátípusok alakulnak ki.

3/ Alapvetően kérdéses mindmáig a tönklépcsők, illetve pedimentlépcsők keletkezésének magyarázata. Vajon ezek egy hajdani egységes szint tektonikus feldarabolódása útján keletkeztek-e, vagy különböző kora letarolási szintek, avagy a planáció folyamatában megszakítatlan fejlődéssel autodinamikusan jöttek létre.

4/ A litológiának a felszín elegyengetésére gyakorolt hatását - lokális esetektől eltekintve - általában nem tartják döntőnek. A litológiai változatosság azonban a tipusos formáktól való eltéréshez vezet, de ennek mértéke sem kellően ismert.

5/ A lejtőlealacsonyodás magyarázatára két átfogó elméletet dolgoztak ki: 1. nem párhuzamos lejtőhátrálás a völgyközi házak lekeresített és általános lealacsonyodása /W.M.Davis, 1900; Philipson 1931; P.Birot 1951, stb./ és

2. a lejtők önmagukkal párhuzamosan való hátrálása /W.Pencik 1924, O.Lehmann 1933, J.P. Bakker 1956, stb./ Mindkettő kombináltan is alkalmazásra került. /J.Büdel 1957, 1965. A Cotton 1961, stb./

6/ A kutatás, a nemzetközi tudományos megértés, illetve együttműködés szempontjából - elvileg és gyakorlatilag - is alapvető jelentőségű a nevezéktani tisztánlátás, a szinonimák egyeztetése és a variánsok pontos definiálása. Ez utóbbiak hiánya munkánknak nem kis nehézséget okozott.



## II. A felszín kiegészítő fejlődést magyarázó elméletek

### 1/ Tönkfelszín

Genetikai és topográfiai értelmezése a szakirodalomban meglehetősen c. t. Szűkebb és tágabb körű értelmezéseket figyelembe véve a tönkfelszínnek - hegységekben, stabilis vagy emelkedő domborzaton - olyan jelentős kiterjedésű, enyhe relíefenergiájú sík felszínnek, amelyek denudációs folyamatok által keletkeztek, a belső erők által emelő és a külső erők letaroló tevékenységének meghatározott egyensúlya esetén

Egyesek a tönkfelszínnek kialakulását valamely külső erő tartós letaroló tevékenységével, mások többféle külső erőtényező együttes működéséeként, polygenetikus felszínneknek is tekintik, amelyekben időben egymást követően többféle külső erőhatás is dolgozott /Ju.A. Mescserjakov 1959, 1964, K. Klein 1959, W. Penck 1924. stb/. Vannak olyan nézetek is, amelyek szerint a tönkfelszínnek térben is polygenetikusak. Ezek összletébe nemcsak denudációs felszínnek tartoznak, hanem a hozzájuk szorosan kapcsolódó különböző akkumulációs, akkumulációs-denudációs felszínnek is /Ju.A. Mescserjakov 1959, A. J. Spiridinov 1961 /. Az előbbieket Pécsi M. /1967/ deplanációs, az utóbbiakat pedig applanációs felszínneknek nevezte.

#### a/ Abráziós tönk

Az elegyengetett felszínnek eredetére vonatkozó legkorábbi magyarázat az angol A.C. Ramsaytól /1846/ származó, a száraz tönkképződés elmélete lepusztulással értelmezte. Az abráziós tönkképződés elmélete Angliában hosszú ideig eluralkodott. Németországban ennek az elgondolásnak F. Richtshofen volt eszmei támogatója. Az elmélet a mult század utolsó negyedéig uralkodó szerepet töltött be a jelenlegi és hajdani - tengerpartokat övező elegyengetett síkságok magyarázatában.

Kétségtelen, hogy a jelenlegi tengerpartok mentén szélesebb-keskenyebb sávokban parti abráziós teraszok, illetve azok lépcsői sorakoznak egymás fölött, továbbá a hajdani beltengerek peremén fosszilis abráziós teraszok is megfigyelhetők. A kutatók többsége azonban nem tartja lehetségesnek, nagy kiterjedésű, szubkontinentális méretű, abráziós síkságok kialakulását. Ilyen értelemben ujabban az abráziós tönk kifejezés használatától tartózkodnunk kell. Helyesebb tengerparti eróziós teraszokról, illetve félsikokról beszélni.

#### b/ Peneplain /végső tönk/

E fogalmat Davis /1899/ alkotta és szubaeरिकus - elsősorban folyóvízi eróziós - folyamatok által csaknem síkká letarolt nagy kiterjedésű felszínnek értett alatta.



amelyek az eróziós ciklus szintjében a domborzat letarolódásának utolsó előtti /penultimare/ stádiumában alakultak ki a különböző humidus tájakon. A davis-i peneplain hosszú tektonikai nyugalom esetén a völgyeket elválasztó hátaik lealacsonyodása révén képződik.

E fogalom meglehetősen széles körben elterjedt és a Davis adta értelmezésnél sokkal szélesebb tartalmat nyert. Sokan oly nagy számban írtak már le peneplainokat a Föld különböző részeiről, hogy W.D.Thurnbury szerint /1954/ magának Davisnak kellett óvatosságra inteni a kutatókat.

Az elmélet körül a legnagyobb vitát az váltotta ki, hogy egyáltalán lehetséges-e a földkéregnek olyan hosszú tektonikai mozdulatlanlanságát feltételezni, mely elegendő időt biztosítana a letaroló erőknél a ciklusos fejlődés utolsó előtti szakaszáig. Azt is kétségbe vonták, hogy a földfelszín fejlődése ciklusosan megy végbe <sup>4/</sup>. A peneplain fogalma ugyanis a davis-i geomorfológiai ciklus elvéből szükségszerűen következett. Ilyen értelemben pedig, ha a ciklusos fejlődést cáfoljuk, a peneplain fogalma fikció.

Többek - módosítva Davis elméletét - úgy vélik, hogy a peneplain képződés végbenekedéssel kiemelkedés közben is, ha a kéregemelkedés sebessége gyengébb a letarolás üteménél. A lépcsős tönkhegységekre adott davis-i polyciklikus <sup>5/</sup> magyarázatot is sokan alkalmazzák bizonyos módosításokkal.

Davis - amerikai - követői közül is többen módosítással magyarázzák a peneplain képződést. W.D.Thurnbury /1954/ szerint Davis szellemében azok járnak el következetesen, akik a peneplain fogalmát azokra az elegyengetett síkokra alkalmazzák, amelyek a völgyközi hátaikon alakultak ki az eróziós ciklus vége felé, részben a folyók laterális planciójával, de nagyobb részben a lejtős tömegáthalmazás által. Ez tehát a davis-i gondolat jelentős kiegészítését jelenti. A peneplainhoz valamilyen módon hasonló, de más tényezők által, illetve körülmények között kialakult topográfiai felszíneknek más nevet kell adni. /Bulla B.1954, W.D.Thurnbury 1954, stb./ A peneplain fogalmának kialakulása idejében még hiányoztak a megfelelő ismérvek és a megkülönböztető nevek.

Egyesek a peneplain fogalom helyett peneplan, peneplén kifejezéseket javasolnak. [Egyre gyakoribb a vélemény, hogy a mérsékelt öv alatt az eróziós folyamatok teljes elegyengetésére, tönkösödésére sohasem vezethetnek. A mérsékelt égöv alatt ilyen felszínek megmaradhatnak, de azok egy korábbi trópusi éghajlattal jellemezhető időszak emlékei.] Vannak, akik az előbbi figyelembevétel mellett, továbbra sem tartják kizártnak, hogy a peneplainok a mérsékelt humidus területeken, pl. erdőtakaró alatt /A.Baulig



1956/, illetve általában a folyóvízi erózió uralkodó hatására /Bulla B. 1954, M.Lefevre 1957, stb./ is kialakulhatnak.

Több szovjet szerző azt az álláspontot képviseli, hogy a hegységekben a gyakori szakaszos, tektonikus mozgások miatt a sikkátevő folyamatok nem működhetnek az eróziós ciklus végső stádiumáig, vagyis típusos peneplainek nem alakulnak ki. Ezért az ilyen közbülső fejlődési szakaszban megrekedt planációs felszíneket a peneplain-tól elkülönítve denudációs tönkfelszínnek nevezik /N.V. Dumitrasko 1960, Ju.F.Csemekov 1956, Scsukin 1948, és mások/.

Ju.F.Csemekov /1963/ szerint a "denudációs tönkfelszínnek" a felboltozódás nyugalmi időszakában dolgozódnak ki. Az elsődleges és a végső tönkfelszínnek között nem lát olyan nagy különbséget a formákban, mint Penck. Genetikailag mindkettőt hasonlónak tartja. A különbséget abban látja, hogy míg a végső tönkök igen hosszú letarolási folyamat eredményeként jönnek létre, addig a mobilis orogén övezetben egy-egy új lepusztulási szakaszban csak részleges elegyengetés megy végbe, vagyis az megszűnik egy közbülső stádiumban. Ebben az értelemben Csemekov fejtegetése 6/ közeláll a daviszi lépcsős tönkfelszínnek polyciklikus magyarázatához.

Csemekov is úgy véli, hogy minél hosszabb ideig tart a viszonylagos tektonikai nyugalom, annál messzebbre és mélyebbre hatol a denudációs tönkfelszínképződés. Szerinte tehát a denudációs tönkfelszínnek is, mint a peneplainnek is lefelé tartó felszínfejlődés eredményeként jönnek létre, azaz genetikailag azonos folyamatokkal alakulnak ki. A kettő között a lepusztulás idejétől függően csak méret-, és kiterjedésbeli különbségek mutatkoznak. A peneplaineket a pediplainekkel együtt a "denudációs tönkfelszínképződés" végső felszíneinek tartja.

Csemekov szerint a fentemlitett denudációs tönkök többféle humidus /mérsékelt meleg, szubtrópusi, vagy trópusi/ klimában egyaránt képződhetnek. Állítása alátámasztására pollen analitikai vizsgálatokra hivatkozik.

#### c/ Egyenlő csucsmagasságok

A daviszi ciklustan szerint a hegységekben azonos szinteken tetőző csucok, illetve völgyközi háta és azok lépcsős egymás fölötti szintjei, a hajdani erózióbázis szintjében egymást követő ciklusok során képződött peneplain maradványok. Ezzel szemben dolgozta ki A.Penck - a ciklustan cáfolata céljából is - az egyenlő csucsmagasságok képződésére vonatkozó elméletét. Szerinte az egyenlő csucsmagasságok kialakulnak a hegység felemelkedése során is. A hegység testébe egyenlő mértékben bemélyülő folyók



völgyoldaltól hasonló magasságban megtalálják a völgyközi háta-  
kat, anélkül, hogy azok egyben egy régi peneplán tanul-  
lennének.

A. Penck azt is bizonyítottan találta, hogy a lepusztulásnak van egy felső határa is, amely fölé a domborzat - az adott belső és külső erők egymáshatásának következményeként - nem magasodhat. A csucsszintelmélet azonban csak az alpi típusú hegységek csucs-szintegyenlőségének magyarázatára alkalmazható, középhegységekre és alacsony tönkfelszínre érvényességét kétségbe vonják. Tapasztalataink szerint azonban A. Pencknek az egyező magasságu völgyközi hátakra vonatkozó magyarázata továbbra is figyelemre-méltó még a középhegységi szintek elemzésénél is.

#### d/ Elsődleges tönk és tönklépcsők elmélete

A hegységek tönkös lépcsőinek davisii polyciklikus magyarázata <sup>5/</sup> helyett, de egészében a domborzat fejlődését antidiálektikusan értelmező ciklustan birálataként is, W. Penck /1924/ a lépcsős tönkfelületek kialakulásának "autodinamikus" magyarázatot adott. <sup>6/</sup>

Ennek alapja az először lassu, azután egyre erősödő és mind nagyobb területre kiterjedő felboltozódás. W. Penck szerint a kezdetben lassan emelkedő felszínen, amikor az emelkedés mértékét az eróziós letarolás kiegyenlíti, egyensúlyi ún. elsődleges tönk képződik. A felszínfejlődés a davisinek éppen ellenkezője. Az emelkedő - hegylábi - felszíneken a lejtők nem előregedettek /szenilisek/ hanem a völgyoldalak felől önmagukkal párhuzamosan hátrálnak. A pencki-tönklépcsők tehát nem pusztuló fosszilis formák, hanem jelenleg is képződő elsődleges tönkfelületek.

Bár W. Pencknek a "Piedmonttreppe" képződéséről szóló tanítása legkihangsúlyozottabb pontját <sup>7/</sup> a későbbi kritika teljesen elvetette, gondolatkeltő elmélete azonban további beható kutatásokra ösztönzött.

W. Penck eszméit többen is igyekeztek továbbfejleszteni és módosítani. /H. Spreitzer, J. F. Gellert/. Például H. Spreitzer /1951/ a piedmont-lépcsők keletkezését - állandó emelkedés helyett - nyugalmi időszakokkal megszakított egyre nagyobb területre kiterjedő és erősödő fázisu szakaszos felboltozódással magyarázta. <sup>8/</sup>

Erős módosítással alkalmazta a pencki elgondolást több szovjet kutató is. /I. P. Geraszimov, Mesčerszjakov, Piotrovskij, Detkov 1965/ pedig arra utal, hogy a hegységekben különböző magasságban fekvő lepusztulás-felszínek az óharmadkor óta tartó megszakítatlan domborzatfejlődés eredményei.

W. Penck a tönkfelszínek kialakulásánál ugyan célzott a klíma, a mállás sajátos szerepére, azonban a tönkösödést - a feltételezett tektonikai adottságok mellett - alapvetően



a normális folyóvízi erózióval hozta kapcsolatba. H. Spreitzer 5/ /1951/ e tekintetben is módosítja Penck tanítását. Szerinte a hegylábi lépcsőképződés - a tönkösödés - csak meleg, váltakozóan nedves és száraz klimatikus adottságok hatására megy végbe - a folyóvízi erózió mellett - jelentős felületi lemosással. A mérsékelt nedves éghajlati tartományban a hegylábi lépcsőket pusztuló fosszilis formáknak tartja.

A hegylábi lépcsők fogalmát az eredeti pencki elgondolás teljes elvetése miatt egyesek mellőzik, mások használják, de módosított értelemben és nem mindig utalva arra, hogy eltér a pencki megfogalmazástól. Ugyancsak gyakori nevezéktani probléma az is, hogy a hegység peremén is, de magán a hegység tömegén is megismétlődő lépcsős "elegyengetett felszinek" megjelölésére a "tönkfelszín", "denudációs tönkfelszín", "eróziós szint", "denudációs szint", vagy "részleges peneplain" ill. több más nevet is használnak. Helyes lenne, ha ezekre a lépcsős helyzetű lepusztulásformákra, megjegyzéses alapon következetesen egységes kifejezést alkalmaznának. 9/

e/ Pediplain :

E fogalmat J.M. Maxson és G.H. Anderson /1935/ javasolta olyan nagy kiterjedésű letarolással sikká tett felszín megnevezésére, amelyek pedimentek összeolvadásából keletkeztek száraz, félig száraz klimazonokban. Később A.D. Howard /1942/ a pediplane kifejezést javasolta. Szerinte pl. a Sziklás-hegység "Flattop" és "Rocky Mountain" elnevezésű lepusztulás szintjeit is inkább pediplaineknek lehet felfogni, mint igazi peneplaineknek. Hasonló eredményre jutott H. Mackin /1947/ is a Bighorn Mountains "Substammit" szintjének értelmezésével kapcsolatban.

A pediplainek kialakulását a pediment képződéséből vezették le. /lásd ott/ Az US geológusok és geomorfológusok az éghajlati sajátosságokat e forma kialakulásának magyarázatánál vették először döntő mértékben számításba. Számos Davis által peneplainnek tartott nagy kiterjedésű elegyengetett felszín pediplainként értelmezték át. Ujabban L. King /1962/ a pediplanációt tartja a domborzatkiegyenlítődés általános módjának, mintegy helyettesítve ezzel a daviszi peneplanációs felszínfejlődést. Ezzel Kint /1950, 1962/ a pediplain fogalmát túlzott mértékben kiszélesítette, mivel valamennyi nagy kiterjedésű elegyengetett felszín /Afrikában, Ázsiában, Európában, É-Amerikában, D-Amerikában és Ausztráliában/ a kréta korig visszanyúló pediplainként értelmezett. Szerinte a pediplain a félig száraz trópusi zónákban jellegzetes, azonban kisebb intenzitással a mérsékelt nedves éghajlati feltételek mellett is kialakulhat. A száraz, félig száraz és mérsékelt nedves éghajlati zónák formái között a különbséget csupán azok fejlődésének fokában látja. 10/



A pediplain koncepciót különböző megszorításokkal többen alkalmazzák bizonyos felszínek értelmezésére. /A.F. Grassov 1962, A.P. Detkov 1965, J. Bigarella 1965, C.A. Cotton 1955, Pécsi M. 1966, 1968. és sokan mások/. M. Derrucan /1956/ szerint azonban a pediplain kialakulása csak trópusi éghajlat alatt lehetséges, míg A. Cailleux a pediplain-képződés feltételeit a semiarid zónára korlátozza. Ebben az esetben a mai félig száraz zónán kívül elhelyezkedő pediplainok csak fosszilis képződmények lehetnek.

De nyitott kérdés még az, hogy vajon milyen kritériumok alapján nevezhetők a semiarid zónán kívüli elegyengetett felszínek maradványai pediplainoknak.

#### f/ Trópusi tönk

Amióta a külső erők folyamatainak mennyiségi és minőségi szerepét - a ténylegesen meglévő morfológiai zónák szerint - figyelembe vették és behatóan tanulmányozták /L.Sz. Berg 1947, 1950; Bulla B. 1954 a, b; J. Büdel 1948, 1950, 1954; J. Dresch 1941, 1957; A.A. Grigorjev 1945; O. Jessen 1936; K. Kayser 1949; N. Krebs 1933; E. Obst 1923; J. Tricart 1958, 1961; C. Troil 1944, 1956 és mások/ egyre szélesebb körűvé vált az a nézet, hogy a nagy kiterjedésű tönkfelszínek képződésére legkedvezőbb feltételek a nedves trópusi, illetve a váltakozóan nedves és száraz évszaki trópusi övezetekben adóttak. A trópusi tönkösödési elmélet első letéteményezői a mélyreható trópusi kolloidális és szubkolloidális mállással és a felületi lemosással magyarázzák a földfelszínen nagy területek sikkátevését /planációját/. /Bulla B. 1954, 1956, 1958, J. Büdel 1948, 1957, 1958, 1965; H. Louis 1958, 1964; J.P. Bakker 1957; C.A. Cotton 1961/. A váltakozóan nedves és száraz évszakkal jellemzett trópusi tájakon - /Flächenspülzone/ a lehordás mechanizmusát legrészletesebben J. Büdel /1957, 1958, 1965/ elemezte és az u.n. "kettősen elegyengetett felszínek" /"doppelte Einebnungsfläche"/ elméletének kidolgozásával adott magyarázatot a trópusi tönkfelszínek képződésére 11/.

Bulla B. a trópusi tönkök képződését /1954, 1956, 1958/ a trópusi őserdők zónájára is határozottan kiterjesztette; míg Büdel /1958/ csak valószínűnek tartja, hogy annak nagy része is a trópusi tönkösödés zónájába tartozik. Bulla szerint a tönkfelületek a trópusi zónákban törvényszerűen alakulnak ki minden emelkedő, vagy stabilis kéregdarabon, mégpedig olyan magasságokig, ameddig a magas hőmérséklet, bő csapadék, s a mélyreható mállás következtében alkalmas az éghajlat a felszín állandó folyamatos és gyors lealacsonyításához. Bulla úgy vélte, hogy a tönkösödésnek ezt a formáját találjuk meg napjainkban a trópusi szavannák és az egyenlítő vidéki őserdők területén. Nagy elterjedése miatt Földünkön a tönkösödés a leggyakoribb



és legjellegzetesebb formájának tartotta. A folyamatot trópusi tönkösödésnek, az elegyengetett felszint pedig trópusi tönknek nevezte el.

Bulla magyarázata értelmében a trópusi tönkök, hullámos és lépcsős felületei, lényegében függetlenek a terület tektonikus mozgásaitól. Hangsúlyozottan emeli ki, hogy a jelenlegi trópusi tönkfelszinek vagy nem, vagy csak igen nagy óvatossággal használhatók fel epirogenetikus és diktyogenetikus mozgások korának és mértékének jellemzésére, mert a tönkfelszín képződése független a tenger szintjétől, a lapos tengerparti sávtól nagy magasságokig /2000 m-ig/ felhatolhat, ameddig az éghajlati feltételek erre adottak. Ez utóbbi vonatkozásban Bulla álláspontja közelebb áll H.Louis-éhoz /1958, 1964/, de de alapvetően különbözik Büdelétől, aki - Davishoz hasonlóan - a csaknem esés nélküli /cca 20°/ tönkfelszín képződését egy szilárd erózióbázishoz köti. A trópusi magasfekvésű fennsíkok szerinte kiemelt harmadkori tönkfelszinek - pl. Dekan - is hajdan szintén az erózióbázis szintjéhez igazodóan alakultak ki.

Büdel /1965/ szerint az aktív tönkfelszín, pl. a délindiai Tamílnad-síkság, a magasabb felszínbe a Dekan-mélyen benyúló völgyek mentén állandóan növekszik és azt fokozatosan felemésztí. Ebben a vonatkozásban pedig álláspontja közel áll W.Penckéhez. Bár Büdel a kettősen elegyengetett felszín mechanizmusát a Dekan fennsík is érvényesülőnek tartja, mégis ez utóbbit B.P.Radhak - rishna-val /1952, 1965/ egyezően fosszilis felszínként értelmezi. Louis /1964/ viszont vitázva Büdellel, hasonlóan Bullához a magas trópusi fennsík is lehetségesnek tartja a recens trópusi tönkösödést. Helyszíni tapasztalataim szerint Büdel álláspontja - a Dekan esetében - annyiban helytálló, hogy a fennsík peremén és az abba messzire benyúló széles folyóvölgyek mentén meg végbe a recens trópusi tönkösödés, míg a fennsík központi része fosszilis tönkként fogható fel. Erre vonatkozóan a magas fekvésű lateritek lassú feldarabolódása nyújt bizonyítékot.

Büdel elmélete a kétszeresen kiegyenlített felszinek mechanizmusával - helyesnek látszó értelmezést nyújt - a szigethegyek lankáin és a leöblítési síkok peremén meglévő 20-30 m vertikális különbségű néhány száz méter széles lépcsős félsíkok u.n. "Spülpedimentek" kialakulására.

Azok a több száz méter ugrómagasságú tereplépcsők, amelyek nagykiterjedésű trópusi tönkfelületeket választanak el egymástól és homlokzati frontjaik jelenleg is hátrálnak, a peremi zónájukban völgyekkel tagolódnak fel és szigethegyek különülnek el róluk, nevezhetők



tönklépesőknek. H.Kouss /1964/ szerint bár a lépcsőfrontok hátrálásának folyamata a jelen trópusi klíma hatásával összhangban van, azonban a lépcsőszéleken és azöngötti magasabb tönkfelületek poromi részletei a beléjük mélyülő és szélesedő völgyek mentén feldarabolódnak. Ezért a tönklépcsők kialakulásának csakis a szakaszos kiemelkedés - Büdel szerint a megismétlődő felboltozódás - lehet az okozója. A lépcső, a lejtőfront akár a tengerparttól, akár más erózióbázistól, medence-völgyek - kitudulva önmagával párhuzamosan hátrál, meredekségét az előtte képződött sík felé megtartja. A fejlődő trópusi tönk, amelynek nagyon csekély a lejtőssége /cca 2°/ szintén önmagával párhuzamosan egyre alacsonyabba helyeződik. Végeredményében ez a magyarázat a davisai polyciklikus elmélet és a pencki hátráló lejtőfejlődés egyes maradandóbb alaptételeinek trópusi környezetre való alkalmazása.

A trópusi tönkösödés értelmezői és követői általában egyező véleményen vannak abban, hogy ez a folyamat a megelőző geológiai időkben is a tönkösödés legáltalánosabb formája volt. Ezzel egyuttal magyarázatot kívánnak adni a mai trópusi zónákon kívül pl. a jelenlegi mérsékelt övben fellelhető elegyengetett felszínek kialakulására, amelyeket harmadkori, vagy idősebb fosszilis tönkök maradványainak tartanak.

#### g/ Egyéb elegyengetett felszínek

1/ Gyakran előfordul, hogy az elegyengetett felszín bázisszintje egybeesik egy ellenállóbb kőzetréteggel. Ilyen esetben vitatható, hogy az elegyengetett felszín peneplain-e /tönkfelszín-e/, vagy csupán felszabdalt szerkezeti, strukturális síkság. A szerkezeti síkságok általában lokális elterjedésűek /pl. Colorado plate/. A völgyoldalak rendszerint meredek és többnyire kemény kőzettel borított tanuhegyek kísérik.

2/ C.H.Crickmay /1933/ a peneplain, mint lepusztulásformát panplane-nei kívánta helyettesíteni. Szerinte a davisai ciklusos fejlődés nem érvényesül, mert az eróziós ciklusnak a valóságban csak a korai szakaszai igazolhatók. A ciklustan " a földrajz és a geológia néhány nagy mestereinek dedukciója a többieknek csupán vak behódolása". A panplane Crickmay szerint a folyóvízi laterális erózió terméke. Az így szélesedő völgyek között a völgyközi hátság fokozatosan összezsugorodnak és lealacsonyodnak. Álláspontjával szembehelyezik, hogy bár léteznek széles laterális erózióval képződött síkságok, de ezzel nehéz lenne a peneplain fogalmát helyettesíteni.

A panplanációt tehát csak szűkebb értelemben a folyóvízi ártéri síkságokat kísérő, laterális erózió által letarolt sávokra javasolják alkalmazni /Thurnbury 1954/.



3/ Már hosszabb idő óta több kutató használja a nyesett síkság fogalmát. Wayland /1934/ Ugandában olyan elegyengetett felszinek megnevezésére alkalmazta, amelyek lépcsősen helyezkednek el a krétakori tönkfelszín alatt. Szerinte e formák egy szakaszosan kiemelkedő peneplain mélyen elmállott felszínén a tektonikailag nyugalmi szakaszokban peremi letarolással keletkeztek.

4/ Mivel nem minden eróziós felszín maradványa nevezhető a davisai, /vagy más általános/ értelemben vett peneplainnek, ill. tönkfelszínnek, ilyen esetekben több kutató alkalmazza a részleges peneplain megjelölést. Davis a ciklusos fejlődés korai stádiumaiban megrekedt lepusztulási formákra használta ezt. A ciklustan követői úgy értelmezik, hogy az emelkedő orogén zónákban az egymásra következő ciklusoknak feltehetően csökkenő tartalmuk van, vagyis mindig kevésbé befejezett ciklusok következnek egymásra. De akik nem ismerik el egészen e ciklusos fejlődést, azok is alkalmazzák e kifejezést. Egyrészt olyan részben elegyengetett felszíneket sorolnak ide, amelyek a kiemelkedés hatására lépcsősen egymás fölé helyeződtek. Másrészt általában olyan elegyengetett felszínre alkalmazzák, amelyek geomorfológiailag, topográfiaiailag nem érdemlik meg a tönkfelszín, vagy a peneplain megnevezést. Ilyen értelemben "elsődleges peneplain", "kezdődő, vagy helyi peneplain" fogalmak is használatosak. Mások, akik viszont a "peneplain" kifejezés használatát is kerülik, az előbbi esetekre meglehetősen különféle tartalommal és különböző szinonim kifejezéseket használnak. Pl. denudational level /Cys 1965/, erosion surface - level E.Mazur /1965/, Surface of planation Demek-Czudek-Stehlik 1965. Misev-Popov 1965.

5/ A hegységek peremén, vagy a beléjük nyomuló széles völgyi öblözetekben, az elegyengetett felszinek gyakran átmenetet képeznek az akkumulációs-denudációs, vagy tisztán akkumulációs formák felé. Ezeket a formákat és megnevezésüket a hegylábi félsíkok, és speciális félsíkok körében tárgyaljuk.

## 2. Hegylábi félsíkok

### a/ Hegylábfelszín, pediment

A pedimentek értelmezése és jellemzése a geomorfológiai irodalomban szintén többféle. Az elnevezés eredetileg W.J.McGee-től /1897/ származik, aki e kifejezés alatt a hegységek meredek peremének tövében szilárd kőzetből lenyesett, enyhén lejtős síkot értett. A pediment felszínét szerinte legfeljebb csak annyi törmeléktakaró fedi, amelyet a félig száraz klímakörülmények között lefolyó vizek mozgatni tudnak.<sup>12/</sup>

D.W.Johnson /1932/ a pedimentfogalom alá sorolt



minden olyan feltöltött felszínarabot is, amely az erózióbázis felől a hegységi sziklákhoz csatlakozik és törmeléktakarójának vastagsága a hegylábától eltávolodva növekszik. Hatására később már pedimentként értelmezték a hegységperemen részben, vagy egészen akkumuláció alatt álló felszíneket is.

Az amerikai irodalomban általában a pedimentnek négy főbb típusát különböztették meg:

- a/ típusos pediment
- b/ felszabdalt pediment /dissected pediment/
- c/ eltemetett, vagy kriptopediment,
- d/ növekvő pediment.

A kétoldalu pedimentáció által a hegységtömb, vagy maradványhegység egyre jobban összezsugorodik. Ebben az értelemben, ha a pedimentek a hegység rovására összenőnek, pediplane alakul ki. A pediplane tehát a pedimentáció folyamatában jön létre. /Howard 1947/.

Ujabban a pedimentek regionális kiterjedésének, genetikájuk magyarázatának és a nevezéktannak tisztázásában az európai kutatók léptek előtérbe. /Biro, Bobek, Csicsajov, Dresch, Joly Mensching, Piotrovskij, Raynal, Spiridinov, Wiche és mások/.

Dresch /1951, 1966/ szerint a francia irodalomban határozottan különbséget tesznek 1/ a tulajdonképpeni pedimentek - a hegység előterében kemény sziklából, gyakran kristályos kőzetekből kivésett felszínek - és 2/ glacis-ok között. Ez utóbbiak puha, laza kőzetekből gyalulódtak le.

A pedimentképződést King L. /1962/ a legáltalánosabb sikkátevő folyamatnak tartja, nemcsak a száraz, féligszáraz, hanem a trópusi egynyári esők, továbbá a mediterrán és részben a mérsékelt öv területén is. Szerinte ha az önmagával párhuzamosan hátráló pedimentlépcső homlokzata a hegység peremén egyszer kialakult, mindaddig megmarad és meredek formát alkot, amíg a pedimentfelszín hosszulapos, ferde lejtője a kiemelkedést, illetve a hegységet fel nem emésztí. E változás hatására a pedimentből pediplane lesz.

#### b/ Glacis

Bár a francia szerzők /Biro, Dresch, Dumas, Tricart és mások/ a glacist határozottan elkülönítik a pedimenttől, mások /Mensching 1957, Wiche 1963/ a pediment kifejezést szélesebb értelemben használva azonosnak tartják a német "Fussfläche" és a francia "glacis" fogalmakkal. A vélemények azonban általában megegyezni látszanak abban, hogy a hegylábi félsíkok között helyzetüknek, genetikájuknak és felépítésüknek megfelelően különbségek vannak. Birót - Dresch /1966/ a laza kőzetekből kialakult



glacisokat három nagy csoportra osztják fel.

a/ eróziós, vagy ablációs glaci. Felszínükön a letarolt puha kőzetek fedetlenül bukkannak elő, vagy csak vékony alluviális, kolluviális takarót viselnek.

b/ Fedett glaci, vagy régi eróziós glaci, melyet alluviális-kolluviális takaró fed be és a feltöltődés nagyobb, mint a letarolódás.

c/ Tisztán akkumulációs glaci, vagy mint egyesek nevezik glaci-kupok. Ezek gyakran lapos törmelékkupokra emlékeztetnek, és főként záporpatakoknak a hegységek lábától kiinduló lapos hordalékkup sorozataiból alakultak ki.

Egyesek glaci-lejtőket és glaci-teraszokat is megkülönböztetnek. Az előbbieket a vékony törmeléktakaróval borított eróziós glaciok fölé meredek lejtővel emelkednek, és mint kőpárkányok kapcsolódnak a hegységi frontokhoz. A glaci teraszok viszont a hegység fronttól távol, a hegyláb felén alsó részén helyezkednek el, átmeneti formát alkotva az akkumulációs glaci és a folyóvízi terasz között. /B.Dumas 1967, P.Michel 1963/.

Arra nézve, hogy a glaci és a pedimentek között genetikailag kell-e különbséget tenni, az irodalomban még nem alakult ki egységes álláspont, bár a vita meglehetősen széleskörű. T.i. a glaci-ok képződésének feltételeit a francia szerzők is a száraz-féligszáraz területekre helyezik és erős fizikai aprózódással, periódikus gravitációs anyagszállítással, felületi leöblítéssel, ill. egyesek laterális eróziós tevékenységgel magyarázzák. Dresch szerint azonban a glaci fejlődése az erózióbázis szintjéhez kötött, míg a pediment ilyen szempontból jóval függetlenebb. H.Mensching és R.Raynal /1954/ viszont azt javasolja, hogy mivel a hegyláb felszínének komplex eredetűek, kerülni kell az olyan fogalmakat, amelyek csak egy alakító erőre, pl. az erózióra utalnak /eróziós glaci-k = glaci d'erosion/. Véleményük szerint a piedmont surface, vagy glaci de piedmont, ill. a német piedmont-glaci elnevezést tartjuk legalkalmasabbnak, mivel ezekben az esetekben a törmelékkel fedett hegyláb felszínéről, illetve félsikokról van szó. A hegységperemek felől a fő völgy felé nyúló hegyláb felén felül - "piedmont glaci", vagy akkumulációs glaci - bevágódó folyók formálta teraszokat kell glaci teraszoknak nevezni. Ez utóbbi formák ugyanis genetikailag nem azonosak a szokásos értelemben vett, völgyi teraszokkal.

### c/ Völgyi pedimentek

A geomorfológiai szóhasználatban és irodalomban újabban többször előforduló megjelölés a tágas völgyek alluviumához, vagy teraszaihoz kapcsolódó, a völgyközi hát oldallejtőjébe átmenő szélesebb-keskenyebb /általában néhány száz méter/ félsik. Gyakran szilárd kőzetből formálódott ki.



de megtalálható laza üledékeken is. A ferdén lejtő félsíkot esetenként vékony deluviális, kolluviális, vagy eluviális takaró fedi be. Ezeket a mérsékeltővi folyóvölgyek magasabb peremi részén elhelyezkedő pedimentszerű lejtőket "völgyi pedimenteket", még nem tanulmányozták olyan részletességgel, hogy megfelelő genetikai összehasonlítókat lehetne tenni a tipusos glaciális, ill. pedimentformákkal. De egyáltalán kérdés, hogy jogos-e a "völgyi pediment" megkülönböztetése az utóbbi formáktól.

A völgyi pedimenteknek van akkumulációval, pontosabban akkumulációival és deluviációval kialakult tipusa. Ilyen eset pl. a széles, tágas, sokteraszos folyóvölgyekben fordul elő, ahol az idősebb és magasabbfekvésű folyóvízi teraszok ferde lejtőjű félsíkká egyesülnek ki, részben felületi letarolódással, részben lejtőüledékek áttelapulásával.

Nem tisztázott a szilárd kőzetekből kiformálódott "völgyi pediment" képződési folyamata. Előfordul, hogy ezek már egyező magasságu oldalgerincekre tagolódtak fel. Egyes hegységekben a lépcsősen egymás fölött is megfigyelhetők, tehát mint a nagyobb völgyközi háta oldalgerincei jelennek meg.

Egyes "völgyi pedimentek" a magasabb pleisztocéneleji-, más esetben az alacsonyabb fiatalabb pleisztocén teraszokhoz konvergálnak /Pécsi M. 1959/. Az előbbieknél alsó-pleisztocénkori kialakulásra lehet következtetni. Előfordul, hogy a feltehetően legidősebb - a felső-pliocénbe helyezhető - "völgyi pediment", ill. laza anyagu dombsági tájakon a glaciális enyhe megtöréssel a völgyközi háta felszínébe megy át. Megfelelő regionális összehasonlító vizsgálatok hiányában arról is nehéz ítéletet alkotni, hogy az u.n. "völgyi pedimentek" mennyiben mutatnak rokon vonást a Bascon /1931/ által bevezetett berm, illetve a W.H. Bucher /1932/ által javasolt strath geomorfológiai fogalmakkal, ill. formákkal. Mindkét fogalmat a szerzők olyan tágas eróziós völgyekben képződött lepusztulásfelszínre, u.n. "kezdődő" ill. "részleges penepleinekre" alkalmazták, amelyek "eróziós ciklus" megszakadásából származtak. Bucher szerint a strath szűkített értelemben a völgytalpon laterális erózióval kialakult félsík, amely kiemelkedése után bármilyen denudációs folyamattal is tovább fejlődhet. Ilyen felszíni maradványt strath-teraszoknak is leírtak. Általában tehát a berm és a strath-terasz elnevezésének a völgyoldalokhoz csatlakozó planációs felszínre korlátozódnak.

#### d/ Hegységperemi párkányok

Mérsékelt éghajlati övezetben helyenként többnyire blokszerű középhegységek völgyeinek töltésrész



nyílásában, kemény kőzetből kifaragott keskeny "pedimentek", ill. párkánysíkok helyezkednek el lépcsősen egymás fölött. Ezek a formák rendszerint csak a tölcészerű völgynyílások menti peremet tagolják. Ahol azonban a völgyközi háta keskenyek, vagyis a völgynyílások a blokk peremén közel vannak egymáshoz, ott a völgyközi háta homlokzati frontjára is kiterjednek. Ahol pedig a hegységi blokk peremén hosszabb szakaszon sincsenek völgynyílások, a homlokzati front már tagolatlan, meredek lejtésű.

Ezeket a lépcsős elrendezésű párkányokat, esetenként lépcsős pediment félsíkokat, egy-egy korábbi hegyláb felszín, ill. piedmont-glacis gyökérmaradványainak tekinthetjük az időközben kiemelt blokkhegység peremén /Pécsi 1963, 1967./

Kialakulásukat sajátos körülményekkel lehet magyarázni: 1/ a szakaszosan kiemelkedő blokk szerű hegység relative nyugalmi fázisban a hegységből kilépő vízfolyások adott klimafeltételek mellett kifejtett laterális eróziójával;

2/ a blokkhegység előterében szilárd kőzetből, vagy laza üledékekből álló felszín lealacsonyodásával;

3/ a blokkhegység előterében lévő völgy, medence, eróziós kimélyüléssel, vagy az előtér lokális - szakaszos - süllyedésével, általános értelemben az előtér erózióbázis mélyebb szintre helyeződésével.

Az előtér morfológiai helyzete és a korrelatív üledékek alapján a magyarországi közephegységekben, főként a dunántúli mészköves dolomitos blokkhegységekben a lépcsősen elrendezett hegyláb felszín csonkok, hegységperemi párkánysíkok kialakulása a felső-pliocén, ill. az alsó pleisztocén féligszáraz klimával is jellemzett szakaszra helyezhető.

#### e/ A hegylábi félsíkok vitás kérdései

1/ A vitás kérdések között a klimafeltételek értékelése a legkritikusabb. Igaz, ma már egyre több oldalról hangsúlyozzák, hogy a kiegyenlített felszín kialakulásmechanizmusa a nagy klimazónák szerint eltéréseket mutat. Az éghajlati feltételek szerepét azonban nagyon különféleképpen értékelik, ugyanakkor a legerősebb befolyásoló tényezőnek tartják. A kutatók többsége szerint a meleg száraz, félig száraz klimafeltételek a legkedvezőbbek a pedimentek képződésére.

Az utóbbi évtizedekben sokan periglaciális ariditásnak és aprózódásnak is hasonló kedvező szerepet tulajdonítanak /Basenina, Cailleaux, Detkov, Pécsi, Tricart, Wiche és sokan mások/. Annak ellenére, hogy egyesek "valódi" pedimentképződést csak a félig száraz területek sajátosságának tartják, több kutató véleménye



szerint mérsékelt nedves zónában is volt és van lehetőség pediment formálódásra /Berg, Cailleaux, Geraszimov, Tricart és másik/. Vannak akik még a váltakozóan nedves és száraz évszakkal jellemzett trópusi éghajlati feltételek mellett is lehetségesnek tartják a pedimentek kialakulását /Büdel, King/. King /1962/ szerint a nedves mérsékelt, a száraz-féligszáraz zónák formái közötti különbség csupán fejlődésük fokában jelentkezik. Ezzel szemben Cailleaux, Louis, Wiche határozottan leszögezik, hogy a trópusi pedimentektől el kell különíteni a trópuson kívülieket, mert az előbbiekre jellemző kémiai mállást az utóbbiaknál a fizikai aprózódás váltja fel. Ilyen alapon kritizálja H.Louis /1961/ a Büdel-féle Spülpediment kifejezést is.

A legutóbbi idők kutatásai arra utalnak, hogy a pedimentek, illetve a piedmont-glacis-k minden esetre jóval szélesebb éghajlati zónákban előfordulnak, mint azt korábban feltételezték.

A pedimentek jelenlétére a magyar középhegységek előterében először Pécsi M. /1961, 1963/ hívta fel a figyelmet. Ezeket a felsőpliocén és a pleisztocén száraz időszakainak lepusztulásformáiként a táj fosszilis elemeinek tartotta. A korábbi hazai szakirodalom sem a pedimentekről, sem glacis formákról és azok genetikájáról nem tett említést.

2/ Nem egészen egyértelmű azonban a formák, illetve a lejtők kialakulási mechanizmusának értelmezése sem. A legáltalánosabb vélemény szerint a pedimentáció során a hegységi front homlokzati lejtője önmagával párhuzamosan hátrál, ennek során a pediment lejtő a hegység rovására, felfelé emelkedően megnő. A pedimentek megjelenési formájára és kialakulási menetére a litológiai felépítés is befolyásoló szerepet játszik, de ennek mértékét és módját összehasonlító tanulmányok hiányában kevésbé ismerjük.

3/ A pedimentek kialakulásának fő fázisát a hegység előterében lévő medencék, hátaik és völgyek erőteljesebb kimélyítése és besüllyedése utáni időszakra, részben a felső pliocénbe, felső-pliocén - alsó-pleisztocén határra helyezik. /Büdel, Fink, Klimasewski, Mensching, Pécsi, Tricart/. Számos kutató /Detkov, Dumas, Pécsi, Szimonov, Tricart, Starkel, Wiche, stb./ példákkal bizonyítja, hogy a pedimentáció, illetve a glacis-k képződése a pleisztocénben - a száraz, illetve pluviális - periódusokban is tovább folytatódott. Ugyanakkor King a pedimentáció folyamatával kialakult nagy kiterjedésű felszínek, pediplainek létrejöttét a kréta időszakig vezeti vissza.

Többek szerint a negyedidőszak sem elég hosszú, sem elegendő klímafeltételeket nem nyújtott ahhoz, hogy



nagykiterjedésű pedimentek létrejöjjenek. Nem tagadják azonban, hogy a negyedkor folyamán a pedimentek felszíne törmelékmozgás által felületileg tovább formálódott. Ilyen értelemben az észak-afrikai pedimente et pl. a hadmadkorból a negyedkorba átrutó formákként értelmezik. /Büdel, Dresch, Mensching, Raynal/

Valószínűnek tarthatjuk több egyező vélemény alapján, hogy Európában a felső-pliocénben, illetve annak egyes szakaszaiban a pedimentképződésre megfelelő éghajlati feltételek adottak voltak. Azonban egyrészt a plio-pleisztocén határán meginduló kéregmozgások, másrészt a pleisztocén humidus interglaciális szakaszainak eróziós tevékenysége hatására a pliocén heglábfelszínek esetenként lapos völgyközi hátakra darabolódtak fel. A rövidebb ideig tartó periglaciális száraz éghajlati szakaszok a pedimentek tovább formálódását eredményezték. A kiemelkedő hegységek völgyközi hátainak oldalán, illetve a fölszabdalódó pedimentek völgyközi hátain pedig kisebb kiterjedésű félsíkok - krioplanációs teraszok - pediment-glacis-k, illetve "völgyi pedimentek" formálódhattak /Pécsi 1963, 1966/.

4/ A fenti vitás kérdések a velük kapcsolatos genetikai magyarázatok és a terminológia tisztázása további részletes összehasonlító regionális vizsgálatokat és megfelelő nemzetközi tapasztalatcserét tesznek szükségessé.

### 3/ Speciális félsíkok

Az előzőekben tárgyalt elegyengetett síkok, illetve félsíkok a kutatók többségének véleménye szerint nem csupán egy sajátos külsőerő folyamat, hanem azok kombinációjának eredőjeként formálódtak ki. Viszont vannak olyan, főként egy erőtevényező következtében kialakult "speciális" síkok, mint a folyóvízi teraszok, krioplanációs teraszok, vagy abráziós teraszok,<sup>13/</sup> amelyek valamilyen módon összefüggésben állnak a felszíni elegyengetéssel. Ugyancsak a speciális síkok, illetve félsíkok családjába sorolhatjuk azokat a formákat, amelyek kialakulását a litotektogén feltételek teremtik meg. Ezeket a strukturális hatásra létrejött félsíkokat azonban többfajta külső tényező formálja ki.

Utólagos poligenetikus átformálódásnak természetesen valamennyi speciális félsík ki van téve. Az ilyen esetben az átalakulás mértékének megfelelően minőségileg új formák is keletkezhetnek. Ezeket a felszínkiegyenlítődés tágabb értelemben vett formái közé sorolhatjuk. Nevezéktanuk és speciális genetikájuknak, továbbá ez utóbbi alapon való osztályozásuknak feladata még szintén előttünk áll.



### III. Az elméletek alkalmazása

A földfelszín emelkedő, vagy stabilis kéregdarabjain a domborzat szubaerikus folyamatokkal történő elegyengetésére, feltételeinek értelmezésére alkotott magyarázatok két nagy csoportba sorolhatók.

#### 1. Tönkfelszínképződés /vagy peneplanáció/.

Kritizálva Davis és Penck magyarázatát, a tönkfelszínnek képződéséről Bulla /1954, 1956, 1958/ úgy találta, hogy a folyóvízi eróziós ciklus utolsó előtti stádiumát jelző végső tönk /peneplain/, továbbá az emelkedés és főszüllyal a normális folyóvízi letarolás egyensúlyáról tanuskodó elsődleges tönk egyike sem a legáltalánosabb formaképződmény, hanem szerinte egy harmadik, az u.n. trópusi tönk.<sup>14/</sup>

Az elmúlt évtizedben a nedves trópusi - két nyári eső és a bokros szavannák közötti - övezetekben kutató geomorfológusok konkrét vizsgálati eredményeként alaposabb betekintést nyerhettünk a nagykiterjedésű felszínnek trópusi viszonyok között végbemenő letarolódásáról /irodalmi utalásokat lásd II./f pontban/. A mélyroható trópusi mállás és erőteljes felületi lemosás tevékenységével létrejövő tönkös felszínnek kialakulásának lehetőségét ma már sok kutató magáévátette. Sőt alkalmazzák a mérsékelt-övben a másod-harmadkorban képződött, ma fosszilis tönkfelszínnek kialakulásának értelmezésére is. /Bakker, Bulla, Büdel, Dedkov, Derreau, Demek, Brunner, Kayser, Láng, Louis, Klimaszewski, Pécsi, Pincés, Richter, Székely és mások/.

Emellett azonban sokan alkalmazzák többé-kevésbé módosított formában - a kéregmozgások szakaszosságának hangsúlyozásával; esetenként a klíma hatásával is kombinálva - Davis, ill. Penck magyarázatainak továbbfejlesztett variánsait is. /Cisz, Çotet, Csemekov, Demek-Czudek-Stehlik, Derreau, Detkov, Dumitrasko, Geraszimov, Mescserjakov, Misev-Popov, Pop, Thurnbury, Strahler/.

#### 2. Pedimentképződés /pedimentáció és pediplanáció/

Ezt a felszíneregnyengető folyamatot eredetileg a száraz éghajlati övek, fizikai aprózódással és felszíni lemosással, egyesek részben laterális folyóvízi erózióval jellemzett orogén és stabilis kéregdarabok planációjára tartották érvényesnek /irodalmi utalást lásd a II/e és II/2 pontok alatt./

A pedimentációval kialakuló lepusztulás síkok, félsíkok képződését ujabban kiterjesztik a jelenlegi és a hajdani periglaciális, ill. hideg száraz területekre /Basenina, Bocs-Krasnov, Cailleaux, Pécsi, Tricart, Troll, Wiche és mások/, továbbá alkalmazzák a szárazabb szavanna és a mediterrán éghajlati övek területére is, mind a recens, mind a fosszilis formák esetében /Büdel, King/.



A pedimentképződést egyesek lehetségesnek tartják a mérsékelt övezetben is / King, Penck, Geraszimov és mások/. Sőt L. King azt az álláspontot képviseli és igyekszik széleskörűen igazolni, hogy a pedimentképződés, ill. a tágabb értelemben vett pediplanáció a legáltalánosabb sikkátevő folyamat ma is és a múltban is. A pediplanáció szerinte helyettesíti az egész peneplanáció fogalmát és folyamatát. A pediplanációnak a King értelmezte túlhangsúlyozását és fogalmi kiterjesztését a peneplanáció rovására a kutatók többsége kételkedéssel fogadta. Ez azonban nem jelenti a pediplan tagadását, csupán azt, hogy a pediplanáció folyamatát sem lehet alkalmazni a Föld valamennyi nagykiterjedésű egyengetett síkjainak magyarázatára.

Ma már csaknem valamennyi klimazónára kiterjedő részletes kutatások azt látszanak igazolni, hogy mind a peneplanáció, mind pedig a pedimentáció - mint a szubaeरिकus domborzatelegyengetés két fő típusa - eltérő ökológiai adottságaik miatt - kialakulásuk feltételeit, formabélyegeit és korrelatív üledékeit tekintve /alapvetően/ különböznek egymástól.

Mivel az ökológiai adottságok bizonyos esetekben átmeneti jellegűek is lehetnek, ill. lehetnek, a geológiai időben gyors változást, ill. lassu eltolódást szenvedtek, ezért a két alaptípus között átmeneti és egymásra vésődött formák, továbbá fosszilis, vagy pusztuló formatípusok is kialakultak. E körülmények és az idők folyamán a földkéreg diazotrofikus fejlődésének egymásrahatásából összetett formatípusok jöhettek létre, melyek az alaptípusoktól eltérnek.

A magyarázatok ellentmondásosságát főként ebben és a ma még hézagos regionálisan részletező és globálisan összehasonlító kutatások hiányában kereshetjük.

A regionális részletező kutatások programjához a magyarországi középhegységekben végbement felszínelgyengető folyamatok - tönkösödés, pedimentáció - érvényesülését, forma és korrelatív üledékanyagok kialakító hatását tettük vizsgálat tárgyává.

A részletkutatások alapján úgy látszik, hogy a magyar középhegységekben megfigyelhető lepusztulás szintek között vannak különböző helyzetbe került trópusi tönkök lecsontolt maradványai, elfedett kriptotönkök, oligo-miocén pediplainek részletei, pliocén hegyláb felszín lépcsők, a hegységrögök peremén és azok előterében felszabdalt vagy átformált felsőpliocén hegyláb felszínek, továbbá pleisztocén periglaciális pedimentek, ill. pediment glaciális formák.



## L Á B J E G Y Z E T

- 2/ A külső erők működése helyenként és időszakosan a domborzat felagolását is eredményezheti.
- 3/ Egyesek a tönklépcsők kialakulását a folyamatos, a tektonikus kiemelkedés /W. Perck, 1929/, mások a külső erők -- pl. folyamatos folyóvízi mechanizmus -- folyamataival /Kádár L./, sőt geofizikai tényezőkkel is kapcsolatba hozzák /W.F. Geyl, 1960/.
- 4/ Az eróziós ciklus Davis értelmezésében egy önmagához visszatérő felszínfejlődést jelent, mely egy hosszú eróziós lepusztulási szakaszt és egy hirtelen emelkedés hatására domborzat megifjodást foglal magába. Davis elmélete sikertelenségének -- geomorfológiai irodalom kritikája szerint -- egyik oka éppen az volt, hogy a domborzat fejlődését antidiálektikusan körfolyamatként értelmezte.
- 5/ Davis feltételezte a hegység hosszú szakaszos tektonikai nyugalomát, mely alatt az eróziós ciklus utolsó előtti stádiumában kialakul a peneplain, majd ezt időszakonként kiemelkedések érik. A hegység peremén a nyugalmi periódusokban az erózióbázis szintjében tönkfelületek, részleges peneplainelek képződtek. Ott, és amikor a tektonikailag nyugalmi időszakok nem voltak elég tartósak ahhoz, hogy az új tönkösödés az előző ciklus során képződött, majd kiemelt domborzatot teljesen eltüntesse, Davis szerint az idősebb felszínekből, lépcsősen elrendeződve, magasabb szinteken peneplain részletek maradtak vissza.
- 6/ Csemekov a lépcsős tönkfelszínképződés legkedvezőbb feltételeit a hegységek és a medencék határán jelöli ki. Megkülönböztet kizárólagos emelkedésű övezetet és kizárólagos süllyedési övezetet. A kettő között a nullgradiens övezete helyezkedik el, amely t.k. a deplaciós folyamatok színtere. A tektonikus kiemelő mozgás megismétlődésével a nullgradiens övezetben képződött tönkfelszínnek a hegylábánál fekvő része bekapcsolódik az emelkedésbe, ezáltal reliktum tönkfelszíné válik és a hegyláb lépcsők egyik szintjét képezi. Majd újabb felszínkiegyenlítődés indul meg, a nullgradiens szintjében a régi kiemelt felszín előterében.
- 7/ A tönklépcsők keletkezésének pencki értelmezése szerint a kiindulási felszín az elsődleges tönk, de lehet a davis végső tönkfelszín, a peneplain is. A növekvő szélességben, állandóan gyorsuló domború felboltozódás során a folyók esésgörbéi az emelkedő terület peremén megtörnek, erőteljesebbé válnak. Völgyüket bemélyítik,



a völgyoldalak pedig fokozatosan hátrálnak és szélesednek a magasabb szint rovására. A mind nagyobb környezetre kiterjedő, egyre fokozódó felboltozódás újabb és újabb felszíneket kapcsol be a fejlődés menetbe. Így alulról mind több és fiatalabb lépcsőfelszínek "elsődleges tönkök" csatlakoznak a legmagasabbra emelkedett központi felboltozódáshoz. Az ilyen lépcsőzetesen egymás fölött ismétlődő tönkfelszínek rendszerét nevezte Penck "hegylábi lépcsőnek".

- 8/ A folyóvízi erózióval a felszíni leöblítés és kémiai mállás közreműködésével kialakított hegyláblépcsőknek H.Spreitzer /1951/ két változatát különbözteti meg:
1. Blokkformában kiemelt felszíneken keskeny parkány-szerű piedmont lépcsők, amelyek a tektonikailag relatív nyugalmi időszakokban képződtek a hegységből kilépő völgyek nyílásában.
  2. Területileg növekvő és időben erősödő fázisu de szakaszos felboltozódás során a nyugalmi időszakokban kivésódott piedmont lépcsők. Ez utóbbiak a tipikus hegyláblépcsők és elterjedtebbek is az előzőeknél, melyek csupán a hegységperemi trombitaszerűen kiszélesedő völgyek torkolatában fordulnak elő.
- 9/ Mivel a lépcsősen egymás fölé helyezett "elegyengetett felszínek" nemcsak a hegységek peremi - piedmont - övezetében fordulnak elő, hanem magában a hegységben is, ezért megnevezésükre - elegyengetett vagy tönkösödött - hegységglépcső - Gebirgstreppe - kifejezést javasoljuk.
- 10/ L.King tagadja a daviszi nedves, félig száraz és száraz ciklusos fejlődés külön-külön való létezését, mivel az összes ciklikus formák - az eljegesedett tájakat kivéve - alapvetően azonosak. A pediplanációt lényegében általánosnak és a pediplainek képződését egyidejűleg végbement folyamatnak tétélezte fel az egész Földön.
- 11/ A trópusi leöblítési zónában a síkfelszíneket vastag /25-30 m/ agyag és málladék takaró fedi, mely alatt egy másik, az el nem mállott kőzet - gránit - kevésbé elegyengetett sík domborzata fekszik. Ez az alsó mállással kiegyenlített bázis lepusztulásfront. A kettős lepusztulás egyrészt a málladék takaró felszínén felületi lemosással megy végbe /Spüloberfläche/, másrészt az alsó bázisfronton a felszínalatti mállással.

12/ Az amerikai geomorfológiai irodalomban a pedimentképződés folyamatát különböző erőtényezőkkel magyarázták.

1/ Rétegerózió /McGee/ folyamatában a felületi lemosás /sheet wash/ által mozgatott törmelék erős korrázios letarolást végez a hegységi előtér kemény kőzetén.

2/ Laterális planáció elmélete szerint /E.Blackwelder és D.W.Johnson/ a szemi-arid folyók és torrensek oldalozó eróziója, illetve laterális korrázioja eredményezi a sikká tevést. E folyamatoknak két komponensét tételezik fel.

a/ a hegységperemi folyóvölgyek nyílásában oldalozó erózió,

b/ a hegységperemből kilépő folyók hordalékkup képződése.

Johnson a hegység peremén a pedimentképződésnek három zónáját különíti el.

3/ A kombinációs elmélet /W.M.Davis, R.P.Sharp, J.L.Rich/ szerzői szerint a pedimentképződésnek legfontosabb tényezői:

a/ a szilárd kőzet mechanikus aprózódása; b/ lejtőlemosás és c/ az u.n. laterális planáció.

Rich véleménye szerint a pedimentképződés - a kőzettörmelék és törmelékkup képződéssel együtt - a letarolásnak normális és általános formái a száraz és féligszáraz területeken. Szerinte az oldalozó erózió tevékenysége nem szükséges feltétele a pedimentképződésnek.

13/ A jégtakaró planációs tevékenysége - "glaciális tönkfelszinképződés" lehetősége máig is megglehetősen vitatott kérdés, a vélemények többsége szerint csupán átformálja, ill. tulhangsúlyozza a korábbi - tönkös - formákat, sajátos, önálló tönkfelszinképződést nem eredményez. Hasonlóan negatív az álláspont az u.n. "deflációs tönkfelszinképződés" lehetőségéről is. Ugyancsak tisztázatlan a "karsztos tönkfelszinek" képződése, amelynek lehetőségét J.Cvijić és A.Grund fejtegették. A szubaeरिकus lepusztulású felszínekkel szemben álló subquaticus lenyesésű szintek - tengeri, tavi ábrázios teraszok, ill. tönkösödött sávok - jelenlétével természetesen számolnunk kell, mert ilyenek objektíve vannak, nemcsak a mai tengeri, tóparti zónákban, hanem korábbi harmadkori tranogressziós területek szélesebb, keskenyebb sávjaiban is.



14/ Magyarázatát a trópusi tájakon kutató geomorfológusok /N.Krebs, 1933; H.Mortensen 1929; Kayser; E.Obst 1949; O.Jessen 1936; K.Sapper, 1914/ vizsgálati eredményeire, Büdel /1948/ és saját /1954/ klimatikus morfológiai feldolgozásaira alapozta. Elsősorban Krebs előindiai kutatásai a Tamilnád-síkság recens tönkösödéséről ösztönözték arra, hogy a trópusi tönkösödést, mint nem folyóvízi eróziós völgyfejlődéssel létrejövő formát értelmezze, mert szavanna és trópusi erdő-klimaterületeken a lineáris erózió a síkkátevésben nagyon alárendelt szerepet játszik. Mivel ezek a zónák ma is igen nagy elterjedésűek a földön, Bulla a trópusi tönkösödést tartotta a jelen és a geológiai múltal vonatkozóan egyaránt a legáltalánosabbnak. Bulla mellőzte, vagy nem értékelte ki a száraz-féligszáraz területek pedimentjeinek ill. pediplénjeinek képződésére korábban közzétett elméleteket. Ezekről az "Általános természeti földrajz" kézikönyvében /1954/ sem tett említést. Valószínű, ezért tartotta a trópusi tönköt - Davis és Penck tönkformái mellett - a harmadik, de általánosabb felszinformákba.

A magyar középhegységek lepusztulásszintjei különös tekintettel a pedimentképződésre

Pécsi Márton

1./ Trópusi tönk és pediplain maradványok

a./ A hegység és medence szerkezet alakulása.

Magyarország területe a fiatalon felgyűrődött alpi-kárpáti és a dinári lánchegységek által körbezárt medence közepén helyezkedik el. Az ovális alakú Kárpát-medence egészen fiatal; a harmadidőszak második felében, a környező hegységkeret kiemelkedése során egy intermid masszívum lesüllyedésével keletkezett. A Kárpátok, az Alpok és a Dinaridák helyén a mezozoikum elejétől mély tengervályu, az un. Tethys huzódott. Ebben a tengerben a masszívumokról lehordott laza üledékek halmozódtak fel nagy vastagságban. Időnként a magyar masszívum kisebb-nagyobb darabjait is elöntötte a tenger. Ekkor képződött a Magyar-középhegység triász- és jurakori mészkő- és dolomittakarója is, amely szárazra került, és a másodkorszegi - harmadkor eleji trópusi klíma feltételek mellett tönkösödött.

A magyar masszívum a környező hegységkeret kialakulása folyamán egy ideig összetartozó szerkezeti egység maradt, bár egyes nagyobb darabjait tenger öntötte el. A korábbi állapotokhoz képest még az óharmadkor végén, az oligocénban is közepes magasságu szárazulati tömbként állt a mai medence helyén.

Az intermid masszívum süllyedésének kezdete /torton/ és az azzal együtt járó kéregszerkezeti változások, törések hatására heves vulkáni tevékenység kezdődött, és a medenceperemi törésvonalak mentén Európa legnagyobb fiatal vulkanikus övezete alakult ki /Börzsöny, Cserhát, Mátra, Tokaji-Zempléni-hegység stb./. A vulkáni tevékenység fokozatos elhalását követően az egész medencerendszer a környező hegységkerettel együtt lassu és fokozatos emelkedésben volt. Mindemellett a medence egyes részei különböző mértékben viszonylag tovább süllyedtek. E kiemelkedő mozgással egy időben kezdődő erőteljesebb lepusztulás hatására a hajdani belső-kárpáti középhegységek a kárpáti hegységkeret előterében, mint pedimentek /pediplének/ alacsonyodtak le.

A DNy—ÉK-i csapású Magyar-középhegység mai magasságába /300--1000 m/ a pliocén vége - főleg a pleisztocén során emelkedett. A Kárpát-medencét utoljára elborító pannóniai beltenger üledékei a hegységperemeken átlag 300 m /helyenként 400 m/, Ny-on a



Keleti-Alpok gráci öblözetében 600 m tszf-i magasságban fekszenek. A felsőpliocén--pleisztocén folyamán a magyar középhegységek mintegy 300 m-t emelkedtek /Pécsi M. 1958, 1964/. Tehát az 500 m átlagos magasságu dunántúli mezozoos hegységeink valójában középhegységgé a negyedkor folyamán váltak. Az ilyen mértékű emelkedés hatására a középhegységekben mélyen bevágódott, sok /5--7/ teraszos völgy, a hegységek előterében hatalmas teraszos hordalékkupok és hegylábi felszínek keletkeztek.

#### b. / Hegységi lepusztulás formák alakulása.

A különböző szerkezeti jellegű és kora magyar középhegységek legnagyobb és legjellemzőbb destruktív formatípusai mai tetőrégiók, a hozzájuk kapcsolódó hegylábfelület lépcsők; valamint a hegységeket széles sávban övező hegylábi felszínek.

A legfelső kiterjedt lepusztulásfelület legutóbb a trópusi tönkfelületképződés folyamatával magyarították /Bulla B. 1958, 1962/. Eszerint a felszínen levő ókori és másodkori rögökön a felsőkrétától a középsőmiocénig folyamatos trópusi tönkösödés ment végbe /az első tönkösödési periódus a miocénben ért véget/, mely Bulla szerint kiterjedt az ujharmadkorig még felszínen álló ősi kristályos alaphegység területére is. Ekkor még nem alakult ki a medenceállapot, hanem a domborzati kép a mainak éppen ellenkezője volt.

Véleményem szerint a magyar középhegységek hullámos tetőszintje nem igazi peneplén, hanem inkább pediplénként értelmezhető. E hegységek tetőszintjén előforduló terresztikus kavics-takarók, ill. foszlányaik petrográfiai összetétele arra utal, hogy az ujharmadkorban elsüllyedt ősi kristályos hegységekről kerültek a lehordási területre, amikor még a mai középhegységek az előbbieknél hegységi előterei, pediplénjei, ill. helyenként csupán pedimentjei voltak.

A hegységperemi lepusztulásszintek száma és relatív helyzete a fiatal - miocén - vulkanikus hegységekben és az idősebb - mezozoos vagy paleozoos - röghegységekben általában azonos.

Igaz, kétségtelen bizonyítékokkal is rendelkezünk arra nézve, hogy a magyar középhegységeken - elsősorban a másodkori mészkő és dolomitból álló blokkokon - a mezozoikum végétől /kréta - alsó eocén között/ trópusi tönkösödés ment végbe. A trópusi klíma hatására képződött kupkarsztos formák és a környéküket borító laterit-bauxit képződmények azonban mindenütt a blokkhegységek előterében, ill. árkosan besüllyedt helyzetben eocén mészkőtakaróval befedetten, tehát krintotünk formájában találhatóak fel. A medencék alá mélyen eltemetett internid kristályos masszívum trópusi tönkösödésére természetesen joggal következtethetünk, de azok felszínéről és korrelatív üledékeiről mélyfurások eddig meglehetősen gyér és bizonytalan információkat nyújtottak, ill. furási anyag ilyen irányú elmozdítása eddig nem történt meg.

A Bakonyban, a legnagyobb kiterjedésű és szerkezeti-  
leg-domborzatilag erősen tagolt középhegységeinkben, megvizsgál-  
tuk a lepusztulás módjára utaló korrelatív üledékek, lateritok-  
bauxitok, ezek áthalmozott változatai, kavicsstakarók és más kor-  
relatív üledékek térbeli helyzetét a hegységi blokkhoz és árkos  
medencékhez viszonyítva. Azt találtuk, hogy a trópusi tönkösödés  
- a kréta időszakban - a legnagyobb valószínűséggel kiterjedt az  
egész Bakony hegységre.

1./ Eredeti trópusi tönkfelszínnek csak azokon a  
blokkdarabokon maradtak meg, melyek az eocénben megsüllyedtek,  
mészköttakaró fedte be, és a későbbiek során sem emelkedtek ki any-  
nyíra, hogy az üledéktakaróval együtt lecsonkolódtak volna, sőt  
egyes típusaik a harmadkor során tovább is süllyedtek és helyükön  
medencék alakultak ki. Ezek csoportját nevezzük kriptotönköknek,

2./ A hegységi blokkok egy másik része - alacsony  
küszöb, vagy hegyláb felszíni helyzetben fekvő - oly mértékig le-  
csonkolt trópusi tönkfelszíni maradvány, hogy a felszínen foltok-  
ban, vagy a kőzetrepedésekben még megfigyelhető a trópusi laterit,  
vörös agyagos málladék nyomai, ill. foltjai. /Sümeg-Tapolca közti  
rög, Balaton-felvidék és Déli Bakony egyes részei/. E felszíneken  
foltokban vagy nagyon elszórtan harmadkori kavics is előfordulhat,  
/gyakori a vörösre színeződött kvarcit/ jelezvén azt, hogy a tró-  
pusi lotarólódást pedimentáció váltotta fel.

3./ A harmadik típusba a szemiexhumált blokkok tar-  
toznak. Felszínüket kiemelt helyzetük ellenére is vastagabb laza  
üledékek - kavicsstakarók borítják. /Farkasgyepű, stb./. A kavics-  
takarók alatti trópusi tönkmaradvány meglehetősen lecsonkolódott a  
feltehetően a felső miocénig tartó /helvét-tortoni-sarmata/ pedi-  
mentálódás hatására.

4./ Tetőhelyzetbe kiemelt, feltehetően trópusi tönk-  
felszíni maradványok /Kőrös-hegy, Papod, Tési-fennsík stb/ ma már  
semmiféle trópusi formamaradványt, vagy korrelatív üledéket nem  
hordanak magukon. Viszont környezetükben alacsonyabb szinteken  
/450-500/ és /200-250/ a száraz völgykijáratokban trópusi vörös-  
agyagfoltok vannak áttelepítve. Ugy látszik, ezek - belsőkárpáti,  
ill. Magyar Középhegységek - az óharmadkori pediplanáció során  
enyhén környezetük fölé magasodó felszínek voltak. Hogy pediplaná-  
lódtak, vagy trópusi, féltrópusi mállásos tönkösödéssel pusztultak-  
e tovább, arra az adataink még nem elegendők és nem is egyértel-  
műek.

5./ Ismertetések ugyanis exhumált tetőhelyzetben  
lévő epigenetikusan pediplanésedett, - vagy pedimentált - trópusi  
tönkök is /Budai-hegységben, Pilisban, a Cserhátban/, amelyek az  
un. infraoligocén donudáció idején kavicskonglomerátum takaróval  
fedődtek be majd, fiatalon a harmadkor végén ill. negyedkor során



emelkedtek ki. Közülük a Budai-hegységben egyes tetőhelyzetben levő exhumált tönkök még felső pannon édesvizi mészkőtakarót is viselnek.

A középhegységekben, azok peremén levő harmadkori kavicsos korrelatív üledékek tanúsága szerint /alsó oligocén kavics-konglomerát, felsőoligocén kavicsos homok, alsómiocén aquitániai anomias kavicsok, burdigálai - helvét, tortonai kavicsok/ a trópusi tönkösödés nem lehetett folyamatos - a felsőkrétától a középső miocénig mint azt Bulla leírta. A durvább, kavicsos üledékek inkább a pedimentképződés folyamatára utalnak. Trópusi ill. subtrópusi mállásra utaló harmadkori korrelatív - kaolinos, tarka, ill. vörösgyag üledék az eocén, középoligocén és ómiocén egyes időszakokból maradtak vissza. Ezek az adatok arra utalnak, hogy a harmadkor során a tektonikus mozgásoktól befolyásolt változó domborzaton a lepusztulás csak egyes szakaszokban mehetett végbe trópusi tönkösödéssel, a ránk maradt formákból ítélve a pedimentációnak /pediplanációnak/ erősebb és többször visszatérő hatása szakította azt meg. Míg végül a fiatal harmadkorban az a pannontengertől elszigetelt hegységek peremén és a pannon tenger elvonulása után különböző magasságra kiemelt egyes blokkhegységek körül a pedimentáció vette át a fő szerepet a peremi elegyengetett síkok kialakításában.

#### A magyarországi hegylábi felszínek jellemzése

Az egyes hegységörögök általában keskeny - helyenként szélesebb - hegységperemi lépcsőit nagy kiterjedésű lankás lejtő "hegylábi felszín" kapcsolja a környező medencék felszínéhez. A középhegységeket övező hegylábi felszínek igen különböző szélességűek. Helyenkint, ahol a középhegységekhez dombsági előterek kapcsolódnak, ott szélességük eléri, sőt, meg is haladhatja a 10 km-t. Ilyen esetekben a hegylábi felszín lejtése csupán néhány fok.

A hegylábi felszíneket gyakran kevésbé görgetett, közeli származású - elszórt - durva törmelék borítja, melyet fiatalabb koru lejtős lösz, lejtős vályog fedhet be. A hegylábi felszíneken található természetes és mesterséges feltárásokból megállapítható, hogy azok szintén nyesett felszínek. A hegylábi felszínek középhegységeink előterében ezeket a pliocén rétegeket általában 350-200 m-ig enyhén lejtő szintre nyelik el a harmadkori idősebb képződményekkel együtt, sőt nem ritkán a mezozoos és esetenként a paleozoos képződmények is egyazon hegylábi felszín nivójára tarolódtak le.

Az általános lejtésiránynak megfelelően a felszínébe teraszos folyóvölgyek és tágas, vízfolyás nélküli teknővölgyek

- deráziós völgyek mélyülnek, melyek az ilyen hegylábi felszíneket a hegylábtól távolodva ujjszerűen szétágazó hosszanti szélesebb-keskenyebb oldalgerincekre tagolnak fel. A Magyar-Középhegységet átszelő folyóvölgyekben - Duna-völgy, Ipoly-völgy, Hernád-völgy, Zagyva-völgy - a legmagasabb teraszokhoz kapcsolódó hegylábi felszínek viszont keskenyebbek, de lejtésük az előbbieknél nagyobb, elérheti a  $6-8^{\circ}$ -ot is. A Duna-völgy magyar-középhegységi szakaszán keskeny lepusztulásszint, "hegylábfelszín" fut ki és simul a Duna legmagasabb - pliocénvégi - VII.sz. teraszához, illetve a Budapest környéki legidősebb hordalékkup felszínéhez /Pécsi, 1959/. Ez utóbbihoz hasonló helyzet figyelhető meg az Alpok keleti előterében a Kisalföld és a Gráci-medence peremén, ahol igen széles a hegylábi felszín, amelynek alsó szegélyére az alpi előteri folyók hordalékkup teraszának kavicsa rakódott rá /Fink 1960, Pécsi 1961/.

### 1./ Hegylábi felszínek kora

A hegységek előterében azok a hegylábi felszínek voltak a kiindulási felszínei a pliocén legvégi-pleisztocén kori völgyképződésnek, amelyek a legmagasabb folyóvízi teraszokhoz erősebb vagy enyhébb lejtővel szorosan kapcsolódnak. A hegylábi felszíneknek ez a morfológiai helyzete egyuttal bizonyos időhatárral kialakulásuk korát is jelzi. A legidősebb, legmagasabb folyó- /Duna-/ teraszokhoz /VIII-VI.sz. teraszok/ kapcsolódó hegylábi felszínek idősebbek, mint e teraszok, amelyek korát a legfelső-pliocénba, ill. pregünz időszakra helyeztük /Pécsi 1959, Fink 1960/, viszont fiatalabbak, mint a felső pannóniai rétegek, melyeket enyhe lejtővel elnyesnek kialakulásukat tehát a felsőpliocénba kell helyeznünk, azért is, mert pl. a Budai-Pilisi-hegységek peremén az e szinteken települt édesvízi mészkő- /travertino-/ takarók korát szintén felsőpliocénvéginak, illetőleg pregünzkorinak határozták meg /Schréter Z., Kretzói M. 1953/. Más esetekben a hegylábi felszínektől nyésített felsőpannóniai üledékeken vörösagyag foszlányok figyelhetők meg, melyek alatt 0,5 m vastag homokos mészkőpad cementálódott össze /Gödöllői-dombság/.

### 2./ A felső-pliocén hegylábi felszint kialakító folyamatok

Bulla B. több ízben bírálta azt a korábbi felfogást, amely szerint a Kárpát-medencében a pannóniai tenger visszahúzódása után - a felső pliocénban - sivatagi klíma alakult ki. A Lóczy-Cholnoky névéhez fűződő pliocénvégi sivatagos éghajlat-elmélettel a hazai domborzat felszínalakításában valóban túlzottan nagy deflációs felszínalakító tevékenységet igyekeztek kimutatni. /Deflációs tanuhegyek, jardangok kialakítását stb./ Hogy a felsőpliocén éghajlat a Kárpát-medencében a maga néhány milliő esztendején keresztül azonban nem csupán a meleg nedves, pannóniai emeletbeli klímától a mérsékeltén humidus klímába való átmenet volt /Bulla, 1962/, arra a magyarországi felső-pliocén faunatársaság összetétele is utal. A világhírű baltavári faunalelőhelyről /Sümeghy 1923/ előkerült hiuz, teve, párdac, oroszlán, strucc, őzsiráf, ősló /Hipparion/ stb.



arra utalnak, hogy a váltakozóan nedves-száraz meleg éghajlat időnként szemiariidussá változó klimaperiódussal a felső-pliocénban is tovább folytatódott /Kretzói M./ Ilyen klíma feltételezését a felső-pliocén során az a körülmény is támogatja, hogy a felső-pannóniai sekély beltengeri agyagos és homokos rétegekre az Alpokból a Dunántulra és a Magyar-Középhegység peremén kilépő vízfolyások rengeteg /20-100 m vastag/ durvább szemű erősen rétegzett homokot halmoztak fel. Mivel a lerakódásokban agyagos képződmények, közbetelepülések alig vannak, ha vannak, igen alárendeltek, ebből is a kőzetaprózódás, illetve letarolódás szemiariid voltára lehet következtetni. E nagy elterjedésű és jelentős mennyiségű átlós és keresztarétegzett felső-pliocénkori homokot tartjuk a megfelelő időszak jó részében végbement hegylábi felszínképződés medencebeli korrelatív üledékeinek /Astihomok, Gödöllői homok/ /Mottl, 1942/.

Míg a felső-pliocénkori hegylábi felszínek képződését egyik oldalról az akkor uralkodó váltakozóan meleg nedves-száraz, ill. szemiariid klimatikus feltételek között ható areális eróziós folyamatokkal hozzuk kapcsolatba /lásd Büdel, Dresch, Mensching, Raynal, Wiche stb. vonatkozó kutatásait/, addig más oldalról a pannóniai beltenger visszahúzódását kiváltó és azt követő, a Kárpát-térségben általánosan ható emelkedést kell újlag kiemelni /Pávai V.F. 1926, Pécsi 1958, 1959/. A felső-pliocénban az általános emelkedés a Kárpát-térség területén nem volt egyenletes, a hegységkeret és a medencét átszelő középhegységek a felső-pliocén végétől relative egyre jobban emelkedtek, míg az Alföld és a Kisalföld a felső-pannóniai átmeneti emelkedés után erőteljes, de szakaszos süllyedésnek indultak.

A medencék felső-pliocénkori lassu ujasüllyedésének hatására a hegységperemeken a korábbi hegyláblépcsőknél alacsonyabb szinten, az arra alkalmas klimatikus feltételek között hegylábi felszínek alakultak ki. Mivel ezek a feltételek relative elég hosszú időn keresztül optimálisak voltak, a felső-pliocénkori enyhén lejtő hegylábi felszínek hegységeink előterében széles sávban kifejlődhettek.

### 3./ Pleisztocén pedimentek és pediment glacisok.

A kriogén folyamatok együttes hatása a magyar középhegységekben és dombságokon a domborzat elegyengetésében -planáció- nyilvánult meg. A legjelentősebb periglaciális destruktív formák: krioplanációs teraszok és az ezeknél sokkal nagyobb kiterjedésű hegységperemi periglaciális pedimentek, hegységközi medencék és nagy folyóvölgyek hosszú lankás ferde lejtői formálódtak ki.

A pleisztocén során erőteljesen kiemelkedő középhegységekben a krioplanáció jelentős mértékben átformálta az idősebb hegységperemi lépcsőket és a felsőpliocén hegylábi felszín széles övezetét is. /E nem jelentéktelen hatás mellett az emelkedő hegységek peremén, a felsőpliocén hegylábi felszín előterében újabb pleisztocén-



kori pediment is képződött./ Bár a felszinformálódás alternatív volt, az egyes erőkomponenseket mégis meg lehetett állapítani: a/ a negyedkori szakaszos emelkedés 3 fő fázisban /1. pregünz, 2. mindel és mindel-riss interglaciális, 3. felsőpleisztocén/ erősen megemelte a középhegységek zónájában a periglaciális heglábi felszint is; b/ főleg az interglaciálisokban az erőteljes völgyképződés hatására a hegységi előtér pedimentje a medencék felé hosszán elnyúló völgyközi hátakra tagolódott, a heglábperemi hordalékkupok pedig egyre messzebbre benyomultak a medence felé; c/ a megismétlődő glaciális szakaszok alatt a krioplanációs folyamatok a völgyközi hátakra tagolódott felsőpliocén heglábi felszint több esetben annyira lealacsonyították, hogy annak felszine ma már pleisztocén pedimentnek nevezhető. Pleisztocén periglaciális korrelatív üledékek borítják e felszineket.

A felsőpliocén heglábi felszínre más esetben csak egyes magasabban maradt hátak emlékeztetnek, míg az alacsonyabb és általában keskenyebb völgyközi hátak az előbbi szintnek pleisztocénben lealacsonyított maradványai. Ezeket a hátakon apróbb krioplanációs lépcsők is megfigyelhetők.

A pleisztocén krioplanáció pedimentképző folyamata jól igazolható a nagyobb folyóvölgyekben /Duna és nagyobb mellékfolyói hegységi völgyszakaszán/, ahol a magasabb és idősebb pleisztocén teraszokat teljesen egyenés, enyhe és hosszú, ferde lejtővé formálta át. Gyakran megfigyelhető, hogy a völgy egyik oldalán a folyó teraszainak lépcsői normálisan sorakoznak egymás fölött, míg a völgy másik /D-i és DK-i expozíció esetén a leggyakoribb/ oldalán kiegyenlített ferde lejtő, pleisztocén pediment alakult ki.

Ahol a pleisztocén során a folyók erózióbázisa közvetlenül a hegységek előterében jelentősen mélyebbre szállt, ott a felsőpliocén heglábi felszín függve maradt. Ennek peremén szintén kialakult egy alacsonyabb pleisztocén heglábi peremlejtő, melyet rendszerint periglaciális szoliflukciós eredetű törmelék és vályog takar.

A pleisztocénkori periglaciális pedimentképződés bizonyítékait és folyamatát a magyar középhegységek peremén több esetben és helyen rekonstruálni lehetett /Pécsi M. 1962, 1964, Székely A. 1964/.

A periglaciális pedimentek ferde lejtőibe az esetek túlnyomó részében vízfolyás nélküli száraz deráziós völgyek - dellék - egymással párhuzamos sorozata mélyül. Dolomitos kőzeteken e tágas lapos deráziós völgyeknek egymásba mélyülve kétháron generációja is kimutatható. A deráziós völgyek közötti lapos hátakon a dolomit gyakran 5-10 m mélységig elaprózódott. Ez az elaprózódás krioturbációs jelenségek alapján a pleisztocén kriofrakcióra vezethető vissza. Szélfujta sarkos kavicsok is előfordulnak a felszínen. A tágas deráziós völgyeket a ferde lejtők korrelatív lepusztulásterméke, dolomit törmelékes rétegzett lejtőlösz béleli ki. Az idősebb völgyeket ki-



tő lejtőüledék alapzata mindig durva kőzettörmelékkel kezdődik, melyre egyre apróbb dolomittörmelékes lösz- vagy homokos vályógrétegek következnek, egy-két fosszilis talajszinttel tagoltan.

A magyarországi deráziós völgyek pedig többoldalu megfigyelések, adatok alapján a pleisztocén periglaciális viszonyok klimatikus morfológiai jelenségeinek bizonyultak /Pécsi M. 1962, Szilárd J. 1964, Székely A. 1964, Marosi S. 1964/. A magyar középhegységek peremén jellemzőes periglaciális pedimentek kialakulása pedig - ezek szerint - szoros kapcsolatban állt a deráziós völgyképződéssel. Egészében véve a magyar középhegységek a pleisztocén glaciálisai alatt lepusztulási területek voltak. A platókon és hegylábi felszíneken igen erőteljes hatást fejtett ki a kriofrakció. A csupasz, szilárd kőzeteken vastag eluviális kőzettörmelék termelődött, a lejtőket kőtengek és kőfolyások borították el. A kriofrakció által tovább aprózódott finomabb kőzettörmelékeket, kőzetlisztet a szél, a hóolvadákvíz, a szoliflukció a lejtőn több ízben áthalmozta, mint lejtőüledékek, deluviumok a hegy lábánál és a medencében egymásra rakódtak.

A minden oldalról hegységkerettel övezett Kárpát-medencében a pleisztocén glaciálisok alatt a száraz-hideg kontinentális és a hűvös-nedves óceáni klimakonponensek ismételt, váltakozó uralomra jutása mutatható ki, mind a lejtőüledékek és löszök feltárásaiból; mind pedig a krioturbációs jelenségek különböző típusaiból /Pécsi M. 1962, 1963/.

A szomszédos területekkel összehasonlítva a Kárpát-medence sajátos fáciése volt a periglaciális kori forma- és üledék-képződésnek, külön regionális provinciának kell tartani a pleisztocénkori Eurázsia periglaciális zónáján belül. Erre a következtetésre jutott magyarországi tanulmányutja után /J. Dylik 1965/, ill. az UGI Periglaciális Geomorfológiai Bizottsága is.

Bár a pannóniai medencében fekvő magyar középhegységek kontinensnyi mértékkel mérve nem nagy kiterjedésűek, sajátos geomorfológiai és geológiai adottságaik révén mégis több fontos morfológiai kulcskérdésre világos példát nyújtanak. Ezek közül e helyen a periglaciális hegylábi lejtők - pedimentek - képződésére és a domborzat jelentős mértékű krioplanációs átformálódására hívtuk fel a figyelmet.

A fentiek alapján úgy látszik, hogy a magyar középhegységekben megfigyelhető lepusztulás szintek között vannak különböző helyzetbe került tropusi tönkök lecsontolt maradványai, elfedett - kriptótönkök, pleisztocén pediplainek részletei, pliocén hegyláb-felszín lépcsők a hegységgrögök peremén és azok előterében felszabdalt vagy átformált felső pliocén hegylábi felszínek, továbbá pleisztocén periglaciális pedimentek ill. pediment glacis formák.

Irodalmi utalásokat lásd: - - -

Morphologische und Nomenklatur-Probleme der Abtragungformen der Mittelgebirge und ihrer pedimente /1968/ c. kötetben.



## A Bükk hegység tönk- és pedimentfelszínei

Pinczés Zoltán

A Bükk az ÉNy-i Kárpátok legbelső vulkáni vonulatában a Laskó és a Sajó között idegen tagként foglal helyet. Felépítésében résztvevő paleo-meozoosz erősen gyűrt képződmények délalpi-dinári jellegűt mutatnak. A hegység peremeken levő harmadkori laza üledékek és vulkáni tufák alacsony felszínéből gyorsan, átmenet nélkül emelkedik ki.

### Geológiai felépítés

Felépítésében karbon, perm és főtömegében alsó- és középső triász képződmények vesznek részt. A karbont szürke agyagpala, benne homokkő és mészkő képviseli. A hegység ÉNy-i részén Nagyvizsnyó-Dédes-Mályinka vonalán keskeny vonulatként a felszínen van. A felsőkarbon üledékek megszakítás nélkül mennek át permi homokkőbe, homokos agyagpalába, kvarckonglomerátumba, végül sötétszürke fekete mészkőbe. Az alsó és középső triász hiány nélkül fejlődött ki a hegységben, a felső részek már hézagosak. Az alsó triász mészköves homokkőve és agyagpalája az előbbi képződményekkel parallel, egy keskeny csik formájában húzódik a Gerenna vártól Lillafüred környékéig. E képződmények mellett közel hasonló elterjedésben diabáz tufát és lávát találunk /anisusi/. Legváltozatosabbak és legnagyobb területi elterjedésűek az ers fáciesbeli különbségeket mutató ladin képződmények. Rétegei agyagpala különböző fáciesű mészkő /szaruköves, tűzköves, fennsiki, répáshutai típusu mészkő stb./ dolomit a Bükk egész területén előfordul. Bizonyos területi elkülönülés megfigyelhető. A hegység É-i részén dominál a mészkő, míg a D-i részen elterjedése háttérbe szorul. A felső ladin-karni emeletre helyezik a Diósgyőr-Lillafüred-Bükkszentkereszt környékén lévő diabáz, porfirít, kvarcporfir lávákat és tufákat. A Nagy- és Kis-Eged nőri emeletbeli mészkőve az utolsó tengeri nyom a mezozoosz időből.

A lerakódott üledékek meggyűrődése a kimmeriai fázis idején /jura/ kezdődött. A fő gyűrődés azonban az alsó és a felső kréta között volt /ausztriai fázis/. Ez utóbbi mozgások eredményeként Szarvaskő környékén diabáz, gabbro és verlit vulkánosság zajlott le. A kréta mozgások a hegység kiemelkedésével és annak lepusztulásával jártak. A Nekézseny környéki szonon konglomerátum és homokkő összlet részben bükki anyaga, erről a lepusztulásról tanuskodik.

A mozgások azzal a következménnyel is jártak, hogy az alaphegység peremi részei lesüllyedtek és elborította azokat a harmadkor tengere. Az újabb geológiai megfigyelé-



sek mind több olyan bizonyítékot találnak, amelyek arra mutatnak, hogy a harmadkori tengerei nemcsak a Bükk peremi részeit érték el, hanem azok a hegység tömegét is befedték. Az eocén üledéke a hegység déli lábánál Egertől Kisgyőrig konglomerátumos, tarkaagyagos szárazföldi lepusztulás termékekre rakódott le. Hasonló elterjedést mutatnak az oligocén agyagos-márgás homokos kavicsos rétegek. A miocént a hegység déli peremén kavicsos agyag és homok, Egercsehi környéken széntelepés homokos agyag, és kisebb riolittufa és riolit jellemzi. Ez utóbbi összefüggő nagyobb területen a hegység D-i lábánál fordul elő. Az utolsó tenger a pliocén tenger agyagos, homokos, lignites rétege nagyobb vastagságot csak a peremeken - elsősorban a D-i részen - ér el.

### Felfogások a Bükk felszínének kialakulásával kapcsolatban

A hegységben dolgozó morfológusok a Bükköt tönk, illetve tönklépcsős hegységként jellemezték. Időrendben elsőnek Strömpl G. /1914/ foglalkozott a hegységgel és benne két felszint a Bükk-fennsíkot /700-800 m/ és az É-on K-en és D-en körülölelő alacsonyabb karsztlapos /500-550 m/ mutatott ki. A tönkösödés menetét a magasabb részre Cvijic és Grund nyomán ciklusos karsztdenudációval magyarázza. Az alacsonyabb felszín kialakításában a tenger abbráziós munkáját látja. Kerekes J. /1936/ Eger környékéről két felszínről - egy magasabbról, amelynek kialakulását karsztos denudációval magyarázza és egy alacsonyabbról /32-360 m/, amelyet folyóvízi erózió formált ki - tesz említést. Ez utóbbi felszín kialakulását a pannonra helyezi.

Láng S. /1953/ a hegységet tönklépcsős hegységként említi, ahol a harmadkori egységes tönk a fiatal kiemelkedés következtében széttöredezett és a régi egységes tönkfelszín különböző magasságban /600-959, 400-800, 500-720, 200-360 m/ lépcsősen helyezkedik el egymás alatt. A tönkösödés bizonyítékának az egyező csucsmagasságok mellett az alsóbb szinteken található gömbölyített kvarckavicsot, a fennsíkon a szögletes kvarcit törmelékét látja. A fennsíkon a gömbölyített kvarckavics takaró hiányát a Bükk központi tömegének erőteljes kiemelkedésével, illetve ennek következményeként fellépő lepusztulással magyarázza.

Leél-Óssy S. /1954/ a magas Bükk morfológiájával kapcsolatban vitába szállt Láng Sándorral. Szerinte a magas Bükkön sohasem volt kvarckavics. A magas Bükk tönkje tehát nem is alakulhatott ki felszíni erózió hatására, hanem szerinte kialakítását "ritmikus karsztos denudáció" végezte. Lényegében tehát Strömpl felfogását ismétli, illetve azt a dolinák fokozatos egybeolvadásával és ellaposodásával részletesebben kifejti.

Schréter Z. /1954/ a hegység geológiai kutatója is



megemlékezik a Bükk tönkfelszínéről /egyet említ/. Kialakulását a felső krétára - alsó eocénra - teszi. Sem a tönköket kialakító folyamatról, sem a tönkösödött területek további sorsáról nem tesz említést.

Pinczés Z. /1955/ a Bükk-hegység déli részén két felszínt: az 500-600 méteres miocén eleji tönköt, valamint ettől délre a tufán és felsőpannoniai üledéken képződött pliocén tönköt ír le. A tönkösödés bizonyítását a felszínen található kvarckavicsokban látja. Későbbi munkájában /1956/ a pliocén felszín /a hegység lábánál fekvő sziklasík/ kialakításában a felületi leöblítés mellett a mögöttes területekről kilépő vizek laterális erózióját hangsúlyozza.

Pécsi M. /1963/ a magyarországi hegységek harmadkori felszínfejlődés menetével kapcsolatban felhívja a figyelmet arra, hogy közephegységeink lépcsős elrendezése nem minden esetben törésvonal menti elmozdulások következménye. Ő vezette be a magyar geomorfológiai irodalomba a hegyláb felszín, illetve hegyláb lépcső fogalmát. Cikkében közöl a Bükk hegység felszíneiről is egy vázlatot. Szerinte a fennsík miocén tönkfelszín maradvány, alatti két szintben a felső miocén és pliocén denudációs lépcső, majd egy felsőpliocén kori hegyláb felszín helyezkedik el.

#### A hegység tönkösödésének kérdése

A hegységgel foglalkozó kutatók annak harmadkori felszíneiről, azok számáról, kialakulási körülményeiről és idejéről eléggé eltérő nézeteket vallanak. A Bükkben folytatott újabb földtani kutatások, valamint az elmúlt két évben az itt végzett morfológiai megfigyeléseink bizonyos tekintetben új megvilágításba helyezik a Bükk harmadkori felszínfejlődéséről vallott eddigi felfogásunkat.

Az kétségtelen tény, hogy a Bükk tönk, mégpedig tönklépcsős hegység. Legmagasabb része a 700-900 m átlagmagasságú Nagy-fennsík. E körül 500-700 m magasságban a második lépcső helyezkedik el. Ennek legszebb darabja a Kis-fennsík, a Délkeleti - és Délnyugati Bükk, amelyeket együttesen Középső Bükknek neveznek. Ezek alatt a hegység peremén délen /Andornaktól Bogácson keresztül Miskolcig/ 210-350 méter magasan, a hegység északi, északkeleti részén /Miskolctól Parasznyán, Tardonán át, a Bán-völgy környékéig/ 200-450 m magasan húzódik a harmadik lépcső /Alsó Bükk/. Természetesen a számok csak átlagos értéket jelölnek. Az ettől való eltérés fiatal tektonikus mozgással, méginkább a különböző kőzeteknek az erózióval szembeni ellenálló, vagy kevésbé ellenálló voltával magyarázható.

A hegységben a középső és felső szint közettani felépítés szempontjából megegyezik egymással abban, hogy anyaguk paleozoikus és mezozoikus képződményekből áll. Az itteni



felszinek kialakulása feltehetőleg tehát azonos időben, azonos körülmények között megtett végbe. A felszínen található kőzetek közül a legfiatalabb a Szarvaskő környéki krétakori vulkáni anyag, amely egy szintre van denudálva a triász képződményekkel. Tehát a felszín a kréta vulkáni működése után alakult ki. A krétavégi kiemelkedésre és ezzel párhuzamosan a hegységnek lepusztulása mutat, az a korrelatív termék, /konglomerátum, homokkő/, amely hegység északnyugati részén Nekézseny környékén a felszínen is megtalálható. Korát ősmaradványok alapján szenonra teszik. Szárazföldi lepusztulási termék a Bükk déli részéről Eger-Bükkzsérc-Kisgyőr vonaláról is ismeretes. Bükkzsercen találták meg először felszíni előfordulásban. Sikkuton 257 m-t haladt a furó tűzkő, agyag és kovapala törmelékben. Ugyancsak megfúrták ezt az anyagot Egerszalókon /67,8 m tarka agyag alatt 3,5 m kvarc, dolerit és mészkő kavicsból álló konglomerátum/. Mezőkeresztesen /szürkés vörös agyag formájában, Diósgyőrön stb. Felette felső eocén tengeri rétegek fekszenek. De ennek is alsó rétege mégkonglomerátum vagy durva homokkő /Eger környékén a felszínen van/. A korrelatív anyag települése azt mutatja, hogy a hegység lepusztulása a felső krétában kezdődött és az alsó-középső eocénben a luteclai emelet végére megtörtént, mert a felső-eocénben kezdődő transzgresszió üledéke befedi a teresztrikumot.

A tönk kialakítását többen a karsztos denudációra vezetik vissza. Ez a felfogás, bár első látszatra tetszetős, nem fogadható el még a Magas Bükkre nézve sem. Ugyanis még itt sem tisztán karbonátos kőzetek vesznek részt a felépítésben /agyag-pala és vulkáni anyag is/. A Középső Bükkben pedig a különböző kőzetek tarka mozaikját találjuk. Nyilvánvalóan karsztos denudációval a karsztos és nem karsztos kőzetek egyszintre tarolódását nem lehet magyarázni. A jelen tönkösödési folyamatból kiindulva itt is trópusi éghajlaton végbement denudációval, tönkképződéssel kell számolni. Az eocén éghajlata ennek a folyamatnak megfelel. Andreánszky G. vizsgálata szerint az eocénben Közép-Európában trópusi éghajlat uralkodott. A kövült fatörzsek évgyűrűiből nyugalmi időszakokra is következtethetünk, amelyek itt nem a hűvös, hanem a száraz évszakot jelölik. Az ősnövénytani adatok tehát trópusi egyperiódusu csapadéku éghajlatra mutatnak, amely a tönkképződésnek az ideális területe.

Bulla B. középhegységeink tönkmaradványait trópusi semitrópusi területek korábbi tönkösödött felszínmaradványainak tartja. Szerinte a tönkképződés az egész miocénban, sőt a pliocénban is tovább tartott. Bulla tehát nem számol miocén-nél idősebb tönkökkel. Ebben a felfogásban bizonyos ellentmondás tükröződik. A tönkösödést ő is trópusi területeken lejátszódó lepusztulási folyamatban látja, de ugyanakkor a hazai tönkök kialakítását a nem trópusi éghajlatu miocén és pliocén időkre helyezi.



A Bükk alsó-középső eocén tönkjével kapcsolatban felvetődik az a kérdés, hogy mi történt a már kialakult felszínekkel a későbbi időben, miért nem fejlődött tovább a tönk a miocén folyamán. Erre vonatkozólag ma már több adattal rendelkezünk. A felső eocén a Bükkben transzgressziós időszakot jelöl. Ez a transzgresszió csak az oligocén végi kiemelkedéssel ért véget. Hogy mily mértékben borította be az eocén és oligocén tenger a hegységet arra nézve nincsenek pontos adataink. Az a tény, hogy a paleogén üledékeknek csak a kezdő tagjai tartalmazzak bükki eredetű törmeléket, a felsőbb rétegei már nem, a hegységnek a későbbi időben történő erőteljesebb előtérítéséről tanuskodik. A Kis-fennsík Csókási részén 500 m körüli magasságban talált felső-eocén mészkő szintén arra utal, hogy a transzgresszió nem korlátozódik a hegység déli peremeire, hanem a belső részekre is eljutott. Így ma már az itt dolgozó geológusok valószínűnek tartják azt a Telegdy Róth K. által felvetett gondolatot, hogy a paleogén tenger üledékei a hegységet teljesen befedték és azokat csak a későbbi idők eróziója távolította el.

A Bükknek a paleogénben, sőt a neogénben való fedettségére még egyéb bizonyítékaink is vannak. A Bükk déli előtérében mezozoikus és paleogén anyagon kiterjedt alsó miocén kavicslerakódásokat találunk. Anyaguk idegen eredetű, semmiféle Bükkből származó kavics nem fordul elő bennük. A kavicsanyagot Pinczés /1956/ dél felől, a kristályos alaphegységből /a régi Tisza/ származtatja. Helvét időből származó kavicsot tüntet fel Balogh K. a Kis-fennsíkon nagyobb kiterjedésben. Ugyanakkor a helvét transzgresszió üledékei a hegység északi részein 500 m magasságig nyomozhatók. A kavicsokban bükki kőzetek anyaga nem fordul elő, tehát a kavics idegen területről került a hegység felszínére. Ez viszont arra mutat, hogy a neogén elején a hegység alacsony lehetett, így az környezetének üledékgyűjtője /hordalékkupok felhalmozódás/ volt.

A miocénben a hegység déli oldalán meginduló vulkanizmus anyaga elsősorban a riolittufa, a Bükk belsejébe is eljutott és a hegységet tufatakaróval fedte be. A későbbi denudáció ezt az anyagot is lepusztította, de roncsai a hegységben több helyről ismeretesek. Balogh K. a Hór-völgy nyílásából és a Nagyökrös déli szomszédságából említ ilyen tufa maradványt. Magam néhány évvel ezelőtt Kácstól északra fekvő magaslatokon több helyen megtaláltam különböző kiterjedésben a hajdani tufatakaró maradványát. Az egyik helyen néhány m<sup>2</sup> nagyságot is elér a tufamaradvány. A Bükk-fennsík karsztos üregeiben Jámboš A. és Balogh K. foraminiferás biotitos riolittufitot /csipkés kúti műt. bevágás/, laza csillámos homokot és homokos tufitot /Szilvásvárad-Miskolci műt. bevágás, valamint a Mélysárbérc északi végén lévő dolina alján/ talált, amely egyrészt a hegység magasabb részeinek is a riolittufával való befedéséről, másrészt a Csipkés kút melletti riolittufitban a foraminiferák mellett előforduló tengerisün, kagylónéj töredék, halfog stb. maradvány



együttal a területnek tengerrel való elöntéséről is tanuskodik.

A Középső-Bükknek az eocéntól az oligocénon át a miocénig ismételt elöntése, illetve tengeri vagy vulkáni anyaggal való befedése a meglevő maradványok alapján teljes biztonsággal állitható. A Magas Bükk esetében már nem rendelkezünk ennyi bizonyító anyaggal. Csak a miocén végéről vannak leletek, amelyek tengeri elöntésről, illetve tufával való borításról tanuskodnak. Ez alapján lehetséges az is, hogy a felső eocén és oligocén tenger nem érte el ezt a területet, vagy még inkább az, hogy ha el is borította ezen korok tengere, annak maradványa később teljesen lepusztult a felszínről és a felszín fejlődése a miocénban a szarmatáig tovább folyhatott. Ha ez a gondolatsor a későbbiekben igazolást nyer, akkor majd a Felső Bükköt egy exhumált közép miocén felszínként kell értelmeznünk. Ennek bizonyításához azonban még további kutatások szükségesek.

A torton-szarmata időben az eddig vázolt kép megváltozik. A magasabb környezet megsüllyed és az eddigi alacsony sokszor tengerrel borított felsőrész /a mai Bükk/ a környezethez képest magasabban marad. Inverzió következik be. Ezzel egy új vízrendszer kezd kialakulni, amely most már a Bükkből centrifugálisan kifelé irányul. A kifolyó vizek a Bükk déli részén levő hordalékkupokat a szarmata-pliocén időszaktól kezdve rombolják és áttelepitik az alatta fekvő harmadik lépcső felszínre is. Az áthalmozott kavicsanyag azonban nem tartalmaz egyetlen Bükki eredetű kavicsot sem. Ez azt jelenti, - mint a későbbiekben látni fogjuk -, hogy a pliocén végén a Bükk paleo-mezozoikus testét még laza fedőrétegek borithatták, amelyeknek lepusztulása után került csak felszínre az alsó-középső eocén fosszilis tönk. A Bükk felső és középső része tehát exhumált tönkfelszín.

A Bükknek az említett két felszine még egy további problémát is rejteget. A két felszint elválasztó lépcső kialakulásának kérdését. Mikor jött létre a lépcső, tektonikus vagy denudációs eredetű-e? Ma erre teljes biztonsággal nem felelhetünk. Sokan tektonikus eredetűnek tartják. A középső szint viszont szinte körüskörül öleli ezt a legfelső felszint, amely így inkább denudációval magyarázható. Érdekes, hogy a fennsíknek egy általános keleti irányú lejtése van. Ezért a peremi lépcső a nyugati részen élesebb, nagyobb ugrómagasságú /a Peskő, Tarkó vonalán 200-300 m/, a keleti részen jóval kisebb /Lillafüred-Hollóstató vonalán 50-100 m körüli/.

#### A pediment kérdése

Az előbbieken tárgyalt felső és középső Bükk alatt még egy lépcsőt találunk körüskörül a hegység peremén. A hegység déli és keleti részén főleg riolituffan és rioliton, Miskolc környékén andezit prioklasztikumokon képződött. A hegység északi és nyugati részén részben idős, főleg azonban laza miocén



üledékeken kisebb részben vulkáni anyagon alakult ki. A felszint felépítő kőzetek kifelé egy enyhe dőlést mutatnak. A Bükk déli részén ez délkeleti irányu,  $10^{\circ}$  körüli értéket ad. A rajta kialakult felszín elmetszi ezeket a rétegeket. A felszín képződése a miocén végével a legtöbb helyen a szarmatában már megkezdődött /Szarmata terresztrikum Eger-Felsőtárkány környékén/. Valószínű az előrenyomuló pannon tenger egy lenyesett felszínre transzgredált. A tenger azonban csak a Középső Bükk déli és keleti pereméig jutott el, de azt annak magasabb helyzete miatt már nem borította be. A tenger visszahúzódásával a felszín fejlődése tovább tartott és az enyhén dél-délkeleti irányba dőlő pannon rétegek a riolittufa felszínnel egy szintre erodálódtak le. Ez a felszín fejlődése során fokozatosan hátrafelé vágódott és a Középső Bükk déli peremi részére is ráterjedt. Eger környékén az eocén, oligocén, miocén és pannon rétegek vannak egy szintre denudálva. A Hór-völgy bejáratánál, Tapolcafürdőtől nyugatra triász képződményekre is átterjed ez a felszín. Kialakulása a felső pliocénra esik.

A hajdani egységes felszínjellegét nemcsak a közel egy magasságu gerincek, csussok jelentik. Sokkal erőteljesebben kihangsúlyozódik ez azáltal, hogy a felszínen mindenütt kristályos kavicsanyagot találunk. Ez egyenletesen, szétszórva, lepelszerűen beborítja a felszínt. Ez viszont, mint ahogy 1955-ben már kimutattam, arra utal, hogy a felszín kialakítását a mögöttes területről a hegységből kilépő patakok laterális eróziója végezte és hozta létre a hegység lábánál fekvő felszínt. A hegységből kilépő vizek megbontották a hegységperemi idős miocén hordalékkupokat és a kavicsot szétteregették ezen a hegyláb felszínen. Ostorostól északra pannon üledéken talált kavicsanyagot kérésre Kulcsár L. megvizsgálta és százalékos összetételére nézve az alábbiakat találta: Az anyagból kovapala 52,7 %, különböző kovakőzetek /metamorf kvarcit, jaspis, lidit/ 32,3 %, kvarc 7,2 %, kovás tufa 6,6 %, kovács homokkő, kavics 1,2 % volt. Feltűnő, hogy sem itt sem máshol nem fordul elő bükki eredetű kavics. Viszont a pedimentben a későbbiekben bevágódott patakok legfelső terasz kavicsában, továbbá az Andornak-Novaj-Bogács-Tibolddaróc, Harsány-Bükkaranyos falvaktól délre fekvő hordalékkup anyagában mindenütt a régi kristályos kavicsanyag mellett már bükki kavicsok is szép számmal, /egyes helyeken uralkodóvá válva/ előfordulnak. Ez viszont arra mutat, hogy a pediment képződésének az idején, a felső pliocénban a Bükk még mindig takarva volt a korábbi idők laza anyagával és ettől csak a pliocén legvégén szabadulhatott meg.

A pediment körülöleli a Bükk tömegét. Különösen szépen fejlett a hegység déli és délnyugati részén, ahol elsősorban azért is maradhatott fenn, mert a többihez képest keményebb anyagon, vulkáni tufán alakult ki. Ez utóbbi területen ez a felszín a Mátráig ér, sőt a két hegység között messze északra felnyulik. A pediment élesen olválk a 200-300 m-rel föléje



emelkedő Középső Bükk tömegétől. Az Eger, illetve Tárkányi patakok mentén mélyebbre benyomul a hegységbe és alapját képezi a "Tárkányi öbölnek". Jellemzője viszont az, hogy a Középső Bükk tömegébe bevágódott völgyekbe nem nyulik be. Ezek a völgyek mind V-alakúak, elszórta kisebb pleisztocén teraszfoszlányokkal. Ebből arra lehet következtetni, hogy a pediment képződése idején a Bükk tömege - a belső részek felé növekvő intenzitással - emelkedőben volt, amely a völgyekben egy állandó jellegű bevágódást eredményezett.

A pediment képződése után fiatal kéregmozgások a pediment felszínét feldarabolták. Különösen szembetűnő ez a feldaraboltság Cserépfalu környékén /asszimmetrikus rögsorok/. A Bükk tömege ugyanekkor egészében is tovább emelkedik. Balogh K. a Pannon vége óta 300-400 m-es emelkedéssel számol. Az emelkedéssel párhuzamosan mély völgybevágások jöttek létre, amelyek a korábbi tönkfelszint, de a pedimentet is feldarabolják. Így ma már szép kiterjedt tönkfelszint csak a mészkőfelszíneken - a mészkő különleges lepusztulása miatt - található.

## A mátra nagyformái és kialakulásuk

Székely András:

A Mátra Magyarország legmagasabb hegysége, a Magyar Északi Középhegység központi tagja, az Északnyugati Kárpátok vulkáni övezetének belső vonulatához tartozik. Ny-on a Zagyva, K-en a Tarna széles, árokszerű teraszos völgye választja el a szomszédos Cserháttól, illetőleg a Tarna-Eger közötti dombságtól.

A miocén derekán /helvétorton határán/ az ekkor súlyyodó alföldi medence és az emelkedésnek induló kárpáti hegykeretet elválasztó hatalmas törésrendszeren centrolabiális andezit sztrátóvulkán óriások épültek fel, az ősi Börzsöny, Cserhát, Mátra és Jávoros /Javorje/, melyek csaknem 10 ezer km<sup>2</sup>-es területet borítottak be többszáz méter vastagságú vulkáni anyaggal.

A Mátra részletes földtani térképét és leírását az 1920-as évek elején Noszky Jenő készítette el, s a hegységet mint nagy hasadékrendszerek mentén létrejött alsótörténeti centrolabiális sztrátóvulkán erősen lepusztult romját ismertette. A 20-as évek végén Cholnoky Jenő nagyvonalú megfigyelések alapján a Mátra központjában az egykori hatalmas központi kaldéra és emellett több kitörési központ maradványát vélte felismerni. A Mátra tömegét négy vulkáni centrum összeolvadásából származtatta. A Mátra részletesebb geomorfológiai kutatását az 50-es évek elején Láng Sándor kezdte meg. Kimutatta, hogy az elsődleges vulkáni formáknak már erősen lepusztult csonkjaira akadhatunk. Szerinte ugyanis a Mátra a felsőmiocén és alsópliocén trópusi-szubtrópusi meleg-nedves éghajlatán gyengén hullámos lapos tönkfelszínre pusztult le, egészen az eróziós terminánsig. A tönkösödést "részben daviszi, részben pencki értelmezéssel" magyarázta, közelebbi bizonyítékok nélkül. A pliocén végén és a pleisztocén elején azután egyenlőtlenül kiemelkedett, miközben tektonikusan és eróziósan feldarabolódott. Az 50-es évek derekán kezdték meg a hegység korszerű földtani és kőzettani felvételét. Ennek alapján Szádeczky Kardoss E. első szintézise szerint: "A Mátra hegység a mai Etnával kb. azonos nagyságú sztrátóvulkán beszakadásos szerkezetű csonkamaradványa". A kaldéra D-i része az Alföld bezökkenésével kapcsolatosan a mélybesüllyedt, csak néhány rögben maradt felszínen. Bulla B az 50-es évek végén hazánk valamennyi középhegységet miocén-pannon klimatikus tönknek tartotta, amelyek a pliocén közepéig tartó trópusi, majd szubtrópusi éghajlat alatt erős mállással és areális leöblítéssel /"trópusi tönkösödés"/ alakultak ki. Ezért szerinte e hegységeknek már nem kellett az eróziós terminánsig lepusztul-



niuk, minthogy nem fluviit lis, hanem klimatikus trópusi tönkök.

Saját részletes morfológiai kutatásaim során - melyeket 1952-től folyamatosan végeztem - a Mátra formaelemzésén kívül nagy súlyt helyeztem a szerkezeti felépítés és a formák kapcsolatának vizsgálatára, s főleg a peremeken a hegység lepusztulásából származó korrelatív üledékek felderítésére és elemzésére. Előbbi esetben főként azt vizsgáltam, hogy a mai formák /lejtők, felszínek/ mennyire igazodnak az eredeti vulkáni felépítéshez, illetőleg milyen mértékben metszik az eredeti vulkáni szerkezetet. Ez elsősorban a lepusztulás mennyiségére adott választ, hogy az É-i részeken mindenütt többszáz méter vastagságu vulkáni anyag távozott el. A korrelatív anyag horizontális és vertikális elterjedésének, összetételének, anyagának, osztályozottságának, szemnagyságának, szinezettségének értékelése pedig konkrét adatokat nyújtott a lepusztulás menetére, korára és idejére vonatkozóan is.

A Mátrában két uralkodó elegyengetett felszint mutat ki. A hegység középpontját uraló magas felszín kialakulását az alsószarmata szubtrópusi éghajlata alatt felületi erózióval magyaráztam, a hegységet szélesen övező alacsony hegyláblépcső létrejöttét pedig felsőpliocén laterális erózióval, valamint a tölcéserszerűen kitáguló völgyek közötti hátaknak az aprózódás és mállás hatására a lejtőkkel nagyjából párhuzamos hátrálása következményeként értelmeztem. A két uralkodó szint között 400-600 m magasságban keskenyebb és bizonytalanabb lépcsőket irtam le. Később ezeket a közbenső lépcsőket kettéválasztottam a kb. 400 m-es középső és a 600 m-es felsőlépcsőre. Hangsúlyoztam, hogy ezek nem csupán és egyszerűen szerkezeti töréslépcsők, mert az alacsonyabb lépcsők a nagyobb völgyek mentén tölcéserszerűen elkeskenyedve benyomulnak a magasabb testébe.

A hegyláblépcsőket ezután Pécsi M. középhegységeinkben regionálisan a felsőpliocén változóan száraz-nedves, illetőleg szemiárid éghajlati periódusaiban kialakult pedimenteként értelmezte.

#### A Mátra felszínfejlődési szakaszai

Minthogy a Mátra erősen letarolt andezit tömegén semmi bizonyító anyag, üledék nem maradt fenn, a felszínfejlődés szakaszait a korrelatív üledékek elemzéséből kellett rekonstruálni, majd ezt összevetve a mai nagyformákkal, visszakövetkeztethettünk kialakulásuk módjára és idejére. A korrelatív anyagok elemzése alapján elkülönített hat szakasz felhalmozott anyagát tektonikus és eróziós diszkordancia választja el egymástól /ami e szakaszok között jelentősebb tektonikus mozgást is bizonyít/. A lepusztulástermékek, a



formák, a fauna és a flóra együttes értékelése pedig e szakaszok között fontosabb éghajlat változásokat is tanúsít.

Ezek alapján a következő felszínfejlődési szakaszok rajzolódtak ki:

1./ A tortonban a Mátrát még fiatalos, elsődleges vulkáni formák jellemezték, hosszú elnyúló hasadékvulkánokkal, hatalmas vulkáni kupokkal, kráterekkel, kálderákkal. A hegység ekkor sokkal nagyobb kiterjedésű volt, fokozatosan lealacsonyodva kiterjedt mai környékére is, s összefüggött a szomszédos vulkáni eredetű hegységekkel. Ekkor zajlott le a legintenzívebb posztvulkáni működés és kialakította a hidrokvarcit- és ércteléreket, valamint nagy területen erősen megbontotta az andezitet, ami a mai formákra is nagy hatással van. A posztvulkáni süllyedés következtében a Máttra alacsony részeire benyomult a sekély tortonai tenger. Ezekben az öblökben tehát továbbra is az akkumuláció uralkodott, a Központi-Máttra azonban több száz méterrel a tortonai tenger szintje fölé magasodott és pusztult. A mai legmagasabb pontok környékén azonban még tartottak az utolsó vulkáni kitörések, tehát még épülőben volt. Bár a Máttra letarolása még a hatalmas sztratóvulkán felépülése közben - főleg a vulkáni működés szüneteiben - megindult, ez a szakasz mégis a vulkáni akkumuláció, a nagy sztratóvulkán felépülésének ideje.

2./ A torton végén a terület kissé megemelkedett, a vulkáni működés pedig megszűnt. Ezért az alsószarmata szakaszban a lepusztulás erősödött és nagyobb területre terjedt ki. A felületi letarolásról tufás, agyagos, betonitos, márgás partszegélyi üledékek tanuskodnak. Az elsődleges vulkáni formák erősen lepusztultak, átalakultak.

3./ A szarmata második felében a terület erősebben megemelkedett, ezért a felsőszarmata-alsópannon szakasz korrelatív üledékei durvábbak. A jelentősebb emelkedés és a lehülés következtében ugyanis megerősödött a vonalas erózió, amiről a hegység peremén - a mai legnagyobb völgyek torlolata körül - az üledékekben gyakori andezitkavics, sőt olykor görgeteg tanuskodik. E szakaszban a Máttra vulkáni formáinak megsemmisült, és megkezdődött a magasfelszín felszabdalása. Az emelkedés következtében az előtér új erózióbázisához igazodva a peremeken újabb lepusztulási szint, denudációs lépcső alakult ki.

4./ A felsőpannonban az előtér váltakozó lassu ritmussal ingó mozgása következtében a változó - melegebb - hűvösebb, ill. nedvesebb - szárazabb - éghajlaton a már eléggé lekoptatott hegység lassabb ütemben továbbpusztult. Többnyire csak finomabb üledékek képződtek, valamivel durvább



szárazföldi üledék ismét csak a mai nagyobb völgyek torkolata előtt halmozódott fel, ami arra utal, hogy a völgyek ősoi már kialakulóban voltak. Ezt bizonyítja az is, hogy e völgyek torkolata előtt a másutt meglévő lignittelepek nem tudtak kialakulni.

5./ A felsőpliocénban ismét megerősödött az emelkedés. A mérsékelt meleg éghajlatban nedves és száraz periódusok váltakoztak. Így a Mátra peremén kialakult a széles alsó lépcső. Ezt helyenként több méter vastag jellegzetes, többnyire utólag erősen mállott vöröses tufás homok, agyag borítja.

6./ A negyedkort az erős emelkedés /ill. az előtér süllyedése/ következtében elsősorban a nagy mérvű völgybevégyés jellemzi. Így a harmadidőszaki felszínek erősen felszabdálódtak, s új, változatos gazdagon tagolt relief alakult ki. A felvölgyelődés, terasz és hordalékkupképződés, szoliflukciós jelenségek, lösz és löszszerű anyagok felhalmozódása, az andezithegységben pedig elsősorban fagyásos aprózódás és krioplanáció, a közettől és a helyi klímától függő különböző formájú és mennyiségű kőtengerek, lejtőtörmelékek, valamint krioplanációs lépcsők, a peremi tájakon korrációs völgyek és suvadások e szakasz sajátos formabélyegei. Ennek a szakasznak tehát alapvető sajátossága a ritmikus éghajlatváltozás volt. Ezek alakították ki minden eddigi szakasztól különböző jellegzetes formakincsét. Ez határozottan megnyilvánul az eddiginél durvább korrelatív üledékekben is, melyek legnagyobb mennyiségben ismét a D-re futó nagy völgyek kapujában halmozódtak fel. Legszebb a markazi Tatármező szabályos lejegyző alakú hordalékkupja, amelyet a visontai külszíni feltárás az utóbbi években pompásan feltárt. A kb. 20 m mély feltárás arról tanuskodik, hogy a pleisztocénban egyre durvább üledékek halmozódtak fel. A felső pleisztocén durva üledékei élesen elválnak az alsópleisztocén finomabb anyagától. Ebből - a környező mélyfurások szelvényeivel összevetve - többek között arra következtethetünk, hogy a periglaciális éghajlat a riss és a würm idején alakult ki a legerősebben.

A periglaciális szakaszokban ismét megerősödött a területi letarolás. Ennek hatása két szinten jelentkezik. A felső lépcsőből kiálló nekek, kupok, magaslatok, aprózódással erősen pusztultak, ma rendszerint saját törmelékükbe temetkeznek, míg a közöttük lévő laposokat vastagabb törmelék borítja, tehát a magasfelszín továbbgyengedett, krioplanálódott. A felsőpliocén alsó lépcső nagy részét szintén alacsonyabb negyedkori pediment foglalta el. A két folyamat között ott látok lényeges időbeli, s egyúttal genetikai különbséget, hogy a magasfelszín krioplanálása főleg a fiatalabb glaciálisok száraz hideg éghajlata alatt,



míg a negyedkori pedimentek kialakulása - helyzetük tanúsága szerint - a negyedkor elejének még melegebb, de szintén szárazabb szakaszaiban ment végbe.

### Szerkezeti formák

A Mátra nagyformáit nagy mértékben a szerkezeti formák határozták meg. Ez szinte természetes, hiszen a hegység az ellentétes irányban mozgó alföldi medence és kárpáti hegyszeret határán létrejött hatalmas törésrendszeren alakult ki. Eközben nyerte el legszembeütőbb formáját a nagy aszimmetriát. Az északi oldalon a rétegfejekon kialakult meredek lejtők jól feltárják a hegység szerkezetét. Ezeket gyakori tömegmozgások, hegyomlások és csuszamlások tarkítják. Így szerkezeti okokból is mindig nagyjából önmagukkal párhuzamosan, permanens meredek lejtőkkel hátráltak. Ezért a főgerinc is a hegység É-i peremén fut. Ezzel szemben a főgerincről D felé sokkal menedékesebb háta futnak le, amelyek csak a hegy lábánál a pediment felé végződnek meredekebb lejtőkkel. Ez a nagy aszimmetria felelős a szembeütő völgyhálózat aszimmetriáért, hogy D felé hosszú, fejlett völgyek, sőt völgyrendszerek futnak le, míg az É-i meredek lejtőkön csak rövid, nagyésű jelentéktelen patakvölgyek vágódtak be. Így, mint látni fogjuk, végső soron a nagy aszimmetria és a völgyhálózati aszimmetria felelős a léposos pedimentek elterjedésében mutatkozó aszimmetriáért is.

A szerkezeti mozgásokkal és a nagy aszimmetriával alakult ki a Mátra mai szembeütő és ellentétes három tagozódása É-ről D-re, a három geomorfológiai és egyben természetföldrajzi övezete. É-pn a vulkánosságot követően a szarmata óta tartó emelkedés következtében a gyökeréig lepusztult Mátralába a prevulkáni üledékeken /oligocén, alsómiocén és helvét agyagos, homokos és homokköves üledékein/ létrejött eróziós-korrációs dombságából éppen az erős letarolás következtében szubvulkáni képződmények, telérgerincek, lakkolitháták kettős sora és kipreparált kürtők, nekkek csucsai emelkednek ki. Ennek pontos ellentéte a D-i övezet, a pannon végéig süllyedő Mátraalja, ahol a lesüllyedt vulkáni alapot többnyire néhány száz méter vastag posztvulkáni /szarmata, felsőpannon/ lazább üledékek /főleg agyag, márga, homok/ takarták be. Lepusztulásuk és felszabdálásuk csak a felsőpliocénban indult meg. Alacsony hátaikból néhol csupán az andezit hegység fennmaradt rögei emelkednek ki /pl. a Sárhegy/. Így csak az É-i emelkedő és a D-i süllyedő térszín közötti középső övezetben maradt felszínen az egykori vulkáni hegység romja a tulajdonképpeni Mátra hegység, de ez is jellegzetes nagy aszimmetriával.

A felszín fejlődési szakaszból kiolvasható, hogy egyre nagyobb területre kiterjedő emelkedés, éppugy, mint a most ismertetett övezetesség, Ny-K-i tengelyű felboltozódás szerű emelkedésre vall, melynek főleg ez a D-i szár-



nya szabályos. Természetesen a boltozódás szerű felemelkedés közben hosszanti és keresztirányú rendszerek mentén is történtek egyenlőtlen elmozdulások. Ezért a mai Mátra több tektonikai egységre osztható, melyeknek a mozgása különböző mérvű volt és ez jelentős hatást gyakorolt a lepusztulás felszínének mai magasságára is. Ilyen egységek a pásztói Mátra, a Mátrabérc, a Mátra fennsíkja, a Galya-tető és a Kékes-tető csoportja, a Keleti Mátra és a Délnyugati Mátra. Mozgásuk eltérő nagyságrendjét a középső riolittufa szint mai helyzetéből, valamint a denudációs lépcsők különböző magasságából tudjuk globálisan regisztrálni.

#### A vulkáni formák hatása a mai domborzatra és felszínformákra

Bár a Mátra vulkáni eredetű hegység, a torton óta tartó lepusztulás következtében, az elsődleges vulkáni formák már régen denudációs formákká alakultak át. Az eredeti vulkáni formák azonban nem tűntek el nyomtalanul. A jelentősebb kitörési központok erősen lecsonkított maradványai még csucskok, kupok /Ágasvár, Világos/ vagy magas tetők /Kékes-tető/ formájában a hátaik fölé magasodnak. A csucskok többsége azonban már eróziós /pl. Koncsur/ vagy szerkezeti /Óvár/ forma, illetőleg a kettő kombinációja /Nyikom/. Még több szép látatakaró maradványát is felismerhetjük /Kékes D-i lejtője/. Ezeknél azonban sokkal jelentősebb az elsődleges vulkáni formák közvetett hatása a mai formakincsre. Ugyanis irányító szerepet gyakoroltak a lepusztulásra. Az egykori leghatalmasabb vulkáni központok többnyire, bár erősen letarolt formában, lealacsonyítva, de mégis a lepusztulási szintek fölé magasodnak. A legidősebb és legjelentősebb völgyek viszont rendszerint a nagy kitörési központok közötti alacsonyabb felszínen vágódtak be, mert természetesen itt indultak meg az első vízfolyások. Így tehát az elsődleges vulkáni formák bizonyos mértékben preformálták a mai domborzat alapvonásait.

#### A különféle kőzetek szerepe a felszíni formákban

A lepusztulás menetében és így a mai formák kialakításában a különböző ellenállású kőzetek is fontos szerepet játszottak. A leglényegesebb a különbség természetesen a hegység vulkáni kőzetei, valamint a Mátralába és Mátraalja kevésbé ellenálló üledékes kőzetei között, minthogy utóbbiak gyorsabban alacsonyodtak. Ezért formáik enyhébbek: lekerekített hátaik, széles völgyek jellemzik. A hegységben lényeges kőzetminőségi különbség mutatkozik a kemény andezitlávák és a könnyebben pusztuló tufák között. Ahol a tufa felszínen volt, tulnyomórészt már lepusztult. Ezért az elsődleges kőzetminőségi különbségeknél fontosabbak az utóvulkáni tevékenység során feltört hidrotermák működésével a Mátra Ny-i felében előidézett különbségek. Ezek hatására keletkeztek egyrészt a legkeményebb és legellenállóbb hidrokvarcitok és kovás andezitek, amelyek ma sokszor kipreparált hátaik,



gerincek, másrészt pedig a különböző mértékben megbontott andezitek, melyeken viszont többnyire völgyek és völgymedencék alakultak ki.

Ez az alapvető oka annak, hogy a Mátra Ny-i fele jobban tagolt, tágasabb völgymedencék alakultak ki. Ez az alapvető oka annak, hogy a Mátra Ny-i fele jobban tagolt, tágasabb völgymedencék is előfordulnak, amelyek a hegység K-i feléből hiányoznak.

### A Mátra egyengetett felszínei

A Mátrát ma szembetűnően két szint uralja. Egyrészt a felső lépcső, mely a hegység Ny-i felében 700-830 m, K-i felében pedig 500-650 m magas. Középen /a Kékes csoportjában/ nagyjából egyezik a vulkáni szerkezettel, ennek megfelelően nagyobb lejtésű /5-6°/, másutt viszont erősen elnyeste azt, tehát erős letarolással alakult ki, s többnyire alig lejt. Valószínűleg a szarmata végi erősebb emelkedés után alakult ki, s a felső-szarmata-alsópannon durvább üledékekkel korrelálható, az alsópannon végére kifejlődött felszín. Ezért már nagy mértékben átformálódott, a Mátra legmélyebb völgyei szabdalják, kiálló csucsait viszont a fagyaprózódás enyhítette. Épebb részletei csak a minden oldalról erősen hátravágódó völgyrendszerek közötti vízváltásokon maradtak meg /Mátra fennsík/, egyébként a peremek felé futó völgyek között lassan alacsonyodó egyenletes gerincmagasságokban jelentkeznek. Felszínének egyenletességét főleg az egykori kitörési központok csonkjai, vagy néhány tektonikusan kibillentett rög /Óvár/ zavarja.

É-i peremén nagyobb szigetekben emelkedik ki nagyjából az egykori utolsó nagy vulkáni centrumok környékén a kb. 900-1000 m-es magasfelszín /Piszkás, Galya- és Kékes-tető/, mely helyzetéből és formáiból ítélve az alsószarmata finomabb korrelatív üledékekkel párhuzamosítható. Lapos, szerkezeti okokból D felé enyhébben, É-on meredeken lejtő tetők.

A másik uralkodó szint az alsó lépcső szélesen övezi a hegységet, enyhe íves, homorú lejtőkkel csatlakozik hozzá, minden irányban kifelé lejt 3-5°-kal. Legszebb D-en, ahol az andezit hegységen általában 300-350 m magasságban indul, majd az egyre fiatalabb üledékeken mind alacsonyabb lesz. Az andezit után a tortonai, majd a szarmata, végül legterjedelmesebben - de már csak gyangén - a felsőpannoniai üledékeket is metszi. Ez jól rögzíti e felszín posztpannoniai korát. É-on viszont az egyre idősebb prevulkáni üledékeket metszve lejt kb. 340 m-ig. Ny-on és K-en a legkeskenyebb, 4-6°-kal lejt a Zagyva, illetőleg a Tarna legmagasabb terasz felé, s kisebb lépcsővel csatlakozik hozzá. Az andezit hegység magasabb felszíne felé pedig rendszerint meredek /20-25 fokos/ lejtőkkel végződik. D-en egyes szakaszokon



több km szélességben is benyomul az andezit hegységbe és ott 400 m fölé hatol. Itt lejtése is megnövekszik, kb. 5-7°, majd 400 m felett ismét enyhébb lesz s a magasabb felszíntől is alacsonyabb és enyhébb /12-15°-os/, kevésbé pregnáns lépcsővel határolódik el. E jobban benyomuló lépcsőfelszíneket homorú lejtőjű jellegzetes alacsony andezit szigethegyecskek is tagolják, melyek főleg a magasabb lépcső pereme előtt jelennek meg, mint a fokozatos hátraharapózás beszédes tanúi. Az alsó lépcső kora sokkal biztosabban fogható, mint a felsőé. Posztpannoniai voltát már bebizonyítottuk, s minthogy pleisztocén teraszokkal kísért völgyek vágódnak felszínébe, a lépcsőnek a felsőpliocénban kellett kialakulnia. Az andezitperemen kialakulása már a felsőpannon végén megindulhatott, amit - a már erősebb lejtés után - a 400 m feletti laposabb részével valószínűsítünk. A Mátra Ny-i és K-i peremén az erősebb fiatal mozgások következtében a 400 m-es széles lapos felszínnek /középső lépcső/ már erősebb lejtőkkel, határozottan elválnak az alsó lépcsőtől. A negyedkor folyamán, bár sekélyebb völgyekkel, de az alsó lépcső is felszabdálódott az alsópleisztocén periglaciálisokban pedig még szélesebb, alacsonyabb, fiatalabb pediment öblözetek ékelődtek felszínébe. Ezért ma épebb részleteivel csak a nagyobb völgyek közötti hátakon találkozhatunk az andezithegység szélesebb hátainak árnyékában, ahol a hegységből nem érkezik fiatalabb völgy az előtérre. Kisebbszármű periglaciális módosítás nyomai azonban mindenütt megmutatkoznak. Az alacsonyabb pleisztocén pedimentek legyaltult felszíne /eróziós glaciis/ D-en sok helyen ugyanabban a szintben hamarosan durva anyagu hordalékkupban folytatódik /akkumulációs glaciis, pl. Markaznál, Domoszlónál/. Ezek a völgykapuk előtt többnyire tölcéserszerűen kiszélesednek, majd távolabb gyakran ismét elszűkülnek.

A két ismerttetett uralkodó szint között már csak keskeny, bizonytalanabb lépcsőkre akadunk, peremeik is gyakran elmosódottabbak. Általánosabban egy közbelső lépcső rajzolódik ki néhány száz méter széles gallérként a hegység nyugati felében 5-600 m között. Az E-i oldalon viszont ebben a magasságban csak keskeny szintrészletek jelentkeznek, de ezek minden esetben a keményebb anyagu szubvulkánokhoz, lakkolitokhoz kötöttek. Általában ezek is enyhén lejtjenek kifelé.

A Mátra lejtőit ezenkívül még sok különböző magasságu kisebb-nagyobb lépcső tagolja, ezek azonban helyi jellegűek, ezért el kell határolnunk az általános jelentkező fő lépcsőtől. A Magas Mátrában leggyakoribbak a keskenyebb krioplanációs lépcsők, a peremek felé pedig a lealacsonyodott völgyközi hátak jelentkeznek sokszor szép széles lépcsőkként.

Utóbbiak sok problémát okoznak, mert formájukat tekintve sokszor a megtévesztésig hasonlítanak a fő lépcsőkhöz. Kimutatható azonban, hogy ott fordulnak elő, ahol az egymás felé közeledő völgyek között a lealacsonyodás mértéke egyre erősebb volt. Tehát genetikailag a felettük lévő lépcső utólag



lealacsonyított peremi részletei. A Központi Mátrában a fő lépcsőket gyakran néhány 10 m-es strukturlépcsők is tagolják, amelyek a sztárovolkáni szerkezethez, illetőleg az egykori lávarétegekhez /andezit padokhoz/ kapcsolódnak.

A Mátra lépcsőinek genetikájáról jelenlegi adataink alapján bizonyosnak látszik, hogy a hegység szakaszos kiemelkedéséhez kötöttek, a viszonylagos nyugalom időszakában alakultak ki az új erózióbázishoz igazodva. Az újabb, alacsonyabb lépcső kialakulását mindig jelentősebb tektonikus emelkedés vezette be, a lépcsők felszíne azonban később egyre jobban metszette e tektonikus vonalakat. Különösen a felsőpliocén felszín esetében látszik jól az andezit peremén a szembetűnő tektonikus határ, de a lépcső felszíne ma már zavartalanul folytatódik rajta, és több esetben sok kilométerre beharapódzott az andezit hegység felszínébe. Hogy nem egyszerű szerkezeti lépcsőről van szó, azt mi sem bizonyítja jobban, minthogy a nagyobb völgyek mentén szélesebb sávban gyorsabb emelkedéssel mélyen benyulik a hegységbe. Formabélyegei: erősebb lejtésük /4-7°/, a völgyhálózatához kötöttségük mutatja, hogy a hegységből kilépő patakok laterális eróziójával és a völgyek közötti hátaik fokozatos hátrálásával alakultak ki. A völgyközi hátaik lejtőinek tövében sok helyen ma is aprózódással keletkezett durva törmelékét találunk. A legfiatalabb kettős /felsőpliocén és pleisztocén/ alsó lépcső pediment jellege tehát igazolható. A közben lévő lépcső keskeny maradványai szintén felfoghatók pediment gyökerekként, amire lejtésükből következtethetünk.

A Mátra Ny-i és K-i pereméhez csatlakozó 400 m-es felszínnek /középső lépcső/ azonban csak alig észrevehetően lejtenek, s a laterális erózió nyomait /széles eróziós mederrészletek/ viselik, s elszórtan jól görgetett kvarc kavics fedí /Hangács-tető/. Formálásukban tehát az É-ről jövő kvarc kavicsot szállító folyók laterális eróziója játszotta a döntő szerepet. Ny-on e felszín az alsópannoniai korrelatív üledéket is metszi, tehát a felsőpannon végén - felsőpliocén elején alakulhatott ki, majd a felsőpliocén folyamán fokozatosan magasabbra emelkedett.

A felső lépcső genetikájára már kevés az adat. Az, hogy a magasfelszín tetői közé szélesen benyomul, és szigetekre bontja azokat - bár ezt a vulkáni formák preformálták - felülnézetből pediment jelleggel árul el. Amennyiben a felsőszarmata - alsópannon korrelatív üledékekhez kapcsolódik, ezek durvább kavicsai, görgetegei megerősítik ezt a feltevést. Lejtése azonban kicsi, tehát a bizonyított szakaszos emelkedés következtében felfogható Penck-Spreitzer értelmezésű lépcsőként is. Nem szabad azonban figyelmen kívül hagynunk, hogy keletkezése idején ez a lépcső jóval terjedelmesebb volt, a furások tanúsága szerint pl. kiterjedt a mai Mátraalja Ny-i felére is. Ezenkívül idősebb volta miatt fennmaradt része is többnyire már erősen átformálódott, s eredeti formája kevesebb biztonsággal rekonstruálható.



Az a tény tehát, hogy a lépcsők képződése a fokozatosan nagyobb területre kiterjedő, boltozódás szerű emelkedés nyugalmasabb szakaszaihoz kötött W.Penck-Spreitzer által modernizált felfogás mellett érvel. A lépcsők formája, főleg lejtők - legalábbis az alsóké - mind pedimentre vallanak. Ebben az esetben tehát az újabb erózióbázishoz igazodó pedimentképződésről lehet szó.

NYELVTUDÁS  
FELMÉRÉS  
KÖNYVTÁR

---

Készült a FKI házisokszorosítóján. Példányszám: 40  
Ikt.sz.: 119/1968  
A kiadásért felel: Dr. Pécsi Márton igazgató





