



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE

XLIII. KÖTET 3. (ZÁRÓ) FÜZET

A KÖZÉPEURÓPAI PLEISZTOCÉN ÉGHAJLATI
TAGOLÓDÁSA ÉS A PAKSI ALAPSZELVÉNY

ÍRTA: KRIVÁN PÁL

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
VOL. XLIII. FASC. 3. (ULTIMUS)

LA DIVISION CLIMATOLOGIQUE DU PLÉISTOCÈNE EN EUROPE
CENTRALE ET LE PROFIL DE LOESS DE PAKS

Par P. KRIVÁN

КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОГО
ПЛЕЙСТОЦЕНА И ЛЁССОВЫЙ РАЗРЕЗ У С. ПАКШ

ПАЛ КРИВАН



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1955

Szerkeszti:
GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: 10 (A/5)	Megrendelve: 1955. VII. 30.
Hegedűs Ernő	Ábrák száma: 30 + 8 db. mell.	Imprimálva: 1955. XI. 22.
Papíralak: 70/100	Példányszám: 600	Megjelent: 1955. XI. 30.
	Azonossági szám: 82	

Ez a könyv az MNOSZ 5601—54 és 5602—50 Á szabványok szerint készült

7921. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős: Vértes Ferenc

«Majd ha a változások fizikai okai pontosabban felismerhetővé válnak, ezek fognak egyedül természetes határokkal szolgálni az időszakok elhatárolásához.»

Suess, E.: Antlitz der Erde. (1888—1909.)

I.

A KÖZÉP-EURÓPAI PLEISZTOCÉN ÉGHAJLATI TAGOLÓDÁSA

B E V E Z E T É S

A földtörténeti kutatás során először nyílt alkalom arra, hogy az ös-földrajzi képek egymást váltó sorozatát, a változások okait és lefolyását, a földtörténeti elemzéstől függetlenül, a földpálya elemeinek szekuláris változása alapján nagyvonalúan nyomonkövessük. MILANKOVIĆ (65, 66) hipotézistől teljesen mentes besugárzási elmélete nemcsak az eljegesedéseknek Földön kívüli okaira, hanem azok időbeli ritmusára is reámutatott. KÖPPENNEL alkotott szintézisük (67) kritikája két kérdésben foglalható össze:

1. Elfogadható-e mint az eljegesedések okait magyarázó elmélet?
2. Felhasználható-e a negyedkor földtörténeti tagolása alapjaként?

A negyedkor tagolására nem vállalkozhatunk az eljegesedések okait és lefolyását egységesen magyarázó eljegesedési szintézis nélkül, amely ugyanakkor a negyedkor földtörténeti szintézise is, s az elméleti megfontolások és a földtörténeti elemzés kölcsönös kritikájaként, egymásrahatásként áll elő.

Ezzel rámutattunk a MILANKOVIĆ-kérdés lényegére: MILANKOVIĆTÓL csak a vele szemben támasztott elméleti kifogások elleni elméleti védelmet és magyarázatot, az eljegesedést befolyásoló földi tényezők mérlegelését és értékelését (pl. reflexiók hatása, 108), szintézisének ezek alapján történő ismételt megújítását és fejlesztését, és ennek gerinceként a negyedkor besugárzás-, esetleg klímaváltozásainak jelenséggörbéjét várhatjuk.

A negyedkor földtörténeti szintézise azonban nem MILANKOVIĆRA várt. EBERL (24, 25), SOERGEL (90, 91), WUNDT (109-112), ZEUNER (114, 115) kísérelték meg ennek a magasabb fokú egységnek a létrehozását.

A MILANKOVIĆ-elmélet egykorú fejlődési fokán a földtörténeti elemzés és az elméleti megállapítások között lényegi egybehangzások mutatkoztak látszólagos ellentmondások mellett. Az ellentmondások értelmezése különösen SOERGENél (90) erőszakoltnak tetszett és PENCK (79) elméleti kifogása után mi sem tarthatta vissza KLEBELSBERGET attól, hogy a MILANKOVIĆ-elmélettel szemben általánossá váló felfogást kifejezze (42), EBERL (24, 25) és SOERGEL (88, 89) alapvető, MILANKOVIĆ felismeréseitől független földtani megállapításaiban MILANKOVIĆ elméletének preformáló befolyását látta, holott az általános négyes tagolás már PENCK (81), a würmi hármastagolódása GAGEL (34, 35), SOERGEL (88), KRENKEL (48) óta ismeretes volt.

FLOHN (30) eljárásában is az általános felfogás tükröződik: már nem is kísérletezik azzal, hogy a negyedkor általános légköri cirkulációjára vonatkozó nagyjelentőségű felismeréseit MILANKOVIĆ elméletével összehangzásba hozza; KÖPPEN (67, 46) megállapításainak részleges módosítása is elegendő számára ahhoz, hogy visszatérjen a PENCK-féle, fejlődési alapnak már nem alkalmas glaciális-interglaciális, hideg-meleg alapvonású negyedkor felosztásra.

Főként Németországban tudományos lelkiismeretvizsgálat folyik és tudományos visszametszés; visszatérés PENCKhez, az eljegesedések okaira nézve pedig a földi tényezők és a külső okok egymás mellé rendelése ok és befolyásoló tényező-alárendelés és kapcsolat helyett. PENCK (1937) még a külső okokat hangsúlyozza, SCHWARZBACHnál (86) ezek közelebről meg nem határozott, összefüggéseiben nem szemlél, egyenrangú tényezőkké válnak a változó «földképpel». SCHWARZBACH miután kijelenti (86—189): «die grossen Klimaschwankungen der Erde sind ungemein komplexe Erscheinungen», állást foglal MILANKOVIĆ ellen (86—190): «Die „Strahlungskurve“ ist anscheinend nicht geeignet, die mehrmaligen Vereisungen im Quartär zu erklären». Megállapításainak sorrendjét felcserélve jutunk közel az igazsághoz. Nem MILANKOVIĆ már ADHÉMAR (2), CROLL (22), PILGRIM (81) és másoktól előrejelzett alapvető felismerése téves, hanem csak elméletének fejlődési foka, értelmezése és kifejtése, a «Strahlungskurve»-állapot alkalmatlan arra, hogy mai formájában a felvetett kérdéseket kielégítse. A rendkívül komplex helyzet tehát nem önmagától ered, csak az általános elvetés következménye és eredménye.

A Milanković—Baesák elmélet mint a földtörténet nagy eljegesedési szakaszainak magyarázata

Az elmélettel szembeni általános tartózkodást és óvatosságot PENCK (79) alapozta meg azzal az igazolatlan állításával, hogy a Föld pályaelemei a pleisztocén előtt is *ugyanúgy* változtak, mint a pleisztocén alatt. Megállapítását az a földtörténeti tény támasztja alá, hogy ha az eljegese-

déseket valóban a pályaelemek változása idézte volna elő, miért nem ismerünk eljegesedési nyomokat a karbon-perm eljegesedés óta?

Ez az elméleti kifogás már korábban ismeretes volt. KÖPPEN (67), később MILANKOVIĆ több ízben foglalkozott vele (68, 69). A magyarázatot részint a WEGENER szerinti kontinens-vándorlásra, részint a Föld közép-távolságának esetleges változóságára (68), majd az általános relativitás elméletre alapította (69), a hosszú periódusú, LAGRANGE-féle segédváltózik, illetve összetevőik vizsgálata helyett (5, 8).

A PENCK megismételte, ún. «csillagászati kifogás» logikai hibáira BACSÁK (5, 8) hívta fel MILANKOVIĆ figyelmét. A Föld pályaelemeinek a pleisztocén előtt meglévő változásai ui. önmagukban még nem jelentenek szükségképpen bekövetkező eljegesedéseket. Ezek a pályaelemek interferenciáinak módjától és mértékétől függnek. A «csillagászati kifogás» akkor lenne jogosult, ha ugyanakkor köppeni küszöbértéket meghaladó mértékű glaciális interferenciákról számolna be. Hasonló természetű bizonyításra azonban kísérlet sem történt. A «csillagászati kifogás» tehát «illogikus extrapoláció» (8).

MILANKOVIĆ elméletének igazolását, továbbfejlesztését és megújítását a földtörténet eljegesedési szakaszainak egyértelmű szintézisével BACSÁK Gy. (5, 7, 8, 9, 10) végezte el. Nem elégszik meg a «csillagászati kifogás»-ban rejlő logikai hiba kimutatásával, hanem logikus extrapolációra törekszik (5, 8). Felülvizsgálja a LAGRANGE-féle, az időtől függő p és q segédváltózik történeti lefolyását. Egy főtételből és hat igazoló lépésből álló bizonyításban kimutatja, hogy a földtörténet nagy eljegesedési szakaszai a p segédváltózik részaránytalan lefutási szakaszaival függenek össze. A p részarányos menete esetén eljegesedés nem jöhet létre. Miután a «csillagászati kifogás»-sal szemben kijelenti, hogy a Föld pályaelemeinek a pleisztocénbeli keretekhez hasonló változása sem okoz szükségszerűen eljegesedést, hangsúlyozza: a p részarányos menete alatt a pályaelemek ingadozása merőben más keretek között folyik le. Ez viszont az eljegesedések létrejöttét a p hosszú periódusa miatt százmillióéves időszakokra kizárja. (Részletesen l.: 5, 8, 9, 10.)

A BACSÁK-féle szemlélet a pleisztocén felső, merev elhatárolását feleslegessé teszi, mivel a holocén csak bevezetője egy hosszú interglaciálisnak, a pleisztocén pedig csak kezdő részlete a 25 millió éves rendellenes (BACSÁK szerint «abnormális») szakasznak.

A Milanković—Baesák elmélet mint a pleisztocén földtörténeti tagolódásának alapja

MILANKOVIĆ elméletét ért támadások túlnyomó része a besugárzási görbét érinti. Ma is ez áll a támadások középpontjában. Elmarasztalják miatta MILANKOVIĆ elméletét anélkül, hogy a ΔQ_s és a ΔQ_w görbéit létrehozó $\Delta \varepsilon$ és $\Delta(e \sin \pi)$ tényező szerepét külön-külön a W_s , W_w , illetve az m kapcsolatában elemezni próbálnák.

Az ellene irányuló kritika sarkpontját maga MILANKOVIĆ (68) szol-

gáltatta. A negyedkor tagolásának alapjává ui. a besugárzási görbét tette eljegesedési görbe nélkül. A besugárzási görbe ui. még a BACSÁK által elvégzett (3, 6) pleisztocén átlaghoz viszonyítás és egyéb módosítások után sem alkalmas arra, hogy a belföldi jégtakarók kifejlődési időpontját, élettartamát, megújuló előrenyomulását és visszahúzódását, kiterjedésének a köppenü küszöbértékhez való viszonyát feltüntető eljegesedési görbe nélkül a pleisztocén tagolódásának alapjává válják. Ezt a hiányt kívánták áthidalni SOERGEL (91) belföldi jégtakaró-, WUNDT (112) hóhatáringadozást szemléltető görbéi.

SOERGEL eljegesedési görbéjének («Vereisungskurve») jelentőségét éppen az a törekvés adja, hogy értékeli a glaciális kilengések mértékét. Több hibát követ el, valószínűleg az alpi és a skandináv típusú eljegesedések különböző jellegének fel nem ismerése miatt, mégis törekszik arra, hogy a belföldi jégtakarók élettartamát megállapítsa, és a belföldi jégthatást figyelembe véve a pleisztocén éghajlati tagolását ne csak az elégtelen besugárzási görbe («Strahlungskurve») alapján végezze el. BACSÁK (6) SOERGEL (91) eljegesedési görbéjének kritikáján keresztül jutott el az «eljegesedett» és a «jégmentes» szakaszok megkülönböztetéséhez. Felismerésének különös jelentőségét a KÖPPEN-féle küszöbérték, valamint a glaciális (jégképző) és az antiglaciális (jégellenes) kilengések határfokának esetenkénti tanulmányozásán át szerkesztett tapasztalati eljegesedési görbe adja meg* (6, 8). Eredményeit MILANKOVIĆ levélben értékelte (Belgrád 1946. IX. 21.).

BACSÁK sorra vizsgálta, kiigazította MILANKOVIĆ kiindulási alapjait, rámutatott a hibákra és a hiányosságokra, és a térítők közti terület besugárzásának újvizsgálatával MILANKOVIĆ elméletét egyik legnagyobb tehertételtől szabadította meg.

A MEGÚJÍTOTT MILANKOVIĆ-ELMÉLET

I. A Bacsák-féle szoláris klímátípusok

Míg MILANKOVIĆ a $\Delta\epsilon$ és a $\Delta(e \sin \pi)$ értékeit az i. u. 1800 évi esetleges és relatív értékhez viszonyította (68—125-126), BACSÁK (3) elméletileg is helyesen járt el a pleisztocénbeli átlagértékek $\Delta\epsilon_0 = 23^\circ 17'$, $\Delta(e \sin \pi)_0 = 0$ alapulvételével. BACSÁK (9) később önmagát is helyesbítette, s a számításainál használt $\Delta\epsilon_0$ értéket $23,242^\circ$ -ról $23,283^\circ$ -ra javította. A kalorikus félvéknél (W_s , W_w) sem az i. u. 1800 évi átlagból indult ki, hanem a pleisztocénbeli átlagból. A BACSÁK-megadta nyári és téli amplitúdók $\Delta(Q_s, \Delta Q_w)$ alapján lényegesen valósabb jelenséggörbét kapunk a pleisztocén besugárzásváltozások menetéről anélkül, hogy ezzel a MILANKOVIĆ-féle, 18 egyenlőtlen részre való felosztáson sorrendi változtatást eszközölnénk.

* BECK (1938) 0-250 ezer évre (rissi és würmi eljegesedések) között eljegesedési görbéje rokonságban áll BACSÁK (8) eljegesedési görbéjével. A R_1 és a W_1 eljegesedések kettétagolódása az aktív szubtrópusi kilengések eredményeként jól kivethető.

A földpálya elemeinek pleisztocénbeli átlagához való visszatérés alapot és lehetőséget jelentett a MILANKOVIĆ-elmélet továbbfejlesztésére. BACSÁK (3) élt is ezzel, és a MILANKOVIĆ-tól csak szerep szerint megjelölt glaciális és jégpusztító kilengéstípusok mellett még két kilengéstípust különböztetett meg. Négy kilengéstípusát, csak szoláris értelemben: klímátípusát a pályaelemek interferenciáinak négy lehetséges variációjából vezette le.

1. *Glaciális* («g») kilengésnél a pályaelemek előjelei:

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon: & - \\ \Delta(e \sin \pi): & + \end{aligned}$$

következtében a nyári félév hűvös, a téli enyhe, meleg; az évszaki különbségek csökkennek. Nyár: mindkét tényező csökkenti, tél: mindkét tényező emeli a középhőmérsékletet.

2. *Szubtrópusi* («st») kilengésnél a pályaelemek előjelei:

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon: & + \\ \Delta(e \sin \pi): & + \end{aligned}$$

következtében a nyári félév átlagos, mérsékelt, a téli félév átlagos, mérsékelt, mivel a nyári félév középhőmérsékletét a $\Delta\varepsilon$ emeli, a $\Delta(e \sin \pi)$ csökkenti; a téli félév középhőmérsékletét pedig a $\Delta(e \sin \pi)$ növeli, a $\Delta\varepsilon$ csökkenti.

3. *Szubarktikus* («sa») kilengés a pályaelemek

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon: & - \\ \Delta(e \sin \pi): & - \end{aligned}$$

interferenciájánál jön létre. A nyári félév átlagos, mérsékelt [$-\Delta\varepsilon$ csökkenti, $-\Delta(e \sin \pi)$ emeli a középhőmérsékletet], a téli félév: átlagos, mérsékelt [$-\Delta(e \sin \pi)$ csökkenti, $-\Delta\varepsilon$ növeli a középhőmérsékletet].

Annak ellenére, hogy a szubtrópusi és szubarktikus kilengés nyara és tele «átlagos», lefolyása különböző, épp a pályaelemek ellentétes interferenciája következtében.

4. *Antiglaciális* («a») kilengést a pályaelemek

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon: & + \\ \Delta(e \sin \pi): & - \end{aligned}$$

interferenciája idézi elő.

A nyári félév meleg [mindkét tényező emeli a középhőmérsékletet], a téli félév hideg [mindkét tényező csökkenti a középhőmérsékletet]. Az évszakok közti ellentétek kihangsúlyozódnak.

BACSÁK elvi helyesbítéséről a pályaelemek változásának a pleisztocénbeli átlaghoz viszonyításánál MILANKOVIĆ hivatalosan nem nyilatkozott. A klímakilengések bevezetésének elismerését azonban (70) az elvi helyesbítés pozitív kritikájaként értékelhetjük.

II. Az alpi és a skandináv eljegesedés kapcsolata

Gyenge kilengéértékű glaciális klímátípus is hozhat létre belföldi eljegesedést, ha a megelőző jégtakaró pusztulása csak részlegesen következett be, pl. M_3 (= MP_1), W_3 , és a $\Delta\epsilon$ jelentősége meghaladja a $\Delta(e \sin \pi)$ értékét. Ha viszont a $\Delta\epsilon$ és a $\Delta(e \sin \pi)$ görbéi nem megfelelően interferálnak, a pályaelemek glaciális interferenciája rövid időtartamú, vagy ha a létrehozott besugárzási kilengések értéke a köppeni* forradalmi tartományon kívül marad, «meddő» glaciális, belföldi jégtakarót nem eredményező glaciális kilengés jön létre.

«Meddő» glaciális kilengésként értelmezhetők EBERL (24, 25) otto-beureni, staufenbergi és dunai szakaszai, SOERGEL (90, 91) prerissi (= MR_3), prewürmi (= R_3 = RW) és BACSÁK (6, 9) MR_2 , MR_4 kilengései.

EBERL fázisainak magyarázatánál BACSÁK (7, 8, 9, 10) MILANKOVIĆtól is elfogadott tételéből indult ki. Eszerint 600 000 éve a Naprendszer «abnormális» állapotba került. Rövid jellemzése: a háborgató erőn való osztozásnál normális időkben több jut az e -re, abnormális időkben több az ϵ -ra. Tekintettel a $\Delta\epsilon$ -nak észak felé növekvő, a $\Delta(e \sin \pi)$ -nek észak felé csökkenő, időtől független földrajzi tényezőjére, normális időkben hiába jött létre a pályaelemek jó interferenciája, csak «meddő» glaciális kilengést eredményezett, mivel Skandináviában nem ütötte meg a KÖPPEN-féle küszöbértéket. Belföldi jégtakaró nem fejlődhetett ki, a köppeni klímaforradalom elmaradt.

«Az Alpok földrajzi szélességén ellenben az ilyen glaciális interferencia a $\Delta(e \sin \pi)$ 514:371 arányú fölényével és magas földrajzi tényezőjével olykor hatalmasabb gleccsereket eredményezhet, mint amilyenek a negyedkoriak voltak» (ti. az Alpokban). «De természetesen egész évre kiterjedő szaraz-hideg klímát az ilyen alpi eljegesedés magában véve sohasem okozhatott, a Köppen-féle küszöbértéket sohasem üthette meg» (10). EBERL BACSÁKhoz intézett levele (Augsburg, 1939. aug. 2.) a korábbi alpi eljegesedések létét is valószínűsítette, az otto-beureni fázisnál idősebb, pliocén, sőt miocénbeli alpi eljegesedés-nyomok felismeréséről számolt be.

A $\Delta\epsilon$ észak felé növekvő, a $\Delta(e \sin \pi)$ észak felé csökkenő, időtől független földrajzi tényezője egyben rávilágít az alpi és a skandináv eljegesedés kapcsolatára is. Az alpi eljegesedés a $\Delta(e \sin \pi)$ -lől, a skandináv eljegesedés

* A köppeni küszöbértéket MILANKOVIĆ (68) állandó értéként jellemezte s a KÖPPEN-féle éghajlati forradalmat éppen létrehozó belföldi jégtakaró kifejlődéséhez szükséges glaciális kilengés nyári kilengéértékével jelölte. Az éghajlati forradalmat előidéző jégtakaró földrajzi küszöbértéke állandó, feltétlenül változó azonban a létrehozásához szükséges, kánoni egységekben kifejezett küszöbérték (6), amelynek értéke a jégtakarókezdemények, maradványok lététől vagy hiányától függ. A Köppen-féle küszöbértéket mint földrajzi fogalmat használjuk, s vele a belföldi jégtakaró kritikus kiterjedését jelöljük. Mindazokról a kilengésekről pedig, amelyeknek nyári kilengéértéke a —400 kánoni egységet meghaladja, mint a köppeni forradalmi tartományba esőkről teszünk említést. Ezek külön-külön történt értékelését BACSÁK (6, 9) elvégezte. Mindamellet a «meddő» glaciálisok általános hóhatárcsökkenést eredményezhettek, különösen magashegységek, pl. Alpok területén, ezek azonban csak lokális jégtakarókként értelmezhetők, és nem alkalmasak arra, hogy a KÖPPEN-féle éghajlati forradalmat (47) létrehozzák.

pedig a Δe -től függő típus. Ha az eljegesedést létrehozó tényezők közül valamelyik erősebben fejlődik ki, a két tényező területi ellentéte is kifejezésre jut.

A gүнzi két glaciális kilengés még a pleisztocén előtti glaciális interferenciák bélyegét hordja magán éppúgy, mint a rossz interferencia következtében a riss-előtti (prerissi), a MR_4 és a wүrm-előtti. Mindegyiknél a $\Delta(e \sin \pi)$ hatása uralkodik. Következésként: a gүнzi két glaciális elsősorban alpi eljegesedés, a létrehozott belföldi jégtakaró Skandináviában alig lépi át a köppenii küszöbértéket.

A MR_2 , riss-előtti, MR_4 , wүrm-előtti glaciális kilengések skandináv jégtakarót már nem tudtak létrehozni. Tartamuk alatt azonban az otto-beureni, staufenbergi és dunai szakaszokhoz jellegében hasonlatos, kisebb méretű alpi eljegesedésekkel számolhatunk. Vessük ezt össze MÜHLBERG (72) és BECK (13) földtani megfigyelések alapján megállapított, a «nagy» interglaciálisba helyezett egy, illetve két alpi eljegesedési szakaszával. (Utóbbi kettő: «kander», «glütsch».)

A «nagy» interglaciális besugárzási minimumait a MR_1 kivételével, amely belföldi jégtakaró-előrenyomulással járt, és a mindeli eljegesedés tartamát megnövelte ($MR_1 = M_3$), főként a $\Delta(e \sin \pi)$ tényező hozta létre. Ezek feltétlenül általános hóhatársüllyedést váltottak ki, amint arra MILANKOVIĆ (63), WUNDT (112), BACSÁK (6) utalt, de természetüknél és hatékonyságuknál fogva nem járhattak skandináv jégtakaróval, amint azt SOERGELNél (91) találjuk.

Ha a Δe tényező hatása az erősebb, mint a M_3 , és különösen a W_3 esetében, jégtakarókezdemény birtokában belföldi jégtakaró-előrenyomulás következik be anélkül, hogy az Alpok területén jégtakaró-ingadozásnál erősebb előrenyomulás mutatkoznék.

Az eljegesedés alatti «aktív» szubtrópusi kilengések jégképző hatását a köppenii hátárt meghaladó jégtakarók s a $\Delta(e \sin \pi)$ kapcsolatának eredményeként később elemezzük.

SOERGEL (89) teraszai a skandináv belföldi jégtakaró kifejlődési szakaszaihoz csatlakoznak. Négy (IV—I. sz.) alsó és hét (1—7. sz.) felső-pleisztocén terasz alapján 11 hideg-száraz, 10 meleg-nedves klímaszakaszra tagolta a pleisztocént.

Teraszvizsgálatok és elméleti levezetés alapján SOERGEL eljegesedési görbét közölt (91). BACSÁK (6) a korántsem általános érvényességű, a belföldi jégtakaró előrenyomulásait és visszahúzódásait nyomon követő elméleti-tapasztalati görbét részletesen felülvizsgálta. Kétségbevonta a MILANKOVIĆból levezetett «mezögүнzi» eljegesedést, mivel az nem glaciális, hanem szubtrópusi kilengésként értékelhető. Hangsúlyozza a —465 000 évben tetőző antiglaciális kilengésnek a M_1 jégtakarójára vonatkozó pusztító hatását, melyet MILANKOVIĆ számításaiban rejlő hiba következtében SOERGEL kellően nem értékelhetett. (BACSÁKNál $\Delta Q_s = 481$ kánoni egység, MILANKOVIĆnál i. u. 1800 évi összehasonlításban $\Delta Q_s = 234$ kánoni egység helyett $\Delta Q_s = 620$ kánoni egységgel kellett volna számolni. 1 kánoni egység = 10,5 gkal/cm²/min). Újabbán BACSÁK (9) a mindeli szakasz lefolyásának újrazvizsgálatánál rámutatott a belföldi jég küszöbértéket

meghaladó voltára a M_1 — M_2 glaciális kilengések között s a —454 800-ban tetőző «aktív» szubtrópusi kilengésrészleges jégképző, belföldi jégelőrenyomulást eredményező jellegére. A M_3 feltöltési szakaszra vonatkozó vizsgálatai megerősítették SOERDEL hármass mindeli tagolását, viszont a «nagy» interglaciális jégmentességét —369 800-tól számítja. A mindeli jégtakarót ui. feltétlenül elpusztította a —374 000-ben tetőző, $\Delta Q_s = 405$ kánoni egység kilengésértékű, erős antiglaciális, annyira, hogy a M-R jégtakarókezdemény híján és a $\Delta(e \sin \pi)$ uralma következtében «meddő»-vé vált glaciális kilengései belföldi eljegesedést nem hozhattak létre. Ugyanez áll a SOERDEL-féle igen gyenge kilengésértékű, $\Delta Q_s = -234$ kánoni egység, würm-előtti glaciális kilengésre is.

Visszatérve SOERDEL Tübingiai Erdőben végzett kutatásaira: 11 teraszt mutatott ki, melyek közül négy (IV—I. sz.) bizonyíthatóan alsó, hét (1—7. sz.) bizonyíthatóan felsőpleisztocénbeli. Bennük a pleisztocén teljes tartamának alapvető klímaváltozásait látta.

Feltevését látszólag támogatta az alsópleisztocén négy (G_1, G_2, M_1, M_2), annál kevésbé a felsőpleisztocén öt számottevő minimuma (R_1, R_2, W_1, W_2, W_3), két felsőpleisztocén terasz «feleslegessége» következtében. SOERDEL ezt a hiányt a riss-előtti («preriss») és a würm-előtti («prewürm») eljegesedésekkel kívánta kiküszöbölni (1., 4. sz. terasz). BACSÁK (6) SOERDEL két eljegesedési fázisát nem tudván valószínűsíteni, szemben találta magát az 1. és 4. sz. terasz hovátartozóságának kérdésével. A soergeli megoldást választotta azzal, hogy a riss-előtti és a würm-előtti glaciális kilengésbe tette őket, mint MILANKOVIĆ, ezek tartamát azonban «meddő» glaciálisként jellemzi, s az 1. és 4. sz. teraszokban a kisebb sugárzási minimumok, az alpi eljegesedések hatékonyságát látja.

Ha feltételezzük a «nagy» interglaciális valamelyik «meddő» glaciális kilengéséről (riss-előtti), hogy a SOERDEL észlelte teraszok egyikét létrehozhatta, még három terasszal kellene számolnunk a M-R-ben a többi «meddő» glaciális kilengés mértékben rendkívül hasonló volta miatt, nem is említve a szintén teraszképzőnek tartott igen gyenge RW «meddő» glaciális, amelyet nagyságrendben és hatékonyságban bármelyik MR «meddő» glaciális kilengés meghalad. GRAHMANN (36) érezte ezt a nehézséget, és úgy próbált szabadulni tőle, hogy az 1. sz. teraszt a R_1 glaciális kilengéssel azonosította, de emellett a würm-előttibe utalta a 3. sz. teraszt.

Ezek az azonosítási kísérletek mindenképpen kényszerűek és erőszakoltak.

Megváltozik a kényszerű helyzet és feloldódnak az ellentmondások, ha újvizsgáljuk a mindeli, rissi, würmi eljegesedések lefolyását, és az eljegesedések alatt bekövetkezett három «aktív» szubtrópusi kilengés szerepét elemezni kezdjük.

BACSÁK eljegesedésekre eső három «aktív» szubtrópusi kilengést említ, a M_1, R_1, W_1 tartama alatt. Tetőzési időpontjaik és kilengésértékeik: —454 800-ban $\Delta Q_s^1 = -216$, —209 600-ban $\Delta Q_s = -344$, —94 000-ben $\Delta Q_s = -187$ kánoni egység. Kettő közülük antiglaciális (M_1, R_1), a W_1 -beli pedig szubarktikus klímakilengésre következik.

Mindegyik esetben a belföldi jégtakaró köppenii küszöbérték felé történő visszahúzódásakor lépnek fel, és időszakosan óceáni éghajlatot hoznak létre a köppenii éghajlati forradalom kontinentális övében (6). A BACSÁK-féle szubtrópusi kilengéstípus rokona a glaciális kilengéstípusnak (átlagos, mérsékelt tél, átlagos, mérsékelt nyár), s mint ilyen, különösen a három «aktív» szubtrópusi kilengésnél FLOHN (30) általános légköri cirkulációs típusai közül télen meridionális, nyáron zonális-meridionális cirkulációval, következőképpen: a meglévő jégtakaró feltöltésével, jégképzéssel, jégtakaró-előrenyomulással jellemezhető («szemikriofil»).

«Aktív» szubtrópusi kilengés belföldi jégelőrenyomulást csak akkor hozhat létre, ha a jégtakaró a köppenii határt meghaladja. A $\Delta(e \sin \pi)$ tényező szerepének tanulmányozása adja meg a jelenség magyarázatát.

Mindhárom «aktív» szubtrópusi kilengés a jégmentes szakaszba tartozó «mezogünzi»-vel együtt az e (excentricitás) kulminációs tartományába esik (1. táblázat). A $\Delta(e \sin \pi)$ legnagyobb pozitív kilengéseivel pozitívan interferáló $\Delta\epsilon$ csökkenti a téli besugárzás mennyiségét, a nyári félévben a $\Delta(e \sin \pi)$ okozta besugárzáscsökkenést ellensúlyozza. Ellentétes hatása a közepes földrajzi szélességeken azonban a pleisztocén legnagyobb $\Delta(e \sin \pi)$ értékeivel szemben nem jut kifejezésre. A $\Delta(e \sin \pi)$ kivételes mértéke és földrajzi tényezőjének jellege következtében a meglévő skandináv jégtakaró déli peremén és az Alpok szélességén jégtakaró-előrenyomulás, részleges feltöltődés és megújulás következnek be.

Megelőzően utalnunk kell a $\Delta(e \sin \pi)$ -től függő szemikriofil-fázisok és a $\Delta\epsilon$ -nak a $\Delta(e \sin \pi)$ rovására kifejlődött, szélsőséges értékétől függő kriofil-fázisok különböző lefolyása következtében a köppenii klímaforradalom kontinentális övében bekövetkező változásokra. Míg a szemikriofil-fázis az óceáni jelleget juttatja érvényre, a M_3 és a W_3 , $\Delta\epsilon$ -től függő kriofil fázisa alig zavarja a M_2 és W_2 alatt kialakult kontinentális helyzetet. A $W_2 + W_3$ lösze nem vagy alig tagolódik (6, 15, 16, 29, 38, 53, 73, 74, 116, 32, 18 stb.) viszont a M_1 , R_1 , W_1 lösze néha többszörös ingadozással két részre oszlik (6, 15, 16, 29, 38, 74, 116, 32, 18, 44 stb.).

Az eljegesedésekre eső «aktív» szubtrópusi kilengések lefolyását, különösen a W_1 szubtrópusi kilengésére vonatkozóan lösz-szelvények (15, 16, 29, 38, 53, 73, 32, 18, 44 stb.), korszerű barlangi üledékvizsgálatok alapján (főként 104) regionálisan nyomunköveltük és rekonstruáltuk. A korábbi M_1 és R_1 «aktív» szubtrópusi kilengés lefolyására nézve a paksi löszfeltárás a W_1 lefolyásához teljesen hasonló eredményeket adott.

Az «aktív» szubtrópusi kilengések eljegesedésre eső három esete glaciális kilengésként értelmezhető, a belföldi jégtakaró előrenyomulásával és a KÖPPEN-féle klimatikus forradalom megújulásával, löszképződéssel járt (1. melléklet).

Ezek után kíséreljük meg SOERTEL négy alsó- és hét felsőpleisztocén teraszának értelmezését.

SOERTEL (91) és BACSÁK (6, 9) a mindeli szakasz hármastagolódására hivatkoznak. SOERTEL azonban az alsópleisztocén teraszok értelmezésé-

nél a mindeli szakaszt kettősnek vette a teraszok megállapított száma miatt. Merőben megváltozik a helyzet, ha nem törekszünk a teljesség kimutatására és a gyenge gүнzi eljegesedések terasz-hagyta nyomait éppúgy, mint morénáit nem keressük Tűringiában, s helyettük a mindeli szakasz igazolt hármas tagolódását, valamint a M_1 -ben az «aktív» szubtrópusi kilengés okozta előrenyomulást figyelembe vesszük. Így SOERGEL I-IV. terasza mindeli terasznak minősül, a IV-III. sz. a M_1 két fázisával, a II. sz. a M_2 -t, az I. sz. a M_3 feltöltődési fázisával azonosítható. Az 1-7. sz. felsőpleisztocén terasz pedig rissi és würmi terasznak minősül, nehézség és erőszak nélkül illeszkedik a R és a W eljegesedések előrenyomulási, feltöltődési szakaszaihoz. Tagolódás: 1-2. sz. a R_1 két szakaszának, 3. sz. a R_2 , 4-5. sz. a W_1 két szakaszának, 6. sz. a W_2 , 7. sz. a W_3 előrenyomulási szakaszának felel meg (1. melléklet).

Az eddigi okfejtésből kitűnik, hogy a $\Delta\varepsilon$ és a $\Delta(e \sin \pi)$ tényező külön-külön történő vizsgálata rendkívül termékeny alapnak bizonyul. Már BACSÁKNÁL (6) az alpi és a skandináv eljegesedési típusok szigorú különválasztására, majd következő lépésként az eljegesedés alatti «aktív» szubtrópusi kilengés értelmezéséhez vezet. Megmagyarázza a «normális» tartományból átvezető eberli szakaszok, a gүнzi eljegesedések és a «nagy» interglaciális, eberli szakaszokra emlékeztető, «meddő» kilengéseinek jellegét és jelentőségét a glaciális interferenciák keretén belül.

A $\Delta\varepsilon$ és a $\Delta(e \sin \pi)$ adta négy interferencia lehetőségén túl az interferáló tényezők elemzése az egyes típusok eseteinek további kifejtéséhez segít. BARISS-sal együtt végzett vizsgálataink a pályaelemek pleisztocénbeli interferenciáira és a földrajzi tényezők kapcsolatára kívánnak fényt deríteni.

III. Eljegesedett és jégmentes szakaszok

A BACSÁK által megkülönböztetett (3) négy szoláris klímátípus minőségi fogalom. Hatásfokok megítélésénél a ΔQ_s , ΔQ_w értékét és viszonyát, a kilengéstípus tartamát s végső fokon magukat az interferáló tényezőket kell vizsgálat alá vennünk, amint azt BACSÁK is tette (3, 6). Ezzel megtettük mindazokat a lépéseket, amelyek a helyesbített besugárzási görbe és a pályaelemek együttes szemléletéből származnak.

A következő lépés az *eljegesedett* és a *jégmentes* időtartamok megkülönböztetése, a glaciális és az antiglaciális kilengés hatásfokának esetenkénti felülbíráásával (6). BACSÁK értékelésében az alpi eljegesedési típusok mellőzésével történt a köppenii küszöbértéket meghaladó skandináv jég-takarók és élettartamaik megállapítása. Ezzel BACSÁK megtette a pleisztocén tagolásának döntő lépését (6, 8, 9). Eljegesedett és jégmentes tartományaikból önként adódik a KÖPPEN-felvázolta éghajlati forradalom (47) tartama, amelynek felismerése és megkülönböztetése a közép-európai pleisztocén tagolásának alapja, függetlenül attól, hogy azóta BACSÁK és FLOHN (30) eredményei lefolyásának menetéről szerzett ismereteinket módosították.

IV. Glaciálisok, interglaciálisok, eljegesedett és jégmentes szakaszok kapcsolata

Pencki értelemben a glaciális és az interglaciális fogalom az eljegesedett és a jégmentes szakasz fogalmával azonos, eljegesedett, illetve jégmentes *állapotot* jelent anélkül, hogy ezek határait az alpi vagy skandináv jelleg felismerésével és megkülönböztetésével, a kritikus kiterjedés vizsgálatával szigorúan megvonná.

A pencki glaciális fogalom továbbtagolását EBERL végezte el, megkülönböztetve a stadiális és az interstadiális fogalmakat (24, 25). MILANKOVIĆ (68) a penck-eberli fogalom használatára törekedett, a stadiális, interstadiális, interglaciális állapothoz tartozó belföldi jégtakaró területi kiterjedésének megállapításával. Az eljegesedések mechanizmusának kifejtésénél azonban ellentmondásba került vele, mivel «glaciális»-on tulajdonképpen a BACSÁKTÓL (3, 6) megkülönböztetett és elhatárolt glaciális kilengés tartamát, a jégképző időtartamot, az eljegesedés *folyamatát* értette. Ez viszont semmiképpen sem azonos a pencki glaciális = eljegesedett szakasz, eljegesedési *állapotot* kifejező fogalmával. Noha az eljegesedések mechanizmusának értelmezésénél MILANKOVIĆ az ellentétes, jégpusztító kilengés szerepével, a jégpusztulás folyamatával is részletesen foglalkozott, nem látta szükségesnek a kialakult eljegesedett és bekövetkező jégmentes állapot határának megvonását, fogalmának megkülönböztetését (68).

Miután BACSÁK (3) kimutatta négy kilengéstípusának nyolcvanötzörös változását a pleisztocén 600 000 évén belül, bizonyítva a penck-eberli fogalmak heterogén jellegét, követelő szükségé vált a glaciális-interglaciális és az eljegesedett-jégmentes szakasz fogalompár szembeállítás (6).

Látszólagosan kívánatos pencki értelemben való azonosításuk és alkalmazásuk, de nem vezet eredményre, mert ugyanakkor már nem használhatók, mint hideg-meleg alapvonású klímátípusok éppen sokszorosán heterogén jellegük következtében (4). BACSÁK megjelölte az eljegesedett és a jégmentes tartamok kezdetét és végét, meghatározta kritériumait (6), semmi értelme, hogy a pencki fogalommal tartott elvi kapcsolat alapján ragaszkodjunk a glaciális = eljegesedett tartam, interglaciális = jégmentes tartam egyenlőséghez. Még jobban kitűnik ennek lehetetlensége, ha BACSÁK alapján (3, 6) cáfoljuk az interglaciális-interstadiális fokozati különbséget s a közöttük levő tartami különbséget emeljük ki az általános egymás közti és önmaguk közti egyenlőtlenségből.

A pleisztocénen belül kialakult fogalomzavart nem a pencki alapokhoz való visszatérés, hanem az elméleti és a földtani fejlődés megújított szintézise oldja fel. Igazolásként vegyünk két példát a mai kutatási irányok, az eljegesedett állapotra vonatkozó ismereteink összefoglalása és a pleisztocén általános légköri cirkulációs viszonyainak megismerési területéről.

Célravezetőnek látszó kutatási módszer: az ősföldrajzi kép megrajzolása az egyes eljegesedések tetőzési időpontjához tartozó földtani jelen-

ségek összesítése alapján, főként a würmi eljegesedésnél (43). A módszer erénye egyben hibája is: a jelenségek azonos időpontra való koordinálása éppolyan kevésbé megokolt, összetartozásuk legalább olyan nehezen igazolható, mint a féltekék egyidejű eljegesedésének feltételezése (42). Emellett a megrajzolt paleoklimatológiai kép elnagyolt, és sok, időben össze nem tartozó jelenség egybefogása által valótlan.

A másik, célravezetőnek látszó kutatási módszer: a belföldi jégtakarók területi kiterjedése és az általános légköri cirkulációs formák kapcsolatának keresése jelenlegi anomáliák elemzése útján (30). Ennek az irányzatnak képviselője FLOHN, a glaciálist mindvégig meridionális cirkulációval jellemezett jégképző szakaszként értelmezte. A jégpusztító szakaszt történelmi idők megfigyelései alapján a zonális cirkulációjú periódusokkal azonosítja, azokat pedig az interglaciálisokkal. Megállapításai tartalmi kifejtésük alapján azonban csak a felépítési és lebontási *folyamatok*, a glaciális és antiglaciális *kilengések* cirkulációs viszonyaira vonatkoztathatók. Semmiképpen sem tekinthetjük megállapításait a PENCK-féle glaciális és interglaciális tagolódás igazolásának. Még a pencki fogalmak heterogén jellegének ismerete sem szükséges ahhoz, hogy azonosításait kétségbevonjuk. PENCK két fogalma *állapotjelző*, a FLOHN által használt azonos formájú fogalmak pedig *folyamatjelzők*.

KLUTE (43) és mások kutatási eredményei az eljegesedett *állapotra*, FLOHN (30) eredményei az eljegesedési *folyamatra* vonatkoznak. Ha FLOHN ily módon rögzített cirkulációs viszonyai mégis egybehangzanának az eljegesedett állapotra vonatkozó kutatási eredményekkel (43), ezt újabb bizonyítéknak kell tekintenünk az alkalmazott ősföldrajzi összesítő módszerrel szemben.

A fogalmi zavarok tisztázására induljunk ki BACSÁK négy szoláris klimatípusából és az eljegesedett és a jégmentes szakaszok együttes szemléletéből.

Az eljegesedett szakaszok kezdetét és végét a köppeni küszöbértéket meghaladó skandináv jégtakarók kifejlődésének maximumával és küszöbértéken túli visszahúzódásával, tehát a köppeni éghajlati forradalom kezdetével és végével jelöljük. A jégmentes szakaszok tartama ebből önként adódik (6).

A pleisztocén *forradalmi klímaszakaszai* (*krionális*) azonban korábban, az egyes eljegesedéseket bevezető glaciális kilengéssel veszik kezdetüket. Kialakul a hűvös nyarak és a meleg telek sorozata (47), mindkét félévet a jégképző, meridionális cirkuláció jellemzi (30). A forradalmi klímaszakaszok a skandináv jégtakarónak kritikus kiterjedés fölé történő visszahúzódásával zárulnak. Ezek az időpontok egyben a *közi szakaszok* (*interkrionális*) kezdő és végpontjai.

A krionálisok több részre tagolódnak. A bevezető szakaszt az *eljegesedés folyamatával* (*kriofil*), a második részt pedig az *eljegesedett állapottal* (*krion*) jellemezzük. Ha a krion alatt fellépő antiglaciális kilengés csak részleges jégtakaró-visszahúzódást idézett elő, *szemikriofób* szakasz,

ha viszont jégképzéssel egyébként nem jellemezhető kilengéstípusok («aktív» szubtrópusi kilengés 3 esete) az eljegesedett állapot, a skandináv jégtakaró küszöbértéken túli kiterjedése következtében jégtakaró előrenyomulással, részleges megújulással jártak: *szemikriofil* szakasz áll elő. Ha az antiglaciális kilengésértéke elegendő a skandináv jégtakaró pusztulásához vagy küszöbértéken túli visszahúzódásához: *kriofób* szakasról, a *jégpusztulás folyamatáról* beszélünk.

A *krionális-interkrionális fogalompár bevezetésével szükségtelenné válik a glaciális-interglaciális, stadiális-interstadiális fogalmak használata és esetenkénti értelmezése*. Krionálisok: $G_1, G_2, M, R, W_1, W_2+W_3$. Interkrionálisok: $G_1-G_2, G_2-M, M-R, R-W, W_1-W_2$. A mindeli, rissi szakasz egyáltalán nem, a würmi csak két krionálisra tagolódik.

Az interstadiálisokat a G_1-G_2 és a W_1-W_2 kivételével nem a jégtakaró küszöbérték fölé történő visszahúzódása idézte elő (6, 9), hanem a küszöbértéket meghaladó jégtakaró élettartama alatt fellépő *kriofil* (glaciális kilengés) vagy *szemikriofil* («aktív» szubtrópusi kilengés) feltöltődési, megújulási, jégtakaró-előrenyomulási szakasz, amely ugyanakkor *óceáni* állapotot idéz elő a KÖPPEN-féle éghajlati forradalom kontinentális övében. *Az interstadiálisok túlnyomó része tehát nem egyéb, mint a következő glaciális kilengés óceáni jellegű feltöltési szakasza. Ezt viszont semmiképpen sem értelmezhetjük közti szakaszként, mivel a krionálisban megszakítás nem történt.* Így pl. nincs W_2-W_3 interstadiális, csak W_3 feltöltődési, W_3 kriofil szakasz. Ezekhez hasonló a M_1, R_1, W_1 eljegesedés alatt fellépő szemikriofil feltöltési szakasz, melynek fel nem ismeréséről mind SOERGEL teraszai hovátartozásánál, mind a M, R, W tagolásánál zavarokra vezetett. A W_1 szemikriofil szakaszának felismerése egyben választ ad a W_1-W_2 interstadiális kettősségére, megmagyarázza a megújult löszképződést, a W_1 eljegesedés tartamát meghosszabbítja. Ugyanez vonatkozik a M_1-M_2, R_1-R_2 interstadiálisra is. A M_3, W_3 kriofil szakaszának az ún. M_2-M_3, W_2-W_3 interstadiálisnak jellegét, lefolyását már az interferáló pályaelemek vizsgálatánál elemeztük. Az alpi eljegesedések tanulmányozása (106) azzal, hogy a W_3 eredményeként csak jégtakaró-ingadozásokat említ, még nem zárja ki a W_3 feltöltődés létét, amely egyrészt kis amplitudójú, másrészt *skandináv* jellegű.

Végeredményben *a jégtakaró szélein 13 előrenyomulási fázis érvényesül, a jégtakaró belsejében a 13 fázis 6 szakaszra csökken ($G_1, G_2, M, R, W_1, W_2+W_3$).*

Az *interkrionálisok* tagolódása a BACSÁK-féle kilengéstípusok változásából (= szoláris klímátípusok, 3) közvetlenül levezethető. Kriofil jellegűek a «meddő» glaciális kilengések, amelyek hóhatár-süllyedéssel, esetleg alpi eljegesedéssel jártak, kriofób jellegűek az antiglaciális kilengések általános hóhatár visszahúzódással. A *jégmentes állapot* jelölésére az *akrion* kifejezést használjuk.

A KÖZÉP-EURÓPAI PLEISZTOCÉN ÉGHAJLATI TAGOLÓDÁSA

Feltétlenül szükséges az állapot- és folyamatjelző fogalmak bevezetése és megkülönböztetése nemcsak az egyértelműségekre való törekvés, hanem *különböző földtani folyamati tartalmuk* miatt is. Mindegyikük megannyi szárazföldi üledékképződési típust, ezek tartamának és egymásközi viszonyának tisztázását jelenti.

Ide jutottunk a BACSÁK-féle szoláris klímátípusok, eljegesedett és jégmentes tartamok, jégképző és jégpusztító szakaszok és a földtani megfigyelések összesítése útján, de ugyanide jutunk, ha FLOHN-nak (30) a pleisztocénbeli általános légköri cirkulációra vonatkozó tanulmányából indulunk ki.

I. A pleisztocén általános légköri cirkulációja

BACSÁK a pályaelemek interferenciájának négy lehetőségéből vezette le szoláris klímátípusait. A négy interferencia-lehetőség hatása a félévekre eső besugárzásmennyiség mértékének a pleisztocénbeli átlaghoz való viszonyában jut kifejezésre.

A glaciális kilengésnél az évszakok közti ellentétek minimumra csökkennek, az antiglaciálisnál maximálisan kihangsúlyozódnak. A fennmaradó szubtrópusi és szubarktikus kilengéseknél az évszaki különbségek átlagosak. Jellegüket tekintve a szubtrópusi a glaciálissal, a szubarktikus pedig az antiglaciálissal tart rokonságot.

Az általános légköri cirkuláció jellege a besugárzás jellegével okozati összefüggésben áll. A glaciális kilengésnél a téli besugárzás maximális, a nyári minimális. Eredményeként nemcsak a félévek közti ellentétek csökkennek minimumra, hanem a szárazföld-tengereloszlás okozta ellentétek is. Az ellentétek kidomborodását éppen az antiglaciális kilengésnél szemlélhetjük a közepes szélességeken, a tengerek felett kialakult nyári és a szárazföldek felett kialakult téli anticiklonok megerősödésében és állandósulásában. A mindkét félévre kiterjedő meridionális, illetve zonális légköri cirkulációjú állapot és a jégképző és jégpusztító kilengéssel való egybevetés mint következő lépés e meggondolásokból önként adódik.

FLOHN meridionális és zonális típusának összefüggése BACSÁK glaciális és antiglaciális szoláris klímátípusával felhívja a figyelmet a szubtrópusi és a szubarktikus «átmeneti» vonású kilengések valószínűleg átmeneti, vegyes jellegű cirkulációs viszonyainak vizsgálatára. Egyéb meggondolásoktól függetlenül FLOHN és BACSÁK mai klímánkra vonatkozó megállapításai szolgáljanak támasztékul.

FLOHN elemzésében jelenlegi éghajlatunk némileg *glaciális jellegű* a meridionális cirkulációs formák téli, időszakos, rendellenes megjelenése következtében. BACSÁK gyenge *szubtrópusi* kilengést jelez. A szubtrópusi kilengés viszont a közepes földrajzi szélességeken hatékonyabb $\Delta(e \sin \pi)$ tényező azonos előjelű interferenciája következtében *rokona* a glaciális kilengésnek.

A glaciális kilengések egész éven át tartó meridionális cirkulációja a pályalemegek *egyértelmű* hatáskifejtésével, de főként a $\Delta(e \sin \pi)$ tényező hatásával magyarázható. Az antiglaciális kilengés egész éven át tartó zonális cirkulációjában is az együttes hatás nyilatkozik meg, de ezúttal a szárazfölkék és a tengerek okozta ellentétek maximális kiéleződésére vezet. A $\Delta(e \sin \pi)$ tényező itt is jellegmeghatározó szerepet tölt be.

A szubtrópusi és a szubarktikus kilengéseknél a $\Delta(e \sin \pi)$ tényező cirkulációs jellegmeghatározó tevékenységét a $\Delta\epsilon$ tényező zavarja, esetleg elfedi. Az utóbbi helyzet következik be a jelenlegi szubtrópusi kilengésnél is, mivel a $\Delta(e \sin \pi)$ tényező a pleisztocén vége óta fokozatosan veszít jelentőségéből. Ahelyett, hogy szubtrópusi kilengésünket télen túlnyomórészt meridionális cirkuláció jellemezné, a zonális jelleg válik uralkodóvá és a meridionális cirkulációs formák *rendellenességeknek* látszanak.

Szubarktikus kilengésnél a $\Delta(e \sin \pi)$ megerősíti, a szubtrópusi kilengésnél gyengíti a szibériai anticiklon kifejlődését. A $\Delta\epsilon$ és a $\Delta(e \sin \pi)$ tényező mértékének és földrajzi szélességek szerinti *hatásfokmegoszlásának* vizsgálata a pleisztocén általános légköri cirkulációs viszonyainak részletes megismerésére, a szoláris éghajlati tényező s a sugárzást felfogó földfelszín alkata közti kapcsolat behatóbb ismeretére fog vezetni.

A nyári és téli félévre tagolt év s a meridionális és zonális típusok fél-éves megoszlásából előállítható négy különböző változat *számszerű meg-egyezést* mutat BACSÁK négy lehetőségével. A pályaelemek vizsgálata pedig, mint BACSÁKNÁL, itt is igazolja a négy típus szükségességét, lényegi egybehangzását, amelyet mai klímánkra vonatkozó megállapítások csak alátámasztanak.

1. Táblázat

	Nyár	Tél	Bacsák szoláris klímátípusai
1	meridionális	meridionális	glaciális
2	zonális	meridionális	szubtrópusi
3	meridionális	zonális	szubarktikus
4	zonális	zonális	antiglaciális

A pleisztocén általános légköri cirkulációs típusainak kapcsolata BACSÁK szoláris klímátípusaival

II. A skandináv jégtakaró hatása az általános légköri cirkulációra

Az ún. *belföldi jégthatás*, a skandináv jégtakaró és a szélrendszerek közti kapcsolat PILGRIM (81), KÖPPEN óta a pleisztocénkutatás egyik legjelentékenyebb kérdése. KÖPPEN—MILANKOVIĆ (67) szintézisének jelentősége ebben is alapvető, de főként az eljegesedések okának, mechanizmusának felismerésében domborodik ki. Ezen a fokon azonban még nem mutatkozik közvetlen kapcsolat a szoláris éghajlati tényező és a sugárzást felfogó földfelszín alkata között. BACSÁK (3, 6) és FLOHN (30) eredményeinek kritikai összesítése teremti meg az összekötő kapcsolatot, ugyanakkor elvezet

a harmadik fő éghajlati tényező, a szélrendszerek, tengeráramlások kérdéséhez.

KÖPPEN a küszöbértéket meghaladó jégtakaró által létrehozott éghajlati forradalom legfőbb jellegzetességének az ún. *glaciális anticiklon* tartja. Belőle származtatja az éghajlati forradalom kontinentális övének jellemző keleti szeleit. Újabb kutatási eredmények azonban (30, 43 stb.) *aerológiailag kétségesnek tartják a glaciális anticiklon létét*, a belföldi jégtakaró hűtőhatását és bukószeleinek hatósugarát igen keskeny periglaciális övben vonják meg.

Földtani megfigyelések igazolják, hogy a belföldi jégtakaró küszöbértéken felüli kiterjedésénél kialakul az éghajlati forradalom, létrejön a *kontinentális öv*. De nem a jégtakaró közvetlen hatásaként jön létre, hanem a tőle létrehozott, tartósított, részaránytalán, zonális légköri cirkuláció következtében. *A közepes földrajzi szélességek állandó jellegű keleti légáramlása az állandósult szibériai anticiklonból veszi eredetét, szárazföldi jellegét*. A hideg és meleg légtömegek érintkezése a délebbre kialakult *pluviális övben* megy végbe.

Bár FLOHN vizsgálatai a glaciális anticiklon létét aerológiai alapon cáfolják, bár a kutatók általánosan tartózkodnak KÖPPEN—MILANKOVIĆ szintézisétől, a lösz anyagának származtatásánál mindmáig (106) a *glaciális anticiklonból levezetett szeleket* veszik igénybe.

KLUTE (43) hangoztatja a *periglaciális öv* és a löszterületek elhatárolódását, megjelölve a bukószelek hatósugarát. BULLA is szükségesnek tartja az elkülönítést (20) s *áperiglaciális* (= pszeudoperiglaciális) területnek nevezi a KÖPPEN-féle éghajlati forradalom kontinentális övét; ugyanakkor azonban a legkülönfélébb területekről gyűjti össze a lösz anyagát (21)*. A lösz anyagtermelési övét és lerakódási területét egymással kis egységeken belül helyi kapcsolatba hozták (100, 40 stb.) anélkül, hogy a lösz «gyökértelen» jellegét Kelet-Európától Nyugat-Európáig figyelembe vették volna.

Még inkább a közeli származtatást látszott igazolni az ásványtani statisztikus összetétel hasonlatossága a löszelőfordulások és a területet felépítő törmelékes képződmények között (102, 103, 106 stb.). 1952-ben utaltunk arra (51), hogy a lösz anyaga két részre: lebegve szállított < 0,1 mm Ø-jű részlegre és görgetve szállított 0,1 < mm Ø-jű részlegre különül. Szemcseösszetétele kifejlődési területein jellegzetes. A lebegve szállított részleg allochton, a görgetve szállított részleg helyi jellegű. A lebegve szállított résznek közös porforrása van, a görgetve szállított rész anyagforrása szétszórt, helyi.

Gyökerében változtatta meg a lösz anyagának származtatásáról alkotott nézeteket a Duna—Tisza köze déli részén végzett fúrásai sorozat anyagvizsgálatának eredménye (58, 59) és a SÜMEGHY-féle, Duna—Tisza közti északi fúrászelvény anyagainak újvizsgálata. Mindkét szelvényben

* BULLA mindenkor a MILANKOVIĆ—KÖPPEN—BACSÁK álláspontból indult ki. A glaciális anticiklon tudata megállapításait befolyásolta.

a területet borító regionális lösz és futóhomokrétegek elkülönülnek egymástól. Egymásba történő horizontális átmenet nem mutatható ki, de még ha ilyen átmenet észlelhető is: vajon ki tudja az egyidejű képződést e szárazföldi üledékeknél kétséget kizáróan igazolni?

A lösz mindenkor eljegesedett állapotra jellemző fauna-flóra képet, a futóhomok közti szakasz jellegű fauna-flóraegyüttest mutat (58, 39). Elhatárolódásuk, kapcsolatuk regionális törvényszerűségek felismerésére, az üledékföldtani viszonyok részletes és alapvető ismeretére vezetett.

A lösz és a regionális futóhomok ellentétes éghajlati igényű képződményeknek bizonyítottak, egymásnak Közép-Európán belül nem fáciesei (51). Helyi, közeli, szétszórt anyagforrásból történő egyértelmű származtatásukat (106, 21, 40, 94 stb.) anyagvizsgálatai, paleontológiai, települési viszonyaik alapján is a leghatározottabban tévesnek kell tekintenünk.

A lösz anyagszármazásának közkeletű nézetei híven tükrözik az eljegesedett szakaszok szélviszonyairól alkotott rendkívül heterogén képet.

Üledékföldtani vizsgálatok alapján (51) már korábban hirdetett származási kettősség új megvilágítást kap a skandináv jégtakaró módosította általános légköri cirkulációban, s az általa kialakított részaránytalán zonális cirkulációban. A krion-állapot mindkét félévében a keleti légmozgás uralkodik, télen a fagyhatás miatt meddő deflációs, nyáron lerakó, löszképző készséggel az állandósult szibériai anticiklon félévenként változó jellege következtében. Ha viszont a jégpusztító, antiglaciális kilengés a skandináv jégtakaró visszahúzódására vezet, helyreáll a részarányos zonális cirkulációs helyzet, és feller a nyári félév deflációs készségű nyugati szelének kíséretében a regionális futóhomokképződés.

Mindkét eolikus üledék: mind a lebegve szállított lösz, mind a görgetve szállított regionális futóhomok a nyári félévek üledéke. Az egyik a részaránytalán zonális cirkuláció nyári, passzív légmozgásának terméke, a másik a részarányos zonális cirkuláció nyári, aktív, deflációs anyagtermelésének eredménye. *Különböző cirkulációs viszonyok üledékeiként kölcsönösen kizárják egymást, de ugyanakkor egymásba történő vertikális átmenetknél törvényszerűen észlelhetjük (58, 59) a lösz-löszhomok-löszös futóhomok-futóhomok átmenetet, mint a zonális cirkuláció szimmetrikus helyzete fokozatos helyreállásának eredményét.* A fokozatosan, szakaszosan erősödő nyári, nyugati összetevő eleinte szelektálja a keleti, porszállító, passzív légmozgást, és csak a nagyobb erősségeket engedi uralomra jutni; később a keleti hatást teljesen kiküszöböli.

Ezt az eljegesedéseket záró kriofób szakaszokra jellemző folyamatot, az eolikus üledékek két főcsoportjának közös kifejlődési területein vertikális irányú átmenet jellemzi, az átmenetet pedig a szemcseösszetételi maximum helyének vándorlása, a lebegve szállított por (0,02–0,05 mm Ø-jű) és finomhomok- (0,05–0,1 mm Ø-jű) részlegből a görgetve szállított 0,1 < mm Ø-jű homokrészlegbe. A lebegve szállított részleg kimaradásával zárul a kriofób szakasz kontinentális «eljegesedett» része, vele együtt monszonális esetleg «fedett» monszonális éghajlat (R₂ után) köszönt be.

A részleges jégpusztulással járó szemikriofób szakaszok alatt is

mutatkoznak az üledékképződésben zavarok, a fenti folyamatsor azonban nem megy végbe, a szemcseösszetételi maximum helyváltoztatása ingadozás-jellegű a löszrészleg (0,02—0,1 mm Ø-jű) keretein belül. A homokrészleg megnövekedése is előállhat, főként helyi adottságok következményeként, esetleg lokális futóhomokképződés alakjában.

Hasonló földtani folyamatokkal jellemezhetjük a M_3 és a W_3 feltöltési szakaszait. A kis kilengéértékű, *skandináv jellegű* feltöltési szakaszok Közép-Európában *ui. nem jártak óceáni klímaváltozással* (az Alpok területén a M_3 , W_3 feltöltés léte vitatható, jégtakaróingadozásban nyilvánul meg, 106). A M_2 , W_2 kontinentális klímája *megszakítás nélkül* folytatódik az ún. M_2 - M_3 , W_2 - W_3 interstadiálisban. A M_3 , W_3 *kriofil, szakaszt* tehát éppúgy *löszképződés* jellemzi, mint az öt megelőző és követő tulajdonképpeni löszképző, krionszakaszokat. A löszképződésben jelentkező háborgatás homokosodásban, helyi futóhomokképződésben, tundrajelenségekben, gyenge és helyi körülményektől függő elváltozási folyamatokban nyilvánul meg.

III. Az uralkodó szélrendszerek változása mint a pleisztocén tagolódásának alapja

A harmadik éghajlati főtenyező, a *szélrendszerek*, a két első kapcsolatában minden légállapotra, abban minden elemre ráüti bélyegét.

A szokottnál jobban kell hangoztatnunk ezt az éghajlattani törvényszerűséget, egyrészt mert ez összesítésünk alapja, másrészt mert ennek kétségbevonása BULLA kritikájának egyik sarkpontja, a pleisztocén földtörténeti ritmusaira vonatkozó tanulmányunk közzététele alkalmával. («Szél nem alakít ki éghajlatot, az éghajlat nem a regionális szélrendszer kísérője.») Korábbi összesítő kísérletünk (51) a túlegyszerűsítés veszélyét hordta magában, ellentmondás nélküli rendszert még nem jelent. A fenti törvényszerűség alkalmazása azonban nem volt új: BACSÁK (6) ugyanezt az összefüggést használta fel arra, hogy szoláris típusait, eljegesedett és jégmentes szakaszait éghajlati tartalommal töltsse meg.

Az uralkodó szélrendszer az első két éghajlati tényezővel okozati összefüggésben határozza meg a klíma jellegét, amely ily módon óceáni, kontinentális, monszunális és «fedett» monszunális.

Az *óceáni* klímátípus a glaciális kilengés megfelelője. Mindkét félében meridionális légköri cirkuláció, állandó nyugati légáramlás jellemzi. A tél enyhe, a nyár hűvös.

A *monszunális* klímátípussal együtt merül fel ismét az *európai monszun* kérdése, ezúttal pleisztocén viszonylatban. Jelenlegi klímánkra nézve SZÁVA-KOVÁTS álláspontját fogadjuk el, miszerint: «az észak-amerikai, európai monszunok nem elvben, csak mértékben térnek el a nagy ázsiai-tól» (98, 99). Sokkal inkább áll ez az *antiglaciális* szakaszokra! Ezeknél *ui.* a szárazföldek és a tengerek ellentéte maximálisan kiéleződik, és az anticiklonok léte, kiterjedése, féléves állandósulása a két pályaelem függvényeként fokozottan kihangsúlyozódik.

Ma gyenge szubtrópusi kilengésben, «fedett» monszunális éghajlati helyzetben vagyunk. A monszunos jelleg kétségtelenül felismerhető. Az európai monszun léte, CHOLNOKY nézete — mint sok más területen, így a löszanyag származtatásának kérdésénél — noha kevésbé sarkítva, klimatológusaink mai álláspontján igazolásra talál.

A monszunális jelleg a szubarktikus klimakilengésnél jobban felismerhető, mint a szubtrópusi kilengésnél. Értelmezése a $A(e \sin \pi)$ interferenciájának módjában rejlik, mely ez esetben a tengerek-szárazföldek ellentétének kiemelésére törekszik. Mindkét «fedett» monszunális klímátípust a monszunális jelző zárójelbe helyezésével jelöljük (1. melléklet).

Az eljegesedett tartamok jellegzetessége a részaránytalan zonális cirkulációs helyzet, mindkét félgömben keleti szelekkel, szélsőséges szárazföldi éghajlattal. Az eljegesedett szakaszok forradalmi vonásait még inkább kiemeli az a tény, hogy *tartamuk alatt a szoláris klímátípusok csak mint szoláris hatások* érvényesülhettek anélkül, hogy a klíma *szélsőséges arid* vonását megváltoztatták volna. Kivételt képeznek az eljegesedés alatti glaciális és «aktív» szubtrópusi kilengések, szerep szerint kriofil, illetve szemikriofil szakaszok, melyek időszakosan megszakítják a szárazföldi éghajlatot s az óceáni jelleget juttatják érvényre.

A levezetett klímátípusok immár nem szoláris klímátípusok, hanem *valós klímák*. Szükségtelen ezek után arról vitatkozni, hogy a BACSÁK-féle rendszerben a szubtrópusi és a szubarktikus klímátípusnak mint elnevezésnek van-e helye, mivel ezek fogalmi tartalmát az eléjük illesztett «szoláris» jelző teljesen kielégíti.

IV. A földtani folyamatok és az éghajlati típusok kapcsolata

Ha a levegőnek nem lenne páratartalma, a szoláris tényezők korlátlan érvényesülése a mechanikai mállás mellett az eolikus üledékek képződésének kedvezne. Némileg hasonló állapotok jellemzik a krionálisok kontinentális szakaszait és szélsőséges arid vonást kölcsönöznek neki. A szárazföldi folyamatokat bonyolító víz szerepének csökkenése leegyszerűsíti a földtani jelenségeket is. A szárazföldi szakaszok kezdetén és végén ugyan számolhatunk tundrajelenségekkel, a *kontinentális* szakaszok teljes tartamát és tetőzését egyhangú *löszképződés* jellemzi.

A szélsőségesen arid, szárazföldi éghajlatot azonban szélsőségesen humid, *óceáni* szakasz készíti elő nagymennyiségű hócsapadék felhalmozásával. Az óceáni klíma különösen a *veggyi mállás* folyamatainak, *talajképződési elváltozásnak*, *lepusztításnak* kedvez. Végbemegy a belföldi *jégtakarók* kifejlődése, általános *regresszió* és *terasz kavicsképződés* kíséretében.

A jégmentes szakaszokban pozitív és negatív vízgazdálkodású klímátípusok váltják egymást váltakozó csapadékmennyiséggel és csapadékeloszlással. Váltakozva uralomra jutó mállási, szállítási és üledékképződési típusokkal találkozunk.

Az összesítő táblázat (1. melléklet) szemlélteti a földtani jelenségek

és a klímatispusok kapcsolatát, a kiragadott, jellegzetes szárazföldi üledék-képződési-lepusztulási folyamatok egymáshoz való viszonyát s végül a tengerpartok klímaváltozás okozta, méreteiben és időpontjában ellenőrizhető ingadozásait. Ez utóbbinál teljesen figyelmen kívül hagytuk az esetleges és méreteiben ellenőrizhetetlen izosztatikus mozgásokat.

A Δe , $\Delta(e \sin \pi)$, e értékei, az 55° északi szélességre vonatkozó besugárzási görbe, a szoláris klímatispusok rendjének és tartamának, az eljegesedett és jégmentes szakaszok viszonyának megállapítása és az eljegesedési görbe BACSÁKTÓL származik (3, 6, 8, 9, 10).

ÖSSZEFOGLALÁS

A MILANKOVIĆ-elmélet BACSÁK továbbfejlesztésében és az ellene emelt kifogások megfelelő magyarázatával alkalmas a negyedkor egzakt éghajlati tagolására.

Szerző a földrajzi tényezők kapcsolatában szemlélt pályaelemek külön-külön és együttes tanulmányozásán keresztül, az «alpi» és a «skandináv» jellegű eljegesedések következetes megkülönböztetésén át a skandináv jégtakaró 13 előrenyomulás-fázisát valószínűsíti. Egyetértésben SCHWARZBACHHAL (87), ki akarja küszöbölni a MILANKOVIĆ-féle besugárzási görbe pszichológiai hatását. Kritikailag vizsgálja SOERGEL teraszainak hovatartozását, a «teljes» tagolás kérdését.

Szerző a negyedkoron belül mutatkozó fogalmi zavarok leküzdésére és az egyértelműség megeremtésére törekszik a relatív és abszolút időszámítású kutatási irányok fogalomhasználatának kritikai vizsgálatán keresztül. Egységes rendszert kíván nyújtani a pleisztocén éghajlati tagolódásáról, megjelölve a kapcsolatot a löszképződés, a talajképződési elváltozás, a lepusztulás, a regionális futóhomokképződés, a tundrajelenségek, a tengerpartingadozások, valamint SOERGEL teraszakavicsképződési szintjei között. Éghajlati rendszerének lényegi összefoglalását az 1. melléklet adja.

II.

A PAKSI ALAPSZELVÉNY

KUTATÁSTÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS. A VIZSGÁLATI EREDMÉNYEK KRITIKAI ÖSSZESÍTÉSE

Eltekintve a korábbi szórványos említésektől, a paksi pleisztocén alapszelvényre BULLA (19) tanulmánya hívta fel a figyelmet. Ezt hamarosan SCHERF (84) nagyjelentőségű munkája és az alapszelvény vele megszerzett világhíre követte. SCHERF munkájába később BACSÁK (85, 6) is bekapcsolódott. A SCHERFTől tervbevett részletes anyagvizsgálatot, a feltárás rétegsorának újrafeldolgozását azonban a második világháború meghiúsította.

Későbbi feldolgozók: HORVÁTH (38), ÁDÁM—MAROSI—SZILÁRD (1), STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92), SZEBÉNYINÉ (100) és ŽEBERA (113).

1952-ben Pakson MIHÁLYI PÁLNÉVAL együtt löszrendszerző tanulmányhoz szükséges anyagbegyűjtést végeztünk. Az anyagnak e témához történő feldolgoztatását MIHÁLYINÉ a M. Áll. Földtani Intézet Üledék-kőzettani Laboratóriumában folytatta le. A laboratórium szíves és lelkes munkája azonban nemcsak MIHÁLYINÉ (64) dolgozata számára adott értékes adatokat, hanem jelen összesítésünk részére is. Adatszolgáltató munkájuk méltó kiemelését összesítésünk anyag-alak-folyamat hármasságára épülő tárgyalási rendje, induktív módszere biztosítja.

Talán még inkább kikelt volna SCHWARZBACH (87) MILANKOVIĆ besugárzási görbéjének pszichológiai hatása ellen, ha a MILANKOVIĆ-féle pleisztocén-tagolás igazolását, a földtani és az elméleti tagolás frappáns egybehangzását a paksi alapszelvényre vonatkozó tanulmányokból is ismeri. A magyarországi lösz egyszakaszú képződését feltételező SÜMEGHY (95, 96) és KRETZOI (49, 50) kivételével többnyire igazolták a teljesnek vélt paksi szelvény alapján MILANKOVIĆ pleisztocén-tagolását, függetlenül attól, hogy EBERL, SOERGEL vagy BACSÁK rendszeréből indultak ki.

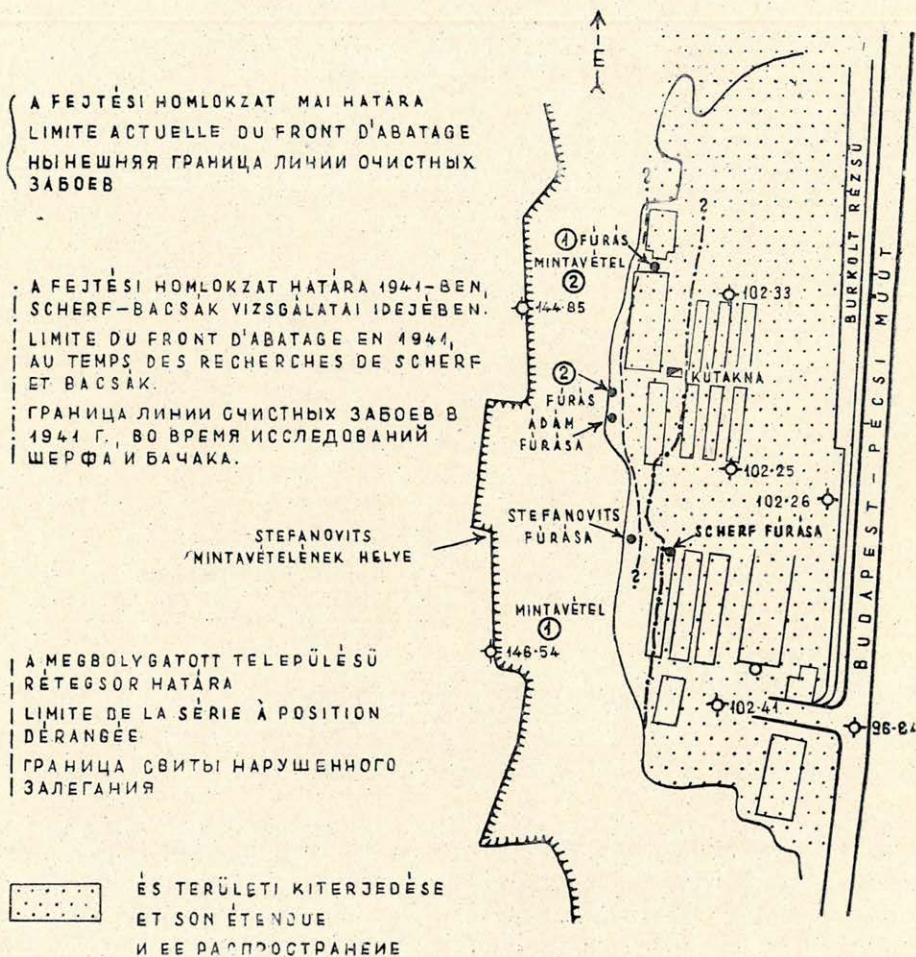
A 2. mellékletben a téglagyári feltárás áttekintő rétegsorát a különféle feldolgozásokban szereplő rétegsorokkal azonosítottuk, így alkalom nyílt a kialakult tagolási eredmények egybevetésére. Az összehasonlítás

során tapasztalt legszembeütőbb jelenség, a teljes pleisztocén jelenlétének igazolására való általános törekvés és bizonyítási folyamatának különböző összletvastagság-igénye.

TÉGLAGYÁRI FELTÁRÁS HELYSZINRAJZA.

LEVÉ DE PLAN DE L'OUVERTURE DE LA BRIQUETERIE DE PAKS.
ПЛАН МЕСТНОСТИ ОБНАЖЕНИЯ В КИРПИЧНОМ ЗАВОДЕ С. ПАКШ.

M=1:2.500



1. ábra

Ha figyelembe vesszük azt a körülményt, hogy a paksi pleisztocén rétegsor nem zárul a különféle alsó határokkal, hanem ezen túlmenően a pannóniai emelet üledékeinek jól felismerhető denudációs felszínéig (1., 2. kép) terjed, a paksi pleisztocén szelvényt *túlteljesnek* kell tekintenünk. A feltárás

korábbi feldolgozói azonban nem éltek ezzel az érveléssel, holott a pannóniai emelet üledékeinek jelenlétéről már az első feldolgozásban említés történt (19). Lehetőség nyílt volna a gүнzi szakasz előtti löszrétegek kimutatására, és talán több-kevesebb merészséggel az ottobeureni, staufenbergi és a dunai szakaszok jelenlétét is valószínűsíteni lehetett volna.

A pleisztocén rétegsor *teljességének első igazolója* SCHERF (84). A téglagyári fejtés suvadásoktól kaotikusan zavart alapszintjére telepített fúrását azonban a «teljes tagolás»-hoz szükséges utolsó «talajszint» elérésénél leállítatja, holott suvadás okozta rétegsorismétlődés esete áll fenn,* amint azt a fejtési homlokzat előrehaladása nyomán a zavartalan rétegsorra telepített STEFANOVITS (1951) és ÁDÁM-féle (1954) fúrások és a közeli kútakna még zavart rétegsorú szelvénye (1952) is igazolja. A lényeg és hangsúly azonban nem a rétegsor megbolygatottságára vonatkozik, hanem a «teljes tagolás»-hoz szükséges utolsó réteg elérése okozta megállásra.

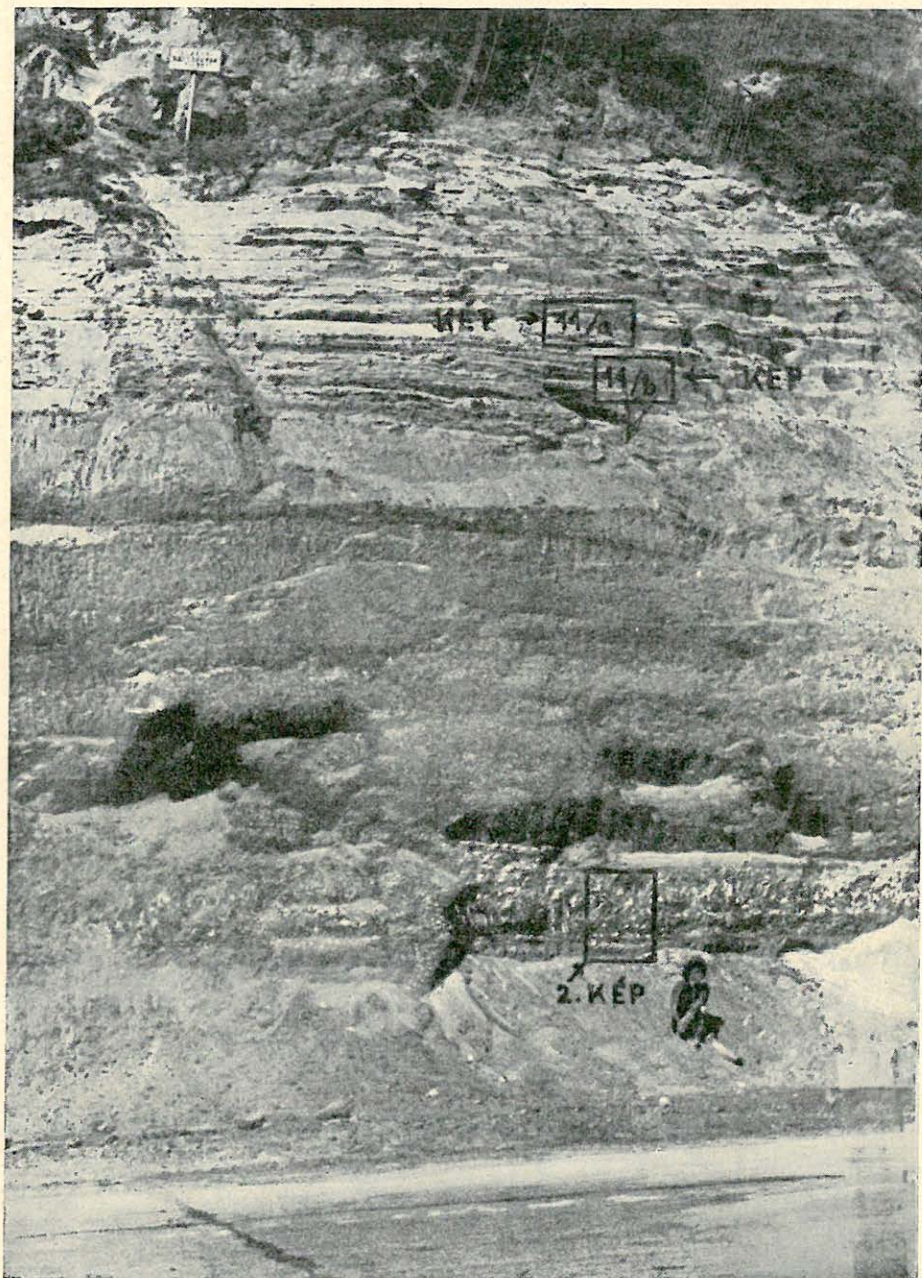
ÁDÁM (1) feltehetően ugyanúgy megáll, mint SCHERF (84) és BACSÁK (6), ha a legalsó «talajszintet» fúrásában megtalálja. Ennek hiányában azonban kiegészítésként igénybeveszi a kútakna zavart rétegsorát. Az általa folyami homoknak** határozott rétegben rátalál a szükséges utolsó «veresbarna vályogzónára», s miközben még ezt a szerinte folyóvízi sorozatot is besorolja az «idősebb lösz» keretbe, elérkezik a pannóniai üledékösszlet felszínéig (1).

A rétegsor anyagmeghatározásától és szintekre különítésétől függően a felhasználást «teljes tagolás» séma rétegszükséglete, rétegszámigénye szabta meg, tehát felismerhető, általános visszahatásban a paksi feltárás pleisztocén rétegsorának változó alsó határát és egyben a teljességhez szükséges összlet változó vastagságát.

Nagyjelentőségű kezdeményezés SCHERF (84) részéről paleontológusaink merev monoglacialisista felfogása idején a korszerű poliglacialista irányzat bevezetése és a leghaladóbb tagolási rendszer alkalmazása a paksi

* A helyszínrajzon (1. ábra) feltüntetett 1. sz. fúrásban három ismétlődő vörösbarna «talajszintet» találtunk 1,1—1,6, 2,6—3,8 m között és 4,9 m-től kezdődően, holott a fúrást a feltárás SCHERF munkássága óta kb. 15—25 m-rel előrehaladt homlokzata mellé telepítettük. Az 1. sz. fúrásnak megfelelő kaotikus rétegsorismétlődést mutat a kútakna rétegsora, de még ez is belül fekszik a SCHERF-féle feltárási homlokzaton. A suvadásos-rogyásos folyamatok-okozta enyhe lejtésű rézsüt és a rétegsorban bekövetkezett települési zavarokat a 3. képen szemléltethetjük. Hasonló jellegű (4. kép) lejtőmozgások teszik nehezzé a dunamenti magaspártok rétegsorának tanulmányozását.

** A «folyami homok» koptatottsági értékei: I: 0%, II: 82%, III: 18%. Jellege: futóhomok. Azonosítható ÁDÁM és szerző (2. sz.) fúrásából vizsgált 2,9 m-től kezdődő futóhomokkal, amelynek koptatottsági értékei alig térnek el: I: 0%, II: 84%, III: 16%. Ugyanez a homok azonos a vasúti feltárás hasonló A. f. magasságon (99 m) települt vízáteresztő, löszös futóhomokjával, amelyből állandó vízszivárgás észlelhető. Az alatta települt agyag és iszapfinomságú alkotórészekből álló törmelékes üledékek felületének átnedvesedése okozza a paksi magaspárt esuszamlásait (76. 23), és feltehetően ez okozta a téglagyár esuszamlásos eredetű bányaudvarának kialakulását is. A futóhomokrég nyomás alatti vizet tartalmaz, amely nyugalmi szintjét 2,30 m emelkedés után érte el. A zavartalan rétegszűzletben 99 m A. f. található futóhomokrég a kútakna szelvényében meredek ívű alámetsző csúszólap mentén 8—9 m-rel mélyebbre került.

P
L
E
I
S
T
O
C
É
NP
A
N
N
Ó
N
I
A
I

1 kép. A pannóniai és a pleisztocén üledékösszet elhatárolódása Paks É-i végén lévő, Bencze-kocsmai feltárásban. (Foto Pellérdyné, 1952.) — La limite des séries de couches pannoniennes et pléistocène dans l'ouverture près du cabaret «Bencze-kocsmá», N de Paks. (Photo Mme Pellérdy, 1952.) — Разграничение паннонской и плейстоценовой толщ в обнажении у кабака „Бенце-кочма“, наход ящегося на северном окраине с. Пакш. (Фото М. Пеллерди, 1952.)

P
L
E
I
S
Z
T
O
C
É
N—
P
A
N
N
Ó
N
I
A
I

2. kép. A pannóniai finom-, aprószemű csillámos homok denudációs felszíne. Az 1. kép részlete. (Foto Pellérdyné, 1952.) — Surface dénudée du sable pannonien micacé à grains fins et menus. Détail du N°1. (Photo Mme Pellérdy, 1952.) — Денудационная поверхность паннонского тонко- и мелкозернистого слюдяного песка. Деталь рис. 1. (Фото М. Пеллерди.)

téglagyári feltárás pleisztocén rétegsorára. MILANKOVIĆ besugárási görbéje, valamint EBERL—SOERGEL földtani tagolása közti összhang nyomán világszerte megindult az *egybehangzás* lelkes keresése. Ez a hatás SCHERFET is magával ragadta. A «teljes tagolásba» vetett hitét a monoglacialista ellenzék csak megerősítette, és a téglagyári feltárás rétegsorában, rétegsorkiegészítő megfontolások meggyőző okfejtésén keresztül, a *pleisztocén egészének jelenlétét* látta. Álláspontját a MILANKOVIĆ-elmélettel szemben a külföldön elhatalmasodó kétely, épp BACSÁK munkásságának ismeretében, nem zavarta.

A monoglacialista felfogás idején a poliglacialista érvelés egyik legfőbb eszköze a MILANKOVIĆ-féle tagolással való meglepő egyezés ténye. SCHERF a paksi feltárással a *frappáns egyezés egyik legjobb példáját* szolgáltatta, olyannyira, hogy ZEUNER (116—121) legújabbban, a löszrétegek Kelet-Európa felé növekvő számának említésekor külön kiemelte a magyarországi viszonyokat: «Magyarországon nem kevesebbet, mint 11-et állapítottak meg.» («As many as 11 have been recorded from Hungary.»)

A MILANKOVIĆ-kérdés, a SOERGEL-féle eljegesedési görbe felülvizsgálata (3, 6) szükségessé tette SCHERF álláspontjának tanulmányozását. BACSÁK (6) figyelme kiterjedt SCHERF szelvényére is, és annak mindmáig jelentékeny továbbfejlesztését adta. A szelvény azonban BACSÁKNÁL is megmaradt teljes pleisztocén szelvénynek, változatlan alsó elhatároló-dással.

A téglagyári feltárás fejtési alapszintje (102,32 m A. f.) alatti pleisztocén rétegsornak a teljesség igazolására való *szükséglet-kielégítő* jellege mindvégig fennmaradt anélkül, hogy erről a «maradék» összletről (8—14 m) említés esett volna. Ennek elismerése egyet jelentett volna a túlteljesség hangoztatásával, amely mélyebben fekvő löszrétegek felismerése nélkül is csökkentette volna a «teljes tagolást» igazoló kísérletek hitelét.

Csak ŽEBERA (113) jut el a «maradék» összetétel besorolásáig, s azt a pregünzi szakaszba teszi. Számára azonban a lösz pregünzi megjelenése épp olyan kevéssé jelentős, mint a szelvény teljességének kérdése. Semmi-féle igazolási törekvés nem befolyásolja, s jobb híján a SOERGEL-rendszert alkalmazza anélkül, hogy annak helyességéről meg lenne győződve.

ŽEBERA helyzete kivételes. Csehszlovákiában ui. régóta bizonyítottan veszik a lösz többszakaszú képződését (mindegyik eljegesedés löszképződéssel jár). SCHERF munkássága idején azonban a monoglacialista nézet még tartotta magát. Azóta a korszerű poliglacialista irányzat megdöntötte a monoglacialista felfogást anélkül, hogy annak egyik felfogásformájával, a *lösz egyszakaszú képződésének feltételezésével* teljesen végzett volna. A paksi többszakaszú löszfeltáráásban SÜMEGHY ma is a würmi szakasz zárótagozatának üledéksorozatát látja (95, 96). Ezt az álláspontot támasztja alá KRÉTZOI véleménye is (49). Ennek kialakulását a téglagyári feltárás fejlődéstörténetének birtokában követhetjük nyomon.

STEFANOVITS (92) 1951-ben a téglagyári feltárás bázisrétege (102,32 m A. f.) feletti szintből, a közeli (250 m) vasútállomás mögötti feltárásból

(5. kép), KRETZOI meghatározása szerint* antilopfélét gyűjtött. A feltárás bázisrétege eszerint günzi. SCHRÉTER korábbi gyűjtéséből hamarosan előkerült, a feltárás bázisából származó pontatlan lelőhelyű würm-szakaszbeli barlangi oroszlán alapján azonban KRETZOI véleménye módosult: «még teljesen nyílt kérdés, hogy lösznek mondható üledékünk volt-e a monasztiri IV. előtt. Könnyen elképzelhető, hogy valódi löszképződésre a mi éghajlati viszonyaink mellett csak a tundrai-szubarktikus pusztai faunával is igazoltan, arid-szubarktikus felé hajló monasztiri IV. szakaszban került sor» (49).

SCHRÉTER leletének rögzítése során kiderült, hogy lelőhely-megjelölése a feltárás korábbi állapotára vonatkozik (50—238). A feltárás akkori bázisát képező löszréteget pedig a barlangi oroszlánlelettől függetlenül is würminek tartjuk.

Visszatérve a téglagyári feltárás rétegsora tagolásának sajátosságaihoz, feltűnt a *pleisztocénszelvény teljességének igazolásához szükséges rétegösszletek különböző vastagsága*. Míg HORVÁTH (38), ŽEBERA (113) számára elegendő volt a feltárt 44 m a pleisztocén egészének jelenléte igazolására, részint a BACSÁK, részint a SOERGEL-rendszer alapján; magának BACSÁK-nak (6) SCHERF kiegészítő fúrását (4,42 m) is igénybe kellett vennie, hogy az alsópleisztocén alsó határát az EBÉRL—ZEUNER séma szerint dolgozó SCHERFFel (85) egyetértésben 97 m A. f. szint körül megvonhassa. ÁDÁM (1) 8,40 m talpmélységű fúrását még a közeli kútakna suvadásoktól zavart településű rétegsorával is kiegészítette, így a pleisztocén alsó határa a 88,5 m A. f. szint magasságára ereszkedett le.

Ennél még feltűnőbb az *alsó határ mint rétegösszlet-tanulmányozási alsó határ* kialakulása. Az alatta települt pleisztocén «maradék» összletet nem értékelték. Ennek értelmezése a túlteljesség igazolása, a különféle sémák szerint készült, egymásnak ellentmondó, de mégis «teljes tagolások» hitelrontása lett volna.

Miért alakult ki ez az alsó határ SCHERF-nél, *miért állt meg SCHERF a «teljes tagoláshoz» szükséges utolsó «talajszint» elérésénél?* BACSÁKkal szemben fennálló vitás kérdések tisztázását csak a feltárt rétegsor további vegyi vizsgálatától várja, rétegsorrend-számozását azonban már alulról kezdi (6), mintha a megvont alsó határ kétséget kizáróan bizonyítva lenne, és alkalmat adna arra, hogy a relatív időszámítású földtani rendszerben a pleisztocén bázisrétegét megjelölje.

A kérdés kielégítésénél először is hivatkoznunk kell arra a *módszertani különbségre*, amely a háborgatási számításokra alapított *abszolút* és a *relatív* időszámításon alapuló földtörténeti kutatás között fennáll.

* A meghatározás nem egyértelmű. Az irodalomban talált adatok ellentmondásokkal. STEFANOVITS-nál (92): «Az a csontlelet, amelyet az 1951. évi útszélesi-tészkor az állomás melletti falból emeltünk ki, amelynek magassága a téglagyári szelvény 30 m körüli szintjének felel meg, és amelyet Kretzoi Miklós volt szíves meghatározni, kétségkívül a negyedkor első feléből származó szarvas mellső láb-szárcsont volt.» ÁDÁM-nál (1): «Stefanovits a paksi feltárás alsó szintjében talált emlőscsontot (Antilopfajta). Szóbeli közlés szerint Kretzoi a Günz, esetleg a Mindel jégkorszakokba helyezi.»

Míg a relatív időszámítási módszer az adódó földtani jellemzés mellett megelégszik a «fiatalabb-egyidejű-idősebb» időrendi értékeléssel és jellemzéssel, az abszolút rendszer a maga rövid, hatszázezeréves tartama alatt, az i. u. 1800. évi kiindulástól kezdve meghatározott időrendű, meghatározott kezdetű és végű, éghajlattani tartalmú, években kifejezett kereteket ad meg földtani tartalom nélkül. Míg a relatív időszámítási módszer üledéksorok tanulmányozásán alapul, az abszolút rendszer a háborgatási számításokon. Jól vagy rosszul értelmezett éghajlattani kereteit utólag kell földtani folyamatokkal kitölteni, üledékföldtanilag értelmezni, üledéksorokkal azonosítani.

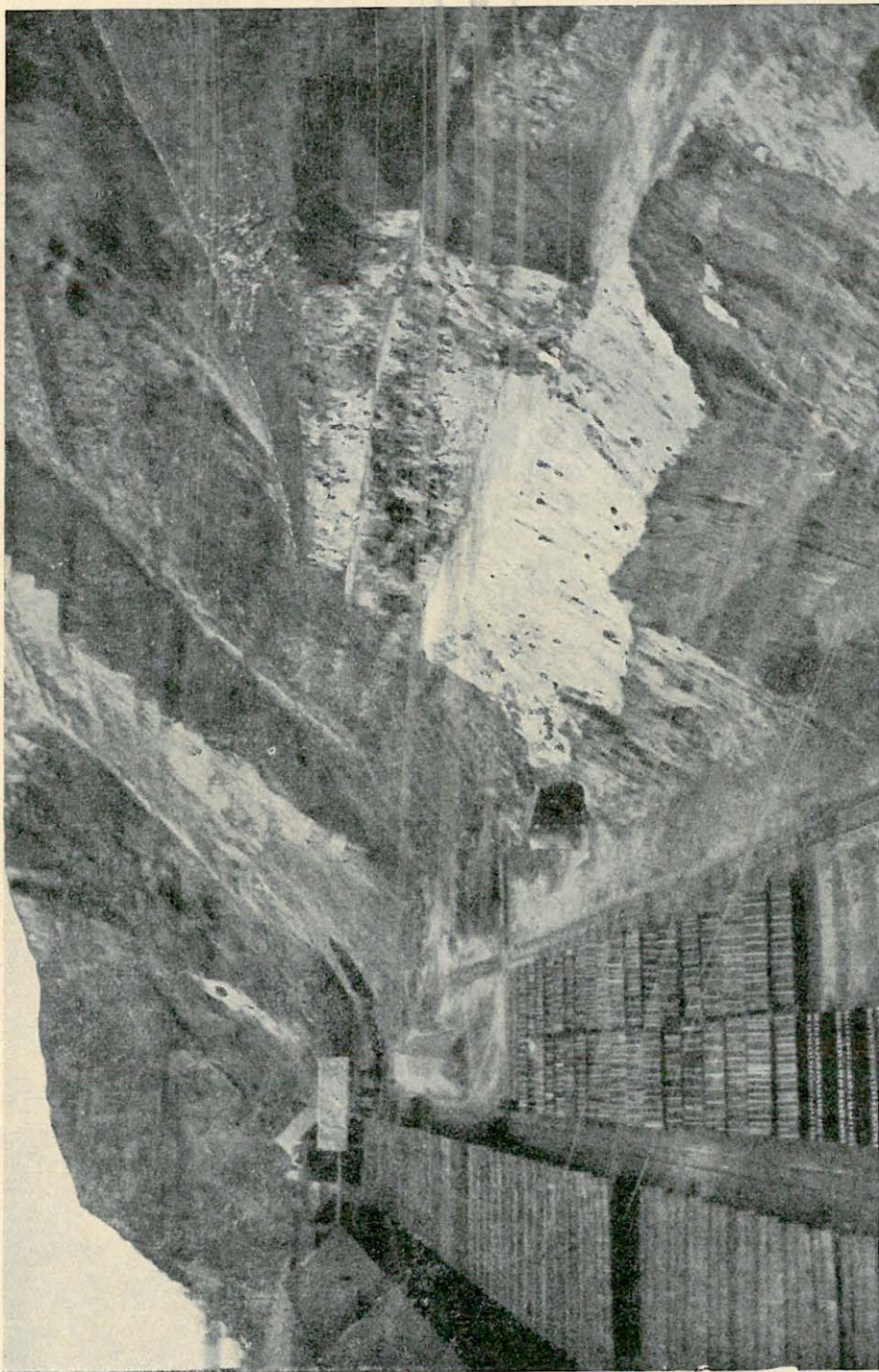
Mire MILANKOVIĆ abszolút rendszere közlésre került, EBERL már ismertette a PENCK—BRÜCKNER-féle pleisztocén tagolás továbbfejlesztését. A MILANKOVIĆ közölte besugárzási görbe s EBERL—SOERGEL tagolása között mutatkozó *egybehangzás* az abszolút rendszert földtani tartalomvázal láttá el anélkül, hogy az adódó egybehangzáson kívül a közzététel fejlődési fokán álló eljegesedési elmélettől, mint abszolút rendszertől valamit nyert volna. Kezdetben feltétlenül nagyobb jelentősége volt MILANKOVIĆ elméletének mint az eljegesedések okait és lefolyását magyarázó elméletnek, ahol a közölt *besugárzási görbe és a földtani tagolás hasonlósága sokkal inkább az elmélet igazolását jelentette, mintsem egy éghajlati tartalommal bíró abszolút rendszer tagolásra való alkalmasságának megerősítését.*

A MILANKOVIĆ-elmélet későbbi fejlődése inkább védelmi, igazolást kereső, mint továbbfejlesztés-jellegű; az új bolygótömegekkel való számolás (68) és a reflexiók hatás figyelembevétele mellett, küzdelem az «új probléma», a korábbi eljegesedések kérdésével.

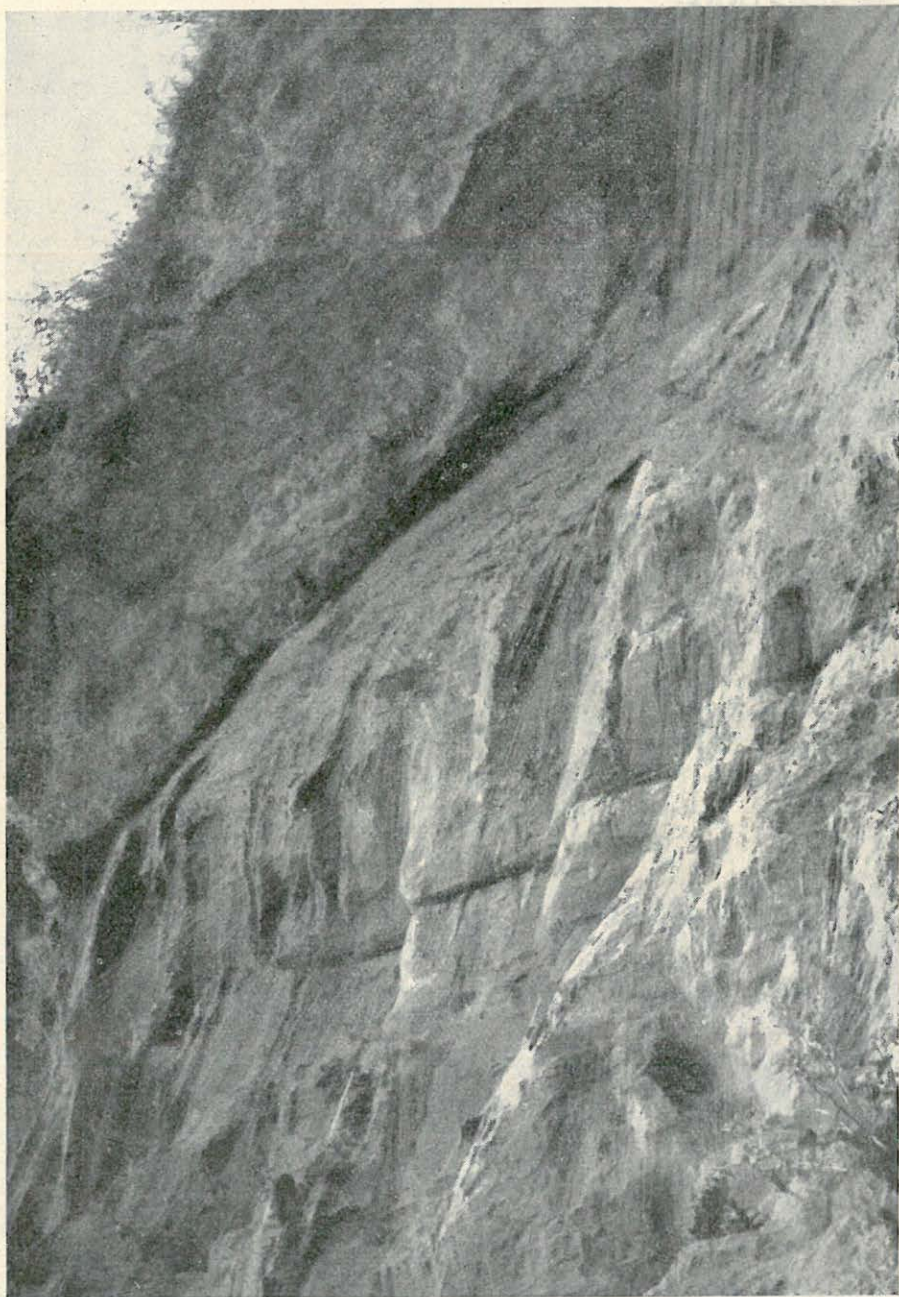
A MILANKOVIĆ-elmélet még ma is csak a közzétételnél hangoztatott lényegét ismétli. Jellemző példa rá WOERKOM (107) tanulmánya. WOERKOM újrászámította MILANKOVIĆ besugárzási görbét, anélkül, hogy felismerte volna a besugárzási görbe elvi hibáit, és végre rátért volna arra az útra, amelyet BACSÁK már másfél évtizede jár (3, 6).

Az elméleti és földtani tagolás egybehangzása súlyos béklyót jelentett. A különféle földtani összesítések végső fokon ezt az egybehangzást keresve a MILANKOVIĆ-elmélet *igazolás-szolgálatát* látták el. Maga az elmélet sajnálatosan éppen a besugárzási görbén keresztül állott érintkezésben a földtörténeti kutatással, ez pedig — mint SOERGEL példája mutatja — elég engedékenynek bizonyult arra, hogy a meg nem levő skandináv eljegesedéseket is valószínűsítse. Így születtek a mezogünzi, a prerissi és a prewürmi eljegesedések anélkül, hogy a besugárzási görbe éghajlattani kifejtésére sor került volna. Ezzel a besugárzási görbe pleisztocén-tagolási *szimbólummá* vált, és kezdetét vette az a széleskörű *pszichológiai hatás*, amely Pakson legutóbb ŽEBERA (113) feldolgozásában nyilatkozott meg.

A teljes pleisztocénnek a paksi téglagyár feltárásában való jelenlétét SCHERF (84) nem feltételezéseként, hanem felismerésként közölte. Ezzel indította útnak a téglagyári feltárás mint *teljes pleisztocén szelvény* gondolatát, amely az azóta megjelent részletesebb feldolgozásokban is változatlan erővel hat (6, 38, 1, 113). Az egyes feldolgozások közti különbség csak a *teljesség igazolásához szükséges rétegösszlet-vastagságban* nyilatkozik meg



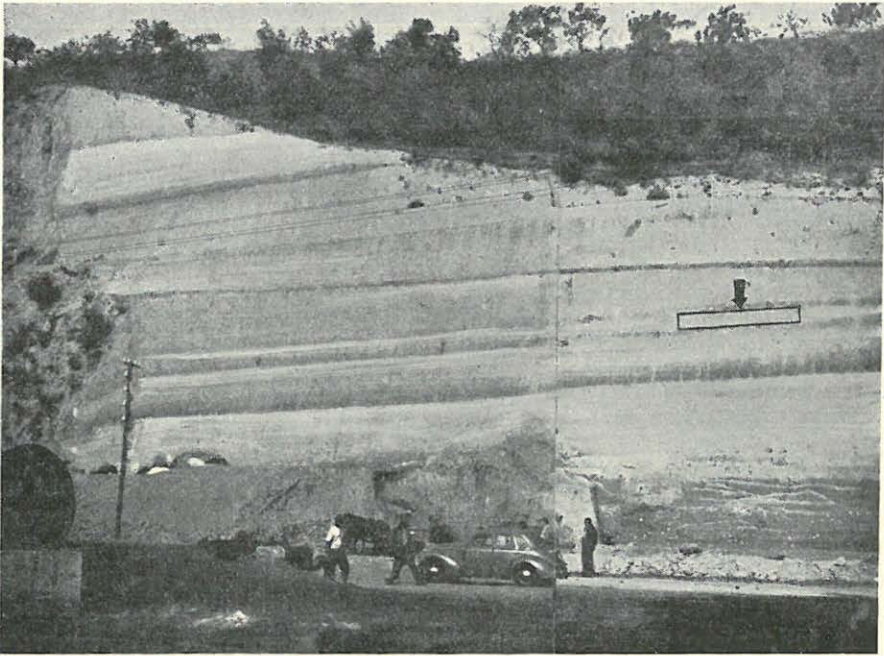
3. kép. A téglagyári feltárás (alapszelvény) Scherf és Bacsák tanulmányai idején (1941). A kép jobboldalán a lesuvadt rétegösszlet és a települési zavarok jól láthatók. A rezsit enyhe lejtésű. (Foto Bacsák-Scherf.) — Ouverture de la briquetterie (profil fondamental) à l'époque des études de Scherf et Bacsák (1941). À droite, on peut bien observer la partie glissée et les perturbations des couches. (Photo Bacsák-Scherf) — Обнажение кирпичного завода (основного разреза) во время исследования Шерфа и Бачака (1941). На правой стороне изображены хорошо видны обвалившаяся толща и нарушенное залегание. Откос является пологим. (Фото Бачак-Шерф.)



4. kép. Lecsúszott lösz-összlet — a kép jobboldalán — a Bencze-koesmai feltárás E-1 részén. (Foto Miháltz, 1952.) — Série de loess glissée — à droite — au N de l'ouverture près du cabaret «Bencze kocsmá». (Photo Miháltz, 1952.) — Соскользнутая лессовая толща — направо — в северной части обнажения у кабака «Бенце-кочма». (Фото Михалц, 1952.)

(2. melléklet), amely földtani irodalmunkban egészen sajátos és egyedülálló jelenség. Magyarázata a különféle szerzőkön át hozzánk származott pleisztocén abszolút időszámítási rendszerek *földtani tartalommal való kitöltés folyamatában* rejlik, vagyis abban a különbségben, amely a relatív és az abszolút rendszer alapján álló földtörténeti tagolás között módszertani vonalon fennáll.

Ugyanolyan egyedülálló az alsó határ, mint *üledékösszlet-tanulmányozási alsó határ* kialakulása. Magyarázata: az abszolút időszámítás lámpása



5. kép. A paksi vasútállomás mögötti pleisztocén feltárás Stefanovits lelete helyének megjelölésével. (Foto Meisel 1952.) — Ouverture pléistocène avant la gare de Paks. L'endroit des études de Stefanovits y est marqué. (Photo Meisel, 1952.) — Плейстоценовое обнажение за железнодорожной станцией с. Пакш. Место исследований Штефановича отмечено. (Фото Мейзел, 1952.)

600 000 évnél kialszik. Az abszolút rendszer alapján álló pleisztocén tagolás a hatszázezres határon megtorpan, annyira, hogy pl. a téglagyári feltárásnál a vélt alsó határon túlfekvő üledékekről vagy nem tesz említést (84, 6), vagy pregünzi szakasz néven összefogja őket (113), vagy pedig a teljességre törekvés kényszere miatt kiterjeszti az alsó határt a pannóniai rétegösszlet denudációs felszínéig (1), miközben automatikusan megszabadítja magát attól a sötétségtől, amely a hatszázezres határmesgyn várakoznék rá.

BACSAK (9, 10) PILGRIM (81) táblázatai alapján MILANKOVIÉ abszolút rendszerét négyszázezer évvel meghosszabbította. Ennek jelentősége azonban csak akkor fog megmutatkozni, ha a pliocénvégi, feltételezhetően éghajlatváltozástól függő ingressziós és regressziós (12) folyamatok és a BACSAK-rendszer között fennálló kapcsolat kérdése tisztázódik. A tengeri-

beltavi üledéksorokra nem támaszkodó és azzal kielégítő kapcsolatba nem hozott abszolút időszámítási rendszer továbbra is az i. u. 1800. évből indul ki. Független rendszer marad éppúgy, mint a negyedkori szárazföldi rétegösszletek, amelyeknek rétegsorrendjét még a tengeri-beltavi üledéksorokkal való kapcsolat felismerése után is felülről kiindulva kell tanulmányoznunk ahhoz, hogy helyzetüket, az esetleges gerinces ősmaradványok tájékoztató segítségével vagy anélkül, az egyesített abszolút-relatív földtani rendszerben megadhatjuk. Pleisztocénbeli szárazföldi üledékösszleteink tagolásai a hézagra támaszkodnak, egyelőre anélkül, hogy annak kezdetét az abszolút rendszerben meg tudnók jelölni.

A PAKSI SZELVÉNY TAGOLÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A paksi alapszelvény tagolásához mindaddig nem láthattunk hozzá, amíg a közép-európai pleisztocén abszolút időszámítású éghajlati tagolódását és annak a relatív időszámítású földtani felosztással való kritikai összeállítását el nem végeztük. Pleisztocén tagolásunknak önként adódó közvetlen alkalmazása a paksi alapszelvényre azonban ugyanannyira elhibázott lépés lenne, mint a korábbi feldolgozóké, ahol részleges és sokszor túlzott jelentőségű, később pedig előzetes elgondolásoktól befolyásolt anyagvizsgálati eredmények (1) az alkalmazott abszolút rendszer földtani-folyamati kitöltését kívánták szolgálni, a teljes pleisztocénnek a téglagyári feltárásban (6. kép) való jelenléte igazolásán kívül.

Az alapszelvény tagolására vonatkozó különböző felfogások és eredmények egybevetése után meggyőződésünk, hogy a skandináv eljegesedések 13 előrenyomulási szakasza éppúgy nem volna akadály a teljesség igazolására törekvő bizonyításnál, mint ahogy nem volt a kilenc vagy a tizenegy.

A teljességre törekvés azonban nem más, mint a MILANKOVIĆ-féle *besugárzási görbe földtani igazolására* való törekvés különféle sémák alkalmazásán keresztül. Függetlenül attól, hogy a besugárzási görbe lényegi hibái később BACSÁK (3, 6) munkásságán át ismertté váltak, azok a kísérletek, melyek az EBERL—SOERGEL—ZEUNER-sémákon keresztül a besugárzási görbe igazolására, a BACSÁK-féle rendszeren át pedig a megújított MILANKOVIĆ-elmélet igazolására törekedtek, mégis sikerrel jártak. Jóllehet a szerzők célja, BACSÁK (6) kivételével, a feltárás rétegsorának tagolására vonatkozott, mégis az elmélet *igazolás-szolgálatát látták el, mivel tagolásuk hitelét éppen az elmélettel való meglepő egyezés tényével támasztották alá.*

Nem kell külön hangsúlyoznunk, hogy ezek a tagolások MILANKOVIĆ támadható (79, 3, 6, 42, 86, 106, 87 stb.) besugárzási görbéjének és a megújított MILANKOVIĆ-elméletnek éppen olyan keveset használtak, mint a paksi alapszelvénynek, a pleisztocénre vonatkozó földtani ismereteink kiszélesedésének és gazdagodásának. A hasonló szellemű tagolások külföldi hitelvesztettségére jellemző KLEBELSBERG (42) álláspontja, aki EBERL—SOERGEL eredményeit is befolyásoltak tartja, vagy WEIDEN-

BACHÉ (106), aki visszatér a penck-brückneri alaphoz, miközben felteszi: «talán másként kellett volna értelmezni» a besugárzási görbét. «A Milanković-féle besugárzási görbét rosszul fejtegették és ez a pleisztocén kronológiában és stratigráfiában zavarokra vezetett.» («Die Milankowitch'sche Strahlungskurve ist falsch interpretiert worden und hat zu Verwirrungen in der Eiszeitenchronologie und Stratigraphie geführt.» 106—35)

Annál nagyobb volt az alapszelvényre vonatkozó dolgozatok figyelemfelhívó hatása. A feltárásnak és tanulmányozásának jelentőségét ZEBERA a következőképpen fogalmazta meg: «Igen tanulságos... a Paksnál látható 40—50 m magas, egyedülálló löszfeltárás. Ilyen gazdagon tagolt löszszelvényvel sehol máshol nem találkoztunk. Nem láttunk ilyet Csehszlovákiában sem és valószínűleg sehol Európában ilyen löszszelvény nincs... A Paks—Dunaföldvár—Alsószentiván közötti háromszög az a terület, ahol elsősorban és legmegbízhatóbban lehet megoldani az európai negyedkor rétegtani problémáit, és éppen ezért ennek a területnek rendkívül nagy figyelmet kellene szentelni» (113—530-534).

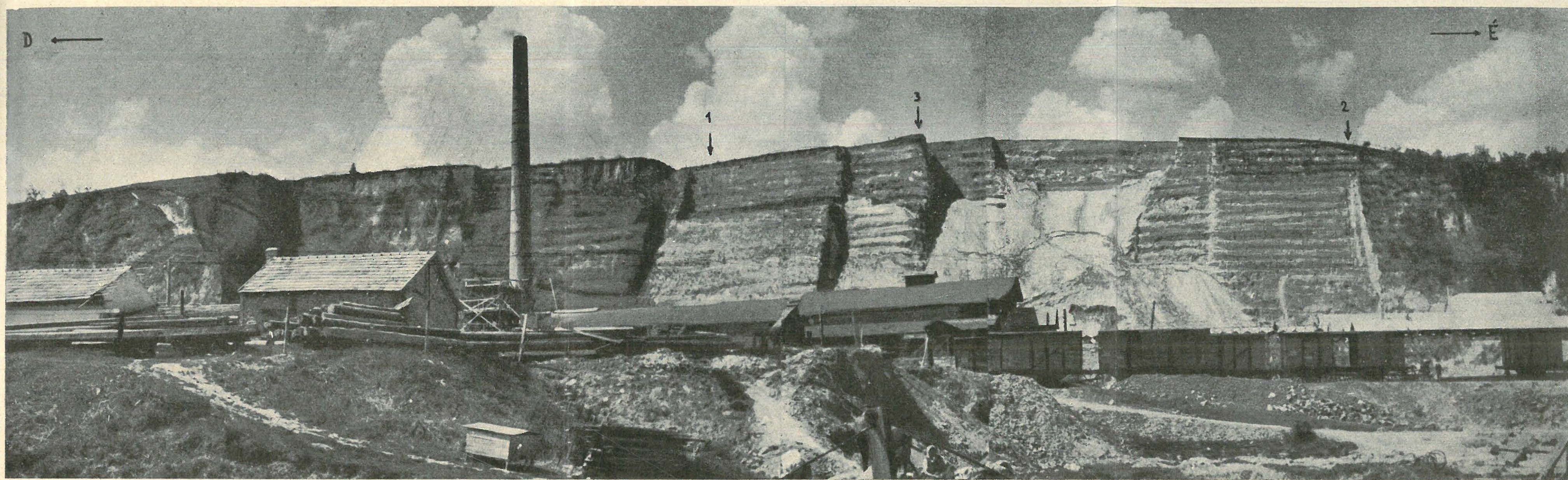
Vissza kell térnünk az előzetes ítélettől ment, tárgyilagos, részletes és korszerű földtani anyagfeldolgozáshoz, melynek negyedkorkutatásunk területén egyik képviselője MIHÁLTZ ISTVÁN (54-63). A relatív időszámításon alapuló földtörténeti elemzés módszereit kell alkalmaznunk negyedkori üledéksorainkra, függetlenül attól, hogy abszolút időszámítási rendszer létezik-e vagy sem. A tanulmányozott rétegsorok anyagvizsgálatánál, települési viszonyai megismerésénél az abszolút időszámítású éghajlati rendszer inkább gáncs, mint segítség. Csak a paleoklimatológiai képek sorának megrajzolása után következhet az abszolút rendszerrel való egybevetés, a kötetlen rendű, egymás közt egybevágó sorok, azonosítási elve alapján.

ANYAGFELDOLGOZÁS

I. Anyagbegyűjtés

Az 1952. tavaszán begyűjtött anyag kezdetben a MIHÁLYI PÁLNÉVAL együtt végzett löszrendszerezési tanulmányok (64) alapjául szolgált. A réseléssel, rendszeres, folyamatos, 20 cm-ként, sőt anyagváltozás miatt 2—3 cm-ként vett anyagminták azonban a löszre vonatkozó elemző földtani tanulmányon kívül a feltárás rétegsorának üledékföldtani vizsgálatát is lehetővé tették.

Az anyagbegyűjtés a helyszínrajzon (1. ábra) feltüntetett 1. mintavételi helyen indult meg, 11,60 m-től, kellő feltártság hiánya miatt, megfelelő vezető réteg segítségével, a 115 m-rel É-ra fekvő 2. mintavételi helyen folytatódott (6. kép). A szelvény kiegészítésére történtek az általunk 1952-ben mélyített 1. és 2. sz. kézifúrások. Az 1. fúrás suvadástól zavart rétegsort tárt fel, a 2. fúrás zavartalan településű rétegsorban haladt. Utóbbi 3,30 m-nél meszes homokkőpadban elakadt. Tájékoztató kiegészítésként felhasználtuk STEFANOVITS ÉS ÁDÁM zavartalan rétegsorra telepített 5,60 m, illetve 8,40 m-es fúrásának eredményeit is.



6. kép. A paksi téglagyári feltárás (alapszelvény) távlati képe (1952). A Bence-kocsmai feltárás (1. kép) a kép síkjában a feltárás D-i szélétől kb. 300 m-re, a vasúti feltárás (5. kép) a feltárás É-i szélétől kb. 250 m-re fekszik, a budapest-pécsi műút mentén. A mintavételi réselés helyeit nyilak jelzik: 1, 2 : Kriván, 3 : Stefanovits. (Foto Pellérdyné) — Vue perspective de l'ouverture de la briqueterie de Paks (profil fondamental), 1952. L'ouverture près du cabaret «Bence-kocma» (fig. N°1.) est située, au plan de l'image, à 300 m de la marge S de cette ouverture, l'ouverture avant la gare étant à 250 de son bord N, le long de la route nationale Budapest—Pécs. Les flèches marquent les brèches taillées pour les prises d'échantillon: 1, 2 : Kriván, 3 : Stefanovits. (Photo Mme Pellérdy) — Перспективное изображение обнажения кирпичного завода (основного разреза) с. Пакш (1952). Обнажение у кабака „Бенце-кочма“ (рис. 1) располагается в плоскости изображения на расстоянии ок. 300 м от южного края обнажения, а обнажение у железнодорожной станции — на расстоянии ок. 250 м от северного края обнажения, вдоль шоссеной дороги Будапешт-Печ. Места зарубок для опробования отмечены стрелками: 1; 2: Криван, 3: Штефанович. (Фото М. Пеллерди).

II. Anyagvizsgálati eredmények*

VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI (102, 103) lösztanulmányai a vizsgálati anyagok jellemzésére, negyedszázaddal PÁVAI-VAJNA (77) gondolatébresztő kezdeményezése után, de főként KÖLBL (45) alapján, felhasználták azok szemcseösszetételét is. A vizsgálati irány alkalmazását FARAGÓ MÁRIA (105) a csigafaunával jellemzett löszkifejlődések összehasonlító tanulmányozására is kiterjesztette. A szemcseösszetételi vizsgálatok általános alkalmazása a negyedkori törmelékes üledékekre azonban csak MIHÁLTZ (54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 62) munkássága során következett be.

MIHÁLYINÉVAL folytatott tanulmányaink (64) közben a lösz szemcseösszetételi vizsgálatának jelentékeny szerep jutott. A lösz jellegzetes szemcseösszetétele ui. MIHÁLTZ megállapítása szerint és azzal egyetértésben, «nem diagenetikus folyamat következménye, hanem üledékképződési jelenség, amelyet a szállító és lerakó közeg mozgási módja, sebessége határoz meg» (61—126). A szemcseösszetételben mutatkozó változások, kapcsolatos fáciestanulmányok igazolása szerint (83, 105, 64, 52, 58, 59, 95), érzékenyen tükrözik a térszíni változásokat (száraz, időszakosan vízzel, mocsárral borított, erdő-sztyeppel fedett stb. térszinek). Szelvénytanulmányok során észlelt törvényszerű szemcseösszetételi változások (58, 59) az egyes változatokat térszínjelző értékükön túl, főként csak szelvénytanulmányoknál értékesíthető, éghajlatjelző vonással látták el (51).

III. Az alapszelvény löszrétegei

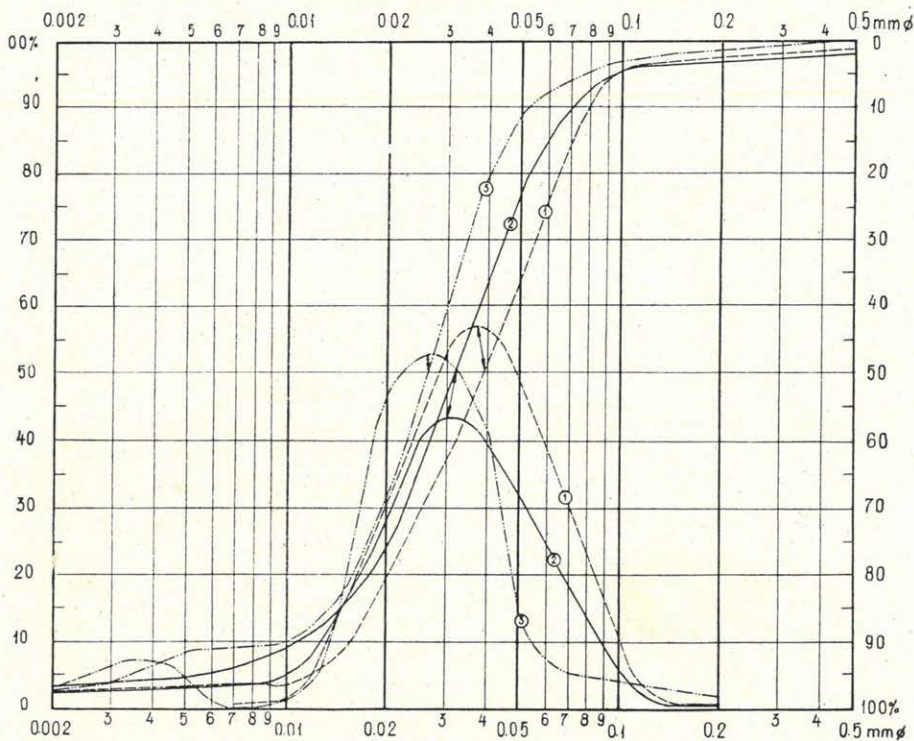
A téglagyári feltárás lösze a felső 15 m-ben száraztérszíni, alatta túlnyomórészt nedvestérszíni lösz-szerkezetet mutat, szórványos száraztérszíni lösz-közbetelepülésekkel (3. melléklet). A feltárás löszsorozatának e meglepő kettétagolódása megkívánja a nedvestérszíni szerkezettel bíró löszminták éghajlat- és fáciesjelző értékének ismételt tanulmányozását, annál is inkább, mivel a «nedvestérszíni», vagy MIHÁLYINÉNAK (64) BULLA javaslatára «átnedvesedett térszíni»-re módosított nevű löszváltozata elnevezés szerint nemcsak térszín-, hanem éghajlatjelző megjelölés.

A feltárás száraz és nedvestérszíni löszváltozatainak szemcseösszetétele jellegzetes. A közöttük levő, nem szükségszerű, szemcseösszetételi különbség leginkább a $< 0,02$ mm \varnothing -jú részleg (3. melléklet: «D.») értékváltozásaiban nyilvánul meg. A 2. táblázat szerint a 0,00—9,50 m és a 16,10—19,40 m közötti száraz-, illetve nedvestérszíni löszrétegnél ez az eltérés nem észlelhető. Az átlagértékek százalékkülönbsége csak 0,3%. Annál inkább megmutatkozik a $< 0,02$ mm \varnothing -jú részlegben jelentkező különbség a mélyebben fekvő nedvestérszíni löszrétegekkel való összehasonlításnál. A $< 0,02$ mm \varnothing -jú részleg 25,6%-ról 42,2%-ra növekszik. A ned-

* Az anyagfeldolgozásban a M. Áll. Földtani Intézet Üledékközzettani Laboratóriumának tagjai szíves és lelkes munkával 236 szemcseösszetételi elemzéssel, ugyanannyi CO_2 , pH meghatározással, nagyszámú koptatottsági, kevesebb ásványtani statisztikus vizsgálatral vettek részt.

vestérszíni lösz-rétegsor egyik legfőbb jellemvonása a száraztérszíni lösz-sorozattal szemben a *legfinomabb szemcserészleg*, a $< 0,02$ mm \varnothing -jű anyagmennyiség megnövekedése.

A $< 0,02$ mm \varnothing -jű részleg növekedésével csökken a jellegmeghatározó 0,02–0,05 mm \varnothing -jű (3. melléklet: «D₂»), és a csatlakozó 0,05–0,1 mm \varnothing -jű részleg (3. melléklet: «D₃») százaléértéke. A 0,02–0,05 mm



2. ábra. Száraz és nedvestérszíni löszminták szemeseösszetéti és szemeloszlási görbéi. 1: 7,60–7,80 m, 2: 18,10–18,30 m, 3: 26,00–26,20 m. A nyílak a medián és a maximumhelyek kapcsolatát mutatják. — Courbes de composition granulométrique des échantillons de loess de terrain sec et humide. 1: 7,60 à 7,80 m, 2: 18,10 à 18,30 m, 3: 26,00 à 26,20 m. Les flèches marquent la relation des moyennes et des maximums. — Кривые гранулометрического состава образцов лессов сухих и влажных местностей. 1: 7,60-7,80 м; 2: 18,10-18,30 м; 3: 26,00-26,20 м. Стрелками указана связь средних мест с максимумами.

\varnothing -jű, ún. «döszrészleg» központi fekvése azonban mindig felismerhető. Átlagértéke 40–50% között ingadozik.

A $< 0,02$ mm \varnothing -jű részleg javára történő változásnál, a központi fekvésű 0,02–0,05 mm \varnothing -jű részleghez képest a szomszédos 0,01–0,02 és a 0,05–0,1 mm \varnothing -jű szemcsecsoportok százaléértékei eleinte jobboldali részaránytalanságot, részarányosságot, majd baloldali részaránytalanságot mutatnak (2. táblázat).

A $< 0,02$ mm \varnothing -jű szemcsecsoport százalékos megnövekedése a kvartilértékek hányadosával ($S_z = \frac{Q_{75}}{Q_{25}}$) és a szemeseösszetéti maximum

2. Táblázat — Tableau No. 2.

Lőszréteg adatai Couche de loess	Átlagos szemcseösszetétel, % Composition granulométrique moyenne en %										Átlagos osztályozottság Degré de classement, en moyenne Sz = $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$	Maximum löka, % átlag Degré de maximum, % en moyenne	
	D ₁					D ₄							
	0,002 -0,005	0,002 -0,005	0,005 -0,01	0,01 -0,02	0,02 -0,05	0,05 -0,1	0,1 -0,2	0,2 -0,5	0,5 < mm Ø	Ösz- szesen Total			
1. 0,00—9,50 m	3,1	2,8	4,2	15,5	48,1	24,9	1,0	0,6	0,2	100,4	2,9	2,6	41,7
2. 16,10—19,40 m	2,9	3,1	4,7	15,2	49,7	20,6	0,9	0,4	0,0	97,5	2,4	2,4	43,4
3. 22,10—28,70 m	5,2	4,7	6,2	17,5	45,7	17,1	0,9	0,7	0,4	98,4	1,9	2,8	39,1
4. 38,00—41,00 m	7,7	5,5	7,7	21,3	40,8	12,7	1,6	0,5	0,1	97,9	1,3	3,3	34,4

fokával jellemzett *osztályozottságban* is visszatükröződik. A szemcseösszetételi összszegegőrbék laposabb lefutásúvá, a maximumgörbék alacsonyabbá válnak. A *szemcseösszetételi maximum* 0,02—0,05 mm Ø-jű keretben mozgó *helye* a 38,00—41,00 m közti nedvestérszíni löszrétegben már az alsó határon mozog, sőt azt át is lépi.

A *mellékmaximumok* megjelenése a térszíni jelleggel közvetlen kapcsolatot nem mutat (3. melléklet).

A 0,00—9,50 m közötti száraztérszíni löszréteg a mellékmaximumok helyeinek és értékeinek változatosságában, jelentkezésében mozgalmassabb képet mutat, mint a 2. táblázatban idézett nedvestérszíni löszrétegek.

Az el nem változott löszváltozatoknál a mellékmaximumok jelentkezése a maximumértékek csökkenésével együtt általánosságban az *üledékképződési zavarokra*, az üledékképző közeg mozgásában és magában az üledékképző közegben történt változásokra utal. Utóbbinál *több mellékmaximum* is fellép (3. melléklet, 27,80—30,10 m közti «infúziós» és «mocsári» lösz). A szemcseösszetételi maximum fokának csökkenése mellékmaximumok jelentke-

zésével együtt a talajképződési elváltozás folyamatának egyik jellemzője (3. melléklet).

A vizsgálati anyagok D_1 , D_2 , D_3 szemcsecsoportjainak a $\frac{D_2}{D_3}$, ill. a $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ viszonylatokban történt vizsgálatában szembetűnően megmutatkozik a 0,05–0,1 mm \varnothing -jú szemcserészleg fokozatos csökkenése a 0,02–0,05 mm \varnothing -jú részleggel szemben és a $< 0,02$ mm \varnothing -jú szemcsecsoportok általános megnövekedése a tágabb értelmű (0,02–0,1 mm \varnothing -jú) «döszrészleg»-gel szemben (2. táblázat).

A száraztérzsíni löszben állóvízi csigákat nem észleltünk, viszont az amfibikus életmódú *Succinea oblonga* DRAP. mind a száraz-, mind a nedvestérzsíni változatban otthonos. Állóvízi csigák (*Stagnicola palustris* O. F. MÜLL., *Anisus spirorbis* L., *Gyraulus albus* O. F. MÜLL., *Gyraulus laevis* ALDER) csak a nedvestérzsíni és az ún. «infúziós» löszben mutatkoztak. HORVÁTH (38) szerint mindegyik észlelt faj tűri a kiszáradást, sőt közülük a kiszáradást leginkább elviselő *Anisus spirorbis* L. egyedszáma uralkodik. A kiszáradást legkevésbé tűrő *Stagnicola palustris* O. F. MÜLL. csak az «infúziós» löszrétegben mutatkozott. A nedvestérzsíni löszrétegek túlnyomó részét azonban fokozódó száraz-hideg éghajlatra utaló szárazföldi csigafauna jellemzi az amfibikus életmódú *Succinea oblonga* DRAP. gyakori jelenlétével.

HORVÁTH (38) eredményei és kifejlődés-vizsgálataink egybehangzása szerint (3. melléklet) az «infúziós» lösz és a nedvestérzsíni lösz elkülönítése véghezvihető. Szerkezetvizsgálatok alapján azonban nem különíthető el a nedvestérzsíni lösz időszakos-állóvízi faunájú rétegsora a nedvestérzsíni lösz szárazföldi csigafaunájú rétegsorától. A nedvestérzsíni lösz-szerkezetet a már észlelhető vízszintes tagoltság és párhuzamos csillámelrendeződés, kőzetváltozás nélküli rétegzettség mint főjellemvonások alapján különítettük el a száraztérzsíni változattól. Ugyanez a szerkezet létrejöhet azonban tökéletesen száraz felszínen is, ha az üledékképződés tökéletes vagy nagyfokú légnugalomban játszódik le, illetve megismétlődő tartós légnugalmi állapottal zárul. A származást csigafauna-tanulmányok döntik el.

Az a tény, hogy a feltárás kétharmad része nedvestérzsíni löszből épül fel, üledékképződési nyugalomra és zavartalanságra vezethető vissza. MOLDAVAY a felszín-alaktani elemek befolyását is felemlítené. Ez az osztályozó hatás azonban önként kiesik vagy háttérbe szorul a felszínmenti, üledékképződési zavarokat előidéző légáramlás megszűnésével vagy korlátozódásával.

Az üledékképződés zavartalanságát tükrözi:

1. a csillámlemezek vízszintes települése;
2. a 0,1 < mm \varnothing -jú görgetett szemcserészleg hiánya vagy elenyésző mennyisége;

3. a képződött lösz vízszintes tagoltsága fokozódó hideg-száraz éghajlatra és száraz felszínre utaló csigafaunával;

4. a finomszemű alkatrészek mennyiségének megnövekedése — amely a szemcseösszetételi maximum helyének és fokának változásában nyilvánul meg — általában mellékmaximumok kialakulása nélkül.

A vízzel nem borított helyen lerakódott «nedvestérszíni» lösz-szerkezetre általában jellemző a fokozódó hideg száraz éghajlatra, tehát a szárazföldi anticiklon növekvő uralmára utaló csigafauna. A szárazföldi anticiklon növekvő állandósulása és uralma viszont a skandináv jégtakaró kiterjedésével áll kapcsolatban, függetlenül attól, hogy helyzete újabb kutatási eredmények (30) szerint nem felel meg a KÖPPEN-féle elképzeléseknek. Figyelemmel a szelvény felső 15 m összetételének szemcseösszetételi sajátosságaira, a száraztérszíni szerkezettel együttjáró mellékmaximumokra s a csigafaunából levonható éghajlati képre, megállapítható, hogy az alapszelvény mélyebb szintjeit felépítő, túlnyomórészt száraz felszínen képződött «nedvestérszíni» lösz kifejlődése a felső 15 m-es összetételénél *lényegesen nagyobb kiterjedésű skandináv jégtakaró mellett jött létre.*

Az *utólagos elagyagosodás, diagenetikus folyamatok* ellen szól a mellékmaximumok gyakori hiánya a finomszemű részleg megnövekedése mellett, s a száraztérszíni lösznél a mellékmaximumok gyakorisága a finomszemű részleg csökkenése mellett. Ez a jelleg csakúgy *üledékképződési sajátosság*, mint a szerkezet, amely szintén nem támogatja a BERG (14) alapján itthon megismételt feltevéseket (40). A talajképződési elváltozás folyamatai okozta elagyagosodás ui. mellékmaximumok kialakulásában nyilatkozik meg. Vizsgálati eredmények viszont a finomrészleg mellékmaximum nélküli megnövekedése mellett csak a szöveti típus («nedvestérszíni» változat) változásáról számolnak be. Ez a szöveti változás ismét csak ellentmondásban áll a BERG-féle nézet lényegével, mivel a *finomrészleg növekedésével csökken a növényi életműködésre, a talajképző lényezőkre, a finomrészleg csökkenésével ugyanakkor növekszik a sztyeppre, erdősztyeppre utaló jelek száma.* E megállapítások összhangban állnak HORVÁTH (38) csigafauna-tanulmányainak eredményeivel.

KÁDÁR (40) a lösz porózus alkata, rétegzetlen szerkezete előállásának diagenetikus folyamatként való értelmezésében látja BERG elméletének legjelentősebb felismerését. BERG feltevései értelmében a növekvő finomszemű anyagmennyiséggel (talajképződés!) együtt csökkennie kellene a képződött lösz vízszintes tagoltságának, növekednie kellene a lebontási, talajképződési folyamatok létrehozta agyagásványok mennyiségének. Ezzel szemben *üledékképződési sajátásként a közetváltozás nélküli rétegzettség, a vízszintes tagolódás megerősödése, az agyagaszem nagyságú és nem az agyagásványminőségű törmeléken alkotórészek mennyiségének növekedése áll elő* velejáráó tömötségfokozódással. A mellékmaximumok hiányát többször említettük. Illitet kimutatható mennyiségben csak az elváltozott lösz-rétegekben észleltünk.

A porózus szerkezet még kevésbé diagenézis során szerzett tulajdonság. Magyarázata a lösz *osztályozottságában* keresendő. A jól osztályozott

agyagásványban szegény törmelékes üledékek még mészszegénység, vagy mészhány esetén is porózus szerkezetet mutatnak, és 0,02 mm \varnothing alatti szemcseösszetételi maximum esetén is könnyen szétmorzsolhatók. ATTERBERG finomszemű kvarctörmeléken végzett képlékenységi kísérlete megállapításunk kísérleti alátámasztása. Az első feltételt, az agyagásványhiányt kielégíti, a második feltételt, az osztályozottságot kevésbé, a mészhányt ismét. Ennek ellenére a vizsgálati anyag nem plasztikus, könnyen szétmorzsolható. < 0,1 mm \varnothing -jú uralkodó részlegű agyagásványszegény üledékek szilárdsága viszont az osztályozatlanság növekedésével még mésztartalom esetén is ugrásszerűen növekszik.

A lősz diagenézisének, a «lösszéválás» folyamatának különös jelentőséggel illetése elterelte a figyelmet a lősz üledékképződésének tanulmányozásáról, és végső fokon a finom törmelékes üledékek lösszé alakulásának gondolatához vezetett. A lősz ebben a megfogalmazásban elváltozási termék. Ez viszont önellentmondás, mivel *lősznek csak azokat a kőzeteket nevezük, melyek megfelelő éghajlati körülmények között légi úton lebegve szállított finom törmelékanyagból származnak. A lőszképződés kritériumait ki nem elégítő üledékes kőzetek lősznek nem minősülnek.* Lehetnek kérdéses keletkezésű, lőszhöz hasonló üledékes kőzetek, ezek azonban lősznek nem minősíthetők, és származásuk felismerése nem alap arra, hogy a lőszképződés különféle «diagenetikus» módozatait megsokszorozza («adott esetben joggal beszélhetünk glacio-fluviális, glacio-eolikus, sőt glacio-fluvióeolikus eredetű lőszökről, valamint fluvio-eolikus és tisztán alluviális, illetve tisztán eolikus származású lőszökről»! 40—107).

A lősznek mint talajképződési-elváltozási termék megfogalmazásnak határozott tagadása nem áll ellentétben STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92) megállapításával, mely szerint a mindenkori löszfelszín egyszersmind «talajszint» is volt. Nem áll ellentétben a diagenézis lehetőségével sem, csakhogy az első a szárazföldi üledékképződés egyik jellemző körülményét, a másik pedig a közettéválás folyamatát jelenti.

Ez utóbbi sok fontoskodásra adott alkalmat a szemcsék mészbevonatának feltevéstől kezdve. *Nem a diagenézis teszi a löszet lösszé. Sajátságait az üledékképződés során kapja.* A Kínában képződött mai üledék éppúgy, sőt inkább lősznek minősül, mint a kilúgozott, mészmentes, közettéválási folyamaton átesett változatok.

A diagenézisként értelmezett talajképződés a löszre vonatkoztatva sokkal inkább elváltozási, mint közettéválási, semmi esetre sem közetképződési folyamat.

A nedvestérszíni lősz térszín- és éghajlatjelző értékének tanulmányozása nyomán újabb lősz-rendszerezési vizsgálatok válnak szükségessé. A nedvestérszíni elnevezést azonban mint *szervezetmegjelölést* mindaddig fenntartjuk, és alkalmazzuk, amíg később különálló rendszerező tanulmányban MIHÁLYINÉ (64) rendszerezését tovább nem folytatjuk.

A 3. mellékletben a 0,00—9,50 m közötti száraztérszíni löszréteg < 0,02 mm \varnothing -jú szemcsecsoportjának kikerekített átlagértékét (26%) vettük a különféle löszváltozatok finom szemcserészlegének összehason-

litási alapjául. Az ezt meghaladó értékkülönbségeket a szemcseösszetéti szelvény jobboldalán kiemelve ábráztuk («D₁»).

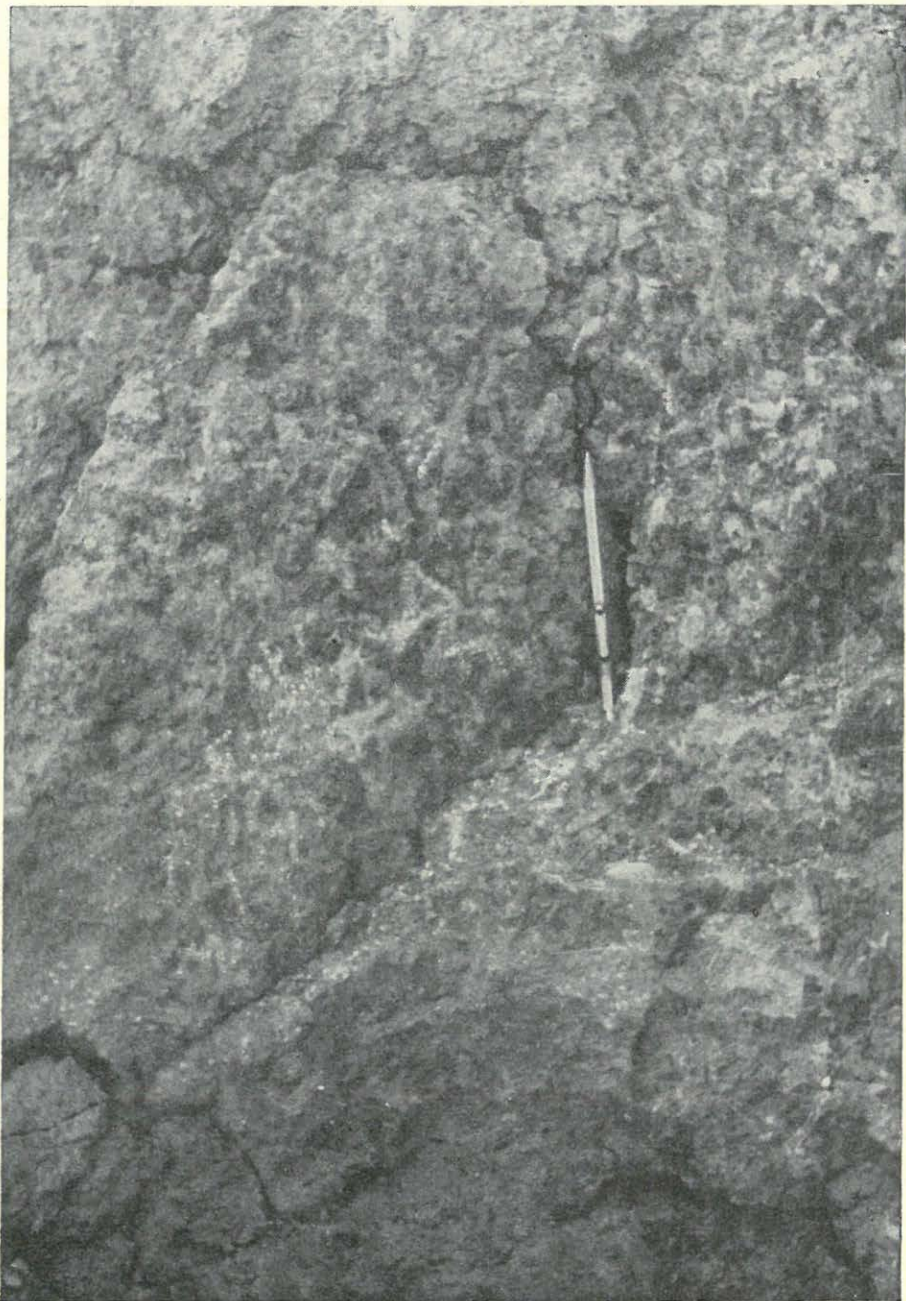
ÁDÁM (1) közölt szelvénye mellett feltüntette a hézagterfogat és a törőszilárdság változásait. Az előző összesítő jellemzésből közvetlenül adódik a hullámzóan csökkenő és növekvő közetfizikai sajátságok összefüggése a szemcseösszetétellel, a szöveti szerkezettel, az üledékképződés során szerzett sajátságokkal (3. melléklet). Szükségtelen a lösz «idősebb» korát és «átalakulását» felhozni az üledékképződési sajátságokból származó eredeti tulajdonságok és az összletnyomásból származó utólagos tömörülés megmagyarázására.

A száraz- és a nedvestérszíni változat «löszhomok» (83, 58) jellegű és finomhomokos kifejlődései az «infúziós» (58), valamint a «mocsári» lösszel (7. kép) együtt alárendelt szerepűek a feltárás rétegsorának felépítésében. Az átmenetek vizsgálatára az üledékképződés folyamatának tanulmányozásakor kerül sor.

A következőkben fel kell állítanunk egy eddig nem használt keretet, az erdősztyepp-lösz fogalmát, s az ennek megfelelő barnássárga-, sárgásbarna-, barna-, vörösbarna-képződményeket meg kell különböztetnünk és el kell különítenünk az utólagos, talajképződési elváltozás által létrehozott *elváltozott lösztől*. Az erdősztyepp-lösznek mint származástani egységnek megkülönböztetése még akkor is szükséges, ha felismerése részletesebb vizsgálatokat követel. Az erdősztyepp-lösz a lösz jellegzetes, medenceperemi, erdősztyepp- (33) vegetációjú övének üledéke. Az erdősztyepp-öv eljegesedés alatti éghajlatváltozások következtében a magyar medencék sztyeppterületeire is lehúzódhat. A sztyepp löszterületeken kialakult erdősztyepp-lösz rétegekben azonban (pl. 9,20—12,20, 19,40—19,80, 37,50—43,70 m) már az éghajlatváltozásra jellemző melegkedvelő és ligeti csigafauna mutatkozik (*Abida frumentum* DRAP., *Chondrula tridens* MÜLL., *Helicella hungarica* SOÓS et H. WAGNER, *Pupilla sterri* V. VOITH., *Clausilia dubia* DRAP., *Zonitoides radiatulus* ALDER, *Arianta arbustorum* L. stb. 38). A sztyepp-lösz és az erdősztyepp-lösz között széles területi és függőleges irányú átmenet figyelhető meg, utóbbi az alapszelvény legfelső löszrétegében is, ahol a ligetek jelenlétére már csak egyes csigafajok alapján következtethetünk (38).

Az erdősztyepp előrenyomulási szakaszokat kiváltó éghajlati változások az üledékképződésen is élénk nyomot hagynak. A 0,02 mm Ø alatti és 0,1 mm Ø feletti részlegértékek megnövekedése következtében gyengébben, sőt rosszul osztályozott löszváltozatok fejlődnek ki. A $\frac{D_2}{D_3}$ a $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ hányadossal együtt az 1 felé tart. A szemcseösszetéti maximum foka csökken, mellékmaximumok alakulnak ki. A közönséges löszhöz hasonlóan száraz- és nedvestérszíni szöveti jelleg alapján két csoport különböztethető meg.

Az erdősztyepp-lösz a lösz (sztyepp-lösz) heteropikus fáciése. Jellegzetes üledékbélyegeit képződése során kapja. Glaciális vályogként, nyirok-



7. kép. «Mocsári» lösz, téglagyári feltárás 29,10—30,10 m. (Foto Miháلتz, 1952.) — Loess «des marais» ouverture de la briqueterie 29,10 à 30,10 m. (Photo Miháلتz, 1952) — «Волотный» лесс, обнажение кирпичного завода 29.10-30,10 м. (Фото Михалц, 1952.)

ként, vörös agyagként való megnevezése ellentmondásban áll képződési körülményeivel. Az utólagos, vegyi mállásra, talajképződési-elváltozásra utaló «nyirok», «vályog» és a heterogén származástani tartalmú «vörös agyag» megnevezés megtévesztő (60). A «nyirok»-nak nevezett erdőszyepp-lösz képződésének, anyagszármazásának körülményei KERÉKES (41) tanulmánya szerint: «anyagát egyformán a jégkori porhullás szolgáltatta», a «csapadékmennyiség nagyobb volt a dombvidékeink felső löszhatára feletti övezetben», «magasabbrendű parkerdős növényzet» alakult ki, «a lehullott por erdei talajjává lett.» KERÉKESSEL egyidőben ENDRÉDY (27, 28) is hasonló eredményre jutott. SÜMEGHY (93, 95) KERÉKES és ENDRÉDY nyomán helyesen ismerte fel a tőle «vörösayag»-nak nevezett képződmény eolikus származását, a lösszel való szoros kapcsolatát, a «vörös agyag» kifejezést azonban gyűjtőfogalomként használja.

A sztyepp-öv lösz-összleteibe települt erdőszyepp-lösz rétegek üledék-földtani vizsgálatok útján felismerhetők, és megkülönböztethetők az elváltozott lösztől. Sokkal nagyobb az a felismerési és elválasztási nehézség a sztyepperdő állandó jellegű kifejlődési területein, ahol az utólagos talajképződési elváltozás hatására képződött *elváltozott erdőszyepp-lösz* alig különíthető el az erdőszyepp-lösztől. Szemcseösszetételi vizsgálatok alapján azonban itt is várható a löszképződési szakaszok végére jellemző átmeneti vonású üledékek megjelenése, talajtani vizsgálatokkal a talajképződési elváltozás alsó határának megvonása, de lényeges tagolási alapot itt inkább a tundrajelenségek, szoliflukciós szintek jelentenek. A peremvidékeken képződő eljegesedés alatti erdőszyepp-lösz jóval nagyobb (40–60%) < 0,02 mm Ø-jű szemcserészleg jellemzi (95), mint a sztyeppterületek erdőszyepp-löszét, amely az éghajlatváltozások következtében kiterjedt erdőszyepp-övben, az éghajlatváltozások-okozta löszképződési zavarok idején jött létre.

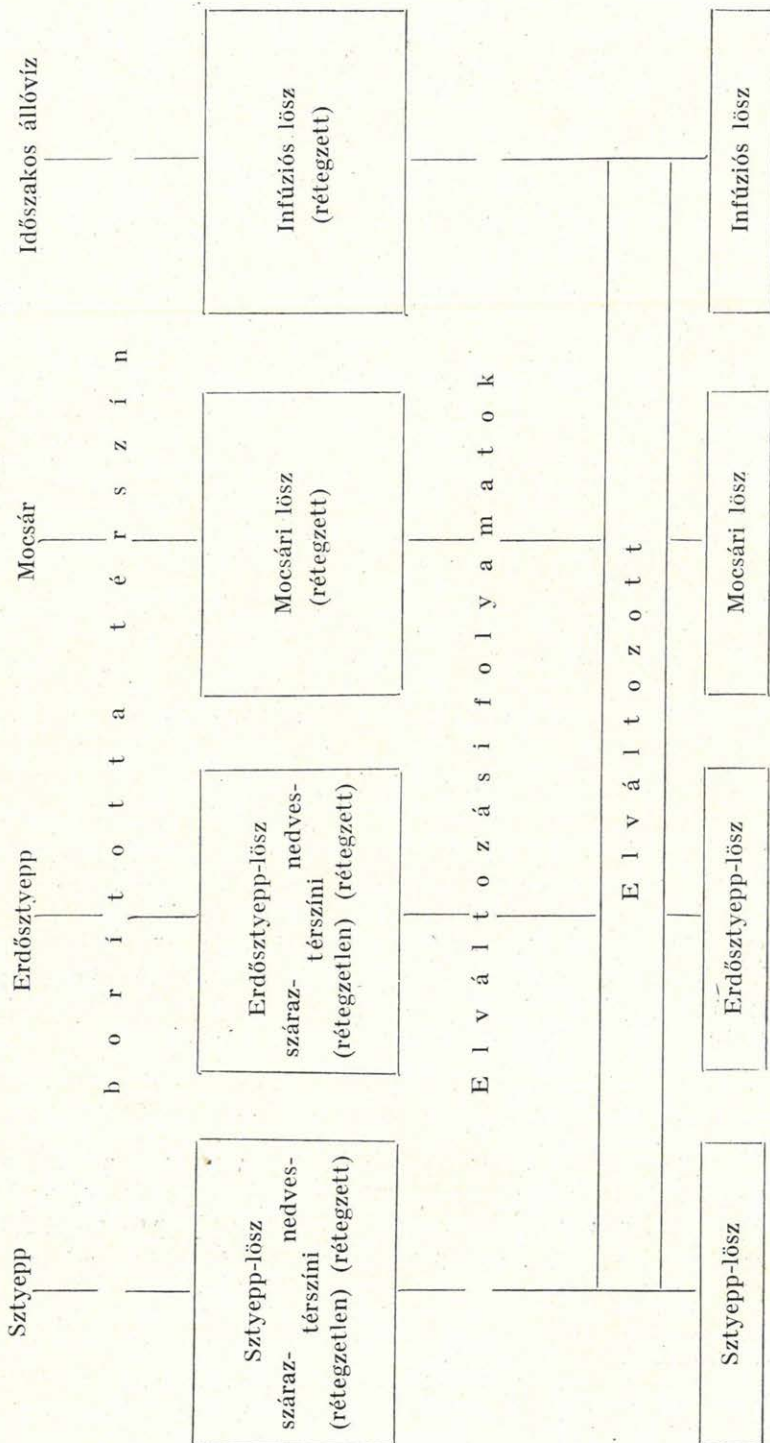
Elváltozott lösz, elváltozott erdőszyepp-lösz néven foglaljuk össze az ún. «rozsdás öveket», «vályogzónákat», «vályogszinteket», «fossilis talajzónákat». E képződmények számáról a paksi szelvényben az irodalom nagyon változatos eredményeket közöl (SCHERF: 12, BACSÁK: 9, HORVÁTH: 8, ÁDÁM: 7, ŽEBERA: 11). A lösz mellett ui. a talajképződési elváltozás által létrehozott «vályogszintek» alkották, éghajlati jelentésük következtében, a paksi szelvény tagolásának alapját. Az éghajlati tagolások rétegszámigénye viszont változó. A «vályogszintek» számának ingadozásában is lemérhető tehát az a hatás, amelyet MILANKOVIĆ besugárzási görbéje a különféle tagolási rendszereken keresztül a földtani anyagmeghatározásra gyakorolt.

STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92) korszerű talajtani anyagfeldolgozásra épülő kritikai tanulmánya az elváltozott löszrétegek, a «vályogszintek» számát ötre csökkenti. Ezek közül a legfelső kettő «tulajdonképpen összetartozik». SCHERF (84) csernozjom rétege, tagolásának kiindulási alapja, «sötétszínű iszapszint»-nek minősült.

Az erdőszyepp-lösszel ellentétben az elváltozott lösz, az elváltozott erdőszyepp-lösz a jégmentes (akrion) és eljegesedések alatti jégképző (kriofil, szemikriofil) szakaszok üledéke. Míg az erdőszyepp-lösz az eljege-

3. Táblázat

LŐSZFAJTÁK SZÁRMAZÁSTANI KAPCSOLATA



sedés (krion) alatti erdőszytepp-öv üledéke, az *elváltozott löszfélések a jégmentes és eljegesedések alatti jégképző szakaszok alatt kialakult erdő talajképző hatására jöttek létre.*

«A vöröses vályogszintek átmenete lefelé általában éles, míg felfelé, egy kivétellel fokozatos és állatjáratokkal tarkított. A vöröses szintek felett találjuk a barna vályogszinteket, melyek fokozatosan mennek át a löszbe. A 20 m-ben fekvő vályogszint átmenete felfelé éles, . . . a felette levő szint lepusztult.» «Humusztartalmuk a vörös, szintekben nem nagyobb, mint a löszben, a barna szintekben ellenben 1,7%-ig emelkedik. A barna szintekből a humusz lúggal kioldható, és az oldatok színe alapján megállapíthatjuk, hogy a humuszanyagok szingörbői hasonlóak a Dunántúlt ma is borító erdőtalajok tangens alfa értékeihez» (92—399). A 20 m körüli elváltozott löszréteg kiemelkedően magas tangens alfa értéke (1,72)* STEFANOVITS közlése szerint a bükkhegységi viszonyokhoz hasonló, hűvösebb, nedvesebb éghajlat, állandó erdőboritottság eredménye.

«Az a tény, hogy az erdőtalajok B szintje általában az egész szelvényben nem vastagabb a mai szelvényeknél, azt mutatja, hogy az erdő uralmának idején a porhullás szünetelt» (92—401). Az utóbbi megállapítás viszont azt jelenti, hogy a feltárás STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS által megkülönböztetett «vályogszintjei» *elváltozott löszrétegek*, amelyeknek elhatárolása a legtöbb kérdést felvető erdőszytepp-löszrétegektől azok elváltozása esetén is megnyugtatóan véghezvihető. Az erdőszytepp előrenyomulási szakaszai a medencékben sokkal kevésbé jártak jellegzetes medenceperemi kifejlődésű erdőszytepp-lösz képződéssel, ami az éghajlatváltozási átmeneti szakaszok viszonylagosan rövid tartamával és a vele járó löszképződési zavarokkal magyarázható. A csigafauna összetételén ellenben élénk nyomot hagynak az éghajlati változások. Segítségükkel a sztyepp- és erdősztyepp-vegetációra való következtetés véghezvihető.

Az egyes «vályogszintek» csigafaunája és kifejlődési jellege közti ellentmondásra már HORVÁTH (38) is felfigyelt és szükségesnek tartotta az egyidejű «vályog» kialakuláson, tehát az erdőszytepp-lösz képződésének megkülönböztetésén kívül a «másodlagos elvályogosodás» megkülönböztetését.

IV. Az alapszelvény homokrétégei

Kis vastagságú közbetelepülések, többnyire több-kevesebb löszanyag hozzákeveredéssel (8. kép). Uralkodó szemnagyságuk általában a 0,1—0,2 mm Ø közötti aprószemű homokrészleg. MIHÁLTZ—UNGÁR-féle (63) statisztikus módszerrel történt vizsgálatuk eolikus származásukat igazolja (4. melléklet).

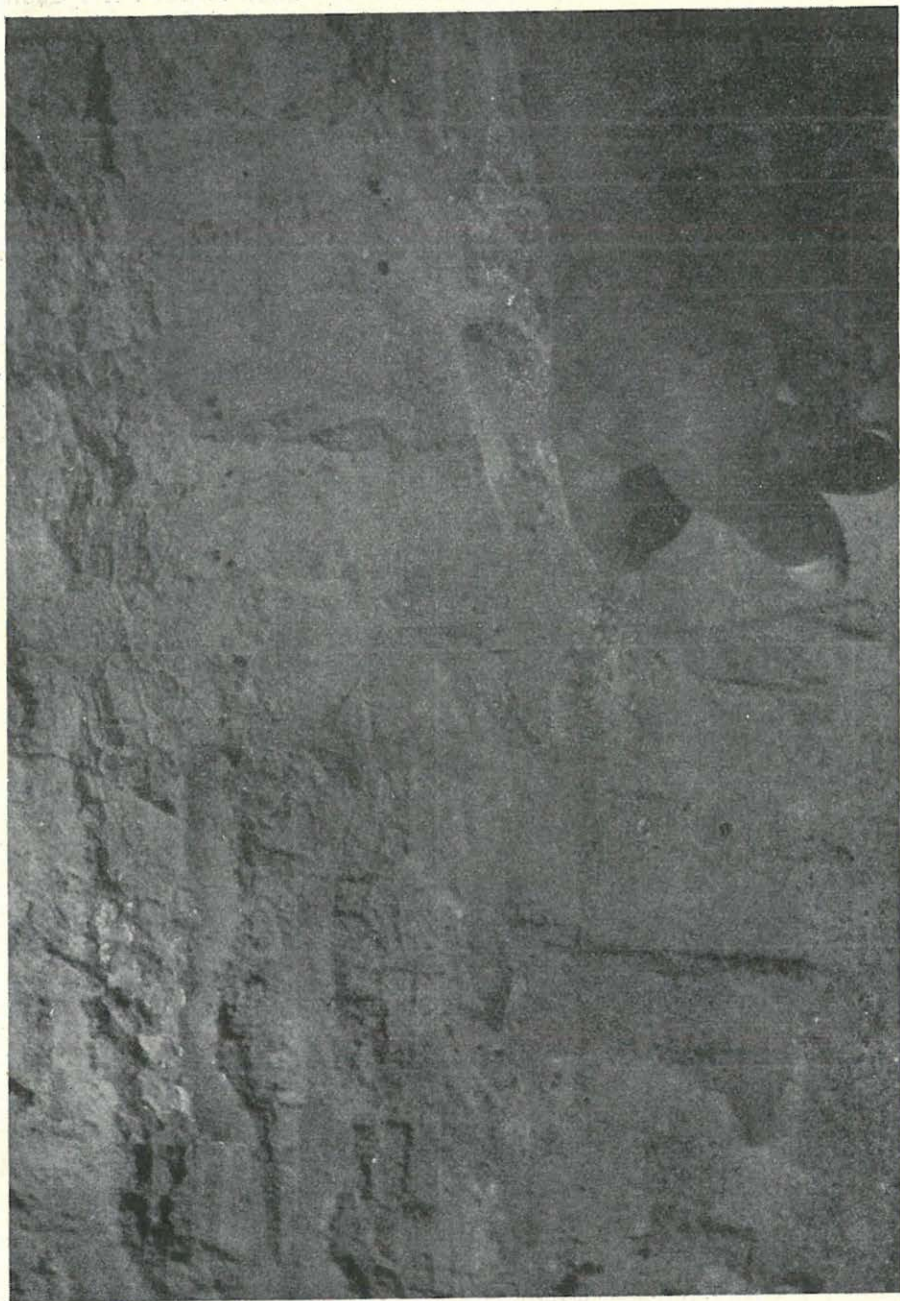
* Az alapszelvény anyagvizsgálatai összesítő táblázataiba a humusztartalom és a humuszminőség értékeit STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS vizsgálati eredményeiből vettük át.

Sor került az ÁDÁM begyűjtötte homokminták feldolgozására is, amelyeknek folyóvízi származtatását (1) előzetes elgondolásoktól befolyásolt anyagmeghatározással magyarázhatjuk. A feltárásból *egyetlen folyóvízi tartományba eső homokrétég sem került ki.*

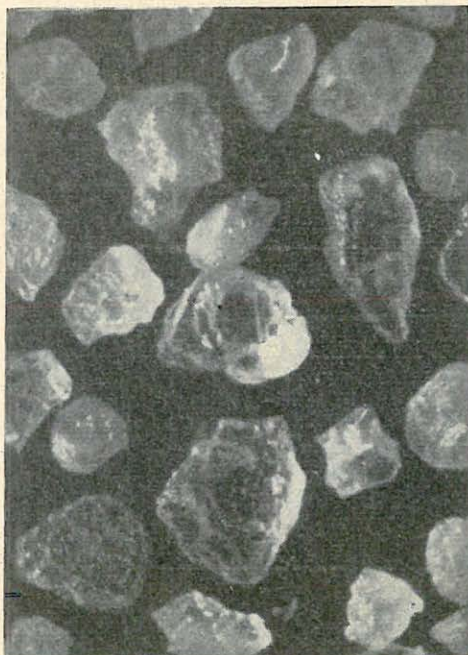
4. Táblázat — Tableau No. 4.

Homokminták koptatottsági statisztikus képe <i>Tableau statistique de l'éroulement des échantillons de sable</i>				
	Mintavétel helye <i>Horizon de l'échantillon</i>	Százalék — <i>Pour cent</i>		
		I.	II.	III.
I.	7,00—7,50 m (Ádám)	3	71	26
II.	7,50—7,90 m (Ádám)	0	55	45
77.	15,20—15,30 m	0	77	23
78.	15,30—15,40 m	0	75	25
79.	15,40—15,50 m	5	79	16
80.	15,50—15,60 m	6	79	15
81.	15,60—15,70 m	5	77	18
VIII.	Bencze-kocsmai feltárás, apró-középszemű homok — <i>Ouverture du cabaret «Bencze-locsma» sable à grains menus et moyens</i>	20	77	3
163.	31,40—31,60 m	7	87	6
164.	31,60—31,80 m	4	89	7
165.	31,80—32,20 m	5	91	4
166.	32,20—32,40 m	3	93	4
167.	32,40—32,60 m	4	83	13
168.	32,60—32,80 m	4	89	7
169.	32,80—33,00 m	4	86	10
170.	33,00—33,10 m	10	86	4
171.	33,10—33,20 m	6	89	5
172.	33,20—33,30 m	4	89	7
173.	33,30—33,33 m	4	89	7
174.	33,33—33,45 m	8	84	8
175.	33,45—33,47 m	6	87	7
176.	33,47—33,50 m	3	85	12
IV.	35,90—36,90 m	4	77	19
V.	2,9—3,1 m (Ádám fúrása; <i>forage d'Ádám</i>)	0	84	16
VI.	11,00—12,00 m (kútakna; <i>puits</i>) ...	0	82	18

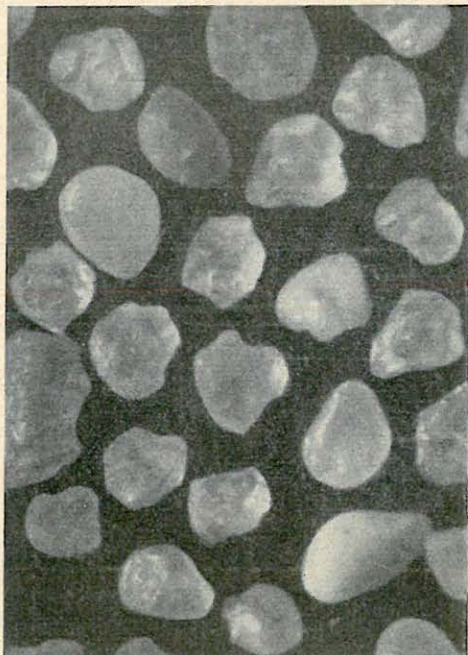
SÜMEGHYNEK az alapszelvényre vonatkozó újabb megállapításai (96) ÁDÁM leírásán (1) alapulnak. «A paksi löszfal lösz'-ének túlnyomó része is folyóvízi és csak egyes részleteiben eolikus eredetű homokos, löszös üledék, amelynek eddig valódi lösznek minősített felső szintjébe kvarc- kaviczból álló réteg iktatódik» (96). ÁDÁM vizsgálati anyagai viszont kivé-



8. kőr. Lössös utóhomok durvaszemű homokszinórokkal a téglagyári feltáráshól. (15,40—15,50 m) (Foto Pellerdy, 1952.) — Sable mouvant à loess, à cordons de sable grossier, de l'ouverture de la briqueterie (15,40 à 15,50 m) (Photo Mme Pellerdy, 1952.) — Лессовый сыпучий песок с шнурами грубозернистого песка из обнажения кирпичного завода (15,40-15,50 м). (Фото М. Пеллерди, 1952.)



a)



b)

9. kép. Paksi homokminták összehasonlítása jellegzetes folyami és futóhomokkal

a) Folyami homok. 0,125–0,25 mm Ø. Baja, Duna.

b) Futóhomok. 0,125–0,25 mm Ø. Ókéskei szőlők, Tisza jobbpartja.

Comparaison des échantillons de sable de Paks avec les sables fluviatiles et mouvants caractéristiques.

a) Sable fluviatile. 0,125 à 0,25 mm Ø. Baja, Danube.

b) Sable mouvant. 0,125 à 0,25 mm Ø. Vignes de Ókéske. Bord droit de la Tisza.

Сравнение образцов песка из с. Пакш с типичными речными и сыпучими песками.

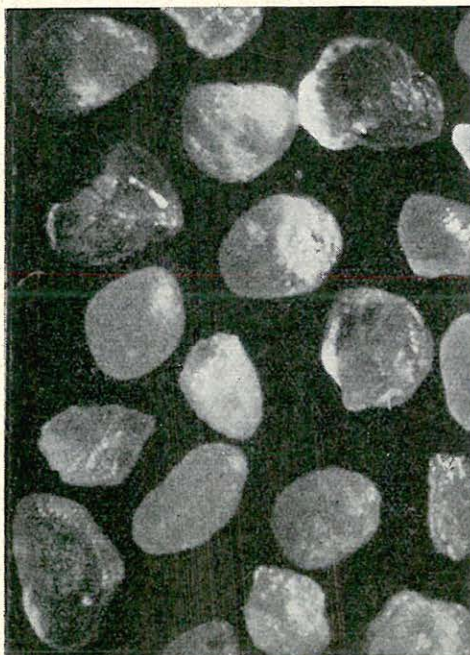
a) Речной песок. 0,125-0,25 мм Ø. Бая, р. Дунай.

b) Сыпучий песок. 0,125-0,25 мм Ø. Виноградники с. Окечке, правый берег р. Тисса.

tel nélkül futóhomoknak, löszös futóhomoknak, a kvarckavicsok pedig vagy néhány murvaszemet tartalmazó durvaszemű homoknak, vagy lösz-konkréciónak minősültek (9–10. kép).

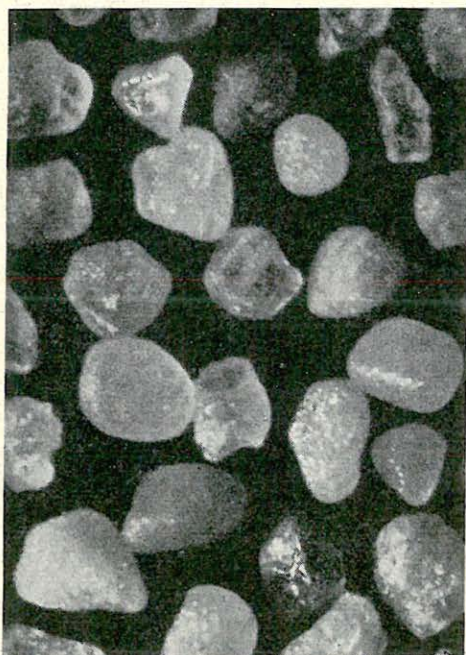
Még a Bence-kocsmai feltárás eróziós löszvölgyben települt homokrégei (1. kép) sem «folyami» eredetűek. Más folyamat végezte a völgykiképzést és más a völgy homokkal való feltöltését. Koptatottsági fokuk, felületi megmunkáltságuk, csillámszegénységük, szárazföldi csigafajok jelenléte (113), települési viszonyaik stb. alapján futóhomoknak minősülnek, melynek kapcsolata az alapszelvény 31,60–33,50 m közötti futóhomokrégéjével a 4. melléklet alapján is jól követhető.

ŽEBERA vizsgálatai szerint a Bence-kocsmai 8 m-es homokösszlet: «keresztrétegzett, aprószemű, szélhordta homok, felső felében homokos, konkréciós mészkőpadokkal; igen nagymennyiségű szárazföldi csigahéjjal» (113). A téglagyári feltárás 31,60–33,50 m közötti homokja pedig: «aprószemű, szélhordta homok, vékony, meszes homokkőpadokkal», «hasonló a szomszédos» Bence-kocsmai «szelvény homokterületéhez» (113).



c)

c) Futóhomok, 0,1—0,2 mm Ø. Paks, Bencze-kocsmai feltárás.



d)

d) Futóhomok. 0,1—0,2 mm Ø. Paks, téglagyári feltárás (alapszelvény) 7,50—7,90 m.
(Foto Miháلتz)

c) Sable mouvant. 0,1 à 0,2 mm Ø Paks, ouverture près du cabaret «Bencze».

d) Sable mouvant 0,1 à 0,2 mm Ø. Paks, ouverture de la briqueterie (profil fondamental)
7,50 à 7,90 m. (Photo Miháلتz)

c) Сыпучий песок. 0,1-0,2 мм Ø. Пакш, обнажение у кабака „Бенце“.

d) Сыпучий песок. 0,1-0,2 мм Ø. Пакш, обнажение кирпичного завода (основной
разрез), 7,50-7,90 м. (Фото Михáلتз)

A Bencze-kocsmai feltárás és a téglagyári feltárás közti rövid távolság elegendő volt arra, hogy a homok koptatottságának jellege megváltozzék és mindinkább megközelítse a jellegzetes futóhomok-tartományt (4. melléklet).

V. Az alapszelvény löszrétegeinek homoktartalma

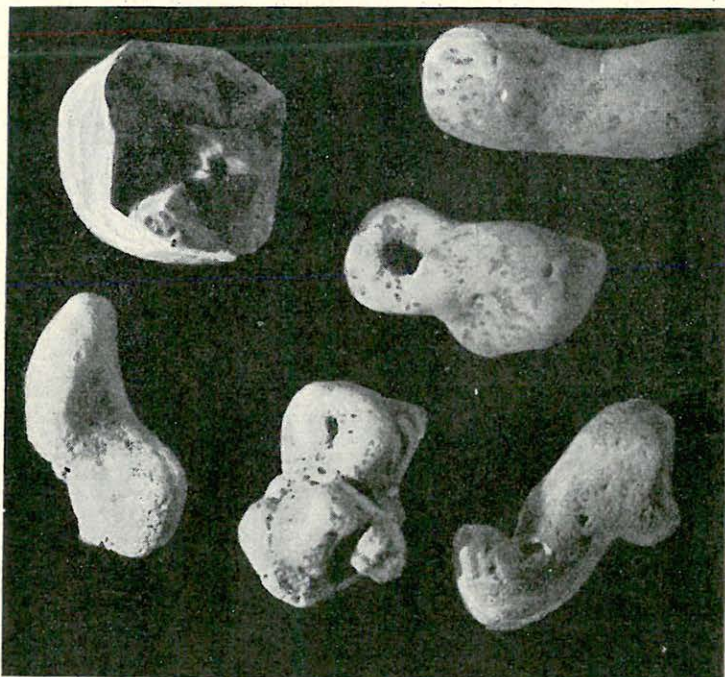
Ha összehasonlítást teszünk a futóhomokrétegek és a rájuk települt lösz 0,1—0,2 mm Ø-jű szemcséinek koptatottsági statisztikus képe között, feltűnik a homokrég szemcséinek nagyobb fokú felületi megmunkáltsága. A futóhomokot borító lösz homokszemcséinek koptatottsági statisztikus képe eleinte a futóhomokéhoz hasonló. Később, a futóhomokfelszínnek lösszel történő fokozatos lefedése során az ásványtani statisztikus képpel (100) együtt a lösz homokszemeinek felületi — alaki sajátosságai is megváltoznak (5. táblázat).

A jelenség magyarázata:

1. A homokszemcsék egymáson történő gördülő mozgása során jön

létre a futóhomok jellegzetes koptatottsági statisztikus képe. Ez a leg-tökéletesebb szemcsefelület-megmunkálódási folyamat.

2. Ha a homokszemek görgetése finomszemű üledékek felszínén megy végbe, az egymáson történő görgőmozgás nélkül a szemcsék az előző folyamatnál lényegesen hosszabb megtett út után sem mutatják a futóhomok jellegzetes koptatottsági képét. Vetületi pontjaik általában még a MIHÁLTZ—UNGÁR-féle (63) «szélhordta» mezőbe esnek. A kivüleső vetületi

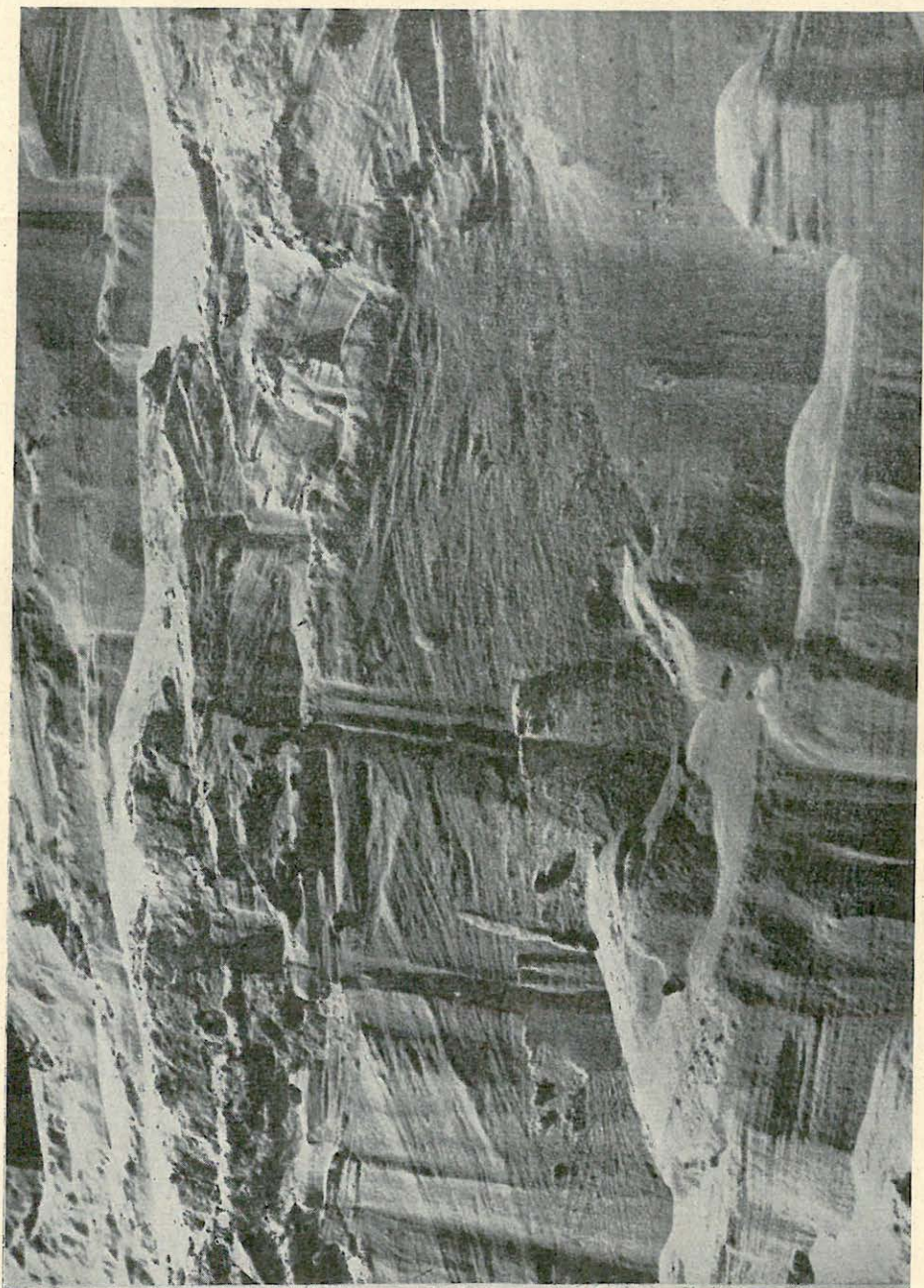


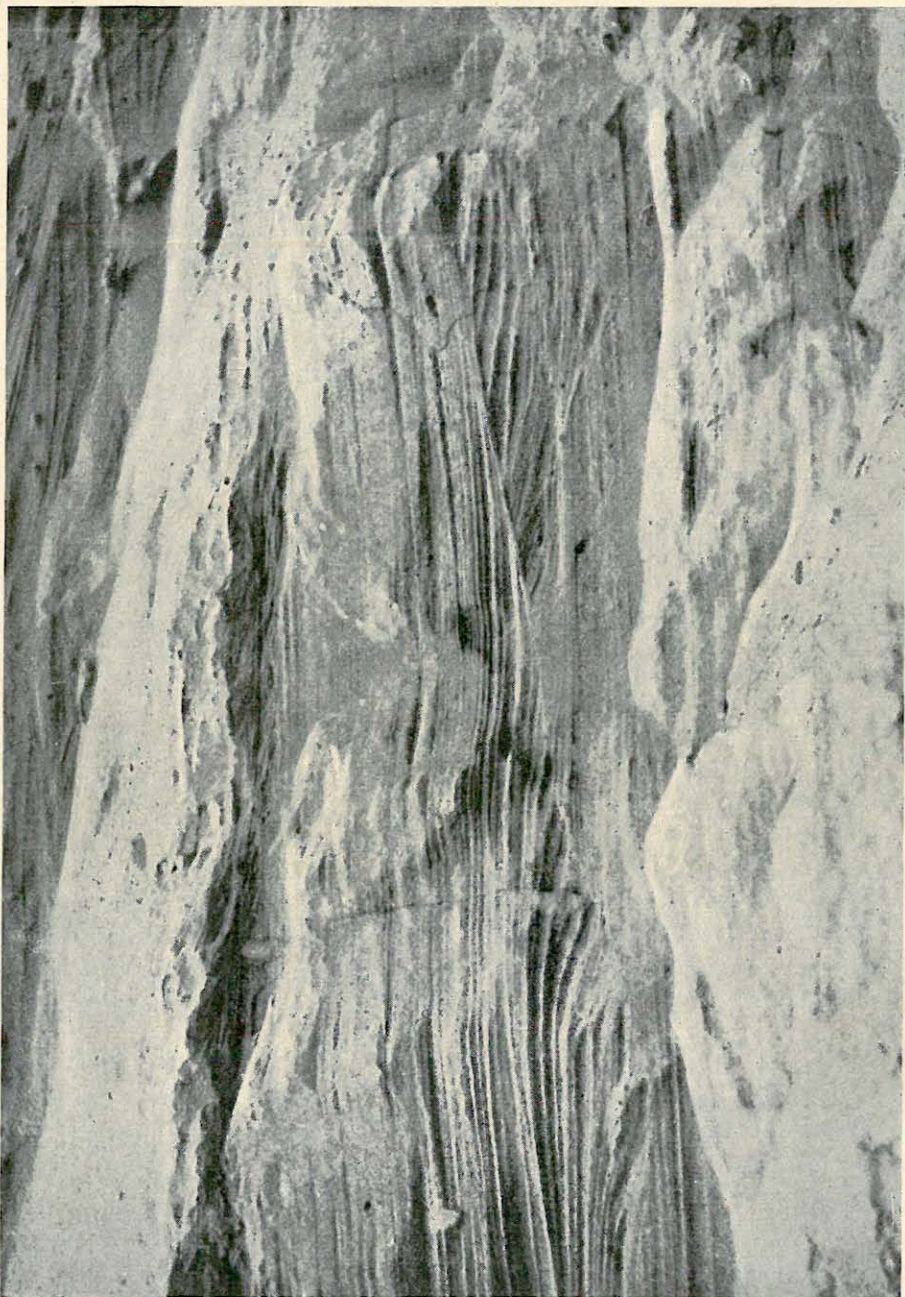
10. kép. «Kavicsok» = löszkonkréciók a téglagyári feltárásból (alapszelvény). 7,50—7,90 m. Adám gyűjtése. Nagyítás 7/6. (Foto Miháltz) — «Graviers» = concrétions de loess, de l'ouverture de la briquerterie (profil de base) 7,50 à 7,90 m. Col. Adám. Grossissement 7/6. (Photo Miháltz) — „Гальки” = лессовые конкреции из обнежения кирпичного завода (основной разрез). 7,50-7,90 м. Сбор Адама. Увеличение 7/6. (Фото Михалц.)

pontok a «folyóvízi» és «szélhordta» tartományok közti mező felezővonalá és a «szélhordta» mező határvonala között csoportosulnak (4. melléklet).

3. A löszrétegben a futóhomok-jellegű koptatottsági kép kimaradása a futóhomokterületek lösszel való beborítása mellett az egyidejű futóhomokképződés ellen, ismételt megjelenése pedig a futóhomokképződés megindulása mellett szól. Jellegzetes futóhomokszerű koptatottsági képek ui. csak egymáson történő görgőmozgás, futóhomokképződés eredményeként jöhetnek létre (6. táblázat).

A 6. táblázat koptatottsági képében bekövetkező változás ugrásszerű a 79. minta után. Futóhomokra jellemző koptatottsági kép jut uralomra. A futóhomokképződést a rétegsorban 15,20—15,50 m között löszös futó-





II. kép. Két részlet a Benzé-kocsmai feltárás (I. kép) apró- és középszemű pleisztocén homokészletéből. (Foto Miháltz—Pellérdyné, 1952.) — Deux détails de la série de sable pleistocène à grains menus et moyens de l'ouverture près du cabaret «Benzé-kocsma». (Photo Miháltz—Pellérdyné, 1952.) — Два детали из толщи мелко- и среднезернистых плейстоценовых песков обнажения и кабака «Бенце-кочма». (Фото Михалц — М. Пеллерди.)

homok, illetve homokos lösz megjelenése képviseli (8. kép). A rétegsor koptatottsági képében az 5–10% között mozgó $0,1 < \text{mm } \varnothing$ -jú szemcserészleg jelenlétén kívül és a $\frac{D_2}{D_3}$, valamint a $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ hányadosok 1 körüli,

illetve 4-et meghaladó értéken túl mutatkozó futóhomokra emlékeztető statisztikus összetétel a löszképződés tartama alatti és azt megelőző közeli, helyi jellegű futóhomokképződést igazolja. Ugyanerre következtethetünk

5. Táblázat — Tableau No. 5.

A legfelső löszrétteg (alsó rész) homoktartalmának koptatottsági statisztikus képe <i>Image statistique d'éroussement de la teneur en sable de la couche suprême de loess (partie inférieure)</i>				
	A mintavétel helye — <i>Horizon de l'échantillon</i>	Százalék — <i>Pour cent</i>		
		I.	II.	III.
25.	4,80— 5,00 m	5	89	6
26.	5,00— 5,20 m	3	90	7
27.	5,20— 5,40 m	7	84	9
28.	5,40— 5,60 m	7	78	15
29.	5,60— 5,80 m	5	76	19
30.	5,80— 6,00 m	0	86	24
31.	6,00— 6,20 m	6	78	16
32.	6,20— 6,40 m	7	73	20
33.	6,40— 6,60 m	7	76	17
34.	6,60— 6,80 m	12	69	19
35.	6,80— 7,00 m	6	80	14
36.	7,00— 7,20 m	5	77	18
37.	7,20— 7,40 m	0	80	20
38.	7,40— 7,60 m	0	76	24
39.	7,60— 7,80 m	4	81	15
40.	7,80— 8,00 m	0	78	22
41.	8,00— 8,20 m	0	82	18
42.	8,20— 8,40 m	0	78	22
43.	8,40— 8,60 m	0	80	20
44.	8,60— 8,80 m	0	80	20
45.	8,80— 9,00 m	0	78	22
46.	9,00— 9,20 m	0	74	26
47.	9,20— 9,50 m	0	79	21

SZEBÉNYINÉ mikromineralógiai vizsgálatai alapján (100). A 79. minta után megjelenő futóhomok ásványtani statisztikus összetétele jellemzi a mikromineralógiai úton adott határ fölötti összletet a legfelső löszrétteg kezdetéig (9,50 m).

Helyi futóhomokképződésre vonatkozó megfontolásaink nem állnak ellentétben a regionális futóhomokképződésről alkotott megállapításainkkal. Helyi futóhomokképződés lehetősége eljegesedések alatt is fennáll, különösen a jégtakaró-pusztulási szakaszok alatt (szemikriofób, kriofób), a regionális futóhomoké viszont csak az interkriónálisok folyamán.

6. Táblázat — Tableau No. 6.

Helyi jellegű futóhomokképződés tükröződése a koptatottsági statisztikus képekben
Expression de la formation de sable mouvant de caractère local dans les images statistiques d'éroussement

	A mintavétel helye — Horizon de l'échantillon	Százalék — Pour cent		
		I.	II.	III.
48.	9,50—9,60 m	0	81	19
49.	9,60—9,80 m	0	82	18
50.	9,80—10,00 m	0	82	18
51.	10,00—10,20 m	0	79	21
52.	10,20—10,40 m	0	84	16
53.	10,40—10,60 m	0	77	23
54.	10,60—10,80 m	0	80	20
55.	10,80—11,00 m	0	81	19
56.	11,00—11,20 m	0	78	22
57.	11,20—11,40 m	0	85	15
58.	11,40—11,60 m	7	80	13
59.	11,60—11,80 m	0	83	17
60.	11,80—12,00 m	0	81	19
61.	12,00—12,20 m	8	75	17
62.	12,20—12,40 m	0	78	22
63.	12,40—12,60 m	0	73	27
64.	12,60—12,80 m	0	88	12
65.	12,80—13,00 m	0	83	17
66.	13,00—13,20 m	0	79	21
67.	13,20—13,40 m	0	76	24
68.	13,40—13,60 m	0	76	24
69.	13,60—13,80 m	0	77	23
70.	13,80—14,00 m	0	81	19
71.	14,00—14,20 m	0	70	30
72.	14,20—14,40 m	0	77	23
73.	14,40—14,60 m	0	81	19
74.	14,60—14,80 m	0	69	31
75.	14,80—15,00 m	0	71	29
76.	15,00—15,20 m	0	76	24
77.	15,20—15,30 m	0	77	23
78.	15,30—15,40 m	0	75	25
79.	15,40—15,50 m	0	79	21
80.	15,50—15,60 m	6	79	15
81.	15,60—15,70 m	5	77	18
82.	15,70—15,90 m	0	86	14
83.	15,90—16,10 m	10	85	5

VI. Az alapszelvény összevont rétegsora*

- 0,00—9,20 m világossárga száraztérzíni lösz mészkonkréciós futóhomoklencse közbetelepülésével. Utóbbi a feltárás középső részén észlelhető.
 9,20—9,50 m világossárga száraztérzíni erdősztyepp-lösz.
 9,50—10,80 m barna, vörösbarna elváltozott erdősztyepp-lösz.
 10,80—11,60 m barnássárga száraztérzíni erdősztyepp-lösz.
 11,60—12,20 m barna elváltozott száraztérzíni erdősztyepp-lösz.
 12,20—12,40 m világossárga száraztérzíni erdősztyepp-lösz.
 12,40—15,20 m világossárga száraztérzíni lösz.
 15,20—15,50 m világossárga löszös futóhomok — futóhomokos nedvestérzíni lösz.
 15,50—15,70 m világossárga futóhomokos nedvestérzíni lösz.

* Részletesen l. az anyagvizsgálati eredmények táblázatában.

- 15,70—19,40 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 19,40—19,80 m világos sárgásbarna nedvestérszíni erdősztyepp-lösz.
 19,80—21,50 m barna elváltozott erdősztyepp-lösz, fekvő felé növekvő futóhomok-tartalommal.
 21,50—22,00 m világosbarna vashidroxidos festésű futóhomokos lösz.
 22,00—22,10 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 22,10—23,50 m világossárga száraztérszíni lösz.
 23,50—24,00 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 24,00—24,30 m világos barnássárga nedvestérszíni erdősztyepp-lösz száraztérszíni-erdősztyepp-lösz közbetelepüléssel.
 24,30—26,90 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 26,90—28,90 m világossárga «infúziós» lösz.
 28,90—30,10 m tarka, vashidroxid-foltos «mocsári» lösz.
 30,10—31,20 m világos barnássárga nedvestérszíni lösz.
 31,20—31,60 m világos barnássárga futóhomokos száraztérszíni lösz.
 31,60—32,80 m világosbarna, vashidroxidos festésű, összemosott, lösz és futóhomok-anyagú üledék.
 32,80—33,50 m világos barnássárga, vashidroxidos festésű futóhomok, fedőben utólagosan beiszapolódott lösz-finomságú alkatrészek felszaporo-dásával, meszes homokkőpadokkal.
 33,50—33,70 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 33,70—34,70 m szürkésárga «mocsári» lösz.
 34,70—35,10 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 35,10—35,50 m világos szürkésárga «mocsári» lösz.
 35,50—35,90 m világossárga nedvestérszíni lösz.
 35,90—37,50 m világossárga-sárgásszürke «mocsári» lösz.
 37,50—39,40 m világosbarna-barnássárga nedvestérszíni erdősztyepp-lösz.
 39,40—40,00 m világosbarna száraztérszíni erdősztyepp-lösz.
 40,00—43,00 m világossárga, sárgásbarna, barna nedvestérszíni erdősztyepp-lösz.
 43,00—43,70 m sötét vörösbarna elváltozott erdősztyepp-lösz.
 43,70—44,40 m világosbarna, barna elváltozott «mocsári» lösz.
 44,40—46,20 m világos sárgásbarna, sárga «mocsári» lösz.
 46,20—46,60 m világossárga «infúziós» lösz.
 46,60—46,70 m világossárga, összemosott, lösz- és futóhomokanyagú üledék.
 46,70—58,00 m világossárga, barna, vörösbarna vashidroxidos festésű futóhomok meszes homokkőpadokkal.
 58,00— m világosszürke pannóniai homok.

VII. Az alapszelvény üledékeinek ásványtani statisztikus összetétele

N e h é z á s v á n y o k. A Bence-kocsmai feltárás bázisán (96 m A. f.) a pannóniai finom-aprószemű, tökéletlen felületi megmunkáltságú, homokra telepített fúrásunk 2,10—2,40, 3,00—3,50, 3,50—3,80 m közötti mintáit HERRMANN MARGIT (37) tanulmányozta. Vizsgálati eredményei szerint a pannóniai üledéksorban 2,40 és 3,00 m között az ásványtani statisztikus összetételben változás mutatkozik anélkül, hogy a homok szemcseösszetételében, az üledékképző közeg mozgási sebességében is változás következett volna be. A nehéz ásványok mennyisége súlyszázalékban kifejezve 0,14%. Ez az érték hetedrésze a Bence-kocsmai feltárásból vizsgált pleisztocén futóhomokösszlet nehéz ásványtartalmának (1%).

A pannóniai homokra túlnyomórészt a mezo- és epi-kristályos öv ásványai, a pleisztocén üledéksorra pedig a bázisos eruptívák ásványainak (olivin, bazaltos amfibol stb.) megjelenése jellemző.*

* Az alapszelvény ásványtani támasztékú tanulmányozása CSÁNK NÉ meghatározásainak figyelembevételével főként SZEBÉNYINÉ (100) ásványtani eredményeire épül.

SZEBÉNYINÉ az alapszelvény ásványtani statisztikus összetétel alapján megvont elhatárolásai mellett jelentős felismeréseket közölt:

1. Az ásványszemek mállottsága a talajképződési elváltozás fokával fordított viszonyban áll. «A löszzónákban nagyobb a mállott szemek százalékos aránya, mint a vályog és iszapos zónákban.» «A vegetáció hatására a mállott szemek eltűnnek», a «gyenge vegetációjú löszben» pedig felhalmozódnak. «Az erdőszelvény humuszrétegében a csokoládébarna rétegekben találjuk a legkisebb mennyiségben a mállott ásványszemeket (24–26%). A vörösbarna rétegeknél, az erdőszelvény B-szintjénél 40–50%, ezzel szemben a löszben 65–80%» (100–406) a mállott ásványszemek mennyisége. SZEBÉNYINÉ vizsgálatai szerint a mállott ásványszemcsék százalékos mennyisége felhasználható a talajképződési elváltozás fokának jellemzésére. A lösznél észlelt magas százalékértékek gyér növényzetre utalnak.

2. Az üledékanyag származási területe a Dunántúl. («Az eltérés csupán annyi lehet, hogy a Dunántúl távolabbi, vagy közelebbi vidékéről került ide» 100–408.)

3. Szelvényünkben (3. melléklet) a 31,60–33,50 m között jelölt futóhomokról megállapítja: «Különös, hogy a homok nehéz ásványai megegyeznek a föllette látható lösz nehéz fajsúlyú ásványaival» (100–409). Megállapításának a lösz anyagszármazására nézve éppen olyan jelentősége van, mint a lösz ásványtani statisztikus képe allochton-jellegének igazolására.

WEIDENBACH (106) összesítő dolgozata VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI (102, 103) tanulmányaihoz hasonlóan a lösz közeli származásának legfőbb igazolását a lösz és a löszterületeket felépítő egyéb, főként törmelékes üledékek ásványtani statisztikus összetételében mutatkozó hasonlatosságban látja. A lösz *világszerte* egyveretű szemcseösszetétele mint ellentmondás az ásványtani statisztikus összetétel *helyi* viszonyoktól függő voltát élénken kiemeli.

VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI (102, 103) eredményeinek értelmezését korábbi tanulmányunkban megkíséreltük (51). SZEBÉNYINÉ (100) eredményei alapján a következő megállapításokat tehetjük:

A paksi alapszelvény ásványtani statisztikus összetétele változó. A változások szoros kapcsolatban állnak a futóhomok-rétegekkel. A fedő löszréteg a futóhomok ásványtani statisztikus összetételét mutatja mindaddig, míg homoktartalma a futóhomok koptatottsági képére emlékeztet. A változó koptatottsági képpel változik ugyanazon löszréteg ásványtani statisztikus összetétele is.

Az ásványtani statisztikus összetétel a lösz allochton jellemvonása. A paksi alapszelvény esetében karakterét a dunántúli lehordási területéről származó futóhomok alakítja ki. A lehordási területre vonatkozó határozott felismerések nyomán SZEBÉNYINÉ (100) hajlik az egyirányú származtatás, a VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI-féle következtetés felé, ez azonban eredményeinek jelentőségét nem befolyásolja. A lehordási területre vonatkozó

megállapításai a futóhomokképződésről alkotott feltevéseink (51) anyagvizsgálati megerősítését jelentik.

K ö n n y ű á s v á n y o k. A paksi lösz felépítésében az uralkodó finomszemű kvarctörmelék mellett a kalcit (CO_3^{2-} -tartalom átlag 10% körül) mint változó elegyrész játszik szerepet elenyésző földpát és változó mennyiségű muszkovit kíséretében. A könnyű ásványok, a nehéz ásványok közül a limonit jelentősége különösen az elváltozási folyamatok jellegének és mértékének tanulmányozásánál emelkedik ki.

A «dösszévalás» folyamatának igazolását a CaCO_3 változékonysága, hiánya, megjelenési formáinak sokfélesége éppúgy támogatni látszott, mint a közeli származást az allochton-vonású ásványtani statisztikus összetétel. Ehhez járult még a CaCO_3 rejtélyes származtatása: «a mész, mint szénsavas mész felhalmozódott a löszben, akár mész-szilikátokat (plagioklászokat) akár pedig kalciumkarbonátokat tartalmazó kőzetből *oldódott ki*»* (102).

A lösz diagenézise CaCO_3 -tal való átítatódás». Ezt a felfogást VENDL (102), TREITZ, BERG, MÜNICHSDORFER, KÖLBL megállapításaira támaszkodva erősíti meg. MIHÁLTZ (58) is jelentőséget tulajdonít a CaCO_3 -os cementálódásnak («szemcséket körülburkoló mészbekéregzés» 58—119) mint «dösszévalási» folyamatnak, elképzelése azonban nem hozható össze a «dösszévalás» BERG-féle értelmezésével: «A Berg-féle elmélet lehetségesnek tartja finomabb szemcséknek a diagenézis folyamán mészkarbonáttal való összekötés útján *aggregátumok képződését*, nagyobb szemcsékké való összeállást, amelynek következtében a löszéhez hasonló szemnagyság jöhet létre. Ezt a feltételezést már az is valószínűtlenné teszi, hogy az aggregátumok képződése sajátságos módon éppen a lösz szemnagyságában történne. Teljesen megcáfolják ezt a feltevést azok a vizsgálatok, amelyek azt mutatják, hogy ha a lösz eredeti állapotában, azonkívül az összes karbonátanyagnak sósavval való kioldása után iszapoljuk, tehát a feltételezett meszes aggregátumokat megszüntetjük, ugyanazt a szemcseösszetételt kapjuk» (61—126). A lösz karbonáttartalmának származására nézve az utólagos felhalmozódás ma is hangoztatott feltevés («A lösz kalciumkarbonát-tartalma nem elsődleges» 21—248.) «A kalciumtartalom jellemző a löszre . . . felhalmozódása csak száraz éghajlaton mehet végbe» (40—109). Ennek tagadása nem jelenti pl. a löszkonkréciók utólagos képződésének kétségbevonását, a tagadás a lösz karbonáttartalmának utólagos felhalmozódásként való értelmezésére vonatkozik. A *lösz karbonáttartalma viszont eredendő sajátság nélkül, hogy meghatározó értékű lenne, mivel hiánya a lösz alapvető jellemvonásait nem változtatja meg* (64—8 és 61—126).

A lösz karbonáttartalma érzékenyen jelzi mind felhalmozódásával, mind hiányával az utólagos változásokat, az elváltozási folyamatokat, amelyeknek «dösszévalási» elnevezése ellentmond az alatta értett folyamatoknak.

* Kiemelés a szerzőtől származik.

A mésztartalom megjelenési formái:

1. Különálló szemcsék mint törmelékes üledékalkatrészek.
2. Előbbiek feloldásából és újrakicsapódásából képződő különálló, többnyire «hordó alakú» kristályegyének, porszerű bevonatok, gyökérminti kérgék és csövecskék, függőleges helyzetű konkréciók közepén végigvonuló gyökérhellyel, szabálytalan alakkal («döszbabák», 12 kép: *a*), általában nagyobb méretű, sokszor vízszintes településű, tömzsi alakú mészképződmények, belül zsugorodási repedésekkel, a repedések mentén kalcitbevonattal, néha mangános kéreggel («csörgőkövek», 12. kép: *b*) és szemcsék közötti mészkicsapódás következtében létrejött mészkőpadok.

Az utólagos karbonátképződmények kifejlődési körülményeiről PÁVAI-VAJNA (77) mindmáig korszerű összefoglalást adott. Ez alkalommal inkább csak a kevéssé ismert keletkezésű, zsugorodási repedésektől átjárt, repedések mentén kalcit-, ritkábban mangánbevonatos mészkőképződményekről teszünk említést.

A 3. ábra *b* oszlopai részint a «döszbaba» (1–3. sz. minta), részint a zsugorodási repedések átjárta kalcitbevonatos, mangánfoltos löszkonkréciók (4. sz. minta), az *a* oszlopok pedig a megfelelő löszréteg vegyelemzését* szemléltetik. A löszrétegek oldási maradéka szűk határok közt ingadozik (67–70%). Konkrécióknál az oldási maradék felére, harmadára csökken, általában igen változó értékű.

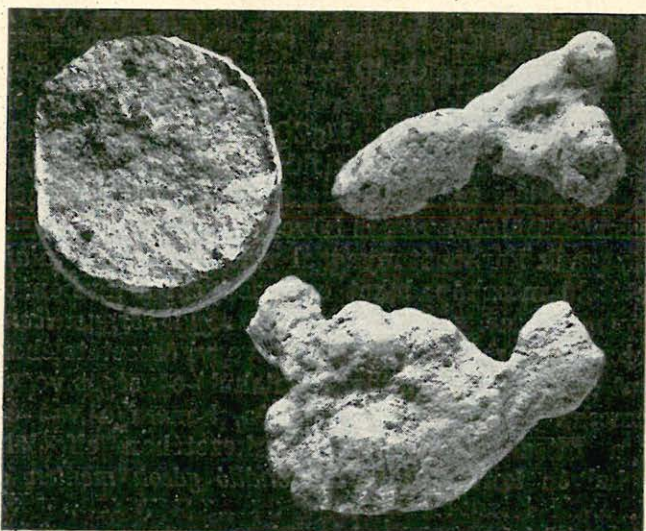
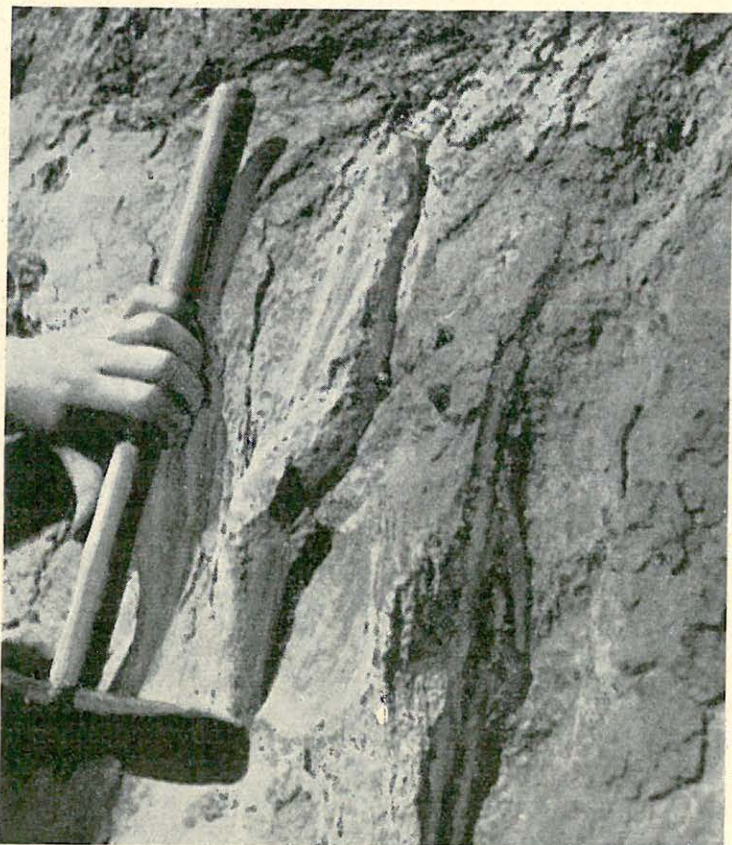
A CaCO_3 és a MgCO_3 súlyszázalékainak viszonya a löszben 1,9–2,7 között, a karbonátképződményekben 17–63 (!) között változik. A MgCO_3 mennyisége a konkréciókban a CaCO_3 növekedéséhez képest, a megfelelő löszréteg adatainak figyelembevételével számított érték elenyésző töredéke (sorrendben: $\frac{1}{16}$, $\frac{1}{25}$, $\frac{1}{7}$, $\frac{1}{21}$).

Az 5. sz. összehasonlítási vizsgálati anyag oldási maradékot alig tartalmazó, zsugorodási repedésektől átjárt, kalcitbevonatos mészképződmény. A CaCO_3 és a MgCO_3 súlyszázalékainak aránya szélsőséges (177).

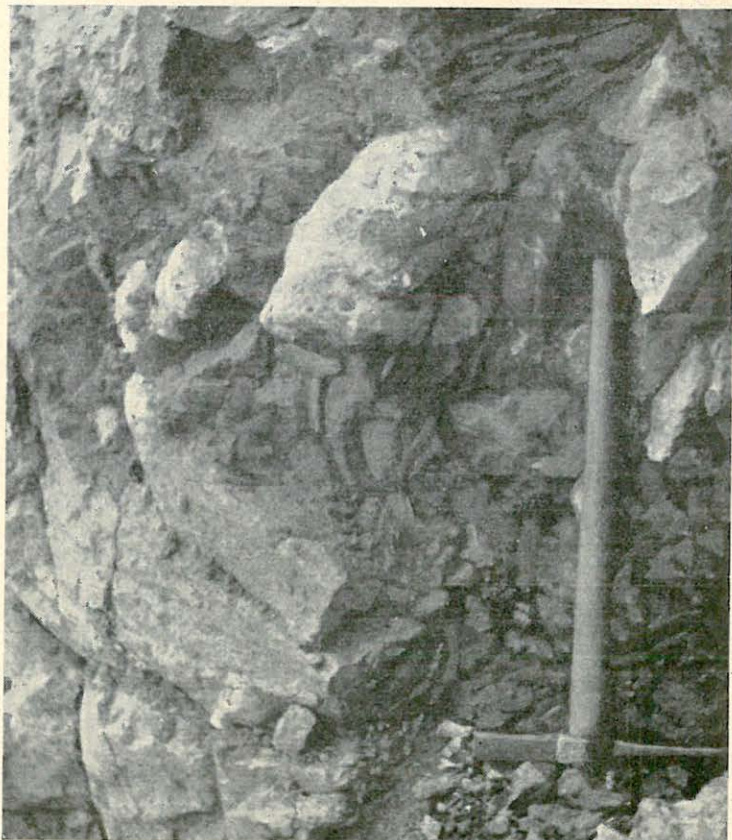
Szembetűnő a konkréciók mindkét típusánál, a megfelelő löszréteggel ellentétben, a MgCO_3 háttérbeszorulása a CaCO_3 -tal szemben. Ez a rétegen belül mutatkozó, a mészképződmények és a körülvevő törmelékes üledék közötti *ellentét* nemcsak a konkrécióképződés MgCO_3 -kiválás mentes, sőt a törmelékes alapanyag MgCO_3 tartalmának kioldásos elszállítási folyamatára utal a konkréció képződési terében, hanem bizonyos mértékben a konkrécióképződés *helyének* körülményeire is következtetni enged.

A szemcsék közti hézagnak karbonátanyaggal való kitöltése a *talajvízszinten* egységes összetételű mészkőpadokat eredményez: a karbonát-kiválás a talajvíztükör mentén megy végbe *egységes vegyi környezetben*. A konkréciók és a konkréciókat tartalmazó löszréteg vegyi összetételében mutatkozó *ellentét* viszont cáfolja a vízszintesen kialakuló egységes vegyi környezet létrejöttét nemcsak a MgCO_3 viselkedésén, hanem a vas- és mangán-feldúsulásoknak a mészképződmények szerkezetében elfoglalt szabályszerű héjas-öves helyén keresztül is. *Különálló góccok mentén a*

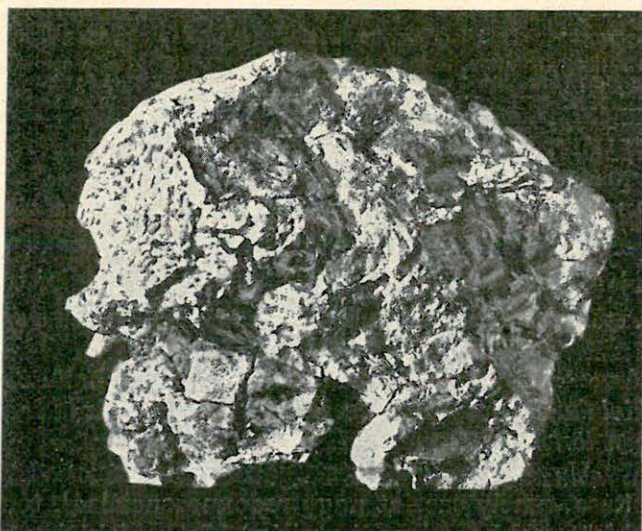
* A vegyi elemzéseket NEMESNÉ VARGA SAROLTA végezte.



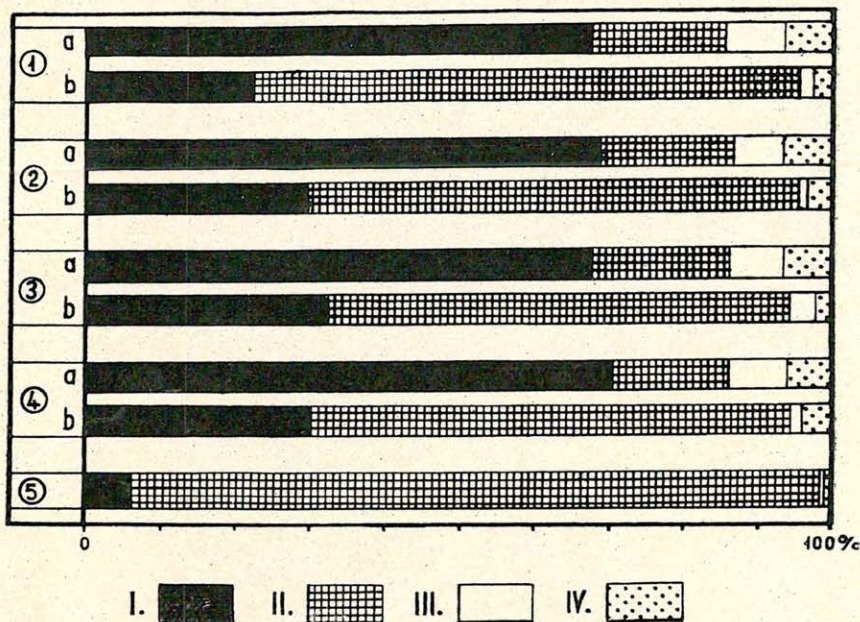
12. kép. Az utólagos mészképződmények két jellegzetes típusának települési viszonyai (fent), változó kifejlődési formái és törési felületei (lent). a.: 15,00—15,20 m, b.: A téglagyári feltárás bázisrétegéből. (Foto Dömök, Pellérdyné, Miháltz, 1952.) — Le mode de gisement (en haut), les faciès variables et les plans de rupture (en bas) des deux types caractéristiques des formations calcaires ultérieures. a.: 15,00 à 15,20 m,



b.: De la couche de base de la briqueterie. (Photo Dömök, Mme Pellérdy, Miháلتz, 1952.) — Условия залегания двух характерных типов последующих известковых образований (вверху), их разнообразные формы развития и поверхности излома (внизу). *a.*: 15,00-15,20 м. *b.*: из базального слоя обнажения кирпичного завода. (Фото Демек. М. Пеллерди, Михалц, 1952.)



rétegben — eddigi feltevések szerint — *biogén hatásra, idegen vegyi milió alakul ki* (a «löszbaba» jellegű konkrécióknál a gyökérhelyek biztosan felismerhetők, a «csörgőkő»-jellegű konkrécióknál a biogén tényező kevésbé ismert) anélkül, hogy a kialakult gócek vegyi jellegzetességeit egy külső



3. ábra. Oldási maradékok, CaCO_2 és MgCO_2 viszonya a lösz és löszkonkréciók felépítésében (I: oldási maradék, II: CaCO_2 , III: MgCO_2 , IV: egyéb).

1. 13,00—13,20 m	} a: lösz; b: löszkonkréció
2. 14,80—15,00 m	
3. 17,50—17,70 m	
4. 26,70—26,90 m	

5. Bence-kocsmai feltárás, konkréció a pleisztocén alaprétégből.

Résidus de solution, le rapport de CaCO_2 et MgCO_2 dans la composition du loess et des concrétions de loess (I: résidu de solution, II: CaCO_2 , III: MgCO_2 , IV: autres)

1° 13,00 à 13,20 m	} a: loess; b: concrétions de loess
2° 14,80 à 15,00 m	
3° 17,50 à 17,70 m	
4° 26,70 à 26,90 m	

5° Ouverture près du cabaret «Bence-kocsmá», concrétion de la couche de base du Pléistocène.

Остаток растворения, отношение CaCO_2 и MgCO_2 в строении лесса и лессовых конкреций (I: остаток растворения, II: CaCO_2 , III: MgCO_2 , IV: прочие).

1. 13,00-13,20 м	} a: лесс, b: лессовая конкреция
2. 14,80-15,00 м	
3. 17,50-17,70 м	
4. 26,70-26,90 м	

5. обнажение у кабака „Бенце-кочма“, конкреция из основного слоя плейстоцена.

tényező, a víz, a réteg megfelelő szintjén belül általánossá tenné. A gócek kialakulásának lehetősége a folyamat talajvíztükör feletti, kapilláris szegélyben történő jellegére utal.

Ugyanezt a feltevést igazolja SZÁDECZKY-KARDOSS E. (97) megállapítása, amely szerint nagy redoxpotenciálnál, tehát levegőnél a Mn válik ki könnyebben, éspedig szilárd MnO_2 alakjában (mangánkérgek!), a vas

ilyenkor főleg vashidroxid alakjában jelentkezik, ami azonban esetleg kolloidoldatban maradhat (a limonitkéreg viszonylag ritka!). Az oldott Mn^{2+} -ion oxidációját a p_H növekedése (hidrokarbonátos közeg!) is elősegíti.

Ha a konkrécióképződési folyamat a talajvíztükör szintjében megy végbe, a *vegyi gócképződés lehetőségét a talajvíz megszünteti*, a biogén hatás általánosságban, mészkőpadképződés alakjában fog jelentkezni. A mészkőpadokhoz hasonlóan, velük feltételezhető kapcsolatban alakulnak ki a csatlakozó «rozsdás» övek, amelyeknek vízszintes megjelenési formája a képződési folyamatnak a talajvízzel való kapcsolatát fejezi ki. A vasvegyületek területi elkülönülése a karbonátoktól a konkréciós szintekben a koncentrikus-öves, a talajvízszint alatt pedig a vízszintesen kialakuló redoxpotenciál és p_H szintek és övek következménye. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (97) elemzésében: a kis redoxpotenciálnál (levegőhiány esetén) inkább a vas válik ki Fe^{2+} , illetve $Fe^{2+}-Fe^{3+}$ -hidroxid csapadék alakjában, míg a mangán ilyenkor többnyire Mn^{2+} -ionként oldatban marad. A hidroxidcsapadékok képződése általában a p_H -tól függ.

A feltárás rétegsorában a ferrihidroxid kiválásának, kicsapódásának körülményei a karbonáttartalom következtében kissé lúgos (8 körüli p_H) közeggel általánosságban fennállnak, annál kevésbé az oldódás körülményei.

Mivel a ferrihidroxid oldékonysági optimuma a gyengén savanyú 6,5 p_H érték (26), lényegében csak a 26,70–37,70 m-ig terjedő karbonátmentes, karbonáttartalmától kilúgzási folyamattal megszabadult 7–7,5 p_H értékű összletben számolhatunk a vas nagyobb vándorlási lehetőségével.* E központi fekvésű 11 m-es összletben mutatkoznak a vashidroxiddal sávosan, vízszintesen festett, meszes homokkőpadokkal tarkított futóhomokrétegen kívül a feltárás összefüggő mészkőpadjai és azok a «rozsdás» övek, amelyeknek «talajszint»-ként való értelmezése az alapszelvény tagolásánál mindeddig igen jelentős volt.

Ha a 29,10–30,10 m közti vashidroxidfoltos, tarka «mocsárlösz» (7. kép) réteget az alatta települt vashidroxiddal színezett 1,5 m-es lösz és a 31,60–33,50 m között fekvő, vashidroxiddal sávosan festett futóhomokréteg kapcsolatában tekintjük, a ferrihidroxid oldódási és kicsapódási viszonyait e szelvényrészre nézve BORCHERT (17) összesítése alapján kielégítően értelmezhetjük.

A mocsárfacies rothadó szerves anyagok szolgáltatva redukáló körülményei mellett a képződő CO_2 egyrészt a vas hidrokarbonátos oldódására vezet, másrészt a feltételezhetően aktív vízcseréjű futóhomokrétegen a $Fe(HCO_3)_2$ ferrihidroxid-alakban történő kiválására. A 30,60–31,00 m között mutatkozó mészkonkréciósor a futóhomok fedőrétegének talajviz-

* A vas $Fe(HCO_3)_2$ alakban való oldása a talajvízben RUTNER (82) szerint: 1. a víz oxigénhiányától, 2. a CO_2 , illetve a szénsav utánpótlódó mennyiségétől, 3. a 7,5-öt lényegesen át nem lépő p_H értéktől s 4. a ferrihidroxid mennyiségétől függ.

tükör feletti helyzetével (kapilláris szegély) magyarázható. Ez a jelenség a futóhomokrétég talajvízszint-ingadozást szemléltető ferrihidroxidos színeződési határaival és meszes homokkőpadjaival nem áll ellentétben.

Agyagásványok. A «vályogszintek» hőbomlási elemzéssel való vizsgálata során FÖLDVÁRINÉ és KOBLENCZ V. STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92) eredményeihez hasonlóan illitet mutatott ki csekély, többnyire bizonytalanul észlelhető mennyiségben. Az illit a lösz talajképződési elváltozása során, a muszkovitból képződött (92, 75).

«A humuszoldatok színéből és a tangens alfa értékéből a vályogszinteket kialakító növényzetre következtetve megállapíthatjuk, hogy ez hasonló volt a mai, dunántúli lomboserdős összetételéhez. Ugyanezt támasztja alá az agyagásványok termikus vizsgálata, mert itt is az illit az uralkodó mint a közép európai barna erdőtalajok összetételében általában» (92—400).

Az illitnek az óceáni éghajlatú szakaszok képződésére, az elváltozott löszrétegekre való korlátozódása STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS megállapításait támasztja alá. Löszben illit meghatározható mennyiségben nem mutatkozott. Vonatkozó vizsgálati eredmények alapján FÖLDVÁRINÉ korábbi megállapítása («A száraz klímájú vagy hosszú fagyperiódusú lassú elmálások leggyakrabban illitszerű agyagásványokat eredményeztek.» 31—22) módosításra szorul.

VIII. Az alapszelvény üledékeinek p_H értékei

A p_H érték ingadozása és az üledékek karbonáttartalma közötti kapcsolat közvetlen. Karbonáttartalom esetén 8 körüli, hiánya esetén 7-ig csökkenő p_H értékeket észleltünk (3. melléklet). A p_H értékek mozgalmasabb lefutása, nagyobb ingadozása (maximális érték: 9) az elváltozott löszrétegeknél észlelhető, de belőlük «Scherf vizsgálataival ellentétben sajnos semmi következtetést nem vonhattunk le, mert az utólagos átmeszezés, amire a mézskiválások jelenléte utal, megváltoztatta az eredeti állapotot» (92—400).

Az alapszelvény üledékeinek biológiai tartalmáról az ősemlős leletek bevezetésben történt említése és HORVÁTH (38) csigafauna-tanulmánya adatainak táblázatos összefoglalása (3. melléklet) ad felvilágosítást. Az őslénytani adatokból levonható következtetéseket az anyagfeldolgozási fejezet korábbi részeiben használtuk fel. Az alapszelvény tagolásánál értékelésükre visszatérünk.

Az alapszelvény rétegei pollent nem tartalmaznak.* SCHERF és ZÓLYOMI erre vonatkozó vizsgálatai szintén negatív eredménnyel jártak.

* NAGY LÁSZLÓNÉ vizsgálati eredménye.

TELEPÜLÉSI VISZONYOK

Az alaktani vizsgálatok tulajdonképpen a lösz szöveti szerkezetének tanulmányozásával kezdődtek. A nagyítással* felismert alaki sajátságok közé tartozik a száraztér-színi lösz rétegzetlensége, a nedvestér-színi lösz kőzetváltozás nélküli és az «infúziós» és «mocsári» lösz enyhén hullámos elválási felületű rétegzettsége.

Szöveti vizsgálatok vezettek az elváltozott löszrétegekben mutatkozó, szabad szemmel nem vagy alig észlelhető szoliflukciós jelenségek felismerésére is a vasútállomás mögötti feltárás fölé telepített fúrások anyagának tanulmányozásánál és az alapszelvény 11,60–12,20 m közti elváltozott löszrétegének felszínén. Utóbbit ZEBERA is említi (113). Az 1952. évi feltárási munka a 33,50 m-es felületről kiinduló, sűrű, löszkitöltésű, vas-hidroxidos köpennyel övezett zsákos tundrajelenséget tett szabaddá.

Szemeseösszetételi és szöveti szerkezetvizsgálatok felhasználása a települési viszonyok tanulmányozásánál

A löszrétegekben mutatkozó változás lassú, átmenetes (22,00–31,60 m) vagy ingadozó jellegű (0,00–9,50 m), ha megfigyeléseinket a $< 0,1$ mm \varnothing -jú részlegben jelentkező változásokra korlátozzuk. Előbbinél főként a $< 0,02$ mm \varnothing -jú részleg csökkenésében, utóbbinál pedig a D_2/D_3 ingadozásában jut kifejezésre (3. melléklet).

Következőkben a $< 0,1$ mm \varnothing -jú és a $0,1 >$ mm \varnothing -jú részleg együttes szemléletén keresztül az alapszelvényben mutatkozó változások típusainak üledékföldtani elemzését adjuk.

A lösz- és homokrétegek kapcsolata

1. Ha a homokréteg ugyanazon löszréteg homokrészlegének meg-növekedése útján áll elő: fokozatos átmenet észlelhető.

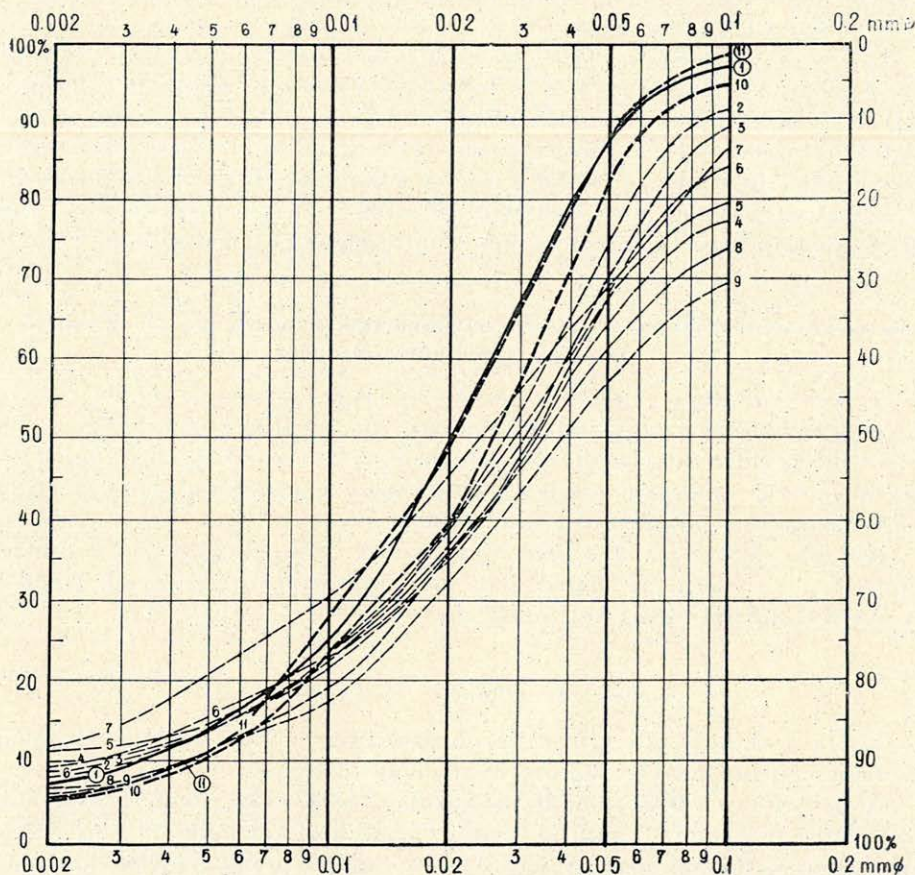
A 4. ábra a 30,40–28,30 m közötti összeletrész szemcseösszetételi viszonyait tünteti fel. A minták számozása alulról kezdődik.** Az 1., 2. sz. minta nedvestér-színi lösz, a 10., 11. sz. minta pedig az első kettőhöz szemcseösszetételben nagy hasonlatosságot mutató, hasonló szállítási és lerakódási viszonyokat feltételező — D_2/D_3 érték 4,3, illetve 3,6 — «infúziós» körülmények között kifejlődött lösz.

Közöttük tarka, vashidroxidos festésű, gyengén hullámos elválási felületű «mocsári» lösz települ. A homoktartalom némi ingadozással fokozatosan növekszik 30%-ig. Az osztályozottság foka szélső értéket mutat, $Sz = 11,3$, szemben az azonos osztályozottsági fokú fekvő és a fedőréteg 3,8 értékével. A D_2/D_3 1 felé tartó viszonyszámai az üledékszállításban és

* Szöveti szerkezetvizsgálatainknál általában $25\times$ nagyítást alkalmaztunk.

** Üledékföldtani elemzéseink ábráin a számok mindig alulról kezdődő sorrendet jelölnek.

lerakódásban jelentkező zavarokat mutatják, a szemcseösszetételi többszörös mellékmaximumok pedig a maximumfokok alacsony értékeivel szemben (3. melléklet) az üledéklerakó közegben bekövetkezett, elváltozási folyamatokkal egybekötött változást. A 10, 11. sz. minta görbéje a kiindulási viszonyok helyreállítását mutatja.



4. ábra

A 4. ábra az eljegesedés, a löszképződés alatti éghajlati változás üledékképződésben megnyilatkozó hatását mutatja, ahol a 11. sz. minta a kiindulási viszonyok helyreállítását, az éghajlati változás végét jelzi. Az éghajlatváltozás csigafauna alapján kedvezőtlen és szélsőséges, olyannyira, hogy az összetetésnél még a fedőrétegek jellegzetes eljegesedés alatti szárazföldi éghajlata is kedvezőbbnek mutatkozik.

Az üledékföldtani elemzés a mocsár kifejlődése mellett az üledékképződésben beállott zavarokról tesz említést anélkül, hogy a löszképződés megszakadását jelentené. A löszképződés alatti mocsár-kifejlődés

ellentmondás-feloldását az üledékképződésben kimutatható nyugtalanság és mocsárfacies mocsári flóra-fauna szegénysége, illetve hiánya készíti elő. A mocsárkifejlődéshez az évi párolgásmennyiséget meghaladó csapadékmennyiség szükséges, ez viszont csak úgy hozható össze a löszképződéssel, ha a szárazföldi anticiklonok uralmát a nyári félévben kifejlődő tengerek feletti anticiklonok időszakosan megszakítják. Évszakváltózos anticiklonok kifejlődése nemcsak a csigafauna alapján levonható szélsőséges zord éghajlattal áll összhangban, de a tundrajelenségek hiányával is, amely utóbbi nyereséges vízgazdálkodás, zord téli félévek mellett csak úgy képzelhető el, ha a nyári besugárzásmennyiség szélsőséges megnövekedésével és a következményként adódó, a fagyott felszín teljes vastagságát érintő évszakos olvadási mélységgel számolunk. Ez viszont csak anti-glaciális interferencia esetén áll fenn.

Az antiglaciális szoláris éghajlati típus jégpusztítással jár. A kiindulási viszonyoknak a 10, 11. sz. minta által jelzett helyreállása és tartós fennmaradása (3. melléklet) e rétegekről tett korábbi megállapításaink figyelembevételével arról tájékoztat, hogy a skandináv jégtakaró kiterjedése a jégpusztító éghajlati szakasz után is még mindig jelentékenyebb volt, mint az alapszelvény felső 15 m-es lösz-összlete kifejlődésének idején.

Az antiglaciális szoláris éghajlati típus eljegesedés alatti kifejlődését szerepe és eredménye alapján szemikriofób szakasznak neveztük. A tőle kiváltott üledékföldtani jelenségeket a 4. ábra alapján elemeztük.

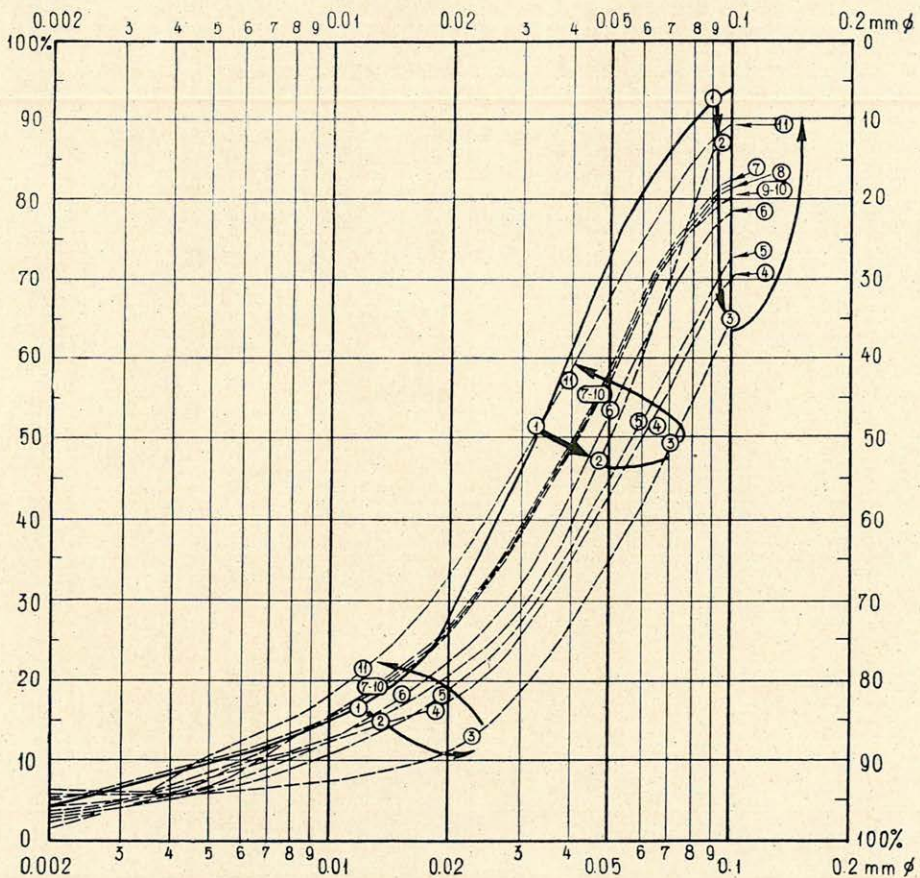
Az 5. ábra lényegében a 4. ábrához hasonló viszonyokat mutat. 13 egymást követő minta szemcseösszetételén keresztül szemlélteti azt a változást, amelyet a küszöbértéket még meghaladó skandináv jégtakaró lassú pusztulása alatt — D_2/D_3 értéke csökken, $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ értéke, s a változás előtti méterben a homoktartalom mennyisége ingadozással növekszik (3. melléklet) — bekövetkezett éghajlatváltozás hozott létre. A 22,30—19,90 m közti összletrész kezdő és zárótagja között ismét rokonság áll fenn, csak hogy a melegkedvelő csigafauna megjelenése a fedőben a humuszminőség magas, tőlünk északibb szélességi övek erdőjére utaló értéke és a megújuló löszképződésnek immár erdősztyepp-lösz jellege a megelőző löszképződési szakasz végét jelzi. A löszképződés lezárul, és a lösz felszínén talajképződési elváltozás folyamatai lépnek fel.

A homoktartalom megnövekedése a 3. mintában a nehezen érvényesülő éghajlatváltozás hirtelenszerű kifejlődését mutatja. A visszafejlődés fokozatos és általánosan észlelhető mind a Q_{25} , a mediánvonal, mind a Q_{75} táján.

Az 5. ábrán bemutatott jelenség a 4. ábra jelenségével együtt egyazon löszréteg különböző szintjeiből való. Közöttük 6 m-t meghaladó löszréteg települ. A második éghajlati változás mértékét a küszöbérték felé visszahúzódó jégtakaró alatti, mégis nehézkes uralomrajutás és fokozatos visszafejlődés jellemzi. A löszképződés nem szakad meg, önálló homokréteg nem képződik, csak homokosodás, amelynek csökkenése a löszképződés

megerősödésével jár együtt immár az eljegesedés végét jelző erdőszyepp-előrenyomulással és melegkedvelő faunaelemek megjelenésével.

☐ Az éghajlati változás kiváltó oka a jégtakaró küszöbérték felé történő visszahúzódásakor, az eljegesedés záró szakaszában: gyenge antiglaciális vagy rokonjellegű, erős szubarktikus kilengés. A küszöbértéket közelítő jégtakaró ui. az éghajlati változás alatt és végét követően még mindig fenn



5. ábra

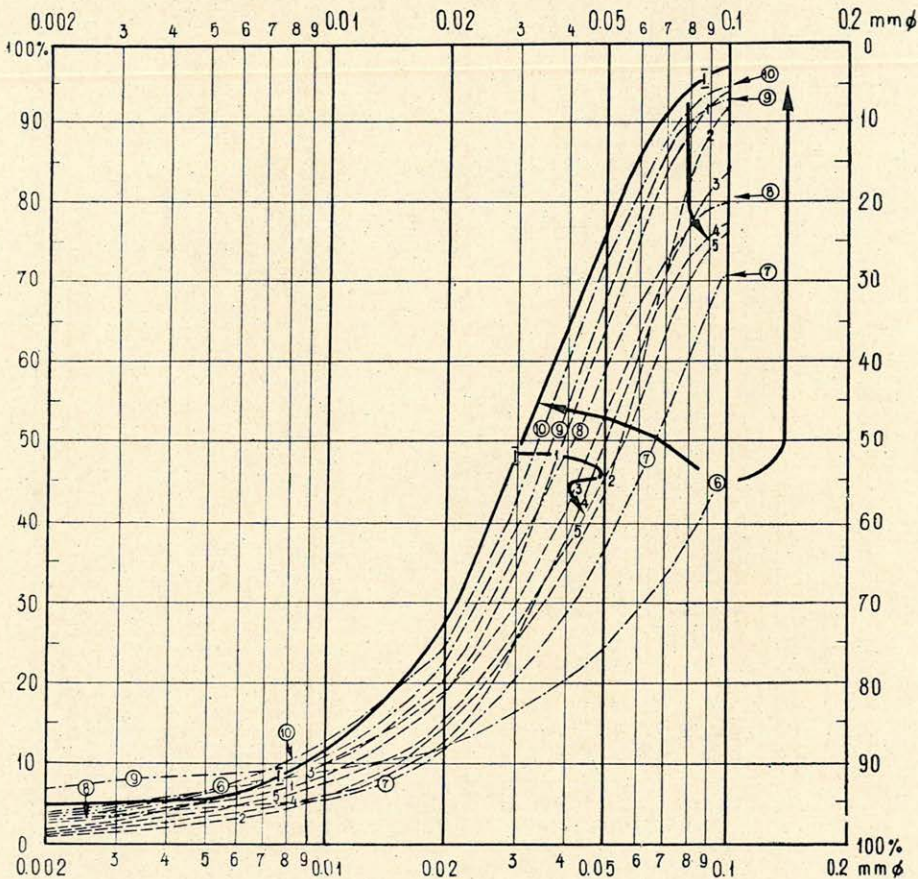
tudja tartani, illetve újból meg tudja erősíteni — rövid időre — a löszképződéshez szükséges éghajlati jellemzőket.

2. Ha a homokrét a fekvő löszrét homokrézlegének megnövekedésével löszös futóhomokként áll elő, és a fedő löszrét löszös futóhomokkal kezdődik: az átmenet makroszkóposan fokozatosnak látszik.

A 6. ábrán a 16,20–14,80 m közötti összletrész üledékképződési viszonyainak értelmezéséhez a fekvő löszrét 17,10–16,90 m közötti I. jelzésű nedvestérszíni lösz mintájának szemcseösszetételét is felhasználtuk.

A D_2/D_3 17,30 m-től kezdődő görberése már a homokrészleg megnövekedése előtt tájékoztat az üledékképződésben beálló változásról. Az osztályozottság fokában jelentkező változás azonban csak a homokrészleg megnövekedésével áll elő (3. melléklet).

A 6. ábrán I-től kiindulva az 1–5. sz. minták 0,05–0,1 mm ϕ -jú szemcserészlegének fokozatos megnövekedése együtt jár a homoktartalom



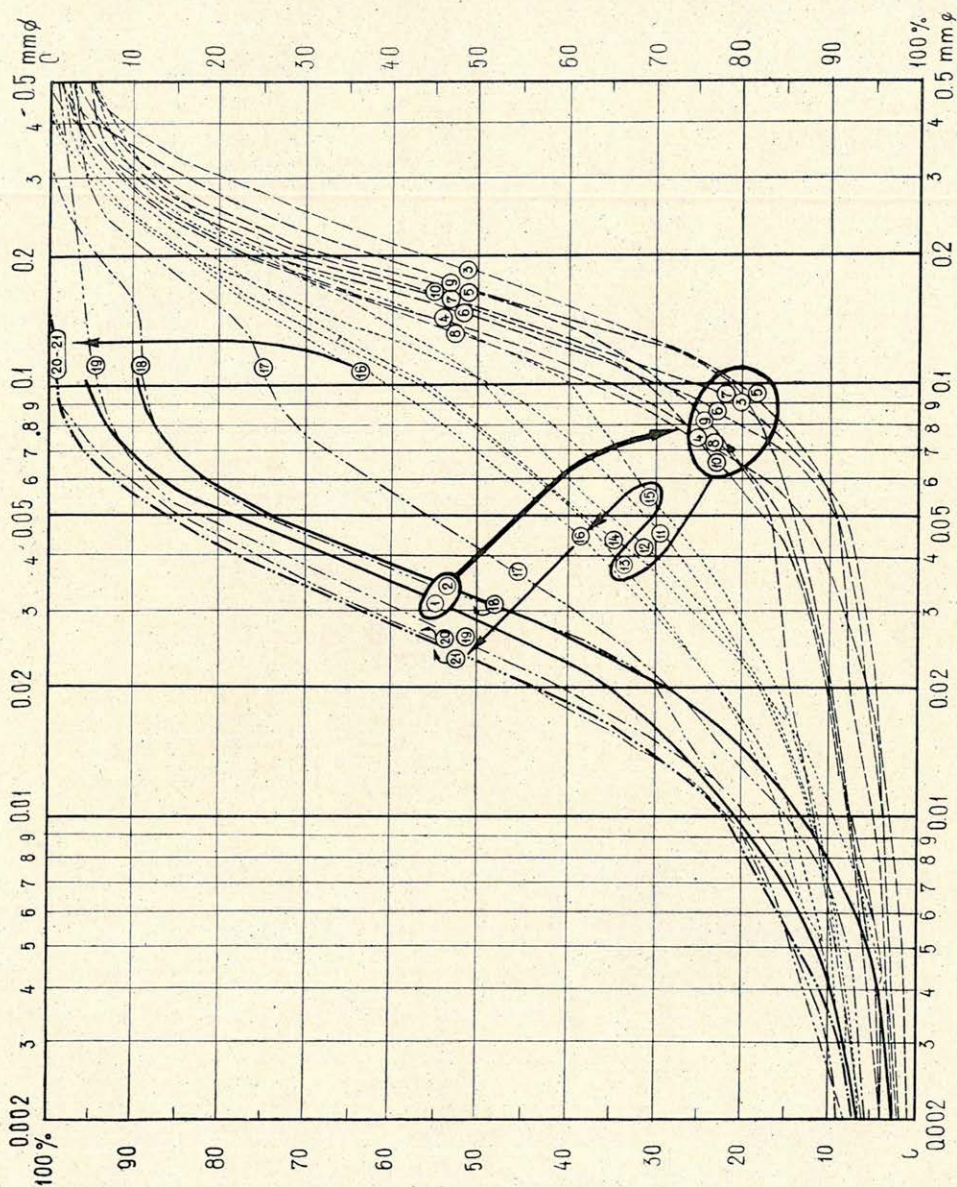
6. ábra

24%-ig növekedésével. A homoktartalom ásványtani összetételében (100), koptatottsági statisztikus képében (6. táblázat), csigafauna-összetételében (38) mutatkozó határt a szemcseösszetételi görbék 6. sz. mintától szabályosan csökkenő finomhomok (0,05–0,1 mm ϕ) és homoktartalma is megerősíti.

A nedvestérszíni összletből a löszös futóhomok vezet át a száraztérszíni lösz-összletbe. A száraztérszíni összletbe képest — korábbi elemzé-

sünek szerint — a fekvő nedvestérszíni löszréteg nagyobb légnyalomban, belföldi jégtakaró nagyobb területi kifejlődése mellett jött létre.

Az 1–5. sz. minták által képviselt löszös futóhomokrég a D_2/D_3



7. ábra

érték korábban megnyilatkozó csökkenésétől kezdődő nedvestérszíni löszrétegrésszel együtt a skandináv jégtakaró pusztulási, küszöbérték fölé történő visszahúzódsai szakaszait előidéző antiglaciális kilengés, kriofób szakasz üledéke.

15,50 m-nél a löszképződés megszakad. A felette levő löszös futóhomok ásványtani statisztikus összetétele, koptatottsági képe, futóhomokképződési szakasról tanúskodik. A futóhomokot a közeli területeken a következő löszképző szakasz lösze csak fokozatosan és lassan tudja befedni. Innen adódik a fedő löszrétegnek 5% körüli homoktartalma, a futóhomokéhoz hasonló koptatottsági és ásványtani statisztikus összetétele.

3. A homokréteg éles alsó határral, külszíni megfigyelés szerint fokozatos átmenettel kapcsolódik a fekvő, illetve a fedő löszrétegekhez.

A 7. ábrán az éles alsó határt az 1., 2. sz. mintát követő ugrásszerű változás jelzi. A zsákos tundrajelenség szintjére (33,50 m) települt futóhomokban a löszminőségű alkatrészek feldúsulásával a 10. sz. mintától kezdődően ismét változás mutatkozik. A szemcseösszetételi görbék lefutása éppúgy, mint a D_2/D_3 értékei és az osztályozottság fokának leromlása (3. melléklet) e képződmény összemosott jellegét tanúsítja. A futóhomokképződést követő humid éghajlati szakasz üledékének tekinthető. A $< 0,1$ mm \varnothing -jú alkotórészek feldúsulása a leöblítéssel lepusztított löszfelszínnek anyagának a futóhomokhoz való, belvizek okozta keveredése útján áll elő. A 3–10. sz. minta által képviselt futóhomokréteg $< 0,1$ mm \varnothing -jú anyagmennyiségének túlnyomó része utólagos beiszapolódással magyarázható. A 16. sz. rétegtől kezdve a löszképződés fokozatosan csökkenő homokképződéssel, átmenettel megindul.

A fekvő löszréteg kifejlődése a löszképződést záró szakasz jellemvonásait mutatja, tundrajelenség kíséretében. Ez egyben a lepusztulás korlátozott mértékét is meghatározza. A 2. sz. minta után üledékhézag észlelhető, majd futóhomok-, összemosott lösz és futóhomokanyagú üledék képződése; amely fokozatos átmenettel adja át helyét a löszképződésnek. A 17. sz. mintától, a löszképződés megindulásától az osztályozottság foká rohamosan növekszik.

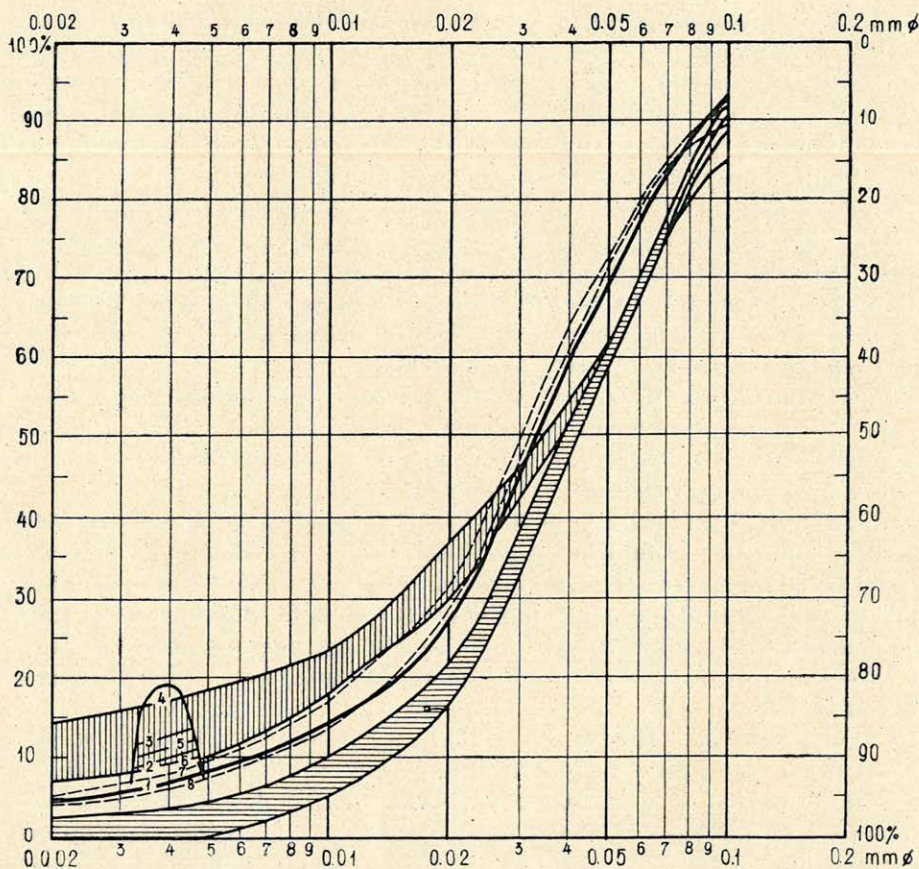
A fedő löszréteg 19–21. sz. mintái a fekvő löszréteg 1–2. sz. mintáival szemben a skandináv jégtakaró nagyobb kiterjedését valószínűsítik. A fedő löszréteg és az alatta levő összemosott üledék közti fokozatos átmenet valószínűvé teszi az összemosást előidéző humid éghajlat és a glaciális kilengés, a jégképző — kriofil — folyamat azonosságát. A rétegek jelenlegi kapcsolatának kialakulása, színeződésének, mésztartalmának változása későbbi, «egységesítő» folyamat eredménye. Elemzését az elváltozási jelenségek tárgyalásánál adtuk.

Lösz- és elváltozott löszrétegek kapcsolata a két legfelső «vályogszint» tanulmányozása alapján

A 8–9. sz. ábra egymást követő rétegek szemcseösszetételi viszonyait szemlélteti. Az ábrák mintaszámozása folytatólagos, a 12,80–9,00 m közötti rétegsort öleli fel. A száraztérzíni szöveti szerkezet általános. Ezen belül az 1. sz. minta sztyepp-lösz, felette a 2., 3. sz. minta átmenet az erdősztyepp-löszbe. A 4-től 6-ig a talajképződési elváltozási folyamatok erősödése észlelhető. A 7. sz. minta átmenet a középső erdősztyepp-lösz

rétegbe, amely 10-ig tart. A 11–12. sz. minta vezet át a felső elváltozott löszrétegbe (13–16. sz. minta). A 18. sz. minta ismét erdőszyepp-lösz, a 19. sz. pedig sztyepp-lösz (3. melléklet).

A 12,80–9,00 m közti szelvényrészzen a $< 0,02$ mm \varnothing -jú részleg a



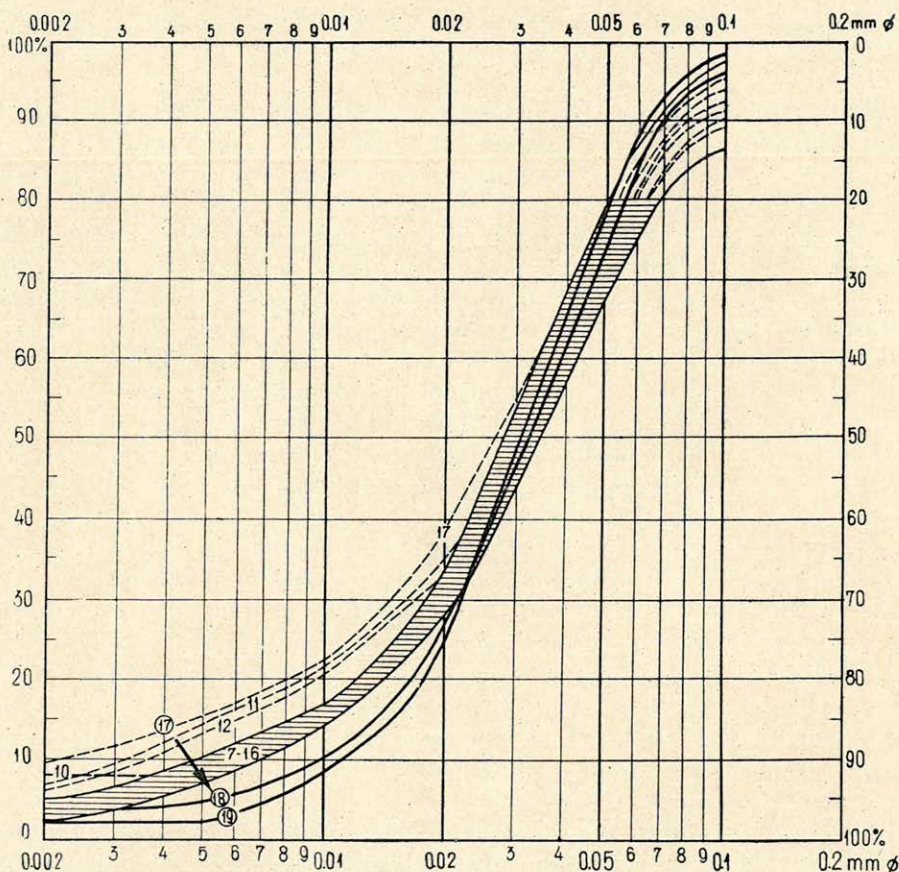
8. ábra

26%-os alapérték felett van. Mellette szembetűnő a homokrészleg 5–10% körüli állandó jelenléte. $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ viszonyszám közelít az 1-hez, a D_2/D_3

értéke az alsó elváltozott löszrétegben az általános 2 körüli értékről 1-re csökken. A szemcseösszetételi maximumhelyek görbéje ugyanitt a 0,05 mm \varnothing -jú határ felé leng ki, és élénken elkülönül a burkoló mediángörbétől (3. melléklet). A szemeloszlási görbéken mellékmaximumok jelennek meg. Az osztályozottság fokának leromlása két hullámot vet, közülük az alsó jelentékenyebb (3. melléklet). Az alsó és felső elváltozott löszréteg

humuszminőségi vizsgálatai a «Dunántúlt ma is borító erdőtalajok tangens alfa értékeihez» hasonló eredményeket szolgáltatottak (92).

Éghajlattani értékelés: a kiindulási száraztérzónai lösz kifejlődési jellege az öt követő erdőszyepp-lösz, az üledékképződésben beállott zava-



9. ábra

rok, küszöbérték körüli skandináv jégtakaró melletti éghajlati változást, mérsékelt, nedves éghajlat beköszöntését jelentik, különösen a löszképződés 6. sz. minta után bekövetkezett megszakadásán és talajképződési elváltozási folyamatok megindulásán keresztül.

Jellemző, hogy a $< 0,02$ mm \varnothing -jű részleg fokozatos növekedése (8. ábra: nyíl) az erdőszyepp-előrenyomulással és nem a talajképződési elváltozás folyamatával mutat párhuzamot. A 4. sz. mintától növekvő talajképződési elváltozással szemben csökken a $< 0,02$ mm \varnothing -jű részleg értéke. Ha a $0,05$ – $0,1$ mm \varnothing közti görberészek lefutása alapján rajzolnánk meg a szemcseösszetételi görbék várható $< 0,05$ mm \varnothing -jű részének

lefutását, a 8. ábrán vízszintes vonalkázással megjelölt területre kellene esniök. A görbék valós lefutását ábrázoló függőleges vonalkázott terület-rész azonban már a 0,05 mm \varnothing -jü határnál különválnak, jelezve a lebontási folyamatoknak a 0,05 mm-ig terjedő felső határát. Természetesen az erdő-sztyepp-löss képződés finom szemcserészleg-növelő folyamatától nehéz elkülöníteni a talajképződési elváltozás részint lebontó, részint felhalmozó folyamatait, illetve az ezek révén előállott finom szemcserészlöss meg-növekedést.

Feltétlenül figyelmet érdemel azonban a 9. sz. ábra, amely a löszképződés erdősztyepp-löss alakjában történt megújulásán keresztül nem teszi szükségessé a finomszemcserészleg 8. sz. ábrán látott törésszerű meg-növekedését, de a 11, 12. sz. mintákban hasonló eredményeket mutat.

Az a tény, hogy a felső elváltozott löszréteg szemcseösszetéti görbéi egy mezőn belül töréssmentes lefutást mutatnak, a talajképződési elváltozás okozta elagyagosodás folyamatának mértékét és a lejátszódó lebontási folyamatoknak az alsó erdősztyepp-löss és elváltozott felső rétegénél jóval szűkebb és kisebb szemnagyság felső határú szemnagyság-keretre való korlátozódását jelenti. A talajképződési folyamatok által kiváltott elagyagosodás mindkét ábrán hasonló mértékűnek vehető, mivel a hasonló éghajlati körülmények között kialakult erdő élettartama is hasonló volt (92). Ezzel az erdősztyepp-löss képződés lebontási folyamatának mértéke kifejeződik.

Az erdősztyepp-löss képződése közben végbement lebontási folyamatok mértéke a két ábra alapján különböző, ez viszont belátható, mivel a lebontási folyamatok mértékét az éghajlati körülmények, a földrajzi adottságok mellett az üledékképződés sebessége is nagymértékben befolyásolja. A 18—19. sz. minta szemcseösszetéti görbéi a löszképződés körülményeinek megerősödését jelentik. Az elváltozott lösz és a fedő löszréteg közti átmenetet állatjáratok jellemzik, amelyek kitöltésanyagainak vizsgálata a növénytakaróban beállott változást, «a mezőség, a sztyepp uralomrajutását» igazolja (92).

A 6. sz. minta után az erdősztyepp-löss megjelenésével ismét éghajlat-változás következett be. A skandináv jégtakaró korlátolt meg-növekedését szemléltetik a D_2/D_1 viszonyszámok növekvő értékei, az osztályozottság fokának növekedése, az erdősztyepp-löss képződésénél lejátszódó lebontási folyamatok csökkent jelentősége, szemben az alsó elváltozott löszréteg erdősztyepp-löss fekvőrétegeivel. HORVÁTH (38) csigafauna alapján különbséget tudott tenni az alsó és felső elváltozott löszréteg löszének képződési körülményei között. Az alsó réteg kifejlődési körülményeit a felsőnél üledékföldtani elemzésünk megállapításaival egyértelműen valamivel kedvezőbbnek ítéli. A 17. sz. minta eljegesedésvégi csigafaunát tartalmaz. Utána talajképződési elváltozási folyamatok jutnak érvényre mérsékelt, nedves éghajlat kialakulása mellett. Fokozatos átmenettel köszönt be a 18. sz. mintától a legfelső löszréteg kifejlődése az alattinál kevésbé zord szárazföldi éghajlattal.

A 6. sz. mintával bekövetkező éghajlati változás mérsékelt, nedves

éghajlat mellett részleges jégtakaró-megújulással és előrenyomulással járt. Kiváltó oka az előrenyomulás mértéke alapján gyenge glaciális vagy ún. aktív szubtrópusi kilengés, amely utóbbi jellege és eredménye alapján szemikriofil szakasznak tekinthető.

Éghajlati jellemzésre nem használjuk fel, csak felemlítjük a 6. sz. minta felszínén észlelt gyenge tundrajelenségeket, mint a mérsékelt — nedves és hideg — száraz éghajlati szakasz határán létrejött folyamatokat, mivel a tundrajelenségek éghajlatjelző értékét, éghajlati tagolásra való alkalmasságát erősen csökkentti az a tény, hogy *hiányuk nem jelenti a tundraképződés lehetőségének hiányát* is. A tundra még képződésének megfelelő éghajlati körülmények között is a talajvízszint állásától függő esetleges jelenség.

30,50, 24,30, 15,50 m-nél denudációs felszínek mutatkoznak. A 30,50, 15,50 m-nél kialakult lepusztítási felszínek löszképződés, eljegesedés végét jelző üledékeken fejlődtek ki, a 24,30 m-nél levő, pedig az eljegesedés második felére utaló löszrétegen. Utóbbit ugyanolyan, talajképző folyamatoktól kissé elváltoztatott lösz borítja. STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92) szelvénye kiegészítéssel szolgál. A 24,30 m szint fölötti lepusztult, elváltozott löszréteg STEFANOVITS szelvényében megtalálható. STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS vizsgálati eredményeit a 3. melléklet rétegszelvényére rávetítettük.

A 24,30 m-nél a lepusztítás mértékét kb. 1 m-es elváltozott löszréteg hiányával fejezhetjük ki. Mivel a másik két denudációs felszín eljegesedésvégi üledékeken fejlődött ki, valószínű a lepusztítás mértékének korlátozottsága.

Az alsószelvényt két futóhomokrétteg (15,50, 33,50 m) három összlet-részre tagolja. Mindkét homokrétteg denudációs felszínre települ.

Az összletrészek felépítésében túlnyomórészt eolikus és elváltozott eolikus, elenyésző vastagságban mocsári és összemosott üledékek vesznek részt. Folyóvízi üledék jelenléte vizsgálati alapon nem valószínűsíthető.

Az alsó összletrészt a pannóniai homokra települt vashidroxidos festésű, homokos mészkőpadokkal tagolt futóhomok építi fel. A futóhomokra fokozatos, keskeny átmenettel lösz települ. A lösz a feltárás fejtési szintjében elváltozott löszréteg osztja ketté.

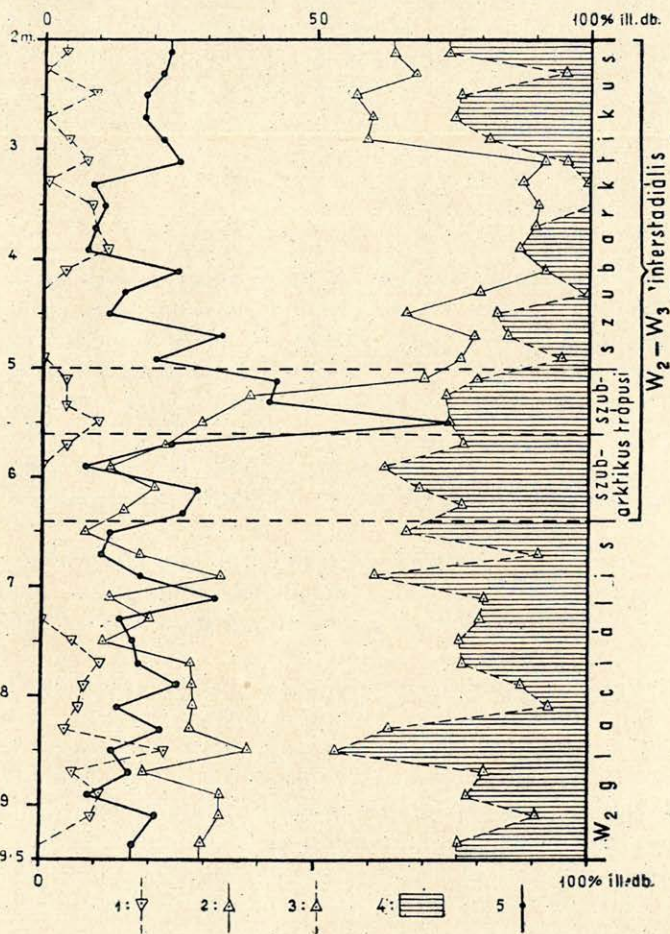
A középső összletrészt az alsó összletrészt lepusztított felszínére települt vashidroxidos festésű futóhomok s a rá keskeny átmenettel települt lösz építi fel. A középső löszösszletet két elváltozott löszréteg három részre osztja.

A felső összletrészt löszös futóhomokja a középső összletrészt lepusztított felszínére települt. A felette levő löszösszletet két elváltozott löszréteg három részre tagolja. A felső összletrészt kifejlődéséhez teljesen hasonló nemcsak a BOHMERS (15, 16) közölte Dolní Věstonice-i szelvény, hanem Középeurópa többi, hiánytalan, würmi lösz-szelvénye is.

Az alsó összletrészen kívül a középső és felső összletrészt részletes

üledékföldtani elemzésben részesült. Kiegészítésként az alsó összletréz és a legfelső löszréteg üledékföldtani elemzését adjuk.

Az alsó összletréz vashidroxidos festésű, vörösbarna színű futóhomokját éppúgy csak jelentékenyebb homokos mészkőpadok tagolják, mint a 33,50 m-es szinten települt ugyancsak vashidroxidos festésű futó-

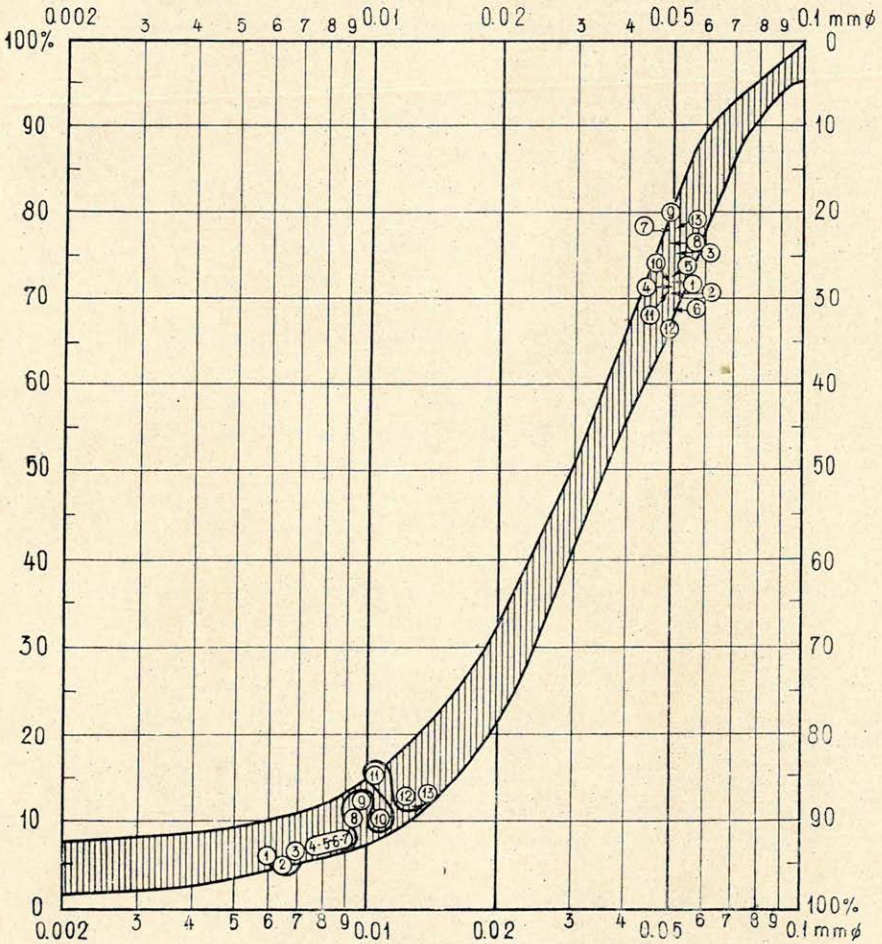


10. ábra

1: amfibikus fajok, 2: *Trichia hispida* L., 3: nedvességkedvelő ubiquisták, 4: ligeti, erdei fajok, 5: egvedszám

homokot. Az átmenet bár keskeny: azonos, jégképző, glaciális éghajlati szakasz üledéke. A felette települt lösz képződését részleges jégtakaró-előrenyomulással járó, talajképződési elváltozási folyamatokat kiváltó szemikriofil-szakasz gátolja meg. A skandináv jégtakaró előrenyomulása a mérsékelt-nedves éghajlati szakasz után biztosítja a löszképződés feltételeit. A képződött lösz erdőszytepp-jellegű melegkedvelő faunaelemekkel.

Jelentős rétegvastagságon keresztül a skandináv jégtakaró küszöbérték körüli kiterjedését valószínűsíthetjük. Ez a réteg szolgáltatta STEFANOVITS (92) antilop leletét s szolgáltatta a feltárási munkák során a további gerinces őslénytani leletanyagot. A korábbi tagolások legnagyobb nehézségeit ez az összletrész okozta vashidroxidos festésű konkréciósorokkal, mészkőpadokkal kísért rétegei miatt. Ezek a képződmények a tundra-



11. ábra

jelenségekkel együtt az alsó összletrész kifejlődési körülményei és a talajvízszint ingadozása közti szoros kapcsolatra mutatnak. Fokozta a nehézséget a lösz erdőszyepp-jellegéből adódó magas $< 0,02$ mm ϕ -jú értéke. Az erdőszyepp-lösz réteg nedvestérszíni szerkezetet mutat. A $< 0,02$ mm ϕ -jú részleg magas százalékértékei ez esetben azonban nem a légnnyugalomtól származnak, hanem az erdőszyepp-lösz képződésével együtt-

járó lebontási folyamatoktól, amelyeknek mértékét a talajvízszint általános közelsége és a viszonylag kedvező éghajlat (melegkedvelő csigafauna) megnövelte. A löszképződés megszakítása nélküli éghajlatváltozást tundrás mocsarak kialakulása jelzi (jégtakaróelőrenyomulás), majd talajvízszint-süllyedés következtében a tundrajelenségeket nedvestérszíni, ezúttal már légnyugalomra utaló löszréteg váltja fel. A következő éghajlatváltozás sem jár a löszképződés félbeszakításával. Melegkedvelő csigafauna mutatkozik. Az éghajlatváltozás talajvízszint-emelkedéssel jár, és nyomában tundrajelenségek lépnek fel.

Az alsó összletrész képződésének egész tartama alatt a skandináv jégtakaró mértéke a küszöbértéket meghaladta. Csak az első jégtakaróelőrenyomulást előidéző éghajlatváltozás járt a löszképződés megszakításával.

A legfelső löszréteget HORVÁTH (38) csigafauna alapján több részre tagolta. A rétegrészeket BACSÁK szoláris klimatípusaival azonosította. Eredményeinek százalékos értékelését a 10. ábra mutatja. Erre rávetítettük a csigafauna egyedszám-értékeit is HORVÁTH elhatárolásainak megjelölésével. A 6,00—3,60 m közötti rétegrész szemcseösszetételi görbéit ugyanakkor a 11. ábrán közöljük. A szemcseösszetételi görbék függőlegesen vonalkázott mezőjét csaknem párhuzamos lefutású határológörbék veszik körül. Az üledékképződésben változás nem észlelhető, beleértve a 11. ábra alatti és feletti rétegrészeket is.

A legfelső lösz csak csigafauna alapján tagolható, anélkül, hogy határokat adhatnánk és a határok közti szakaszokat BACSÁK valamelyik szoláris éghajlati típusával megbízhatóan azonosíthatnánk. A fauna egyedszámának növekedése önmagában az életkörülmények kedvező változását jelenti, löszképződés alatt: jégtakaró visszahúzódást. A csigafauna 2 m körüli rohamos csökkenése jégtakaró-előrenyomulás után kifejlődött, az előzőnél hidegebb — száraz éghajlatot jelent anélkül, hogy a jégtakaró-megújulási folyamat az üledékképződésben és üledékkifejlődésben megnyilatkozott volna. A löszréteg felső része méreteiben ellenőrizhetetlen holocén lepusztításnak esett ádozatul. A ma felszínen levő réteg feletti, az eljegesedés végét jelző löszkifejlődés hiányzik.

A rétegek települése általánosságban vízszintes, alig észlelhető délies lejtésű.

A téglagyári feltárásban az elváltozott löszrétegek felszínén mutatózó, a fejtési középpont felé irányuló lejtés magyarázza a mésztartalom hiányát szelvényünk középső és alsó szinttájaiban, szemben STEFANOVIČS—KLÉH—SZÜCS (92) szelvényével, amely a mindenkori legmélyebb felületi pontokon halad keresztül.

AZ ALAPSZELVÉNY ÜLEDÉKEINEK KORA

Az alapszelvény települési viszonyainál eljutottunk az üledékképződési folyamatok klimatikus értelmezéséig, az alapszelvény üledékei éghajlatjelző értékének megjelöléséig. Ha ezeket a bizonyításokat és ered-

ményeket anélkül, hogy terjedelmesen újraismételnénk, felrakjuk az alapszelvény vizsgálati összesítő szelvénye (3. melléklet) jobboldalára, megjelölve a szelvény háromosztatúságát: tulajdonképpen nem tettünk mást, mint a paleoklimatológiai képek egymás fölé, időrendben történő elhelyezését, amelyeknek egybevetése az abszolút időszámítású éghajlati tagolási rendszerrel (1. melléklet) a *kötetlen rendű, egymás közt egybevágó sorok* azonosítási elve alapján kormeghatározásunk alapja. Ily módon összesítésünk már nem elméletigazoló főrekvés. Mentés az abszolút rendszer spanyolcsizmájától. Az abszolút és a relatív időszámítású rendszer egybehangzását szükségtelenül nem domborítjuk ki. A MILANKOVIC-elmélet földtani igazolás-szolgálatáról a bevezetőben negatív értékeléssel megemlékeztünk.

E végső egybevetésnél találkozunk dolgozatunk deduktív módszerű és tárgyalási rendű első és induktív módszerű, anyag-alak-folyamat hármasságára felépített második része, amely utóbbiban üledékföldtani elemzéseink és összesítésünk alapját a földtani tények együttes szemlélete és a dolgokban rejlő ellentmondások megragadása és feloldása képezte.

Mindezek alapján a 3. melléklet már nemcsak állít, hanem bizonyít is.

Földtörténeti elemzéseink eredményeit a 3. mellékleten összesítettük, egybevetve az 1. mellékleten közölt Középeurópára vonatkozó pleisztocén éghajlati tagolódási táblázattal. Ennek alapján a három nagy eljegesedés üledéksorát felölelő három összletrész a mindeli, rissi és würmi eljegesedési szakaszok üledéke. A részletes tagolást a 3. mellékleten közöljük.

Tagolási eredményeink megerősítik a M_1 , R_1 , W_1 kettétagoltságát, a $W_2 + W_3$ egymásba történő fokozatos átmenetét, a lepusztítási üledékhiány csekély mértékét.

Az interkriónálisokat csak két futóhomokréteg képviseli.

Az alapszelvény *nem teljes pleisztocén szelvény*. A günzi eljegesedések üledékeinek jelenlétét igen erősen elváltozott lösz formájában csak a Bence-kocsmai feltárásban valószínűsíthetjük. Ez a kérdés azonban még további tanulmányokat kíván. Úgyszintén szükséges lenne szelvénytanulmányunk fúrásokkal való kiegészítése É-i és D-i irányban.

STEFANOVITS antilop leletének kora: a M eljegesedés második része.

A «padorfi vályogövek» (18) elváltozott löszréteg nem felel meg, a «göttweigi vályogöv» kifejlődését a 8–9. ábrán tanulmányoztuk.

ÖSSZEFOGLALÁS

A paksi alapszelvény nem teljes pleisztocén szelvény. A günzi eljegesedésnek megfelelő löszrétegek kifejlődése csak a közeli Bence-kocsma melletti feltárásban valószínűsíthető. A mindeli, rissi, würmi eljegesedések üledéksora csekély lepusztítási üledékhiány kivételével teljes. A M_1 , R_1 , W_1 lösze kettétagolódik, a $W_2 + W_3$ viszont teljes átmenetet mutat elhatárolás lehetősége nélkül.

Az alapszelvényt csak eolikus és elváltozott eolikus üledékek (lösz,

futóhomok, elváltozott lösz), elenyésző mértékben mocsári és összerosott képződmények építik fel. Az összesítő képet a 3. melléklet tünteti fel.

Szelvényt tanulmányok során felismert vagy megerősített törvényszerűségek:

1. A lösz szöveti szerkezeti típusai a csigafauna-tanulmányok kapcsolatában fácies- és éghajlatjelző-értékűek.

2. Az alsó, még inkább a középső összletrész üledékképződési viszonyai nyugodtabbnak mutatkoznak a felső összletrész üledékképződési viszonyainál; a skandináv jégtakaró területi kiterjedése a létrehozott képződmények tanulsága szerint a középső összletrész kifejlődése idején volt a legjelentékenyebb.

3. A lösz jellegzetes szemcseösszetétele «nem diagenetikus folyamat következménye, hanem üledékképződési jelenség, amelyet a szállító- és lerakóközeg mozgási módja, sebessége határoz meg» (61).

4. A diagenézisként értelmezett talajképződés a löszre vonatkoztatva sokkal inkább elváltozási, mint kőzettválási, semmi esetre sem kőzetképződési folyamat.

5. A lösz ásványtani statisztikus összetétele változó (allochton) jelenség, jellegét a hozzákeveredett helyi származású törmelékes üledékanyag határozza meg.

6. Az ásványtani statisztikus képek alapján a futóhomokrétegek anyagának származási iránya Ny-i.

7. Mészkonkréciók kialakulási szintje a talajvíztükör feletti kapillaris öv; a mészkőpadoké a talajvízszint.

Szerző a paksi pleisztocén alapszelvény tagolását a paleoklimatológiai képek sorának megrajzolása után végezte el. A tagolásnál az abszolút időszámítású földtörténeti rendszerrel való egybevetés alapját a kötetlen rendű, egymás közt egybevágó sorok azonosítási elve képezte.

«... die physikalischen Ursachen der Veränderungen dereinst, nachdem sie richtig erkannt sein werden, die einzige natürliche Grundlage einer Abgrenzung der Zeitabschnitte sein werden.»

Suess, E.: Antlitz der Erde. (1888—1909.)

I.

LA DIVISION CLIMATOLOGIQUE DU PLÉISTOCÈNE EN EUROPE CENTRALE

INTRODUCTION

C'est pour la première fois au cours des recherches concernant l'histoire de la Terre que l'on a l'occasion de tracer d'une façon de grande envergure la série des images paléogéographiques successives ainsi que des causes et le cours des changements, sur la base des changements séculaires des éléments de l'orbite de la Terre, tout en restant indépendant d'une analyse d'ordre géochronologique. La théorie de radiation de MILANKOVITCH (65, 66), exempte d'hypothèses, montra bien non seulement les causes extra-terrestres des glaciations, mais aussi leur rythme temporel. La critique de la synthèse de cette théorie effectuée en collaboration avec KÖPPEN (67) peut être résumée en deux questions, de savoir :

1° Si elle soit admissible comme une théorie à expliquer les causes des glaciations?

2° Si elle puisse servir de base à la division temporelle du Quaternaire?

On ne saurait entreprendre la division du Quaternaire sans avoir fait une synopse des glaciations qui explique d'une manière unie les causes et le déroulement des glaciations et qui est en même temps la synthèse de l'histoire quaternaire, étant le produit de la critique ou bien l'influence réciproques des considérations théoriques et de l'analyse géochronologique.

C'est par là que nous avons montré l'essentiel du problème MILANKOVITCH: De la part de MILANKOVITCH on ne peut attendre que des explications et des arguments en face des objections théoriques formulées contre lui, l'appréciation et l'évaluation des facteurs terrestres qui influencent la glaciation (effet de réflexion, 108), le renouvellement et déve-

loppement de sa synthèse conformément à celles-là, et surtout, la courbe phénoménologique des changements d'insolation et, peut-être, du climat du Quaternaire.

Mais ce n'était pas MILANKOVITCH qui devait faire la synthèse de l'histoire du Quaternaire. C'étaient EBERL (24, 25), SOERTEL (90, 91), WUNDT (109—112), ZEUNER (114, 115) qui ont essayé d'établir cette synthèse de degré élevé.

Dans la phase initiale de l'évolution de la théorie de MILANKOVITCH, on a trouvé des concordances essentielles entre l'analyse stratigraphique et les constatations théoriques, malgré des contradictions d'apparence. L'interprétation des contradictions semblait forcée surtout chez SOERTEL (90), et, après les objections théoriques de PENCK (79), rien ne s'opposa à ce que KLEBELSBERG formulât la conception qui allait devenir générale envers la théorie de MILANKOVITCH (42). Il a prétendu voir l'effet préformant de la théorie de MILANKOVITCH dans les constatations géologiques fondamentales d'EBERL (24, 25) et de SOERTEL (88, 89) tout à fait indépendantes des réflexions de MILANKOVITCH. La division quadruple générale était déjà quand même connue depuis PENCK (81), la division triple du Würm depuis GAGEL (34, 35), SOERTEL (88) et KRENKEL (48).

Le procédé de FLOHN (30) reflète aussi cette conception générale: il n'essaie même plus d'accorder ses constatations très importantes concernant la circulation atmosphérique générale du Quaternaire avec la théorie de MILANKOVITCH, une modification partielle des constations de KÖPPEN (67, 46) lui suffit à revenir à la division du Quaternaire par PENCK qui ne peut plus servir comme base propre à l'évolution et dont le trait principal est l'alternance glaciaire-interglaciaire, froide-chaude.

C'est un examen de conscience et une récurrence scientifiques, un retour à PENCK, qui est l'attitude particulièrement en Allemagne; quant aux causes des glaciations, on coordonne les facteurs terrestres et les causes extraterrestres au lieu de subordonner les facteurs modificatifs aux causes primaires et d'établir leurs rapports. PENCK (1937) souligne encore les causes extérieures, chez SCHWARZBACH (86) elles deviennent facteurs sans aucune détermination précise, arrachés à leurs rapports, de rang égal, correspondant à « l'image de Terre » changeante. SCHWARZBACH, après avoir déclaré (86, p. 189) que « die grossen Klimaschwankungen der Erde sind ungemein komplexe Erscheinungen », prend position contre MILANKOVITCH (86, p. 190): « Die ‚Strahlungskurve‘ ist anscheinend nicht geeignet, die mehrmaligen Vereisungen im Quartär zu erklären ». Si l'on change l'ordre de ses constatations, on se rapproche plus de la vérité. Ce n'est pas la conception fondamentale de MILANKOVITCH, indiquée déjà par ADHÉMAR (2), CROLL (22), PILGRIM (81) et par d'autres, qui est erronée, mais c'est seulement le stade d'évolution, de l'interprétation et l'exposition de sa théorie, la phase de « Strahlungskurve » qui sont inaptes à répondre, dans leur forme actuelle, aux questions posées. Cette situation des plus complexes ne se produisait donc pas d'elle-même, mais elle fut provoquée par l'objection générale.

La théorie de Milankovitch-Bacsák comme explication des grandes phases de glaciation de l'histoire de la Terre

La réserve et la précaution générales envers cette théorie se fondent sur une assertion invérifiée de PENCK (79) selon laquelle les éléments de l'orbite de la Terre aient changé avant le Pléistocène *de la même manière* qu'au cours du Pléistocène. Son affirmation est étayée d'un fait géologique, notamment, si les glaciations avaient été produites par les changements des éléments de l'orbite de la Terre, quelle est la cause de l'absence des vestiges de glaciation depuis la glaciation carbonifère-permienne.

Cette objection théorique fut connue déjà auparavant. KÖPPEN (67), puis MILANKOVITCH s'en sont occupés plusieurs fois (68, 69). MILANKOVITCH en a fondé l'explication en partie sur la dérive des continents d'après WEGENER, en partie sur la variabilité éventuelle de la distance moyenne de la terre (68), puis sur la théorie de la relativité générale (69), au lieu d'analyser les variables auxiliaires de longue période de LAGRANGE ou leurs composantes (5, 8).

C'était BACSÁK qui a appelé l'attention de MILANKOVITCH sur les fautes logiques de l'objection dite « astronomique », renouvelée par PENCK. En effet, les changements des éléments de l'orbite qui existaient avant le Pléistocène, n'entraînent pas la nécessité des glaciations par eux-mêmes. Celles-là dépendent du mode et de la mesure de l'interférence des éléments de l'orbite de la terre. « L'objection astronomique » ne serait justifiée qu'en rendant compte, en même temps, des interférences glaciaires qui surpassent la valeur de seuil de Köppen. Mais on n'a pas au moins essayé d'établir une preuve de cette sorte. « L'objection astronomique » est donc une « extrapolation illogique » (8).

C'était GY. BACSÁK (5, 7, 8, 9, 10) qui a justifié et développé la théorie de MILANKOVITCH, en faisant la synthèse compréhensive des phases de glaciation de géochronologie. Il ne se contente pas de démontrer la faute logique dans « l'objection astronomique », mais il tend à une extrapolation logique (5, 8). Il révisé la fluctuation périodique des variables auxiliaires p et q de LAGRANGE, en fonction du temps. Dans une démonstration qui consiste en une thèse principale et six pas de vérification, il démontre que les grandes phases de glaciation du passé géologique sont en connexion avec les phases asymétriques de la variable auxiliaire p . Si la fluctuation de p court symétriquement, aucune glaciation ne peut parvenir. Après avoir déclaré, à l'opposé de « l'objection astronomique » que le changement de valeur analogue à celle du Pléistocène des éléments de l'orbite de la terre n'entraîne pas la nécessité d'une glaciation, il souligne que pendant la fluctuation symétrique du p , l'oscillation des éléments de l'orbite a un caractère tout à fait différent. Ce qui exclut les glaciations à des périodes de millions d'années, à cause de la longue période du p . (V. en détail: 5, 8, 9, 10)

Par la conception de BACSÁK, il sera superflu de tracer rigidement la

limite supérieur du Pléistocène, car l'Holocène n'est que le commencement d'un long interglaciaire, le Pléistocène étant à son tour l'introduction d'une phase «abnormale» (selon BACSÁK) de 25 millions d'années.

La théorie de Milankovitch—Bacsák comme base de la division du Pléistocène

La source de la plupart des attaques contre la théorie de MILANKOVITCH a été la courbe d'insolation. Les attaques sont concentrées même actuellement contre celle-là. On condamne la théorie de MILANKOVITCH pour cette raison, sans essayer d'analyser le rôle des des facteurs Δe et $\Delta(e \sin \pi)$ produisant les courbes ΔQ_s et ΔQ_w un par un dans leur relation avec W_s , W_w ou m .

MILANKOVITCH détermine (68) lui-même le point cardinal des critiques dressées contre sa théorie par ce qu'il forme la base de la division du Quaternaire par la courbe d'insolation sans aucune tentative pour construire en même temps une courbe de glaciation. En effet, il est inacceptable que la courbe d'insolation devienne la base de la division du Pléistocène, même après le mise en rapport avec la moyenne de Pléistocène accomplie par BACSÁK (3, 6) et d'autres modifications. seulement en connexion avec une courbe de glaciation qui marque l'époque de développement des couvertures de glace continentales, leur durée, leur avances et retraites répétées, et le rapport de leur étendue à la valeur de seuil de Köppen. Les courbes de SOERGEL (91) marquant l'oscillation de la limite de la couverture de glace continentale et celles de WUNDT (112) montrant celle de la limite des neiges tendent à aplanir les difficultés causées par cette incongruité.

C'est précisément cette tentative pour une évaluation des amplitudes glaciaires qui rend importante la courbe de glaciation («Vereisungskurve») de SOERGEL. Bien qu'il commette beaucoup de fautes qui résultent de la méconnaissance des glaciations de type alpin et scandinave, il essaie quand-même de déterminer la durée des couvertures de glace continentales et d'accomplir la division du climat du Pléistocène non seulement sur la base insuffisante de la courbe d'insolation («Strahlungskurve»), mais en tenant compte de l'action de la glace continentale. C'est par la critique de la courbe de glaciation de SOERGEL (91) que BACSÁK (6) parvient à distinguer les phases «glaciaires» et «libres de glace». Ce qui y est le plus important c'est la courbe empirique de glaciation, tracée sur la base d'une étude par cas de la valeur de seuil de KÖPPEN et de l'intensité des phases glaciaires et antiglaciaires* (6, 8). Ses résultats sont évalués dans une lettre de MILANKOVITCH. (Belgrade, 21 septembre, 1946.)

* La courbe de glaciation de BECK (1938), valable pour 0 à 250 000 ans (glaciations de Würm et Riss) est proche de la courbe de glaciation de BACSÁK (8) Il s'y voit bien que la division en deux des glaciations R_1 et W_1 est le résultat des phases subtropiques actives.

BACSÁK passe en revue les points de départ de MILANKOVITCH, il les corrige, il signale les fautes et les imperfections et en réanalysant l'insolation de la zone située entre les deux tropiques, il élimine un inconvénient des plus grands de la théorie de MILANKOVITCH.

LA THÉORIE DE MILANKOVITCH RENOUVELÉE

I. Les types climatiques solaires de Bacsák

Tandis que MILANKOVITCH met en rapport les valeurs de $\Delta\varepsilon$ et $\Delta(e \sin \pi)$ avec la valeur éventuelle et relative de l'an 1800 de l'ère actuelle (68, p. 125 à 126), BACSÁK (3) procède correctement, même de point de vue théorique, en se basant sur les valeurs moyennes du Pléistocène $\Delta\varepsilon_0 = 23^\circ 17'$, $\Delta(e \sin \pi)_0 = 0$. BACSÁK (9) corrige plus tard ses propres calculs et modifie la valeur de $\Delta\varepsilon_0$ de $23,242^\circ$ à $23,283^\circ$. A propos des semestres caloriques (W_s , W_w) il ne prend pas comme point de départ la moyenne de l'année 1800 de l'ère actuelle, mais celle de tout le Pléistocène. Sur la base des amplitudes estivales et hivernales données par BACSÁK (ΔQ_s , ΔQ_w), on obtient une courbe phénoménologique beaucoup plus réelle du cours des changements d'insolation au Pléistocène, sans modifier l'ordre de succession de la division en 18 parties inégales, accomplie par MILANKOVITCH.

Ce retour à la moyenne pléistocène des éléments de l'orbite de la Terre, fournit la base et la possibilité de développer la théorie de MILANKOVITCH. BACSÁK (3) s'en sert bien et il distingue deux types de phase additionnels outre les types de phases glaciaires et antiglaciaires indiqués par MILANKOVITCH d'après leur tendance. Il déduit ses quatre types de phase, ou — en sens solaire — types climatiques, des quatre variations possibles de l'interférence des éléments de l'orbite de la Terre.

1° *Dans le cas d'une phase glaciaire («g»)*, à cause des signes de ces éléments:

$$\begin{aligned}\Delta\varepsilon: & - \\ \Delta(e \sin \pi): & +\end{aligned}$$

le semestre estival est frais, celui hivernal est doux, chaud, les différences saisonnières diminuent. En été: tous les deux facteurs diminuent, en hiver: tous les deux facteurs augmentent la température moyenne.

2° *Dans le cas d'une phase subtropicale («st»)*, à cause des signes des éléments de l'orbite:

$$\begin{aligned}\Delta\varepsilon: & + \\ \Delta(e \sin \pi): & +\end{aligned}$$

le semestre estival est moyen, tempéré, celui hivernal est moyen, tempéré, car $\Delta\varepsilon$ augmente, $\Delta(e \sin \pi)$ diminue la température moyenne du semestre

estival, $\Delta(e \sin \pi)$ augmente, $\Delta\varepsilon$ diminue la température moyenne du semestre hivernal.

3° Une phase subarctique («sa») se produit dans le cas d'une interférence:

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon: & - \\ \Delta(e \sin \pi): & - \end{aligned}$$

des éléments de l'orbite. Le semestre estival est moyen, tempéré $-\Delta\varepsilon$ diminue, $-\Delta(e \sin \pi)$ augmente la température moyenne, le semestre hivernal est moyen, tempéré $-\Delta(e \sin \pi)$ diminue, $-\Delta\varepsilon$ augmente la température moyenne.

Bien que l'été et l'hiver des phases subtropique et subarctique soient «moyens», leur variation est différente justement à cause de l'interférence inverse des éléments de l'orbite.

4° La phase antiglaciale («a») est le produit de l'interférence:

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon: & + \\ \Delta(e \sin \pi): & - \end{aligned}$$

des éléments de l'orbite.

Le semestre estival est chaud (tous les deux facteurs augmentant la température moyenne), celui hivernal est froid (tous les deux facteurs diminuant la température moyenne). Les contrastes entre les saisons sont mis en relief.

MILANKOVITCH ne s'est pas prononcé officiellement sur la correction théorique de BACSÁK concernant le mis en rapport des changements des éléments de l'orbite avec la moyenne du Pléistocène. Mais sa reconnaissance de la notion des phases climatiques peut être considérée comme une critique positive de cette correction théorique (70).

II. Les rapports des glaciations alpine et scandinave

Même un type climatique glaciaire d'amplitude moindre peut produire une glaciation continentale, si la couverture de glace précédente ne s'est détruite que partiellement; p. e. l'importance de $M_3 (= MR_1)$, puis celle de W_3 et $\Delta\varepsilon$ surpassent la valeur de $\Delta(e \sin \pi)$. Au contraire, si les courbes de $\Delta\varepsilon$ et $\Delta(e \sin \pi)$ n'interfèrent pas d'une façon convenable, ou l'interférence glaciaire des éléments de l'orbite est d'une durée courte, ou si les amplitudes de l'insolation produite restent en dehors du domaine révolutionnaire de Köppen*, il se produit une phase glaciaire «stérile» sans aucune formation de couverture de glace continentale.

* MILANKOVITCH (68) caractérise la valeur de seuil de KÖPPEN comme une valeur constante et il la fixe à l'amplitude minimum estivale de la phase glaciaire qui est capable de produire une couverture de glace continentale provoquant justement la révolution climatique. La valeur de seuil géographique de la couverture

Les phases ottobeurenienne, staufenbergienne et danubienne d'EBERL (24, 26), celles pré-rissienne (= MR₃) pré-würmienne (= R₃=RW) de SOERGEL (90, 91) celles MR₂, MR₄ de BACSÁK (6, 9) sont à considérer comme phases glaciaires «stériles».

Dans l'explication des phases d'EBERL, BACSÁK (7, 8, 9, 10) départ de sa thèse acceptée même par MILANKOVITCH. En vertu de celle-là, le système solaire il y a 600 000 ans arriva à un état «abnormal». Voici la caractérisation brève de ce stade: au partage de la force perturbatrice, il revient davantage à l' e dans les époques normales et à l' ε dans les époques anormales. Vu que le facteur géographique, indépendant du temps, de $\Delta\varepsilon$ augmente vers le Nord, et de $\Delta(e \sin \pi)$ diminue vers le Nord, il est inefficace si une interférence convenable des éléments de l'orbite se produit aux époques normales, il n'en résulte qu'une phase glaciaire «stérile» car, en Scandinavie, elle ne pouvait pas atteindre la valeur de seuil de KÖPPEN. La couverture de glace continentale n'a pas pu se développer, la révolution climatique de KÖPPEN ne s'est pas produite.

«Au contraire, à la latitude géographique des Alpes, telle interférence glaciaire, par la supériorité prépondérante du $\Delta(e \sin \pi)$ (proportionnée de 514:371) et par son haut facteur géographique, peut produire parfois des glaciers plus puissants que n'étaient ceux quaternaires». (C'est-à-dire dans les Alpes.) «Mais, naturellement une *glaciation alpine* pareille n'a jamais pu produire, par elle-même, un climat sec et froid qui s'étendait à l'année entière, elle n'a jamais pu atteindre la valeur de seuil de Köppen» (10). EBERL, dans une lettre adressée à BACSÁK (Augsburg, le 2 août 1939), rappelle la possibilité de l'existence des glaciations alpines antérieures; il rend compte d'avoir reconnu les vestiges des glaciations alpines (pliocènes et miocènes) antérieures à la phase ottobeurenienne.

La relation des facteurs géographiques, indépendants du temps, de $\Delta\varepsilon$ augmentant vers le Nord, et de $\Delta(e \sin \pi)$ diminuant vers le Nord jette, en même temps, une lumière sur le rapport des glaciations alpine et scandinave. *La glaciation alpine est d'un type dépendant de $\Delta(e \sin \pi)$ la glaciation scandinave étant d'un type dépendant de $\Delta\varepsilon$.* Si un des facteurs qui produisent la glaciation, devient plus important, l'antagonisme territorial des deux facteurs s'exprime aussi.

Les deux phases glaciaires du Günz montrent encore les caractéristiques des phases glaciaires pré-pléistocènes, de même que celles pré-rissienne,

de glace continentale produisant la révolution climatique est constante, mais c'est la valeur de seuil exprimée en unités canoniques (6), nécessaire pour la produire, qui est absolument variable. Sa valeur dépend de la présence ou de l'absence des noyaux ou des restes de couvertures de glace. Nous employons la valeur de seuil de KÖPPEN en notion géographique et nous en indiquerons l'étendue critique de la couverture de glace continentale. Cependant nous énumérons toutes les phases dont l'amplitude estivale surpasse les —400 unités canoniques, comme appartenantes au *domaine révolutionnaire de KÖPPEN*. BACSÁK (6, 9) les a évaluées une à une. Il est quand-même possible que les glaciaires «stériles» aient produit une baisse de la limite des neiges, surtout dans les hautes montagnes, p. e. dans les Alpes, mais on ne peut les considérer que comme couvertures de glace locales, impropres à provoquer une révolution climatique de KÖPPEN (47).

MR₄ et pré-würmienne, par la suite de interférence l'incomplète. Dans tous les deux cas, c'est l'effet du $\Delta(e \sin \pi)$ qui domine. Par conséquent les deux glaciaires günziens sont surtout d'un type alpin, la couverture de glace continentale, en Scandinavie, dépasse à peine la valeur de seuil de KÖPPEN.

Les phases glaciaires MR₂, pré-rissienne, MR₄, pré-würmienne n'ont plus pu produire une couverture de glace scandinave. Mais, pendant leur durée, on peut compter avec des glaciations alpines moindres, semblables au caractère des phases ottobeurenienne, staufenbergienne et danubienne. Comparons-les avec la phase ou les deux phases glaciaires alpines du «grand» interglaciaire de MÜHLBERG (72) et BECK (13), déterminées sur la base des observations géologiques. (Ces deux-là sont le «Kander» et le «Glütsch».)

Les minima d'insolation du «grand» interglaciaire sont surtout produits par le facteur $\Delta(e \sin \pi)$, à l'exception du (MR₁=M₃) qui était accompagné d'une avance de la couverture de glace continentale et qui a accru la durée de la glaciation mindélienne. Il est sûr qu'ils ont produit une baisse générale de la limite des neiges, comme l'allèguent MILANKOVITCH (68), WUNDT (112) et BACSÁK (6), mais par leur nature et efficacité ils n'ont pu être accompagnés de la formation d'une couverture de glace scandinave, supposée par SOERGEL (91).

Si c'est l'effet du facteur Δe qui est plus fort de M₃, et surtout dans le cas du W₃, étant donné un noyau de couverture de glace, il se produit une avance de la couverture de glace continentale, sans qu'il soit perceptible au territoire des Alpes, une avance de la couverture de glace, plus forte d'une oscillation.

Nous verrons plus bas l'analyse de l'effet produisant les glaces des phases subtropiques «actives» pendant la glaciation, comme résultat du rapport entre les couvertures glace surpassant la limite de KÖPPEN et le $\Delta(e \sin \pi)$.

Les terrasses de SOERGEL (89) se joignent aux phases de développement de *couverture de glace continentale scandinave*. Sur la base de quatre terrasses pléistocènes inférieures (N^{os} IV à I) et de sept terrasses pléistocènes supérieures (N^{os} 1 à 7), il divise le Pléistocène en 11 périodes climatiques froides-sèches et en 10 chaudes-humides.

Sur la base des études de terrasses et d'une déduction théorique, SOERGEL publie une courbe de glaciation (91). BACSÁK (6) révisé en détail cette courbe théorique et empirique qui n'est point généralement valable et qui suit les avances et les retraites de la couverture de glace continentale. Il met en doute la glaciation «mésogünzienne», déduite par MILANKOVITCH, car il la considère pour une phase subtropique et non pas glaciaire. Il met en relief l'effet destructeur de la phase antiglaciale culminant en l'année -465 000, mise en valeur sur la couverture de glace du M₁ lequel ne fut pas évalué d'une manière convenable par SOERGEL à cause des erreurs inhérentes au calcul de MILANKOVITCH. (Chez BACSÁK, $\Delta Q_s = 481$ unités canoniques; chez MILANKOVITCH, il aurait fallu calculer avec $\Delta Q_s = 620$

unités canoniques au lieu de $\Delta Q_s = 234$ unités canoniques, relatives à l'année 1800 de l'ère actuelle. (l'unité canonique = $10,5 \text{ gcal/cm}^2/\text{min}$). Récemment, en révisant les changements de la phase mindélienne, BACSÁK (9) indique que les glaces continentales dépassent la valeur de seuil de Köppen entre les phases glaciaires M_1 et M_2 et que la phase subtropicque «active» culminant en $-454\ 800$, a un caractère de glaciation partielle et d'avancement de la couverture de glace continentale. Ses résultats concernant la phase de remblayage du M_3 confirment la division triple du Mindel faite par SOERGEL, mais il suppose que le commencement de la stérilité en glaces du «grand» interglaciaire date seulement de $-369\ 800$. En effet, il est sûr que la couverture de glace mindélienne fut détruite par un fort interglaciaire d'une amplitude de $\Delta Q_s = 405$ unités canoniques qui parvint à son point culminant en $-374\ 000$, tant qu'aucune glaciation continentale ne fut pas formée par les oscillations du glaciaire qui est devenu «stérile» à cause de l'absence d'un noyau de couverture de glace de M—R et de la dominance du $\angle(e \sin \pi)$. Le même vaut pour la phase glaciaire pré-würmienne de SOERGEL, dont l'amplitude est très petite: $\Delta Q_s = -234$ unités canoniques.

En revenant sur les recherches de SOERGEL dans le Thüringer Wald: il a démontré là 11 terrasses dont quatre (N^{os} IV à I) sont indentifiées comme pléistocènes inférieures et sept (N^{os} 1 à 7) comme pléistocènes supérieures. Il les a considérées comme preuves des changements climatiques principaux de toute la durée du Pléistocène.

Son hypothèse fut apparemment étayée des quatre minima importants au Pléistocène inférieur (G_1, G_2, M_1, M_2), mais elle le fut moins par les cinq minima importants du Pléistocène supérieur (R_1, R_2, W_1, W_2, W_3), qui signifient la «superfluité» de deux terrasses pléistocènes supérieures. SOERGEL a voulu éliminer cette imperfection par la supposition des glaciations pré-rissienne et pré-würmienne (terrasses N^{os} 1 et 4). BACSÁK (6), ne pouvant pas donner les motifs des deux phases de glaciation de SOERGEL, devait envisager le problème de l'appartenance des terrasses N^{os} 1 et 4. Il choisit la solution de Soergel, en les mettant aux phases glaciaires pré-rissienne et pré-würmienne, de même que MILANKOVITCH, mais il les caractérise comme glaciaires «stériles», et il voit dans les terrasses N^{os} 1 et 4 l'efficacité des petits minima d'insolation et des glaciations alpines.

Si l'on suppose qu'une des phases glaciaires «stériles» (pré-rissienne) du «grand» interglaciaire ait pu produire une des terrasses observées par SOERGEL, on devrait tenir compte d'encore trois terrasses dans le M—R, à cause des amplitudes très semblables des autres phases glaciaires «stériles». Il faut mentionner quand même que le glaciaire «stérile» RW auquel fut attribué la formation d'une terrasse est surpassé en amplitude et efficacité par toutes les phases glaciaires «stériles» de MR. GRAHMANN (36), voyant cette difficulté, essaie de s'en débarrasser en identifiant la terrasse N^o 1 avec la phase glaciaire R_1 , tout en mettant la terrasse N^o 3 au Pré-würmien.

Ces tentatives d'identification sont de toutes façons forcées.

Cette situation inconvenable sera modifiée et les contradictions seront dénouées, si l'on révisé la suite des événements des glaciations mindélienne, rissienne et würmienne et si l'on commence à apprécier l'importance des trois phases subtropiques actives, arrivées pendant les glaciations.

BACSÁK mentionne trois phases subtropiques «actives» qui tombent à l'époque des glaciations, pendant la durée de M_1 , R_1 , W_1 . Voici leurs dates de culmination et leurs amplitudes: en $-454\ 800 \Delta Q_s = -216$, en $-209\ 600 \Delta Q_s = -344$, en $-94\ 000 \Delta Q_s = -187$ unités canoniques. Deux d'entre elles succèdent à des phases climatiques antiglaciaires (M_1 , R_1), celle de W_1 à une phase subarctique.

En chaque cas, elles font leur apparition à la période de la retraite de la couverture de glace continentale vers la valeur de seuil de KÖPPEN et elles produisent temporellement un climat océanique dans la zone continentale de la révolution climatique de KÖPPEN (6). Le type de phase subtropique de BACSÁK est proche du type de phase glaciaire (hiver moyen, tempéré — été moyen tempéré) et ainsi, surtout dans le cas de trois phases subtropiques actives, il peut être caractérisé — en employant les types généraux de circulation atmosphérique de FLOHN (30) — par une circulation méridionale en hiver et par une circulation zonière-méridionale en été. L'effet de ce climat se manifeste dans l'engraissement de la couverture de glace existante, dans la formation des glaces, et dans l'avance de la couverture de glace (sémicryophile).

Une phase subtropique «active» ne peut provoquer l'avance de la couverture de glace continentale que dans le cas où la couverture de glace surpasse la limite de seuil de Köppen. C'est par l'étude du rôle du facteur $\Delta(e \sin \pi)$ qu'on peut expliquer ce phénomène.

Toutes les trois phases subtropiques actives ainsi que celle mésogünzienne appartiennent à la phase stérile en glaces, tombant au domaine de culmination de e (excentricité). (Voir tableau N°1.) Le Δe qui interfère en sens positif avec les plus grandes amplitudes positives du $\Delta(e \sin \pi)$ diminue la quantité de l'insolation hivernale, et dans le semestre estival il compense la diminution d'insolation, causé par le $\Delta(e \sin \pi)$. Mais son effet antagoniste ne se manifeste pas aux latitudes géographiques moyennes, en comparaison avec les valeurs maxima de $\Delta(e \sin \pi)$ du Pléistocène. Par conséquent au bord méridionale de la couverture de glace scandinave, produite par les mesures extraordinaires du $\Delta(e \sin \pi)$ et par le caractère de son facteur géographique, à la latitude des Alpes, il se produit une avance de la couverture de glace, un engraissement et un renouvellement partiels.

Tout d'abord, on doit esquisser les changements dans la zone continentale de la révolution climatique de Köppen, provoqués par le cours et interférence variable des phases sémicryophiles en fonction du $\Delta(e \sin \pi)$ d'une part et des phases cryophiles en fonction de la valeur extrême du Δe , augmentée aux dépenses du $\Delta(e \sin \pi)$ d'autre part. Tandis que la phase sémicryophile fait valoir le caractère océanique, la phase cryophile des M_3 et W_3 , en fonction du Δe , n'influence qu'à peine l'état continental

développé pendant les M_2 et W_2 . Tandis que le loess du W_2+W_3 ne se divise point ou à peine (6, 15, 16, 29, 38, 53, 73, 74, 116, 32, 18 etc), le loess de M_1 , R_1 , et W_1 se répartit — parfois par des oscillations multiples — en deux parties: (6, 15, 16, 29, 38, 74, 116, 32, 18, 44 etc).

Sur la base des examens modernes des profils de loess (15, 16, 29, 38, 53, 73, 32, 18, 44 etc.) et des sédiments des cavernes (surtout 104) nous avons régionalement poursuivi et reconstruit l'alternance des phases subtropiques «actives», particulièrement par rapport à la phase subtropique du W_1 . Concernant la succession des phases subtropiques «actives», de M_1 et R_1 , l'affleurement de loess à Paks nous a fourni des résultats tout à fait semblables à la suite des événements du W_1 .

Les trois cas des phases subtropiques «actives» tombant à des époques de glaciation peuvent être interprétés comme des phases glaciaires, accompagnées de l'avance de la couverture de glace continentale et du renouvellement de la révolution climatique de KÖPPEN, de la formation du loess (V. la planche N°1).

Ensuite, essayons d'interpréter les quatre terrasses pléistocènes inférieures et les sept terrasses pléistocènes supérieures de SOERGEL.

SOERGEL (91) et BACSÁK (6, 9) se réfèrent à la division triple du Mindélien. Mais SOERGEL, en interprétant les terrasses pléistocènes inférieures, prend le Mindélien pour double, en s'adaptant au nombre préétabli des terrasses. La situation change fondamentalement si l'on ne s'efforce pas de démontrer la totalité et on ne cherche pas, en vain, les vestiges de terrasses ni les moraines des faibles glaciations günziennes en Thuringe; et au lieu de cela on tient compte de la division triple bien prouvée du Günzien et de l'avance de la glaciation causée par la phase subtropique «active» dans le M_1 . Les terrasses N°s I à IV de SOERGEL se qualifient de terrasses mindéliennes, les terrasses N°s IV et III pouvant être identifiées avec les deux phases du M_1 , le N° II avec la phase de remblayage du M_2 , le N° I avec celle du M_3 . Les terrasses pléistocènes supérieures se qualifient à leur tour de rissiennes et würmiennes, et elles peuvent s'encadrer sans aucune difficulté dans les phases d'avance et de remblayage des glaciations des R et W. Voici leur division: Les N°s 1 et 2 correspondent aux deux phases du R_1 , le N° 3 à R_2 , les N°s 4 et 5 aux deux phases du W_1 , le N° 6 à la phase d'avance du W_2 , le N° 7 à celle du W_3 . (V. la planche N° 1.)

De cette exposé-là, il ressort que l'analyse des facteurs $\Delta\varepsilon$ et $\Delta(e \sin \pi)$ un par un s'est montrée une base très féconde. Chez BACSÁK (6) elle aboutit déjà à une distinction nette des types de glaciation alpin et scandinave et puis à l'interprétation de la phase subtropique «active». Elle explique le caractère et l'importance des phases d'Eberl qui marquent la transition du domaine «normal» à celui «anormal», les phases des glaciations günziennes de même que des phases «stériles», rappelant les phases d'Eberl, du «grand» interglaciaire, dans le cadre des interférences glaciaires.

Outre la possibilité des quatre interférences du $\Delta\varepsilon$ et du $\Delta(e \sin \pi)$, une analyse des facteurs interférents nous facilite de mieux expliquer les cas des différents types. Par nos recherches accomplies ensemble avec

BARISS, nous avons l'intention de jeter de la lumière sur l'interférence des éléments de l'orbite pendant le Pléistocène et sur leur rapports avec les facteurs géographiques.

III. Phases de glaciation et libres de glaces

Les quatre types climatiques solaires, distingués par BACSÁK (3) sont des notions qualitatives. Pour apprécier leur efficacité, il faut analyser les valeurs et le rapport des ΔQ_s et ΔQ_w , la durée de la phase et, en dernier ressort, les facteurs interférants eux-mêmes, comme le fait BACSÁK (3, 6) lui-même. Par cela, nous avons fait tous les pas intégrants d'un examen d'ensemble de la courbe d'insolation corrigée et des éléments de l'orbite.

Le pas suivant, c'est de distinguer les durées de *glaciation* et *libres de glaces*, en révisant une par une l'efficacité des phases glaciaires et antiglaciaires (6). BACSÁK a déterminé les couvertures de glaces scandinaves qui surpassent la valeur de seuil de KÖPPEN, de même que leurs durées, en omettant les types de glaciation alpines. Par celà BACSÁK a fait le pas décisif pour diviser le Pleistocène (6, 8, 9). De ses domaines glaciaires et antiglaciaires, il résulte de soi-même la durée de la révolution climatique de KÖPPEN (47), dont la reconnaissance et la distinction forment la base de la division du Pléistocène en Europe Centrale, indépendamment des les résultats postérieurs de BACSÁK et FLOHN (30) lesquelles aient modifié nos connaissances concernant la suite des événements du Pléistocène.

IV. Les rapports des glaciaires, interglaciaires, phases de glaciation et libres de glaces

En vertu de la conception de Penck, les notions de glaciaire et interglaciaire sont identiques avec les phases de glaciation et libres de glaces, elles signifient un *état* de glaciation ou une absence de glaciation sans qu'il ait tracé nettement leurs limites par la reconnaissance et la distinction des caractères des glaciations alpine et scandinave ou par l'examen de leur étendue critique.

C'est EBERL qui établit la division de la notion de glaciaire de PENCK, en distinguant les notions de stadial et interstadial (24, 25). MILANKOVITCH (68) a l'intention d'employer le concept de PENCK—EBERL, quand il détermine l'extension de la couverture de glace continentale qui appartient aux états stadial, interstadial et interglaciaire. Mais dans l'explication du mécanisme des glaciations, il contredit cette notion-là, car il entend par «glaciaire» la durée de la phase glaciaire distinguée et délimitée ultérieurement par BACSÁK (3, 6), la durée de la formation des glaces, le *procès* de la glaciation. Cette notion n'est point identique avec la notion de phase glaciaire de Penck, qui exprime un *état* de glaciation. Bien que MILANKOVITCH, en interprétant le mécanisme des glaciations, s'occupe en détail du rôle de la phase contraire, antiglaciaire, et du *procès* de la destruction

des glaces, il ne voit pas la nécessité de délimiter l'état de glaciation évolué de celui libre de glaces qui y succède ou de distinguer ces deux notions (68).

Puisque BACSÁK (3) a démontré que ses quatre types de climat alternaient 85 fois au cours des 600 000 années du Pléistocène, et le caractère hétérogène des notions de PENCK et EBERL devint tout à fait clair, il se manifeste la nécessité de confronter les couples de notions de glaciaire-interglaciaire et des phases de glaciation-libre de glaces (6).

Leur identification et emploi dans le sens pris par Penck est désirable en apparence, mais cela ne mène à aucune solution, car, en même temps, on ne peut pas les employer comme types climatiques de caractère fondamental froid ou chaud, justement à cause de leur caractère multiplement hétérogène (4). BACSÁK indique le début et la fin des durées de glaciation et stériles en glaces, il détermine leur critères (6), il ne serait point raisonnable de persister dans les égalités glaciaire = durée de glaciation et interglaciaire = stérile en glaces, seulement sur la base des rapports théoriques avec la notion de PENCK. Cette incongruité sera plus fortement mise en relief, si l'on réfute avec BACSÁK (3, 6), la différence graduelle entre interglaciaire et interstadial, et on relève, de leur inégalité générale la différence de durée qui existe entre eux.

Ce n'est pas un retour aux points de départ de Penck qui pourrait résoudre la confusion des idées concernant le Pléistocène, mais une synthèse renouvelée des progrès théoriques et géologiques. Pour prouver notre opinion, prenons deux exemples des domaines de la synthèse des nos idées concernant l'état de glaciation d'une part et des connaissances concernant les relations de la circulation atmosphérique générale du Pléistocène d'autre part.

Une méthode de recherche qui semble efficace, c'est de tracer une esquisse paléogéographique par le moyen d'une vue synoptique des phénomènes géologiques relatifs aux dates de culmination de chaque glaciation, surtout dans le cas de la glaciation würmienne (43). Le fort de cette méthode est en même temps son faible: il est aussi mal motivé de coordonner les phénomènes relatifs à une époque identique et il est aussi difficile de prouver leur causalité que de supposer une glaciation simultanée des deux hémisphères (42).

Une autre méthode de recherche qui semble efficace c'est de chercher les rapports entre l'étendue en espace des couvertures de glace continentales et les formes de la circulation atmosphérique générale, par le moyen de l'analyse des leurs anomalies actuelles (30). Le représentant de cette tendance, FLOHN, interprète partout les glaciers comme des phases de glaciation, caractérisées par une circulation méridionale. Il identifie les phases antiglaciaires, sur la base des observations des temps historiques, avec les périodes à circulation zonière et celles-ci avec les interglaciaires. Mais, sur la base de leurs concepts exposés, on ne peut rapporter ses constatations qu'aux conditions de circulation des phases glaciaires et antiglaciaires ou bien des *procès* de construction et destruction. Nous ne pouvons

donc pas considérer ses constatations comme des preuves de la division en glaciaire et interglaciaire de PENCK. Il n'existe aucune nécessité de rappeler l'hétérogénéité des notions de Penck, pour révoquer en doute ces identifications. Les notions de PENCK *indiquent des états*, tandis que les notions de FLOHN, exprimées dans la même forme, *indiquent des procès*.

Les résultats des recherches de KLUTE (43) et d'autres auteurs se réfèrent à *l'état de glaciation*, ceux de FLOHN (30) au *procès de glaciation*. Si les conditions de circulation de FLOHN, définies de cette manière, concordent quand-même avec les résultats des recherches concernant l'état de glaciation (43), ce n'est qu'une autre preuve de la validité de la méthode synthétique paléogéographique qu'on emploie.

Afin d'élucider la confusion des idées, il faut partir des quatre types climatiques solaires de BACSÁK et d'un examen d'ensemble des phases de glaciation et libres de glaces.

Le début et la fin des phases de glaciation sont marqués du maximum du développement des couvertures de glaces scandinaves surpassant la valeur de seuil de Köppen d'une part et de leur retraite au-dessus de cette valeur d'autre part, c'est-à-dire du début et de la fin de la révolution climatique de Köppen. La durée des phases libres de glaces en résulte d'elle-même (6).

Les *phases climatiques révolutionnaires* du Pléistocène (cryonales) commencent tout de même déjà antérieurement, au début des phases glaciaires qui introduisent chaque glaciation. Il se produit une série des étés frais et des hivers doux (47), tous les deux semestres étant caractérisés par une circulation glaciaire, méridionale (30). Les phases climatiques révolutionnaires se terminent par une retraite de la couverture de glace scandinave au-dessus de l'étendue critique. Les mêmes époques marquent le début et la fin *des phases intercryonales*.

Les cryonaux se divisent en plusieurs parties. La phase de début est caractérisé par *le procès de glaciation (cryophile)*, la seconde partie par *l'état de glaciation (cryon)*. Si la phase antiglaciale ne cause qu'une retraite partielle de la couverture de glace, pendant le cryon, il se produit une phase *sémicryophobe*; au contraire, si les types de phase qu'on ne peut pas caractériser avec une formation de glace (les trois cas des phases subtropiques «actives») sont accompagnés d'une avance et d'un renouvellement partiel de la couverture de glace, par suite de l'état de glaciation et de l'extension de la couverture de glace scandinave au-delà de la valeur de seuil, il se produit une phase *sémicryophile*. Si l'amplitude de l'antiglaciale est suffisante à la destruction de la couverture de glace scandinave ou à sa retraite au-delà de la valeur de seuil, on parle d'une phase *cryophobe*, d'un procès de destruction des glaces.

Si l'on se sert de la couple de notions cryonal-intercryonal, il ne sera

plus nécessaire d'employer les notions de glaciaire-interglaciaire et stadial-interstadial et de les interpréter par cas. Voici les cryonaux G_1 , G_2 , M , R , W_1 , W_2+W_3 . Voici les intercryonaux: G_1-G_2 , G_2-M , $M-R$, $R-W$, W_1-W_2 . Les phases mindélienne et rissienne ne se divisent pas en cryonaux, la würmienne se divisant en deux cryonaux.

A l'exception de G_1-G_2 et de W_1-W_2 , les interstadaux ne s'étaient pas produits par suite de la retraite de la couverture de glace au-dessus de la valeur de seuil (6, 9), mais par une phase d'épaississement, de renouvellement, d'avance de la couverture de glace, c'est-à-dire par une phase cryophile (phase glaciaire) ou sémicryophile (phase subtropicque active) qui arrivait pendant la durée de la couverture de glace surpassant la valeur de seuil et qui a produit, en même temps, un état *océanique* dans la zone continentale de la révolution climatique de KÖPPEN. Par conséquent, la plupart des interstadaux ne sont que les phases de remblayage, de caractère océanique des glaciaires suivants. Mais celles-ci ne peuvent être interprétées comme des phases intercryonales, car il n'y a aucune interruption dans le cryonal. P. e.: il n'y a pas d'interstadial W_2-W_3 , mais seulement une phase de remblayage, cryophile de W_3 . Les phases de remblayage sémicryophiles de M_1 , R_1 , W_1 y sont très semblables, mais on ne les a pas reconnues, ce qui a mené à une confusion concernant l'appartenance des terrasses de SOERGEL d'une part, et la division des M , R , W d'autre part. En reconnaissant la phase sémicryophile du W_1 , on peut en même temps résoudre le problème de la dualité de l'interstadial W_1-W_2 , puis expliquer la formation renouvelée du loess et prolonger la durée de la glaciation de W_1 . Le même vaut pour les interstadaux de M_1-M_2 et R_1-R_2 . Au cours de l'examen des éléments interférants de l'orbite, on a déjà analysé le caractère et le cours des phases cryophiles des M_3 et W_3 , c'est-à-dire des soi-disant interstadaux de M_2-M_3 et W_2-W_3 . Si l'on étudie les glaciations alpines (106) bien qu'il n'y soient mentionnées que des oscillations de la couverture de glace produite par le W_3 l'existence d'une phase de W_3 , d'une petite amplitude et d'un caractère scandinave, ne sera pas impossible.

A la fin des fins à la bordure de la couverture de glace s'effectuent 13 phases d'avance, mais à l'intérieur de la couverture de glace ces 13 phases se diminuent à 6 (G_1 , G_2 , M , R , W_1 , W_2+W_3).

La division des *intercryonaux* peut être déduite directement de l'alternance des types de phase de BACSÁK (= types climatiques solaires) (3). Les phases glaciaires «stériles», accompagnées d'une baisse de la limite des neiges et, éventuellement par une glaciation alpine, ont un caractère cryophile, les phases antiglaciaires, accompagnées d'une retraite générale de la limite des neiges sont d'un caractère cryophobe. Pour désigner l'état stérile en glaces, nous employons le terme *acryon*.

LA DIVISION CLIMATIQUE DU PLÉISTOCÈNE EN EUROPE CENTRALE

Il est absolument nécessaire d'introduire et de distinguer les notions qui désignent les états et les procès, non seulement pour éliminer les équivoques, mais aussi à cause *des différences de leur contenu concernant les procès géologiques*. Toutes signifient quantité de types de sédimentation continentale et, par là, l'élucidation de leur notion et de leurs rapports entre eux.

On y est arrivé par la synthèse des types climatiques solaires de BACSÁK, des durées de glaciation et stériles en glaces, des phases glaciaires et antiglaciaires, des observations géologiques; mais on y arrive aussi si l'on départ de l'étude de FLOHN (30) sur la circulation atmosphérique générale du Pléistocène.

I. La circulation atmosphérique générale du Pléistocène

BACSÁK déduit ses types climatiques solaires des quatre possibilités de l'interférence des éléments de l'orbite. L'effet des quatre possibilités d'interférence se manifeste dans le rapport de la mesure de la quantité de radiation par semestres avec la moyenne du Pléistocène.

Au cas d'une phase glaciaire les antagonismes entre les saisons se diminuent au minimum, dans l'antiglaciaire ils augmentent au maximum. Dans les phases subtropiques et subarctiques, les différences sont moyennes. Du point de vue du caractère, le subtropique est voisin du glaciaire, le subarctique étant voisin de l'antiglaciaire.

Le caractère de la circulation atmosphérique générale est en enchaînement causal avec le caractère de la radiation. Dans le cas d'une phase glaciaire, la radiation hivernale est maximum, celle estivale étant minimum. Il en résulte que non seulement l'antagonisme entre les semestres diminue au minimum, mais aussi celui produit par la répartition des continents et des mers. C'est justement au cours des phases antiglaciaires qu'on peut observer la mise en relief des antagonismes aux latitudes moyennes, dans l'intensification et la stabilisation des anticyclones estivaux développés sur les mers et des anticyclones hivernaux développés sur les continents. La caractérisation de l'état à circulation atmosphérique méridionale ou zonière de deux semestres, et sa comparaison avec les phases glaciaire et antiglaciaire, résultent comme pas suivants spontanément de ces raisonnements.

La connexion des types méridional et zonière de FLOHN avec les types climatiques solaires glaciaire et antiglaciaire de BACSÁK, appelle notre attention sur l'examen des relations de circulation — d'un caractère probablement intermédiaire, mixte — des phases caractéristiquement «intermédiaires» subtropique et subarctique. Indépendamment de tout autre raisonnement, nous nous appuyerons en ce qui suit sur les observations de FLOHN et BACSÁK concernant notre climat actuel.

Selon l'analyse de FLOHN, notre climat actuel est d'un caractère un peu *glaciaire* résultant des anomalies et de la périodicité des formes méridionales de circulation. BACSÁK indique une faible phase subtropicque. D'ailleurs, la phase subtropicque est *voisine* de la phase glaciaire à cause de l'interférence à signe identique du facteur $\Delta(e \sin \pi)$ plus efficace aux latitudes géographiques moyennes.

La circulation méridionale de toute l'année des phases glaciaires s'explique par l'effet des éléments de l'orbite, exercé en sens identique, l'effet du facteur $\Delta(e \sin \pi)$ étant prévalent. Pareil effet superposé se manifeste aussi dans la circulation zonière de toute l'année de la phase antiglaciale, mais cette fois-ci les antagonismes causés par les continents et les mers arrivent au maximum. Le facteur $\Delta(e \sin \pi)$ détermine, là aussi, le caractère.

Au cours des phases subtropicque et subarctique, c'est le facteur Δe qui perturbe ou peut-être masque cet effet du facteur $\Delta(e \sin \pi)$, déterminant le caractère de la circulation. Il s'agit de la même situation dans le cas de la phase subtropicque actuelle, parce que l'importance du facteur $\Delta(e \sin \pi)$ diminue graduellement depuis la fin du Pléistocène. En hiver ce n'est pas une circulation pour la plupart méridionale qui caractérise notre phase subtropicque, mais au contraire, c'est le caractère zonier qui devient de plus en plus dominant et ce sont les formes méridionales de la circulation qui semblent anormales.

Dans une phase subarctique, le facteur $\Delta(e \sin \pi)$ avance le développement de l'anticyclone sibérien, dans une phase subtropicque il l'affaiblit. Un examen des mesures des facteurs Δe et $\Delta(e \sin \pi)$ et de la répartition de leur efficacité par latitudes géographiques, mènera à des connaissances plus détaillées sur les relations de circulation atmosphérique générale du Pléistocène et sur les rapports entre le facteur climatique solaire et la constitution de la surface de la terre qui subit la radiation.

Les quatre variations que l'on peut former des semestres estival et hivernal et de la répartition semestrielle des types méridional et zonier, montrent une concordance numérique avec les quatre possibilités de BACSÁK. L'examen de éléments de l'orbite, à son tour, justifie, tout comme chez BACSÁK, l'indispensabilité et la concordance au fond des quatre types, ce qui est bien appuyé par les observations sur notre climat actuel.

Tableau No. I.

	Été	Hiver	Types climatiques solaires de Bacsák
1	méridional	méridional	glaciaire
2	zonier	méridional	subtropicque
3	méridional	zonier	subarctique
4	zonier	zonier	antiglaciale

Le rapport des types de circulation atmosphérique générale du Pléistocène avec les types climatiques solaires de BACSÁK.

II. L'effet de la couverture de glace scandinave sur la circulation atmosphérique générale

L'effet dit continental des glaces, c'est-à-dire le rapport entre la couverture de glace scandinave et les systèmes de vents est un problème des plus importants de la recherche sur le Pléistocène, depuis PILGRIM (81) et KÖPPEN. La synthèse de KÖPPEN et MILANKOVITCH (67) y est aussi fondamentale, mais ce qui la rend beaucoup plus importante c'est d'avoir reconnu les causes et le mécanisme des glaciations. Mais à ce degré, on ne voit encore des rapports directs entre le facteur climatique solaire et la constitution de la surface terrestre qui subit la radiation. C'est une synthèse critique des résultats de FLOHN (30) et de BACSÁK (3, 6) qui nous fournit ce lien et en même temps nous fait parvenir au troisième facteur climatique principal: au problème des systèmes de vents, et des courants marins.

Selon KÖPPEN, le caractère principal de la révolution climatique causée par la couverture de glace surpassant le valeur de seuil, soit l'anticyclone dit glaciaire. Il en déduit les vents orientaux caractéristiques de la zone continentale de la révolution climatique. Mais, les résultats récents des recherches aérologiques (30, 43 etc.) révoquent en doute l'existence de l'anticyclone glaciaire tandis que l'effet réfrigérant de la couverture de glace continentale, et le rayon de ses vents descendants soient limités à une zone périglaciaire très étroite.

Il est prouvé par des observations géologiques que la révolution climatique et la zone climatique continentale se produisent inévitablement dans la présence d'une couverture de glace continentale atteignant une extension au-dessus de la valeur de seuil. Elle ne se forme pas en effet direct de la couverture de glace, mais par suite de la circulation atmosphérique zonière asymétrique, causée et stabilisée par celle-là. *Le courant aérien oriental de caractère stationnaire des latitudes géographiques moyennes doit son origine et son caractère continental à l'anticyclone sibérien stabilisé.* L'action réciproque des masses d'air froides et chaudes se fait dans la zone pluviale, développé plus au Sud.

Bien que les recherches de FLOHN réfutent l'existence de l'anticyclone glaciaire, bien que les chercheurs se tiennent généralement sur la réserve concernant la synthèse de KÖPPEN et MILANKOVITCH, on se sert quand-même (106) des vents déduits de l'anticyclone glaciaire, s'il s'agit de la provenance de la matière de loess.

KLUTE (43) insiste sur la délimitation de la zone périglaciaire et des territoires de loess, sur la base du rayon d'action déterminé des vents descendants. Cette délimitation est nécessaire même selon l'opinion de BULLA (20), et il désigne la zone continentale de la révolution climatique de KÖPPEN comme territoire pseudopériglaciaire, mais en même temps il admet que la matière du loess soit rassemblée des territoires très différents (21)*. On met toujours en rapports locaux la zone de provenance et celle

* BULLA départ toujours des constatations de MILANKOVITCH, KÖPPEN et BACSÁK. Ses conclusions subissent l'influence de la notion de l'anticyclone glaciaire.

de déposition du loess, dans le cadre des petites unités géographiques (106, 40 etc.), sans tenir compte du caractère «sans racines» des loess, d'Europe Orientale à Europe Occidentale.

La ressemblance statistique de la constitution minéralogique des occurrences de loess et des formations détritiques entourants a semblablement prouvé cette provenance de territoires voisins (102, 103, 106 etc.). En 1952, nous avons déjà indiqué (51) que la matière du loess se divisait en deux parties, notamment celle des grains $< 0,1 \text{ mm } \varnothing$ transportés en état flottant et une autre des grains $0,1 < \text{ mm } \varnothing$, roulés. La composition granulométrique est caractéristique pour toute l'étendue. La partie transportée en état flottant est d'origine allochtone, tandis que celle roulée est autochtone. La poussière de la partie transportée en état flottant a une source commune, la matière de la partie roulée provient des endroits épars des alentours.

Les opinions sur la provenance de la matière du loess changèrent radicalement par suite des résultats de l'examen des matières de la série de forages exécuté au Sud de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza (58, 59), et par le réexamen des matières du profil de forages de SÜMEGHY, exécutés au Nord de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza. A tous les deux profils, les couches du loess et celles de sable mouvant couvrants des grands territoires se séparent nettement l'une de l'autre. On ne peut démontrer aucune transition horizontale de l'une à l'autre; et même si pareille transition fût observable, il serait impossible de prouver le synchronisme de leur sédimentation quand il s'agit des sédiments continentaux.

Dans le loess, on trouve toujours une faune et une flore caractéristiques de l'état de glaciation, par contre le sable mouvant nous montre une association faunique et floristique de caractère de phase intermédiaire (58, 39). Leur délimitation et le discernement de leurs rapports ont mené à l'établissement des lois régionales, à une connaissance détaillée et fondamentale des relations de sédimentation.

Il a été prouvé que *le loess et le sable mouvant sont des formations de climats antagonistiques et en Europe Centrale ils ne sont pas des faciès que l'on peut substituer l'un à l'autre (51)*. A notre avis, il est tout à fait erroné de les dériver uniformément des sources locales, voisines, éparses (106, 21, 40, 94 etc.), même en s'appuyant à des données concernant l'examen de leur constitution minéralogique, sédimentologique et leur caractères paléontologiques.

Les conceptions courantes sur la provenance de la matière du loess reflètent bien les idées très hétérogènes sur les conditions de vents des phases de glaciation.

La dualité de la formation du loess et sable mouvant proclamée déjà préalablement sur la base des recherches sédimentologiques (51), apparaît sous un autre aspect, dans le cadre de la circulation atmosphérique générale, modifiée par la couverture de glace scandinave et de la circulation zonière asymétrique, produite par celle-là. Dans tous les deux semestres de l'état cryon, c'est le courant d'air oriental qui est dominant: en hiver

il procède des dispositions à une déflation stérile, à cause de l'effet de gelée, en été à la déposition du loess, par suite du caractère changeant par semestres de l'anticyclone sibérien stationnaire. Au contraire, si la phase antiglaciale mène à la retraite de la couverture de glace scandinave, la circulation zonière symétrique se rétablit, et il commence la formation régionale du sable mouvant, accompagnée du vent occidental du semestre estival, capable d'une déflation.

Tous les deux sédiments éoliens, notamment et le loess transporté en état ottant et le sable mouvant régional roulé, sont les sédiments des semestres *estivaux*. L'un est le produit du courant d'air estival passif, de la circulation zonière asymétrique, l'autre est la matière déflationnaire de celui estival actif de la circulation zonière symétrique. *Ils s'exluent mutuellement, comme sédiments de différentes conditions de circulation*, mais en même temps on peut observer (58, 59) *des transitions régulières verticales de loess — sable loessifère — sable mouvant à loess — sable mouvant*, comme résultat du rétablissement graduel de la condition symétrique de la circulation zonière. La composante occidentale, estivale qui devient graduellement et périodiquement plus forte, sélectionne d'abord le courants d'air passifs, orientaux qui transportent la poussière, et elle n'en laisse dominer que les forts transportant du sable, puis élimine totalement l'effet oriental.

Ce phénomène caractéristique des phases cryophobes de la fin des glaciations est caractérisé par une transition graduelle aux territoires de la formation des deux groupes principaux des sédiments éoliens, la transition étant caractérisée, à son tour, par le déplacement du maximum de la courbe granulométrique, à partir de la poussière transportée comme matière flottante (0,02 à 0,05 mm \varnothing) à travers le sable fin (0,05 à 0,1 mm \varnothing) jusqu'au sable roulé (0,1 < mm \varnothing). La période «de glaciation», à climat continental de la phase cryophobe finit, par la manque totale de la fraction flottée des sédiments éoliens, et en même temps c'est un climat à mousson, ou à mousson «latent» (après R₂) qui fait son entrée.

Au cours des phases sémicryophobes, accompagnées de la destruction partielle des glaces, la sédimentation est troublée de la même façon, mais la suite de procès que nous venons de décrire, ne s'accomplit pas, le déplacement du maximum de la courbe granulométrique a seulement un caractère d'oscillation, dans le cadre de la fraction de loess (0,02 à 0,1 mm \varnothing). Il arrive aussi que la quantité de la fraction de sable augmente surtout en conséquence des conditions locales, ou peut-être comme produit d'une formation locale de sable mouvant.

Les phases de remblayage des M₃ et W₃ peuvent être caractérisées par les mêmes procès géologiques. Notamment les phases de remblayage de caractère scandinave à petite amplitude n'étaient pas accompagnées d'un changement de climat océanique en Europe Centrale (au territoire des Alpes l'existence des remblayages M₃ et W₃ est douteuse, elle se manifeste sous la forme de l'oscillation de l'extension de la couverture de glace (106). Le climat continental de M₂ et W₂ se poursuit sans interruption dans les soi-disant interstadias de M₂—M₃ et W₂—W₃. Les phases cryo-

philes de M_3 et W_3 sont donc caractérisées par la formation du loess, de même que les phases de cryon précédentes et suivantes qui sont les phases proprement dites de la formation du loess. Les perturbations dans la formation du loess se manifestent par l'augmentation de sable, par la production locale de sable mouvant, phénomènes de toundra et par des phénomènes d'altération faibles, déterminés par les conditions locales.

III. Les changements des régimes de vents, comme base de la division du Pléistocène

La troisième facteur climatique principal, les systèmes de vents impriment leur marque, dans le rapport des deux précédents, à toutes les conditions atmosphériques, et à tous les éléments de ceux-ci.

Nous devons accentuer plus que d'habitude l'importance de cette règle climatologique d'une part parce que nous l'avons choisie comme base de notre synthèse, d'autre part parce que la réfutation de cette conception était un des points cardinaux de la critique de BULLA, lors de la publication de notre essai sur les rythmes de l'histoire de la terre au Pléistocène. («Aucun climat ne sera pas formé par les vents, le climat n'est pas un concomitant du système régional de vents.») Notre tentative précédente à une synthèse (51) comportait le danger d'une simplification exagérée, elle n'a encore établi un système sans contradictions. Mais l'application de la règle dont on vient de parler, n'était pas une nouveauté: BACSAK (6) s'est servi du même rapport pour donner un sens climatique à ses types solaires, à ses phases de glaciation et libres de glaces.

Le régime dominant de vents, en connexion causale avec les deux facteurs climatiques précédents, détermine le caractère du climat, qui est, de cette manière, océanique, continentale, à mousson, ou à mousson «latent».

Le type climatique océanique correspond à la phase glaciaire. Dans tous les deux semestres, il est caractérisé par une circulation atmosphérique méridionale, par un courant d'air occidental permanent, l'hiver est dur, l'été frais.

C'est avec le type climatique à mousson que se pose de nouveau le problème du mousson européen, cette fois-ci dans la relation du Pléistocène. Concernant notre climat actuel, nous acceptons le point de vue de SZÁVA KOVÁTS que «des moussons d'Amérique du Nord et européens diffèrent des grands moussons asiatiques par leur mesure et non pas en principe» (98, 99). Le même vaut encore davantage, pour les phases antiglaciaires. Car au cours de celles-ci, l'antagonisme des mers et des continents arrive au maximum et l'apparition, l'étendue, la stabilisation semestrielle des anticyclones sont plus accentuées, en fonction des deux éléments de l'orbite.

Actuellement, nous sommes dans une phase subtropicale faible, dans un état climatique à mousson «latent». On peut reconnaître clairement le caractère à mousson. L'existence du mousson européen, le concept de

CHOLNOKY — comme dans beaucoup d'autres domaines, p. e. concernant le problème de la provenance de la matière du loess — est prouvée, bien que d'une manière moins polarisée par la conception actuelle de nos climatologues.

Le caractère à mousson peut être mieux reconnu dans les phases climatiques subarctiques que dans les phases subtropiques. Son interprétation est déterminée par le mode d'interférence du $\Delta(e \sin \pi)$ qui, en ce cas-ci, tend à accentuer l'antagonisme des mers et des continents. On marque tous les deux types climatiques à mousson «latent» par la mise en parenthèse du qualificatif «à mousson». (Planche N° 1.)

C'est la situation à circulation zonière asymétrique, avec des vents orientaux et un climat continental extrême, dans tous les deux semestres, qui est le caractéristique des durées de glaciation. Les traits révolutionnaires des phases de glaciation sont encore plus mis en relief par le fait que pendant leur durée, les types climatiques solaires n'ont pu prévaloir qu'en effets solaires, sans avoir changé le trait aride extrême de climat. Les phases glaciaires et subtropiques «actives» pendant la glaciation, ou selon leur rôle, cryophiles et sémicryophiles, font exception, en interrompant périodiquement le climat continental et en faisant prévaloir la caractéristique océanique.

Les types climatiques déduits ne sont plus de types climatiques solaires, mais des climats réels. Dorénavant, il sera superflu de discuter sur la question de savoir si, dans le système de BACSÁK, les types climatiques subtropique et subarctique soient valables comme dénominations, parce que leur contenu conceptuel devient absolument intégral par le déterminant «solaire».

IV. Les rapports entre les phénomènes géologiques et les types climatiques

Si l'air n'avait pas de teneur en vapeur, la mise en valeur illimitée des facteurs solaires, produisant une désagrégation mécanique accrue, serait favorable à la formation des sédiments éoliens. Les phases continentales des cryonaux sont caractérisées par un état un peu semblable qui exprime des traits arides extrêmes. La diminution de l'importance de l'eau qui complique les procès continentaux, simplifie même les phénomènes géologiques. Au début et à la fin des phases à climat continental, on peut encore tenir compte des phénomènes de toundra, mais toute la durée et la culmination des phases continentales sont caractérisées par une formation monotone du loess.

Mais le climat continental, extrêmement aride est introduit par un climat océanique, extrêmement humide qui accumule une quantité considérable de précipitation neigeuse. Le climat océanique est favorable surtout aux procès de la désagrégation chimique, aux altérations de la formation du sol, à la dénudation. Il se produit le développement des couvertures de glace continentales, accompagné d'une regression générale et de la formation des graviers de terrasse.

Dans les phases libres de glaces, on trouve l'alternance des types climatiques à économie d'eau positive et négative où varient aussi la quantité et la répartition de la précipitation. Nous rencontrons des types de désagrégation, de transport et de sédimentation d'une domination alternante.

Le tableau synoptique (Planche N° 1.) marque les rapports entre les phénomènes géologiques et les types climatiques, les relations entre les exemples de phénomènes caractéristiques de sédimentation et dénudation continentales et, enfin, le déplacement des côtes, en corrélation avec les changements des climats dont les mesures et les dates peuvent être contrôlés.

Les valeurs de Δe , $\Delta(e \sin \pi)$, e et la courbe d'insolation concernant à 55° de latitude Nord, la détermination de la succession et de la durée des types climatiques solaires, celle du rapport des phases de glaciation et libres de glaces, la courbe de glaciation sont empruntées à BACSÁK (3, 6, 8, 9, 10).

R É S U M É

La théorie de MILANKOVITCH développée par BACSÁK est, après une explication convenable des objections, propre à une division climatologique exacte du Quaternaire.

Par la voie de l'étude des éléments de l'orbite, un par un et d'ensemble, considérés dans leurs rapports aux facteurs géographiques, et par une distinction conséquente des glaciations de types «alpin» et «scandinave», l'auteur rend probable l'existence des 13 phases d'avance de la couverture de glace scandinave. D'accord avec SCHWARZBACH (87), il veut éliminer l'effet psychologique de la courbe de radiation de MILANKOVITCH. Il examine avec critique l'appartenance des terrasses de SOERGEL, et le problème de la division «complète» du Quaternaire.

L'auteur tend à surmonter la confusion d'idées dans le Pléistocène et à établir une conformité, par la voie de l'examen critique des concepts employés par les tendances de recherche se servant des computations relative et absolue du temps. Il veut nous donner un système uni de la division climatique du Pléistocène en marquant les rapports entre la formation du loess, les altérations de la formation du sol, la dénudation, la formation régionale du sable mouvant, les phénomènes de toundra, les déplacements des côtes de même que les niveaux de la formation des graviers de terrasse de SOERGEL. L'essentiel de son système climatique est résumé à la planche N° 1.

II.

LE PROFIL DE LOESS DE PAKS

SOMMAIRE DE L'HISTOIRE DES RECHERCHES. SYNTHÈSE CRITIQUE DES RÉSULTATS DES EXAMENS

Sans compter quelques mentions sporadiques antérieures, c'était l'étude de BULLA (19) qui a appelé notre attention sur le profil pléistocène fondamental de Paks. Celle-ci était suivi du travail très important de SCHERF (84) qui a rendu célèbre le profil fondamental dans le monde entier. Plus tard, BACSÁK (85, 6) a repris le travail de SCHERF. Mais la deuxième guerre mondiale a fait échouer le plan de SCHERF qui voulait entreprendre l'examen détaillé des matériaux et l'investigation renouvelée de la série de l'ouverture.

Plus tard, s'en sont occupés: HORVÁTH (38), ÁDÁM—MAROSI—SZILÁRD (1), STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92), Mme SZE BÉNYI (100) et ŽEBERA (113).

En 1952, nous avons recueilli, avec Mme MIHÁLYI, des matériaux nécessaires pour une étude sur la classification des loess. Mme MIHÁLYI a conduit l'élaboration des matériaux pour ce sujet dans le Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire de l'Institut Géologique de Hongrie. Le travail enthousiaste des collaborateurs de ce laboratoire a fourni des données précieuses non seulement pour le travail de Mme MIHÁLYI (64), mais aussi pour notre synthèse présente. L'importance de leur travail expérimental minutieusement documenté est bien fait ressortir par la disposition de trois (matériaux-forme-procés) et par la méthode inductive de notre travail.

Peut-être SCHWARZBACH (87) se serait-il opposé encore plus vivement à l'effet psychologique de la courbe de radiation de MILANKOVITCH, s'il avait connu les preuves de la division du Pléistocène d'après MILANKOVITCH et l'accord frappant entre les divisions géologique et théorique qui ressortissent même des études sur le profil de loess de Paks. Notamment, qu'on partit du système d'EBERL ou de SOERGEL ou de BACSÁK, tous les auteurs ont réussi à prouver la division du Pléistocène d'après MILANKOVITCH,

sur la base du profil de Paks pris pour une série complète. Ce sont seulement SÜMEGHY (95, 96) et KRETZOI (49, 50) qui ne la justifient pas en s'attachant au concept de la formation du loess typique d'une seule phase en Hongrie.

A la planche N° 2., nous avons parallélisé la série synoptique de l'ouverture de la briqueterie avec les séries qui figurent dans les diverses élaborations; de cette façon-là on peut comparer les résultats des diverses divisions. Au cours de cette comparaison, il saute aux yeux *qu'on tend généralement à prouver la présence du Pléistocène intégral*, mais *l'épaisseur totale exigée pour cette démonstration est très différente en chaque cas.*

Si l'on tient compte du fait que la série pléistocène ne se clôt pas par les diverses limites inférieures, mais elle s'étend plus loin en bas, jusqu'à la surface de dénudation des sédiments de l'étage pannonien bien reconnaissable (photos N° 1. et 2.), il en résulte que le profil pléistocène de Paks doit être considéré comme trop complet. Il est un peu curieux que ceux qui élaborèrent l'ouverture ne se sont pas servis de cet argument bien que la présence des sédiments de l'étage pannonien soit déjà mentionnée dans la première élaboration (19). Il y aurait eû la possibilité de démontrer les formations de loess pré-günziennes et, plus ou moins hardiment, on aurait pu rendre probable la présence des phases ottobeurienne, stauferbergienne et danubienne.

SCHERF (84) a prouvé le premier que la série pléistocène de Paks est *complète*. Après avoir atteint le dernier «horizon de sol» nécessaire à la «division complète», il fait arrêter son forage établi sur le fond chaotiquement troublé par les glissements de l'ouverture de la briqueterie, bien qu'il s'agisse d'une répétition des couches, causée par les glissements*, ce qui est prouvé par la comparaison avec les forages de STEFANOVITS (1951) et ÁDÁM (1954), établis sur une série mon-troublée (permis par l'avance du front d'extraction) et du puits voisin (1952) dont le profil est encore troublée. Ce n'est pas la répétition des couches qui est le plus important, mais ce que les forages ne soient pas arrêtés dès qu'on atteint la dernière couche nécessaire à la «division» complète.

ÁDÁM (1) se serait probablement arrêté, tout comme SCHERF (84) et BACSÁK (6), s'il avait trouvé «d'horizon de sol» inférieur, dans son forage. Faute de celui-là, il utilise la série troublée du puits, en complément. Cette couche de sable fluviatile** — à son avis — est considérée par lui

* Dans le forage No 1. marqué sur le levé de plan (fig. No 1.) on voit trois «horizons de sol» brun foncé, se répétant entre 1,1 à 1,6, 2,6 à 3,8 et à partir de 4,9 m, bien que nous ayons établi le forage au pied du front d'extraction qui a avancé de 15 à 20 m depuis les recherches de SCHERF. La série du puits montre une répétition chaotique des couches, correspondant au forage N° 1, mais même celle-là se trouve à l'intérieur du front d'ouverture de SCHERF. A la photo N° 3, on peut observer le talus à pente douce, produit par des glissements, et la perturbation des couches de la série. Pareils mouvements de pente (photo N° 4.) rendent difficile l'étude de la série des rives hautes de la Danube.

**Voici les valeurs du degré d'érousement du sable fluviatile: I: 0%, II: 82%, III: 18%. Son caractère: sable mouvant. Il peut être identifié avec le sable mouvant examiné à partir de 2,9 m, des forages d'ÁDÁM et de l'auteur (No 2.), dont les valeurs du degré d'érousement n'en diffèrent qu'à peine: I: 0%, II: 84%, III: 16%. Ce sable

comme la dernière zone nécessaire «à argile sèche brun rougeâtre», et en encadrant cette couche dans la série de «doess ancien», il arrive à la surface de la formation pannonienne.

C'est donc une réaction générale et bien reconnaissable du nombre des couches nécessaires au schéma de «division complète» employé, dépendant de la détermination des matériaux de la série et de sa division en horizons, qui traçait la limite inférieure variable de la série pléistocène de l'ouverture de Paks et qui déterminait en même temps l'épaisseur variable de l'ensemble nécessaire à l'intégralité.

L'initiative de SCHERF (84) est sans doute très importante: à l'époque de la conception monoglaciale dominante, il adapte à l'évaluation de la série pléistocène de l'ouverture de la briqueterie de Paks le schéma polyglacialiste moderne et il se sert du système de division le plus progressif. Sous l'influence de la coïncidence entre la courbe de radiation de MILANKOVITCH et la division géologique d'EBERL—SOERGEL, on a commencé partout à chercher cette congruence, d'une manière enthousiaste. SCHERF même fut entraîné par cette effet. Il était encore confirmé en sa confiance dans la «division complète» au cours des discussions par le moyen des argumentations convaincantes sur le complément de la série. Il a donc supposé que le Pléistocène entier soit représenté dans le profil de l'ouverture de la briqueterie. Sa conception n'a pas subi l'influence des doutes de plus fortes à l'étranger, vers la théorie de MILANKOVITCH, justement par la connaissance des résultats de BACSÁK.

Envers de la conception d'une seule phase de formation de loess typique, c'est l'accord frappant avec la division de MILANKOVITCH qui est un moyen des plus importants de l'argumentation polyglacialiste. Par l'ouverture de Paks, SCHERF a donné *un des meilleurs exemples de cet accord frappant*. C'est aussi remarquable que ZEUNER (116. p. 121), en mentionnant que le nombre des couches de loess augmente vers l'Europe Orientale, fait ressortir les conditions de la Hongrie: «As many as 11 have been recorded from Hungary».

Le problème de MILANKOVITCH, la révision de la courbe de glaciation de SOERGEL (3, 6), entraînait la nécessité d'étudier les constatations de SCHERF. BACSÁK (6) a étendu son attention même au profil de SCHERF, et il l'a développé d'une manière qui resta considérable jusqu'à présent. Mais même chez BACSÁK, le profil reste un profil pléistocène complet, dont la limite inférieure est inchangée.

est identique avec le sable mouvant à loess, perméable de l'ouverture du chemin de fer, qui gît à une altitude semblable (99 m) et d'où on observe un écoulement constant de l'eau. Les glissements de la rive haute de Paks (76, 23) ont été provoqués par l'état détremé de la surface des couches argileuses et vaseuses gisant au-dessous de celui-là. C'est probablement la cause de la formation de la cour de la briqueterie dont le développement est également ramenable à des glissements. La couche de sable mouvant contient de l'eau sous pression qui a atteint son niveau de repos après une montée de 2,30 m. Dans la série non troublée, la couche de sable mouvant se trouve à 99 m d'altitude, dans le profil du puits, elle est située de 8 à 9 m plus bas à cause d'un glissement, le long d'un plan recoupant d'arc raide.

La série gisant sous le niveau de fond de la briqueterie (102,32 m d'altitude) a gardé jusqu'au bout son rôle de *satisfaire aux exigences* de la preuve de l'intégralité, sans qu'on eût mentionné ce complexe «de reste» (8 à 14 m). Si on l'avait reconnu, on aurait dû accentuer que la série était trop complète, ce qui aurait diminué l'authenticité des tentatives pour la «division complète», même sans établir des couches de loess inférieures.

C'est ŽEBERA (113) qui arriva à déterminer la place de ce complexe «de reste» et, tout logiquement, il le mit dans la phase pré-günzienne. Mais la présence du loess dans le Prégünzien est aussi peu importante pour lui, que le problème de l'intégralité du profil. Il n'est influencé par aucun effort à n'importe quelle argumentation et faute de mieux, il emploie le système de SOERGEL, mais il n'est point convaincu de l'adaptabilité celui-là.

Mais le cas de ŽEBERA est singulier. Notamment en Tchécoslovaquie la conception de la formation à plusieurs phases du loess est considérée depuis longtemps comme prouvée. (Chaque glaciation est accompagnée de la formation du loess.) Mais à l'époque des travaux de SCHERF, la conception monoglaciale était encore prévalente. Depuis, elle fut réfutée par la conception polyglaciale, sauf pour une forme spéciale de cette conception, la supposition d'une seule phase de la formation du loess typique. L'ouverture de Paks — qui comprend les sédiments de plusieurs phases — ne soit selon SÜMEGHY que la série de la fin de phase würmienne (95, 96). L'opinion de KRETZOI appuie cette manière de voir. En connaissant le développement de l'ouverture de la briqueterie, on peut bien suivre l'évolution de cette opinion-là.

En 1951, dans un horizon au-dessus de la couche de base de l'ouverture la briqueterie (102,32 m d'altitude), de l'ouverture avant la gare voisine (250 m) (photo N°5) STEFANOVITS a recueilli les restes d'un Antilopidé, selon la détermination de KRETZOI*. La couche de base de l'ouverture serait donc güznienne.

Mais un peu plus tard quand on a trouvé dans la collection antérieure de SCHRÉTER un lion des cavernes würmien, provenant même de la base de l'ouverture, KRETZOI modifia son opinion: «La question de savoir si avant le Monastirien IV, nous avons eû aucun sédiment qui peut être considéré comme loess, est encore indécise. On peut bien supposer que dans nos conditions climatiques, la formation du loess véritable ne soit commencée que dans la phase monastirienne IV. qui inclinait vers le climat subarctique aride, ce qui est prouvé par la faune subarctique des toundras» (49).

* Le déterminaniton n'est pas sans équivoques. Il y a des contradictions dans les diverses citations. STEFANOVITS (92) écrit: «L'os fossile que nous avons sorti du mur près de la gare, au cours des travaux d'élargissement de la route en 1951, d'une altitude correspondant aux horizons de 30 m environ de l'ouverture de la briqueterie, et qui fut déterminé par l'obligeance de M. KRETZOI, a été sans doute un tibia de devant d'un cerf de la première moitié du Quaternaire». ÁDÁM (1) dit: «STEFANOVITS a trouvé un os de Vertébré dans l'horizon inférieur de l'ouverture de Paks (Antilopidé). D'après une communication verbale, KRETZOI le met aux glaciaires günzien ou mindélien».

Lorsqu'on a fixé le position exacte de la trouvaille de SCHRÉTER, il apparut que l'indication de la localité se rapportait à l'état antérieur de l'ouverture (50 p. 238). La couche de loess qui était alors au fond de l'ouverture est considérée maintenant comme würmienne, indépendamment de la trouvaille du lion des cavernes.

Quant aux caractéristiques de la division de la série de l'ouverture de la briqueterie, il était frappant que *les épaisseurs des complexes nécessaires à la preuve de l'intégralité du profil pléistocène étaient différentes*. Pour HORVÁTH (38) et ŽEBERA (113) 44 m ouverts étaient suffisants à prouver la présence du Pléistocène entier sur la base système de BACSÁK ou de SOERGEL; BACSÁK (6) a eù besoin du forage complémentaire de SCHERF (4,42 m) pour pouvoir tracer la limite inférieure du Pléistocène inférieur à 97 m d'altitude, d'accord avec SCHERF (85) qui travaillait selon le schéma d'EBERL—ZEUNER. ÁDÁM (1) a encore complété son forage de 8,40 m avec la série perturbée de glissements du puits viosin. De cette manière, la limite inférieure du Pléistocène baissa à 88,5 m d'altitude.

Il est encore plus frappant, que *cette limite inférieure est devenue la limite inférieure des études*. Les auteurs font semblant d'ignorer le complexe «de reste» du Pléistocène. S'ils tâchaient de l'interpréter, ils devraient constater que la série est trop complète, ou ils ébranleraient la confiance dans les diverses «divisions complètes» contradictoires, établies selon des schémas différents.

Comment cette limite inférieure fut-elle établie chez SCHERF, *pourquoi SCHERF s'est-il arrêté après avoir atteint le dernier «horizon de sol» nécessaire à la «division complète»*, et pourquoi ne mentionne-t-il pas en cas de difficultés d'ordre technique, la nécessité d'atteindre les sédiments de l'étage pannonien? Il attend que les examens chimiques ultérieurs de la série ouverte résolvent les questions controversées entre lui et BACSÁK, mais il commence le numérotage des couches de la série de bas (6), comme si la limite inférieure qu'il a tracée, était prouvée incontestablement et marquait dans les cadres d'un système de chronologie géologique relative exactement la couche de base du Pléistocène.

Pour répondre à cette question, il faut tout d'abord nous référer à la *différence méthodologique* qui existe entre les recherches géologiques qui partent d'une chronologie *absolue*, fondée sur des calculs astronomiques, et de celle *relative*.

La méthode de chronologie relative, tout en donnant une caractérisation géologique, se borne aux concepts d'«antérieur-simultané-postérieur»; le système absolu, dans les limites de sa durée courte de 600 000 années à partir de l'an 1800 de notre ère, donne des cadres exprimés en années dont la chronologie, le début et la fin sont déterminés. Ces cadres correspondent à des concepts climatologiques et n'ont pas de sens géologique. La chronologie relative se fonde sur l'étude des séries sédimentaires, le système absolu sur les calculs astronomiques. Ses cadres climatologiques — qu'ils soient bien ou mal interprétés — devaient être remplis ultérieurement de procès géologiques quand on

devait les interpréter du point de vue de pétrologie sédimentaire et les paralléliser avec des séries de sédiments.

Quand MILANKOVITCH a publié son système absolu, EBERL avait déjà fait connaître le perfectionnement de la division du Pléistocène de PENCK—BRÜCKNER. La coïncidence entre la courbe de radiation de MILANKOVITCH et la division d'EBERL—SOERGEL a fourni une charpente de contenu géologique au système absolu, sans que, outre la coïncidence constatée, celui-ci comme système absolu eût gagné de la théorie de glaciation, au degré où son évolution est arrivée à l'époque de la publication. Au début, la théorie de MILANKOVITCH qui expliquait les causes et le procès des glaciations fut beaucoup plus importante: *la coïncidence entre la courbe de radiation publiée et la division géologique voulait plutôt prouver la théorie que de confirmer l'aptitude d'un système absolu climatologique à la division.*

Au cours du développement ultérieur de la théorie de MILANKOVITCH on l'a plutôt défendue et on a plutôt tâché de la justifier que de continuer son perfectionnement; en comptant avec les nouvelles masses de planète (68) et en considérant l'effet de réflexion, c'est une lutte contre le «nouveau problème», celui des glaciations antérieurs.

Même actuellement, la propagation de la théorie de MILANKOVITCH se manifeste en la répétition de la substance relevée lors de sa publication. Le travail de WOERKOM (107) en donne un exemple typique. WOERKOM a recalculé la courbe de radiation de MILANKOVITCH, mais sans avoir reconnu les fautes de principe de cette courbe de radiation et ainsi il n'a pas pu entrer dans la voie que BACSÁK suivait il y a une quinzaine d'années (3, 6).

La coïncidence entre les divisions théorique et géologique fut un grand obstacle de l'évolution. Les diverses synthèses géologiques cherchaient en dernière analyse cet accord et servaient de preuves à la théorie de MILANKOVITCH. La théorie, elle-même, était en rapport avec les recherches géochronologiques justement par l'intermédiaire de la courbe de radiation. Mais ces recherches cédaient facilement à rendre probable les glaciations scandinaves imaginaires, comme le montre l'exemple de SOERGEL. C'est de cette façon qu'on a commencé à parler des glaciations méso-günzienne, pré-rissienne, et pré-würmienne, sans avoir expliqué le sens climatologique de la courbe de radiation. Par là, la courbe de radiation est devenue un *symbole* de la division du Pléistocène, et il a commencé à s'exercer l'effet psychologique de grande envergure qui s'est manifesté dernièrement, à Paks, dans le travail de ŽEBERA (113).

SCHERF (84) publie la présence du Pléistocène entier dans l'ouverture de la briqueterie de Paks, comme le discernement d'un fait et non pas comme une supposition. Par là, il a soulevé l'idée selon laquelle l'ouverture de la briqueterie représentât le *profil complet du Pléistocène*. Cette idée influençait toujours les élaborations plus détaillées qui furent publiées depuis (6, 38, 1, 113). Il y a une seule différence parmi les diverses élaborations notamment *l'épaisseur nécessaire à prouver l'intégralité de la série*

(pl. N° 2.), ce qui est un phénomène spécial et unique dans notre littérature géologique. Il peut être expliqué par le *procès de donner de sens géologique*, aux systèmes de chronologie absolue du Pléistocène des divers auteurs, c'est-à-dire par la différence méthodologique entre les divisions géochronologiques des systèmes relatif et absolu.

Il est également singulier que *la limite inférieure devenait la limite inférieure des études sur la série sédimentaire*. On peut expliquer ce phénomène par ce que la lumière de la chronologie absolue s'éteint à 600 000 années. La division du Pléistocène sur la base du système absolu ne peut pas franchir la frontière de ces 600 000 années. De cette façon elle ne peut pas mentionner les sédiments gisant au-delà de la limite inférieure choisie au fond de l'ouverture de la briqueterie (84, 6), ou elle les résume comme phase pré-günzienne (113), ou, contrainte à être complète, elle étend sa limite inférieure jusqu'à la surface de dénudation de la série pannonienne (1), en se délivrant arbitrairement des ténèbres qui l'attendent à la limite de ces 600 000 années.

Sur la base des tableaux de PILGRIM (81), BACSÁK (9, 10) a ajouté encore 400 000 années au système absolu de MILANKOVITCH. Mais l'importance de son activité ne sera manifeste qu'après l'élucidation des rapports entre les procès ingressifs et regressifs déterminés par les changements climatiques (12) de la fin du Pliocène d'une part et le système de BACSÁK d'autre part. La chronologie absolue qui ne se fonde pas sur les séries sédimentaires marines et lacustres et qui n'a pas de connexions satisfaisantes avec celles-là, part toujours de l'an 1800 de notre ère. Elle reste un système dépendant de même que les séries continentales quaternaires, la succession des couches desquelles doit être étudiée de haut en bas, même après avoir reconnu leurs rapports avec les séries sédimentaires marines et lacustres, pour pouvoir les localiser dans le système géologique absolu-relatif réuni, avec ou sans l'aide des fossiles de vertébrés qui nous servent d'orientation. Les divisions de nos séries sédimentaires continentales pléistocènes se fondent sur cette lacune mais sans pouvoir localiser pour le moment le début de celle-ci dans le système absolu.

BASES DE PRINCIPE DE LA DIVISION DU PROFIL DE PAKS

Il n'eût pas été prudent de nous mettre au travail de la division du profil de loess de Paks avant d'avoir accompli d'une part la division climatologique du Pléistocène en Europe Centrale sur la base de la chronologie absolue et d'autre part, la comparaison critique de celle-là avec la division géologique à chronologie relative. Mais en employant directement et spontanément notre division du Pléistocène au profil de loess de Paks, nous commettrions la même faute que nos prédécesseurs. Notamment ils exagéraient souvent les résultats partiels des examens de matériaux (1) qui étaient plus tard influencés et falsifiés par des conceptions préformées pour pouvoir remplir des procès géologiques les cadres du système absolu

employé, et pour prouver la présence du Pléistocène entier dans l'ouverture de la briqueterie (photo N° 6.).

Après avoir comparé les divers conceptions et résultats sur la division du profil de loess, nous sommes convaincus que la supposition des 13 phases d'avance des glaciations scandinaves n'empêcherait pas davantage de prouver l'intégralité du profil que la supposition de neuf ou onze.

Mais cet effort à l'intégralité, ce n'est que *la tendance à la démonstration géologique de la courbe de radiation de MILANKOVITCH* par le moyen de divers schémas: Il est vrai que par les travaux postérieurs de BACSÁK (3, 6) on a reconnu les fautes essentielles de la courbe de radiation, pourtant les tentatives pour prouver la courbe de radiation par le moyen des schémas d'EBERL—SOERGEL—ZEUNER et la théorie renouvelée de MILANKOVITCH par le moyen du système de BACSÁK, ont eû du succès. Bien que les auteurs, à l'exception de BACSÁK, n'eussent cherché qu'à diviser la série de l'ouverture, ils ont servi quand-même de preuve à la théorie, car ils ont fondé leur division justement sur la coïncidence frappante avec la théorie.

Il est superflu de souligner que ces divisions-là n'étaient pas avantageuses ni pour la courbe de radiation attaquable de MILANKOVITCH (79, 3, 6, 42, 86, 106, 87 etc.), ni pour la théorie renouvelée de MILANKOVITCH, ni pour le profil fondamental de Paks, ni pour l'élargissement et l'enrichissement de nos connaissances géologiques sur le Pléistocène. Pareilles divisions étaient discréditées à l'étranger, ce qui se manifeste dans le point de vue de KLEBELSBERG (42) qui prétend que les résultats d'EBERL—SOERGEL soient influencés, ou dans le point de vue WEIDENBACH (106) qui revient au point départ de PENCK—BRÜCKNER et suppose que la courbe de radiation «aurait dû peut-être, interprétée, d'une manière différente». «Die MILANKOVITCH'sche Strahlungskurve ist falsch interpretiert worden und hat zu Verwirrungen in der Eiszeitenchronologie und Stratigraphie geführt» (106. p. 35).

Les travaux sur le profil fondamental ont attiré d'autant plus d'attention. Voici l'opinion de ŽEBERA sur l'importance de l'ouverture et des études faites de ce sujet: «L'ouverture de loess à Paks, haute de 40 à 50 m, unique en son genre est bien instructive. Nous n'avons trouvé nulle part de profil de loess aussi richement divisé. Il n'y en a pas en Tchécoslovaquie et, probablement nulle part en Europe. Le triangle situé entre Paks—Dunaföldvár—Alsószentiván est le territoire qui est destiné en premier lieu à résoudre le plus authentiquement les problèmes stratigraphiques du Quaternaire européen, et c'est justement à cause de cela que nous devrions apporter une attention spéciale à ce territoire» (113—530-534).

Il faut revenir à l'élaboration des matériaux moderne, détaillée, objective, sans préjugés que I. MIHÁLTZ (54-63) a représenté seul dans le domaine de nos recherches quaternaires. Il faut employer les méthodes de la géochronologie relative à nos séries sédimentaires quaternaires, sans tenant compte de la question de savoir si le système de chronologie absolue soit adaptable ou non. Au lieu de nous soutenir, le système clima-

tologique à chronologie absolue nous empêche plutôt d'exécuter l'examen des matériaux des séries étudiées et de révéler leurs conditions de gisement. Ce n'est qu'après avoir reconstruit la série des images paléoclimatologiques qu'on peut les conférer avec le système absolu, *sur la base du principe de la parallélisation des séries coïncidentes entre elles, sans ordre préétabli.*

ÉLABORATION DES MATÉRIAUX

I. Collectionnement des matériaux

Au début, les matériaux recueillis au printemps de 1952. servirent aux études sur la classification du loess que nous avons entreprises en compagnie de Mme P. MIHÁLYI. Mais les échantillons pris régulièrement, sans lacune par le moyen de brèches taillées par 20 cm ou — en cas des changements de la matière — par 2 à 3 cm, nous ont permis, outre l'étude géologique analytique sur le loess, d'établir les conditions sédimentologiques de la série de l'ouverture.

On a commencé à recueillir les matériaux à l'endroit marqué de 1. sur le levé de plan (fig. N° 1.); à partir de 11,60 m, à cause de l'insuffisance du recouvrement du mur, à l'aide d'une couche caractéristique convenable, on a continué de prendre des échantillons à l'endroit marqué de 2., à 115 m en N (photo N° 6.). Pour compléter le profil, nous avons exécuté les forages à main N°s 1. et 2., en 1952. Le forage N° 1. a ouvert une série troublée de glissement, le N° 2. avançait dans une série non troublée. Celui-ci s'est arrêté dans un banc de grès calcaire à 3,30 m. Pour nous mieux renseigner, nous avons utilisé les résultats des forages de 5,60 m de STEFANOVITS et de 8,40 m d'ÁDÁM, établis sur une série non troublée.

II. Résultats de l'examen des matériaux*

Les études sur le loess de VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI (102, 103) utilisèrent, 25 ans après la tentative suggestive de PÁVAI-VAJNA (77), mais surtout d'après KÖLBL (45) même *la composition granulométrique* à la caractérisation des matériaux examinés. Mme M. FARAGÓ (105) a adapté cette tendance à l'étude comparative des formations de loess caractérisées par des faunes de Gastropodes. Mais c'était MIHÁLTZ (54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 62) qui a généralement employé la détermination de composition granulométrique aux sédiments détritiques quaternaires.

Au cours de nos études faites en compagnie de Mme MIHÁLYI (64), l'examen de la composition granulométrique du loess jouait un rôle très important. Notamment la composition granulométrique caractéristique du loess,

* Les collaborateurs du Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire de l'Institut Géologique de Hongrie ont pris part à l'élaboration des matériaux par leur travail enthousiaste et ils ont accompli 236 analyses de composition granulométrique autant de déterminations de CO_3^{2-} et pH, beaucoup d'examen du degré d'émoussement et un peu moins d'examen minéralogiques statistiques.

selon l'opinion de MIHÁLTZ dont nous tombons d'accord, «*n'est pas la conséquence d'un procès diagénétique, mais c'est un phénomène de sédimentation, déterminé par le mode de mouvement et la vitesse du moyen transportant et déposant*» (61. p. 126). Les changements de la composition granulométrique reflètent sensiblement les changements du terrain (terrains sec, périodiquement couvert d'eau ou de marais, couvert de steppe boisé etc.), ce qui est prouvé par les études de faciès qui s'y rapportent (83, 105, 64, 52, 58, 59, 95). Les changements réguliers de composition granulométrique, observés au cours des études des profils (58, 59), outre de marquer le terrain de formation des variétés différents, n'y ajoutent que les traits climatologiques principaux (51).

III. Les couches de loess du profil fondamental

Le loess de l'ouverture de la briqueterie nous montre dans les 15 m supérieurs une structure de loess *de terrain sec*, puis, au-dessous de ceci, une structure de *terrain humide* à intercalations éparses de loess de terrain sec (pl. 3.). Cette division frappante en deux de la série de loess de l'ouverture exige d'analyser la question de savoir si les loess à structure de terrain humide indiquent de climat ou de faciès, c'est-à-dire, décider si la variété de loess dite «de terrain humide» ou, selon la terminologie modifiée sur la proposition de BULLA par Mm. MIHÁLYI (64), «de terrain détrempe», désigne non seulement le terrain, mais aussi le climat humide.

La composition granulométrique des variétés de loess de terrains sec et humide de l'ouverture *est caractéristique*. La différence granulométrique qui n'est pas régulière entre elles se manifeste surtout dans les changements des quantités de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ (pl. 3: «D₁»). Selon le tableau N° 2., cette différence n'est pas observable dans les cas des couches de loess de terrain sec et humide entre 0,00 à 9,50 m et 16,10 à 19,40 m. La différence du pourcentage des valeurs moyennes n'est que 0,3%. La différence qui se présente dans la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ devient beaucoup plus prononcé, si l'on fait la comparaison avec les couches de loess de terrain humide des horizons inférieurs. La quantité de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ augmente de 25,6% à 42,2%. Par comparaison à la série de loess de terrain sec, la série de terrain humide est surtout caractérisée par *l'augmentation de la quantité de la fraction la plus fine, celle de $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$.*

Au fur et à mesure que la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ augmente, les pourcentages de la fraction caractéristique de 0,02 à 0,05 mm \varnothing (V. pl. 3: «D₂») et de celle plus grossière de 0,05 à 0,1 mm \varnothing (pl. 3: «D₃») diminuent. Mais on peut toujours reconnaître la position centrale de la «fraction de loess» de 0,02 à 0,05 mm \varnothing . Sa moyenne varie entre 40 et 50%.

En cas d'augmentation de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$, par rapport à la fraction centrale de 0,02 à 0,05 mm \varnothing , les pourcentages des fractions voisines de 0,01 à 0,02 et de 0,05 à 0,1 mm \varnothing montrent d'abord une asy-

métrie de droite, puis une symétrie et une asymétrie de gauche. (Tableau N° 2., V. dans le texte hongrois.)

L'augmentation du pourcentage de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ se reflète dans le *degré de classement*, caractérisé par le quotient des valeurs de quartile $\left(\frac{Q_{75}}{Q_{25}}\right)$ et par le degré du maximum de la composition granulométrique.

Les courbes de total de la composition granulométrique prennent un cours plus plat, les courbes de maximum deviennent plus basses. La *place du maximum granulométrique*, qui est d'ailleurs entre 0,02 à 0,05 mm \varnothing , oscille dans la couche de loess de terrain humide de 38,00 à 41,00 m près de la limite inférieure, ou franchit même cette limite.

La présence des *maxima secondaires* ne montre aucune connexion directe avec le caractère du terrain (pl. 3.). En ce qui concerne la variabilité de la présence, puis de la situation et la valeur des maxima secondaires, la couche de loess de terrain sec de 0,00 à 9,50 m. montre une image beaucoup plus mouvementée, que les couches de loess de terrain humide, énumérées au tableau N° 2.

En cas de variétés de loess non altérées, la présence des maxima secondaires, accompagnée de la diminution des valeurs de maximum, reflète en général *des perturbations de sédimentation*, des changements dans le mouvement du milieu de sédimentation et dans le milieu de sédimentation, lui-même. En ce cas-ci il y a même *plusieurs maxima secondaires* (Pl 3. loess «d'infusion» et «des marais» de 27,80 à 30,10 m). La diminution du degré du maximum granulométrique, accompagnée de la présence des maxima secondaires, est un des caractéristiques du procès d'altération qui conduit à la formation du sol. (Pl. 3.)

Si l'on examine les fractions D_1, D_2, D_3 de nos matériaux dans les rapports de $\frac{D_2}{D_3}$ et $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ il saute aux yeux que la fraction de 0,05 à 0,1 mm \varnothing diminue graduellement par comparaison avec la fraction de 0,02 à 0,05 mm \varnothing et la quantité des groupes $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ augmente généralement par comparaison avec la «fraction de loess» *sensu largo* (de 0,02 à 0,1 mm \varnothing) (Tableau N° 2.).

Dans le loess de *terrain sec*, nous n'avons pas observé de Gastropodes d'eau stagnante, mais la *Succinea oblonga* DRAP. amphibie, est à trouver et dans le loess de terrain sec dans celui de terrain humide. Les *Gastropodes d'eau stagnante* (*Stagnicola palustris* O. F. MÜLL., *Anisus spirorbis* L., *Gyraulus albus* O. F. MÜLL., *Gyraulus laevis* ALDER) ne se présentent que dans le loess de terrain sec et dans le loess dit «d'infusion». Selon HORVÁTH (38) *toutes les espèces observées supportent le dessèchement*, et même l'*Anisus spirorbis* L. qui l'indique le plus nettement, y est le plus abondant. La *Stagnicola palustris* O. F. MÜLL. qui supporte le moins le dessèchement, ne se trouve que dans le loess «d'infusion». La plus grande partie des couches de loess de *terrain humide* est caractérisée par une *faune de Gastro-*

podes terrestres révélant un climat de plus en plus sec et froid, où la *Succinea oblonga* DRAP. est assez fréquente.

D'après l'accord entre les résultats de HORVÁTH (38) et nos recherches de faciès (pl. 3.), *il est possible de distinguer* le loess «d'infusion» et le loess de terrain humide. Mais sur la base de recherches de constitution pétrologique on ne peut pas distinguer dans loess de terrain humide la série à faune d'eau stagnante et celle à faune de Gastropodes terrestres. Nous avons distingué le loess de terrain humide et la variété de terrain sec sur la base des caractéristiques principaux, de celui-là: la variabilité horizontale observable, la disposition parallèle du mica, la stratification sans changements pétrographiques. Mais la même constitution peut se produire sur un terrain tout sec, si la sédimentation se déroule dans un état de calme à haut degré ou parfait de l'air ou si elle se clôt par un état de calme durable de l'air. On peut décider du milieu de formation par le moyen des études sur la faune de Gastropodes.

Le fait que deux tiers de l'ouverture consistent en loess de terrain humide révèle la tranquillité de la sédimentation. MOLDVAY mentionne aussi l'influence des éléments morphologiques. Mais cet effet classant est supprimé ou mis en arrière-plan si le courant d'air de la surface provoquant des perturbations de sédimentation, cesse ou se limite.

La tranquillité de la sédimentation est indiquée par ce qui suit:

- 1° le position parallèle des lames de mica,
- 2° la manque ou la quantité infime de la fraction de grains roulés $0,1 < \text{mm } \varnothing$.
- 3° La variabilité horizontale du loess formé, avec une faune de Gastropodes révélant le climat et le terrain secs.

4° L'augmentation de la quantité des constituants à grains fins vers le haut — qui se manifeste par le changement de place et de degré du maximum granulométrique — sans maxima secondaires en général.

Le loess «de terrain humide», déposée aux endroits non inondés, est généralement caractérisée par une faune de Gastropodes qui révèle un climat de plus en plus froid et sec, c'est-à-dire la dominance de plus en plus stabilisée de l'anticyclone continental. Mais la domination et la stabilisation graduelles de l'anticyclone continental sont en connexion avec l'étendue de la couverture de glace scandinave bien que sa position d'après les recherches récentes (30) ne corresponde pas à la conception de KÖPPEN. Vu les caractéristiques granulométriques du complexe des 15 m supérieurs du profil, les maxima secondaires que comporte la formation à terrain sec, les conclusions climatologiques tirées de la faune de Gastropodes, on peut constater que le loess «de terrain humide» des horizons inférieurs du profil fondamental, déposé sur une surface généralement non inondé, *s'est produit dans la présence d'une couverture de glace scandinave beaucoup plus étendue* que dans le cas du complexe des 15 m supérieurs.

L'argilification ou des procès diagénétiques ultérieurs sont réfutés par la manque fréquente des maxima secondaire chez les loess de terrain

humide, accompagnée de l'augmentation de la fraction fine, et en cas de loess de terrain sec, par la fréquence des maxima secondaires, accompagnée de la diminution de la fraction fine. Ce caractère est une *particularité de sédimentation*, comme la constitution elle-même, ce qui n'était pas les suppositions des changements ultérieurs, répétées chez nous (40), d'après BERG (14). Notamment, l'argilification produite par les procès d'altération qui conduisent à la formation du sol, se manifeste par les maxima secondaires. Mais les résultats des examens ne rendent compte, à côté de l'augmentation de la fraction fine, sans maxima secondaires, que du changement de texture (type «de terrain humide»). Ce changement de texture, à son tour, est en contradiction avec l'essentiel de la conception de BERG, car *les traces de végétation et des facteurs produisant le sol diminuent au fur et à mesure que la fraction fine augmente, et en même temps les signes indiquants le steppe et le steppe boisé augmentent au fur et à mesure que la fraction fine diminue*. Ces observations sont en accord avec les résultats des études sur la faune de Gastropodes de HORVÁTH (38).

Selon KÁDÁR (40), c'est l'interprétation en procès diagénétique de la formation de la constitution poreuse et la structure non stratifiée du loess qui est le plus important dans la théorie de BERG. D'après les suppositions de BERG, avec l'augmentation de la quantité de la matière à grains fins (formation du sol), la variabilité horizontale du loess formé devrait diminuer et la quantité des minéraux argileux produits par les procès de désagrégation, de formation du sol, devrait augmenter. Mais au contraire, *ce sont la stratification sans changement pétrographique, l'intensification de la variabilité horizontale, l'augmentation de la quantité des composants détritiques d'ordre granulométrique de la fraction d'argile et non pas ceux consistants en minéraux argileux, qui se prononcent comme caractères de sédimentation avec l'augmentation concomitante de la compacité de la roche*. Nous avons déjà mentionné à plusieurs reprises la manque des maxima secondaires. Des quantités démontrables d'illite n'étaient observables que dans les couches de loess altéré.

La structure poreuse est encore moins une propriété acquise au cours de la diagenèse. Elle peut être expliquée par le *degré de classement* du loess. Les sédiments détritiques bien classés, pauvres en minéraux argileux ont une structure poreuse, même s'ils sont pauvres en chaux ou n'en contiennent point et, même en cas d'un maximum granulométrique inférieur à 0,02 mm \varnothing , ils sont bien triturbables. L'expérience de plasticité d'ATTERBERG, faite sur un détritit de quartz à grains fins, est l'appui expérimental de notre observation. Elle satisfait la première condition, la manque de minéral argileux, elle satisfait moins la deuxième, le degré de classement, mais bien la troisième, la manque de chaux. Quand-même la matière examinée n'est pas plastique, mais bien triturbable. Mais la solidité des sédiments pauvres en minéraux argileux, à fraction dominante $< 0,1$ mm \varnothing , augmente par bonds en fonction de la manque de classement, même s'il contiennent de chaux.

En rendant une importance particulière à la diagenèse du loess, de la

«loessification», l'attention était détournée de l'étude de la sédimentation du loess, ce qui a mené, en dernier ressort, à la supposition que même la transformation des sédiments détritiques fins en loess soit possible. D'après cette conception, le loess soit un produit d'altération. Mais c'est une contradiction par soi-même, car nous n'appelons loess que les roches dérivant de fines matières détritiques apportées par le vent dans des conditions climatiques convenables. On ne peut pas qualifier de loess les roches sédimentaires qui ne satisfont pas les critères de la formation du loess. Peut-être, est-il possible de trouver des roches sédimentaires semblables au loess dont l'origine est problématique, mais elles ne peuvent pas être qualifiées de loess et même après avoir reconnu leur origine, il n'est pas fondé de multiplier les divers modes «diagénétiques» de la formation du loess («en ce cas là, il est justifié de parler des loess d'origine glacio-fluviale, glacio-éolienne, et même glacio-fluvio-éolienne, de même que d'origine fluvio-éolienne et purement alluviale ou purement éolienne» 40. p. 107.)

En niant catégoriquement que le loess soit un produit d'altération de formation de sol, nous ne sommes pas en opposition avec l'observation de STEFANOVITS — KLÉH — SZÜCS (92) selon laquelle la surface de tout temps du loess ait été en même temps un «horizon de sol». Cela n'est pas en opposition avec la possibilité de la diagenèse non plus, mais l'un signifie des conditions caractéristiques de la sédimentation continentale, l'autre signifiant le procès de la consolidation en roche.

On attribue à celui-là, à partir de la supposition d'une incrustation de chaux des grains, une importance exagérée. *Ce n'est pas la diagenèse qui forme le loess. Ses propriétés se développent au cours de la sédimentation.* Il est aussi ou plus juste de qualifier de loess le sédiment récent en Chine que les variétés lixiviées, libres de chaux, qui ont subi le procès de la consolidation en roche.

La formation de sol, interprétée comme diagenèse, par rapport au loess est beaucoup plus un procès de désagrégation que de consolidation en roche, et elle n'est en aucun cas un procès de formation de roche.

À la suite de l'examen de la question de savoir si le loess de terrain humide marque le terrain et le climat, il est nécessaire de réétudier le problème de la classification de loess. Mais nous continuerons d'employer le terme «de terrain humide», comme *indication de la constitution* jusqu'à ce que nous aurons développé la classification de Mme MIHÁLYI (64), dans une étude spéciale sur la classification du loess.

À la planche 3. nous avons pris la valeur moyenne arrondie (26%) de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ de la couche de loess de terrain sec de 0,00 à 9,50 m pour base de comparaison des fractions fines des variétés diverses du loess. Les différences qui dépassent cette valeur sont relevées à droite du profil granulométrique. («D₁»)

ÁDÁM (1) fait figurer les changements du volume d'interstice et de la solidité de cassure, à côté de son profil. Il résulte directement de la caractérisation précédente que les propriétés pétrophysiques qui diminuent et augmentent d'une manière fluctuante, sont en connexion avec la compo-

sition granulométrique, avec la texture, alors avec les propriétés acquises au cours de la sédimentation (pl. 3.). Il n'est pas nécessaire d'alléger l'âge plus «réculé» et la «transformation» du loess pour expliquer les caractéristiques originaux provenant des propriétés de sédimentation et de la compaction ultérieure due à la pression du complexe même.

Les faciès à sable fin et de caractère de «sable loessifère» (83, 58) des variétés de terrain sec et humide, de même que le loess «d'infusion» (58) et le loess «des marais» (photo N° 7.) jouent un rôle subordonné dans la série de l'ouverture. On examinera les transitions lors de l'étude du procès de sédimentation.

En ce qui suit, il faut introduire la nouvelle notion du *loess de steppe boisé* et il faut distinguer et délimiter les formations jaune brunâtre, brun jaunâtre, brunes, brun rougeâtre qui y correspondent d'avec le *loess altéré*, produit par une altération ultérieure conduisant à la formation de sol.

Il est nécessaire de distinguer le loess de steppe boisé, en unité génétique, même si cela exige des examens plus détaillés. Le loess de steppe boisé est le sédiment de la zone à végétation caractéristique de steppe boisé (33), de bord de bassin, du loess. La zone de steppe boisé pouvait s'étendre aux territoires de steppe des bassins hongrois, à cause des changements de climat pendant les glaciations. Mais dans les couches de loess de steppe boisé, formées aux territoires de loess de steppe (p. e. de 9,20 à 12,20 m, de 19,40 à 19,80 m, de 37,50 à 43,70 m), on trouve déjà la faune de Gastropodes thermophiles et des bosquets, caractéristique du changement de climat (*Abida frumentum* DRAP., *Chondrula tridens* MÜLL., *Helicella hungarica* SOÓS et H. WAGNER, *Pupilla sterri* V. VOITH., *Clausilia dubia* DRAP., *Zonitoides radiatulus* ALDER, *Arianta arbustorum* L., etc. 38). Entre les loess de steppe et de steppe boisé, on peut observer des transitions horizontale et verticale, même dans la couche la plus haute de loess du profil fondamental où ce ne sont que quelques espèces de Gastropodes qui indiquent la présence des bosquets (38).

Les changements de climat provoquant les phases d'avance du steppe boisé, laissent bien leurs traces dans la sédimentation. A la suite de l'augmentation de la quantité des fractions inférieures à 0,02 mm Ø et supérieures à 0,1 mm Ø, se développent des variétés de loess peu ou mal classées.

Le quotient $\frac{D_2}{D_3}$, ensemble avec le $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ tendent vers 1. Le degré

du maximum granulométrique diminue, des maxima secondaires se présentent. Par analogie du loess typique, on peut distinguer deux groupes, sur la base du caractère de texture dû à la formation à terrain sec ou humide.

Le loess de steppe boisé est le faciès hétéropique du loess (loess de steppe). Il acquiert ses caractéristiques de sédimentation au cours de sa déposition. Les termes d'argile sèche glaciaire, limon (= «nyirok»), argile rouge sont en contradiction avec le milieu de sa formation. Les termes de «dimon» et «argile sèche», indiquant une décomposition chimique ul-

térieure, une altération qui a mené à la formation du sol, et le terme «argile rouge» indiquant une genèse hétérogène, induisent en erreur (60). Selon les études de KERÉKES (41), les conditions de la formation du loess de steppe boisé, dit «limon» sont les suivantes: «sa matière dérive également de la poussière tombée pendant l'époque glaciaire», «la quantité de la précipitation atmosphérique était plus grande dans la zone située au-dessus de la limite supérieure de loess de nos pays de collines», «une flore supérieure de bois de parc» s'est formée, et «la poussière tombée est devenue sol forestier». En même temps que KERÉKES, ENDRÉDY (27, 28) arriva au même résultat. D'après KERÉKES et ENDRÉDY, SÜMEGHY (93, 95) a bien reconnu l'origine éolienne de la formation qu'il appelait «argile rouge», et sa connexion étroite avec le loess, mais en même temps il emploie l'expression «argile rouge» en sens collectif.

Les couches de loess de steppe boisé, intercalées dans les complexes de loess de steppe peuvent être reconnues et distinguées du loess altéré, par le moyen des examens sédimentologiques. Il est beaucoup plus difficile de les reconnaître et distinguer aux territoires où le bois de steppe fut développé d'une manière permanente et où le loess altéré de steppe boisé, produit sous l'effet de l'altération ultérieure conduisant à la formation du sol, est à peine distinguable du loess de steppe boisé. Par le moyen des analyses granulométriques, on pourra sans doute reconnaître les sédiments de caractère de transition qui caractérisent la fin des phases de la formation du loess, puis des études pédologiques faciliteront de tracer la limite inférieure de l'altération produisant la formation du sol, mais ce sont plutôt les phénomènes de toundra, les surfaces de solifluction qui contribuent considérablement à la classification. Le loess de steppe boisé, formé dans les régions de bordure pendant la glaciation, est caractérisé par une fraction de grains $< 0,02 \text{ mm} \varnothing$ beaucoup plus important (40 à 60%) (95) que celle du loess de steppe boisé des territoires de steppe. Celui-ci s'est formé dans une zone de steppe boisé, étendue à la suite des changements climatique, à l'époque des perturbations du procès de la formation du loess, provoquées par ces changements mêmes.

Loess altéré, loess altéré de steppe boisé. Nous rassemblons sous ces notions les soi-disant «zones rouillées», «zones d'argile sèche», «horizons à argile sèche», «zones de sol fossile». Le nombre de ces formations est bien différent chez les divers auteurs (SCHERF: 12, BACSÁK: 9, HORVÁTH: 8, ÁDÁM: 7, ŽEBERA: 11). Notamment, outre le loess, c'étaient «des horizons à argile sèche», produits par l'altération conduisant à la formation du sol, qui servaient de base à la division du profil de Paks, justement à cause de leur signification climatologique. Mais les diverses divisions climatologiques exigent une quantité variable de couches. Par conséquent, le nombre variable des «horizons à argile sèche» reflète l'effet de la courbe de radiation de MILANKOVITCH exercé par le moyen des divers systèmes de division sur la détermination des matériaux géologiques.

L'étude critique de STEFANOVITS—KLÉH—SZÜTS (92), fondée sur une élaboration pédologique moderne, réduit le nombre des couches de loess

altéré (des «horizons à argile sèche») à cinq, dont les deux supérieures «sont connexes». La couche de tchernoziom de SCHERF (84) le point de départ de sa division, s'est qualifiée d'«horizon à vase foncée».

A l'opposé du loess de steppe boisé, le loess altéré et le loess altéré de steppe boisé sont les sédiments des phases acryones, cryophiles et sémicryophiles, le loess de steppe boisé étant le produit de la zones de steppe boisé de la glaciation (cryon). Les *variétés de loess altéré se sont formées donc sous l'effet des bois développés pendant les phases acryones et cryophiles conduisant à la formation du sol.*

«La limite inférieure des horizons d'argile sèche rougeâtre est en général nette, tandis qu'en haut elle est graduelle, sauf pour un cas, et porte les traces du passage des animaux. Au-dessus des horizons rougeâtres, on trouve les horizons à argile sèche brune, qui passent au loess par une transition graduelle. La limite de l'horizon à argile sèche (à 20 m) est nette en haut l'horizon au-dessus de celui-ci s'est dénudé». «Leur teneur en humus, dans les horizons rouges, ne surpasse pas celle du loess, dans les horizons bruns elle atteint même 1,7%. Des horizons bruns, l'humus peut être dissous par la lessive, et à l'aide de la couleur des solution, on peut constater que les courbes chromatiques des matières d'humus ressemblent aux valeur de $tg\alpha$ des sols forestiers qui couvrent actuellement la Transdanubie (Dunántúl)» (92. p. 399.). Selon STEFANOVITS, la valeur très élevée de $tg\alpha$ (1,72)* de la couche de loess altéré à 20 m environ est le résultat du climat frais et humide à une couverture permanent de forêts, semblable aux conditions de la Montagne Bükk.

«Le fait que l'épaisseur de l'horizon B des sols forestiers dans tout le profil ne surpasse pas en général celle de profils actuels, indique, qu'au temps de la domination de la forêt, la poussière cessait de tomber» (92. p. 401.). Cela signifie que les «horizons à argile sèche» — d'après STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS — de l'ouverture ne sont que *des couches de loess altéré*, qui peuvent être délimitées des couches de loess de steppe boisé, même si ces couches très problématiques soient altérées. Dans les bassins, les phases d'avance du steppe boisé furent accompagnées d'une formation plus réduite de loess de steppe boisé à faciès de bordure de bassin, ce qu'on peut expliquer par la durée relativement courte des phases de transition climatique et par les perturbations concomitantes de la formation du loess. Au contraire, la composition de la faune de Gastropodes indique bien les changements climatiques. A l'aide de celle-ci, on peut induire à la végétation de steppe et de steppe boisé.

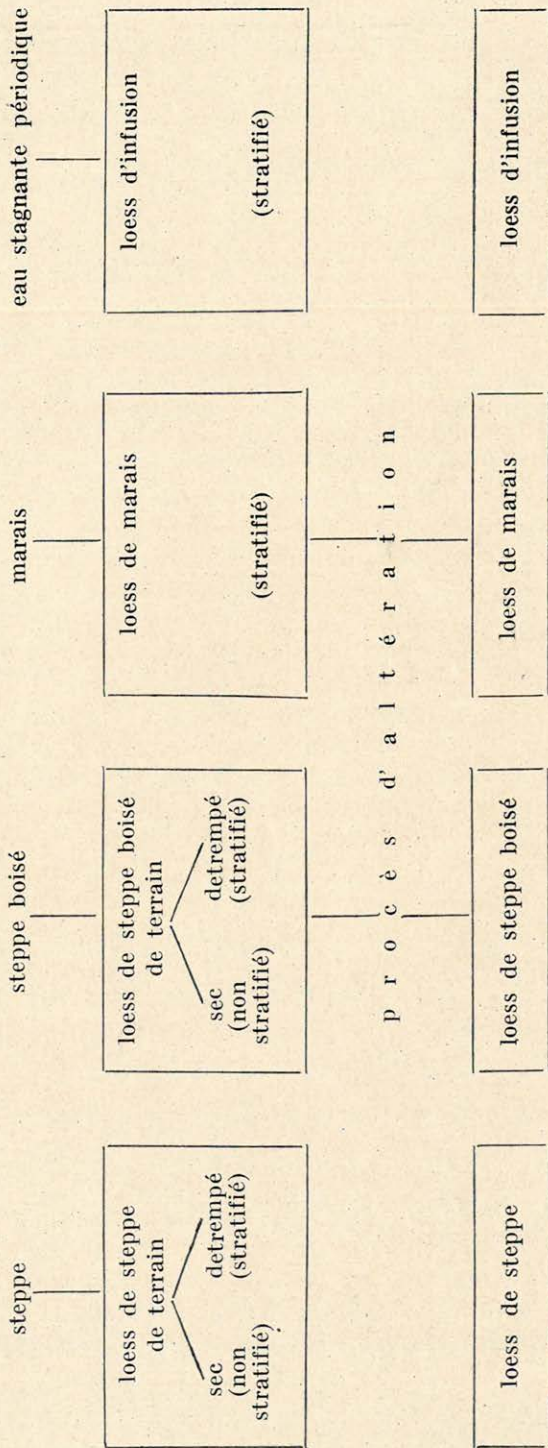
L'attention de HORVÁTH (38) fut déjà appelée à la contradiction entre la faune de Gastropodes et le caractère de faciès de certains «horizons à argile sèche». Selon lui il fut nécessaire de distinguer «la formation secondaire d'argile sèche», outre la formation simultanée de «d'argile sèche», c'est-à-dire du loess de steppe boisé.

* Les valeurs de teneur en humus et de qualité de humus des tableaux synoptiques de l'examen des matériaux du profil fondamental sont empruntées aux résultats de STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS.

Tableau N° 3.

RAPPORTS GÉNÉTIQUES DES VARIÉTÉS DE LOESS

Terrain couvert de



altérés

IV. Les couches de sable du profil fondamental

Ce sont des intercalations peu épaisses, mêlées souvent de plus ou moins de matière loessifère (photo N° 8.). C'est une fraction de sable de 0,1 à 0,2 mm Ø qui y est dominante. Les examens exécutés par la méthode statistique de MIHÁLTZ—UNGÁR (63) prouvent leur origine éolienne (pl. 4.).

On a élaboré les échantillons de sable recueillis par ÁDÁM. Nous supposons que les auteurs qui ont eü l'intention de démontrer l'origine fluviatile (1) de ces sables, étaient influencés par des conceptions pré-établies au cours de la détermination des matériaux. *Aucune couche de sable appartenant au domaine fluviatile ne fut trouvée* dans l'ouverture.

Les constatations récentes de SÜMEGHY concernant le profil fondamental (96) se fondent sur la description d'ÁDÁM (1). «Le »loess« du mur de loess de Paks est aussi un sédiment fluviatile pour la plupart dont seulement quelques parties contiennent du sable et du loess d'origine éolienne. Une couche de gravier quartzeux s'intercale dans sa partie supérieure qui fut considérée jusqu'à présent comme un ensemble de loess véritable» (96). Au cours de nos études toutes les matières examinées par ÁDÁM furent qualifiées de sable mouvant et sable mouvant à loess, les graviers quartzeux consistant en sable grossier contenant quelques grains de cailloutis, ou des concrétions de loess (photos 9, 10).

Même les couches de sable gisant dans une vallée d'érosion de loess près du cabaret «Bencze-kocsma» (photo 1.) ne sont pas «fluviatiles». Ce sont des facteurs différents qui provoquent l'érosion de la vallée d'une part, et son remblayage de sable d'autre part. D'après leur degré d'émoussement, polissage de surface, rareté de mica, la présence de Gastropodes continentaux (113), conditions de sédimentation etc, il faut considérer ces couches-là comme sable mouvant dont le rapport avec la couche de sable mouvant de 31,60 à 33,50 m du profil fondamental est bien observable à la planche 4.

Selon les études de ŽEBERA, le complexe de 8 m du cabaret «Bencze-kocsma» est: «un sable à stratification oblique, à grains menus, transporté par le vent, dont la partie supérieure contient de bancs de calcaire sableux à concrétions; à beaucoup de coquilles de Gastropodes continentaux» (113). Et le sable de 31,60 à 33,50 m de l'ouverture de la briqueterie est: «un sable à grains menus, transporté par le vent à bancs de grès calcaire minces», «semblable au terrain sableux du profil voisin» du cabaret «Bencze-kocsma» (113). La courte distance entre l'ouverture du cabaret «Bencze-kocsma» et l'ouverture de la briqueterie fut suffisante pour le changement du caractère d'émoussement du sable d'un telle façon qu'il s'approchât de plus en plus du domaine caractéristique du sable mouvant. (V. tableau N° 4. dans le texte hongrois.)

V. La teneur en sable des couches de loess du profil fondamental

Si l'on compare l'image statistique d'émoussement des grains des couches de sable mouvant avec celle du loess de 0,1 à 0,2 mm \varnothing gisant sur celles-là, il saute aux yeux que la surface des grains de la couche de sable est beaucoup plus polie. L'image statistique d'émoussement des grains de sable du loess couvrant le sable mouvant ressemble au début au sable mouvant. Puis, au fur et à mesure que la surface du sable mouvant vint d'être couverte graduellement de loess, les particularités de forme et de surface des grains de sable du loess changèrent conformément la composition minéralogique statistique (100). (Tableau N° 5. dans le texte hongrois.)

Voici l'explication de ce phénomène:

1°. L'image statistique d'émoussement caractéristique du sable mouvant s'est produite au cours du mouvement roulant des grains de sable les uns sur les autres. C'est le procès le plus parfait de polissage de la surface de grain.

2°. Si les grains de sable seront roulés à la surface d'un sédiment à grains fins, les grains, faute de mouvement roulant les uns sur les autres, ne montrent pas l'image statistique caractéristique d'émoussement du sable mouvant, même après avoir parcouru une distance beaucoup plus longue que dans le cas précédent. Leurs points de projection se trouvent dans la case de «transporté par le vent». Les points de projection en dehors de cette case se groupent entre la ligne bissectrice de la case de milieu des domaines «fluvatile» et «transporté par le vent» et la ligne délimitant la case de «transporté par le vent». (Planche 4.)

3°. L'absence de l'image d'émoussement de caractère de sable mouvant dans la couche de loess, accompagnée de la couverture de loess des terrains de sable mouvant adjoints, contredit la formation simultanée du sable mouvant, même son apparition répétée prouve, à son tour, le commencement de la formation du sable mouvant. Notamment les images statistiques d'émoussement caractéristiques au sable mouvant sont toujours produits par un mouvement roulant des grains l'un sur l'autre, lié à la formation de sable mouvant. (V. tableau N°. 6, dans le texte hongrois.)

L'image statistique d'émoussement du tableau N° 6 change par bonds après l'échantillon N° 79. L'image d'émoussement caractéristique du sable mouvant devient dominante. La formation du sable mouvant est représentée dans, l'ensemble, de 15,20 à 15,50 m, par la présence du sable mouvant à loess ou du loess sableux. (Photo N° 8.) Dans l'image d'émoussement de l'ensemble, outre la présence de la fraction 0,1 < mm \varnothing variant entre 5 à 10% et outre la valeur de l'environ ou surpassant 4 des

quotients $\frac{D_2}{D_3}$ et $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ c'est le partage statistique rappelant le sable

mouvant, qui prouve la formation locale, voisine de sable mouvant pendant et avant la durée de la formation du loess. La même conclusion peut être

déduite des analyses microminéralogiques de Mme SZEBÉNYI (100). La composition statistique minéralogique du sable mouvant apparaissant au-dessous l'échantillon N° 79. caractérise le complexe situé au-dessus de cette limite déterminée par l'analyse microminéralogique, jusqu'au début de la couche suprême de loess (9,50 m).

Notre conception concernant la formation locale du sable mouvant n'est pas en contradiction avec nos constatations sur la formation régionale du sable mouvant. La possibilité de la formation du sable mouvant local est offert même pendant les glaciations, surtout pendant les phases sé-microphobes et cryophobes, au contraire celle du sable mouvant regional seulement pendant les intercryonaux.

VI. Série de couches abrégée* du profil fondamental

0,00 à 9,20 m	loess de terrain sec, jaune clair à intercalation d'une lentille de sable mouvant à concrétions calcaires. Celle-ci est observée à la partie de milieu de l'ouverture.
9,20 à 9,50 m	loess de steppe boisé de terrain sec, jaune clair.
9,50 à 10,80 m	loess altéré de steppe boisé, brun, brun rougeâtre.
10,80 à 11,60 m	loess de steppe boisé de terrain sec, jaune brunâtre.
11,60 à 12,20 m	loess altéré de steppe boisé de terrain sec, brun.
12,20 à 12,40 m	loess de steppe boisé de terrain sec, jaune clair.
12,40 à 15,20 m	loess de terrain sec, jaune clair.
15,20 à 15,50 m	sable mouvant à loess — loess de terrain humide à sable mouvant, jaune clair.
15,50 à 15,70 m	loess de terrain humide à sable mouvant, jaune clair.
15,70 à 19,40 m	loess de terrain humide, jaune clair.
19,40 à 19,80 m	loess de steppe boisé de terrain humide, brun jaunâtre clair.
19,80 à 21,50 m	loess altéré de steppe boisé, brun, dont la teneur en sable mouvant augmente vers son mur.
21,50 à 22,00 m	loess à sable mouvant, à coloration d'hydroxyde de fer, brun clair.
22,00 à 22,10 m	m loess de terrain humide, jaune clair.
22,10 à 23,50 m	loess de terrain sec, jaune clair.
23,50 à 24,00 m	loess de terrain humide, jaune clair.
24,00 à 24,30 m	loess de steppe boisé de terrain humide, jaune brunâtre, clair, à intercalation de loess de steppe boisé de terrain sec.
24,30 à 26,90 m	loess de terrain humide, jaune clair.
26,90 à 28,90 m	loess «d'infusion», jaune clair.
28,90 à 30,10 m	loess «de marais», bigarré, à taches d'hydroxyde de fer.
30,10 à 31,20 m	loess de terrain humide, jaune brunâtre clair.
31,20 à 31,60 m	loess de terrain sec à sable mouvant, jaune brunâtre clair.
31,60 à 32,80 m	m sédiment à loess et sable mouvant, entassé par l'eau, à coloration d'hydroxyde de fer, brun clair.
32,80 à 33,50 m	sable mouvant à coloration d'hydroxyde de fer, jaune brunâtre clair, avec l'augmentation au des composants de grandeur de grain «doessique», ultérieurement envasés, à bancs de grès calcaire.
33,50 à 33,70 m	loess de terrain humide, jaune clair.
33,70 à 34,70 m	loess «de marais», jaune grisâtre.
34,70 à 35,10 m	loess de terrain humide, jaune clair.
35,10 à 35,50 m	loess «de marais», jaune grisâtre clair.
35,50 à 35,90 m	loess de terrain humide, jaune clair.
35,90 à 37,50 m	loess «de marais», jaune clair — gris jaunâtre.
37,50 à 39,40 m	loess de steppe boisé de terrain humide, brun clair — jaune brunâtre.

* V. les détails dans le tableau des résultat de l'examen des matériaux.

- 39,40 à 40,00 m loess de steppe boisé de terrain sec, brun clair.
 40,00 à 43,00 m loess de steppe boisé de terrain humide, jaune clair, brun jaunâtre, brun.
 43,00 à 43,70 m loess altéré de steppe boisé, brun rougeâtre foncé.
 43,70 à 44,40 m loess «de marais» altéré, brun clair, brun.
 44,40 à 46,20 m loess «de marais» brun jaunâtre clair, jaune.
 46,20 à 46,60 m loess «d'infusion», jaune clair.
 46,60 à 46,70 m sédiment à loess et sable mouvant, entassé par l'eau, jaune clair.
 46,70 à 58,00 m sable mouvant à coloration d'hydroxyde de fer, jaune clair, brun, brun rougeâtre, à bancs de grès calcaire.
 58,00 à — m sable pannonien, gris clair.

VII. Composition statistique minéralogique des sédiments du profil fondamental

Minéraux lourds. Les échantillons de 2,10 à 2,40, de 3,00 à 3,50, de 3,50 à 3,80 m de notre forage situé à la base de l'ouverture près du cabaret «Bencez-kocsma» (96 m d'altitude) établi sur le sable pannonien à grains fins et menus, à surface non parfaitement polie, ont été étudiés par Mme M. HERRMANN (37). D'après les résultats de ses examens, entre 2,40 à 3,00 m dans la série pannonienne, il se présente un changement de la composition granulométrique du sable et la vitesse du mouvement du milieu déposant aient changé. La quantité des minéraux lourds, exprimée en pour cent de poids est de 0,14%. Cette valeur fait un septième de la teneur en minéraux lourds du complexe de sable mouvant pléistocène de l'ouverture près du cabaret «Bencez-kocsma» (1%).

Le sable pannonien est caractérisé surtout par les minéraux de la zone mésocristalline et épicrostalline, la série pléistocène par la présence des minéraux des éruptifs basiques (olivine, amphibole basaltique etc.)*

Mme SZEBÉNYI, outre la division du profil fondamental sur la base de la composition statistique minéralogique, publia des constatations importantes:

1°. Le degré de décomposition des grains minéraux est en rapport inverse avec le degré d'altération conduisant à la formation du sol. «Dans les zones de loess, le pourcentage de la proportion des grains décomposés est plus grand que dans les zones d'argile sèche et de vase». «Sous l'effet de la végétation, les grains décomposés disparaissent», tandis que «dans le loess pauvre en végétation», ils s'accumulent. «C'est dans les couches de couleur de chocolat, dans la couche d'humus du profil de sol de forêt qu'on trouve le moins de grains minéraux désagrégés (24 à 26%). La quantité des grains minéraux décomposés est de 40 à 50% dans le cas des couches brun rougeâtre, (horizon B du profil de sol de forêt), mais de 65 à 80% dans le loess» (100, p. 406.). Selon Mme SZEBÉNYI, le pourcentage des grains minéraux décomposés peut être utilisé pour caractériser le degré de l'altération conduisant à la formation du sol. Les grands pourcentages observés dans le cas du loess, indiquent une végétation pauvre.

2°. La matière des sédiments provient du Dunántúl (= Transdanubie).

* L'étude minéralogique du profil fondamental se fonde surtout sur les résultats minéralogiques de Mme SZEBÉNYI (100), en tenant compte des déterminations de Mme CSÁNK.

(«La seule différence possible est la question de savoir si elle provienne d'un endroit voisin ou plus ou moins éloignée du Dunántúl» **100**, p. 408.)

3°. Concernant le sable mouvant marqué entre 31,60 à 33,50 m sur notre profil (pl. 3.), elle constate: «Il est singulier que les minéraux lourds du sable sont identiques avec ceux du loess qui gît sur celui-ci» (**100**, p. 409.). Sa constatation est aussi importante du point de vue de la provenance de la matière du loess qu'à la démonstration du caractère allochtone de l'image statistique minéralogique du loess.

Semblablement aux études de VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI (**102, 103**), le travail synthétique de WEIDENBACH (**106**) a l'intention de prouver la provenance de régions voisines du loess surtout par la ressemblance entre la composition statistique minéralogique du loess et des autres sédiments détritiques qui bâtissent les territoires à loess. La composition granulométrique du loess, de type identique *dans le monde entier*, met en relief le fait que la composition statistique minéralogique dépend des conditions *locales*.

Dans une étude préalable (**51**), nous avons déjà tâché d'interpréter les résultats de VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI (**102, 103**). Sur la base des résultats de Mme SZEBÉNYI (**100**), nous pouvons constater ce qui suit:

La composition minéralogique statistique du profil fondamental de Paks est variable. Les changements sont en connexion étroite avec les couches de sable mouvant. La couche de loess du toit montre la composition statistique minéralogique du sable mouvant tant que sa teneur en sable ressemble à l'image d'émoussement du sable mouvant. La composition statistique minéralogique d'une couche de loess gisant sur le sable mouvant change au fur et à mesure du changement de l'image d'émoussement.

La composition statistique minéralogique est un caractère allochtone du loess. Dans le cas du profil fondamental de Paks, son caractère fut formé par le sable mouvant provenant du territoire d'érosion du Dunántúl. A la suite des constatations catégoriques concernant le territoire d'origine, Mme SZEBÉNYI (**100**) est inclinée à la supposition de la provenance à sens unique, c'est-à-dire à la conclusion de VENDL—TAKÁTS—FÖLDVÁRI, mais cela n'influence pas l'importance de ses résultats. Ses constatations concernant le territoire de dérivation confirment nos suppositions sur la formation du sable mouvant (**51**), par des résultats de l'examen des matériaux.

Minéraux légers. Dans la composition du loess de Paks, à côté du quartz détritique à grains fins, dominant, c'est la calcite (teneur en CO_3^{2-} de 10% environ) qui joue un rôle important, comme composant variable accompagné d'une quantité négligeable de feldspath et d'une quantité variable de muscovite. L'importance des minéraux légers, et de la limonite parmi les minéraux lourds, est mise en relief surtout dans l'étude du caractère et de la mesure des procès d'altération.

Il a semblé que les preuves du procès de «transformation en loess»

fussent soutenues par la variabilité, diversité d'extérieur ou absence du CaCO_3 de même que son origine voisine par la composition statistique minéralogique. A cela s'ajoute l'origine énigmatique du CaCO_3 : «de calcaire, comme calcaire à acide carbonique s'est accumulé dans le loess, qu'il *soit dissous* d'une roche contenant des silicates calcaires (plagioclases) ou des carbonates de calcium»* (102).

La diagenèse du loess, c'est une «impregnation» par CaCO_3 . Cette conception est confirmée par VENDL (102) qui se fonde sur les constatations de TREITZ, BERG, MÜNICHSDORFER et KÖBL. MIHÁLTZ (58) attribue aussi une importance à la cimentation par CaCO_3 («enveloppe calcaire incrustant les grains» 58, p. 119.), comme procès de «transformation en loess», mais sa conception n'est pas en accord avec l'interprétation de BERG du procès de «transformation en loess»: «Selon la théorie de BERG, il est possible que les grains fins, par le moyen d'une cimentation à carbonate de calcium, *forment des agrégats*, se reliant en grains plus grands au cours de la diagenèse, conduisant à la formation d'une grandeur de grain semblable au loess. Cette supposition est d'autant plus improbable que la formation des agrégats devrait produire des grains justement de la grandeur «loessique». Cette supposition est totalement réfutée par les expériences qui ont démontré qu'il résulte la même composition granulométrique si nous lavons le loess dans son état original, puis après avoir dissous toutes les matières de carbonate par l'acide chlorhydrique, c'est-à-dire si nous faisons disperser les agrégats calcaires supposés» (61, p. 126). En ce qui concerne l'origine de la teneur en carbonate du loess, on suppose même à présent une accumulation ultérieure. («La teneur en carbonate de calcium du loess n'est pas primaire» 21, p. 248.) «La teneur en calcium caractérise le loess... son accumulation ne peut s'accomplir que sous un climat sec» (40, p. 109.).

En niant les précédents on ne révoque pas en doute p. e. la formation ultérieure des concrétions de loess, cette négation concerne seulement l'interprétation de la teneur en carbonate du loess avec accumulation ultérieure de chaux. *La teneur en carbonate du loess est une propriété originelle, sans qu'elle soit déterminante, car son absence ne change pas les caractéristiques fondamentales du loess* (64, p. 8. et 61, p. 126.).

La teneur en carbonate du loess indique sensiblement, et par son accumulation et par son absence, les changements ultérieurs, les procès d'altération. En les appelant procès de «transformation en loess», on contredit les procès mêmes qu'on entend par là.

La teneur en calcaire se présente sous les formes suivantes:

- 1°. Grains séparés, comme composants sédimentaires détritiques.
- 2°. Cristaux séparés, «en forme de tonneau» pour la plupart, qui se forment de la dissolution et de la réprécipitation de ceux-là, enveloppes finement grenées, croûtes et tubules le long des racines, concrétions perpendiculaires à moule de racine au milieu ou à forme irrégulière («poupées

* Italiques par l'auteur.

de loess», photo N° 12: *a*) en général ce sont des formations calcaires de grandes dimensions, trapues, souvent à emplacement horizontal, à l'intérieur desquelles on trouve des fentes de contraction, à enduits de calcite, quelques fois à croûte manganèse («pierres de cliquetis», photo 12: *b*) et des bancs de calcaire produits par la précipitation de chaux dans l'interstice des grains.

PÁVAI-VAJNA (77) a résumé les conditions du développement des formations ultérieures à carbonate, ce qui est resté moderne même à présent. Cette fois-ci nous ne mentionnons que les concrétions calcaires de formation peu connue, traversées par fentes de contraction, à enduit de calcite ou — rarement — de manganèse.

Les colonnes *b* de la fig. N° 3. représentent les analyses chimiques* de la «poupée de loess» (échantillons 1 à 3) d'une part, et des concrétions de loess traversées par des fentes de contraction à induit de calcite et à taches de manganèse d'autre part (échantillon 4), les colonnes *a* représentent l'analyse de la couche de loess correspondante. Le résidu insoluble des couches de loess varie entre des limites étroites (67 à 70%). En cas de concrétions le résidu insoluble diminue à la moitié ou à un tiers, sa valeur est généralement très variable.

Le rapport des pourcentages de poids de CaCO_3 et MgCO_3 varie de 1,9 à 2,7 dans le loess, et de 17 à 63 (1) dans les ségrégations carbonatées. Dans les concrétions, la quantité de MgCO_3 est un fragment infime de la valeur calculée sur la base des rapports de la couche de loess correspondante, en tenant compte de l'augmentation de CaCO_3 (dans l'ordre: $\frac{1}{16}$, $\frac{1}{25}$, $\frac{1}{7}$, $\frac{1}{21}$).

L'échantillon compartif N° 5. montre une formation à enduit de calcite, coupée par des fentes de contraction, contenant une quantité infime de résidu insoluble. Le rapport des pourcentages de poids de CaCO_3 et MgCO_3 y est extrême (177).

Il saute aux yeux que dans tous les deux types des concrétions le MgCO_3 est relégué à l'arrière plan par rapport à CaCO_3 , à l'opposé de la couche de loess correspondante. Ce *contraste* entre les ségrégations calcaires et le sédiment détritique encaissant, dans l'intérieur d'une seule couche, indique que le procès de formation des concrétions s'est accompli sans la précipitation de MgCO_3 , et même la teneur en MgCO_3 de la matière détritique sortit par la voie des solvants, de l'espace de formation des concrétions; cela comporte en même temps des indications concernant les conditions de la place de la formation de concrétion.

Par le remplissage de l'interstice des grains par une matière carbonatée des bancs de calcaire à composition uniforme qui se forment *au niveau de l'eau souterraine*, la précipitation de carbonate s'accomplit à la surface de la nappe de l'eau souterraine, dans un *milieu chimique uniforme*. Mais le contraste entre la composition chimique des concrétions et des

* Analyses chimiques par Mme S. NEMES-VARGA.

couches de loess encaissantes réfute l'existence d'un milieu chimique uniforme horizontale, non seulement par le comportement de $MgCO_3$, mais aussi par la disposition en croûte zonière des accumulations de fer et manganèse dans les concrétions calcaires. D'après les suppositions actuelles, *un milieu chimique spécial se produit sous l'effet biologique autour des noyaux séparés dans la couche* (aux concrétions de caractère de «poupée de loess» on peut bien reconnaître les moules des racines, aux concrétions de caractère de «pierre de cliquetis» on connaît moins le facteur biologique), mais sans que les caractéristiques chimiques des noyaux développés deviennent généraux dans un horizon de toute la couche, par le moyen d'un facteur extérieur, l'eau. *La possibilité de la formation des noyaux indique que le procès déroule caractéristiquement au-dessus de la nappe d'eau souterraine, dans le domaine capillaire.*

Cette supposition est prouvée même par la constatation d'E. SZÁDECZKY-KARDOSS (97) selon laquelle dans la présence d'un facteur de haut potentiel redox, c'est-à-dire dans l'air, c'est le Mn qui sera précipité le plus facilement sous la forme de MnO_2 solide (incrustations à manganèse!), le fer étant alors en état de hydroxyde de fer qui reste peut-être en solution colloïdale (l'incrustation à limonite est relativement rare!). L'oxydation de l'ion dissous de Mn^{2+} est avancée par l'augmentation de p_H aussi (milieu hydrocarbonaté!).

Si le procès de formation des concrétions s'accomplit au niveau de la nappe d'eau souterraine, *l'eau souterraine élimine la possibilité de la formation des noyaux chimiques*, et l'effet biologique se présente en général sous la forme des bancs de calcaire. C'est semblablement aux bancs de calcaire et en connexion probable avec eux que se forment les zones «rouillées» qui s'y joignent et dont la situation horizontale indique le rapport du procès de développement avec l'eau souterraine. La délimitation en espace des compositions de fer d'avec les carbonates est la conséquence des zones concentriques d'équipotentiel redox dans les horizons à concrétions, et celles horizontales combinées avec les zones de p_H dans les horizons au-dessous du niveau de l'eau souterraine. Dans l'analyse d'E. SZÁDECZKY-KARDOSS (97): en cas de potentiel redox bas (manque d'air), c'est plutôt le fer qui se désagrège en précipitation d'hydroxyde de Fe^{2+} ou de $Fe^{2+} - Fe^{3+}$, tandis que le manganèse reste en solution sous la forme d'ion de Mn^{2+} . La formation des précipitations d'hydroxyde est tout de même généralement en fonction du p_H .

Dans la série de l'ouverture, existaient en général des conditions de précipitation de l'hydroxyde de fer dans un milieu un peu basique (p_H de 8 environ) à cause de la teneur en carbonate, mais des conditions de solution non pas.

Vu que l'optimum de la solubilité de l'hydroxyde de fer est la valeur de p_H peu acidulée 6,5 (26), on ne doit tenir compte d'une possibilité considérable de la migration du fer que dans l'ensemble de 26,70 à 37,70 m, de valeur de 7 à 7,5 de p_H , qui est libre de carbonate et fut déprivé de sa

teneur en carbonate par un procès de lixiviation*. C'est dans cet ensemble de milieu de 11 m que se présentent, outre la couche de sable mouvant, de raies horizontales colorées par l'hydroxyde de fer à intercalations des bancs de grès calcaire, les bancs de calcaire compacts et les zones «rouillées» de l'ouverture dont l'interprétation comme «horizons de sol» jouait jusqu'à présent un rôle important dans la division du profil fondamental.

Si nous considérons la couche de «loess de marais» (photo N° 7) bigarrée, à taches d'hydroxyde de fer entre 29,10 à 30,10 m dans son rapport avec la couche de loess épaisse de 1,5 m, colorée par l'hydroxyde de fer, gisant au-dessous de celle-là, et avec la couche de sable mouvant entre 31,60 à 33,50 m, à raies colorées d'hydroxyde de fer, nous pouvons interpréter convenablement les conditions de solution et précipitation de l'hydroxyde de fer concernant ce détail du profil, d'après la synthèse de BORCHERT (17).

Le CO_2 fourni par les conditions réductrices causées par les matières putrescibles du faciès de marais, conduit d'une part à la solution du fer en hydrocarbonate, et d'autre part à la précipitation du $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ sous la forme l'hydroxyde de fer dans la couche de sable mouvant à économie probablement active d'eau. La série de concrétions calcaires entre 30,60 à 31,00 m peut être expliquée par la situation du toit du sable mouvant au-dessus de la nappe d'eau souterraine (zone capillaire). Ce phénomène n'est pas en contradiction avec les raies de coloration à hydroxyde de fer indiquant l'oscillation du niveau de l'eau souterraine et avec les bancs de grès calcaire de la couche de sable mouvant.

Minéraux argileux. Au cours de l'analyse thermique des «horizons à argile sèche» Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL et. V. KOBLENCZ ont démontré — semblablement aux résultats de STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92) — une quantité modeste, à peine observable d'illite. L'illite s'est formée de la muscovite au cours de l'altération du loess, conduisant à la formation du sol (92, 75).

«En induisant de la couleur et de la valeur de $\text{tg}\alpha$ des solutions d'humus à la végétation formant les horizons à argile sèche, on peut constater que la composition de cette végétation était semblable aux forêts feuillagées qui couvrent actuellement le Dunántúl. L'analyse thermique des minéraux argileux appuie cette observation, car l'illite est dominante même ici, tout comme dans la composition des sols forestiers d'Europe Centrale en général» (92, p. 400.).

Cette étendue de l'illite, limitée aux formations des phases climatiques océaniques, aux couches de loess altéré, appuie les observations de STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS. On ne peut démontrer aucune quantité déterminable d'illite dans le loess. D'après les résultats des examens relatifs à la question, il faut

* La solution du fer en $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, dans l'eau souterraine dépend selon RUTNER (92) : 1° de la manque d'oxygène de l'eau, 2° de la quantité d'apport de CO_2 , 3° des valeurs de p_{H} qui ne dépassent pas beaucoup 7,5, 4° de la quantité de l'hydroxyde de fer.

modifier la constatation préalable de Mme FÖLDVÁRI-VOGL. («Les décompositions lentes de climat sec ou à longue période de gelées produisirent le plus souvent des minéraux argileux semblables à l'illite» 31, p. 22.)

VIII. Les valeurs de p_H des sédiments du profil fondamental

Il y a une connexion directe entre l'oscillation de la valeur de p_H et la teneur en carbonate des sédiments. En cas de présence de carbonate nous avons observé une valeur de p_H de 8 environ, en cas de son absence cette valeur diminue jusqu'à 7. (planche 3). Des valeurs de p_H plus variables et plus oscillantes (valeur de maximum: 9) sont observables aux couches de loess altéré, mais «à l'opposé des examens de SCHERF, nous n'avons pu en tirer aucune conclusion, parce que la calcification ultérieure — indiquée par la présence des ségrégations calcaires — a changé l'état originel» (92, p. 400).

Les fossiles retrouvés dans les sédiments du profil fondamental. On en rend compte en mentionnant dans l'introduction les mammifères et par le tableau synoptique (planche 3.) des données de l'étude sur la faune de Gastropodes de HORVÁTH (38). Les conclusions tirées des données paléontologiques sont utilisées dans les parties précédentes du chapitre sur l'élaboration des matériaux. Nous reviendrons à leur évaluation lors de la division du profil fondamental.

Les couches du profil fondamental ne contiennent pas de pollen*. Les examens de SCHERF et ZÓLYOMI concernant ce problème, aboutirent également à un résultat négatif.

CONDITIONS DE GISEMENT

Les examens morphologiques proprement dits commencèrent par l'étude de la microstructure du loess. Voici les propriétés morphologiques du loess, reconnues par le moyen de grossissement** : structure dépourvue des traces de stratification dans le loess de terrain sec, stratification sans changement pétrographique dans le loess de terrain humide et stratification à surfaces doucement onduleuses dans les loess «d'infusion» et «de marais».

Ce sont également les examens de microstructure qui aboutirent à la reconnaissance des phénomènes de solifluction peu ou point reconnaissables à l'oeil nu, au cours de l'examen des matériaux des forages établis au-dessus de l'ouverture avant la gare et à la surface de la couche de loess altéré de 11,60 à 12,20 m du profil fondamental. Celle-ci est aussi mentionnée par ŽEBERA (113). En 1952, on a ouvert un phénomène de toundra à forme de sac, entouré par l'hydroxyde de fer, à remplissage de loess gris, qui s'est creusé dans l'horizon de 33,50 m.

* Résultat d'analyse de Mme E. NAGY.

** Nous employons généralement un grossissement 25×, dans nos examens de microstructure.

L'emploi des examens granulométriques et de microstructure à l'étude des conditions de gisement

Les changements dans la composition granulométrique des couches de loess sont lents avançant par transitions (22,00 à 31,60 m) ou par oscillations (0,00 à 9,50 m), si nous limitons nos observations aux changements de la fraction $< 0,1$ mm \varnothing . Dans celui-là, le changement se manifeste surtout par la diminution de la fraction $< 0,02$ mm \varnothing , dans celui-ci par l'oscillation du D_2/D_3 . (Planche 3.)

En ce qui suit, nous présentons l'analyse sédimentologique des types des changements dans le profil fondamental, en considérant à la fois les fractions $< 0,1$ mm \varnothing et $0,1 < \text{mm } \varnothing$.

Les rapports des couches de loess et de sable

1°. Si la couche de sable se produit par l'augmentation de la fraction de sable de la même couche de loess, on peut observer une transition graduelle.

La fig. N° 4. (v. dans le texte hongrois) représente les conditions granulométriques de la partie de 30,40 à 28,30 m du complexe. Le numérotage des échantillons commence d'en bas.* Les échantillons N^{os} 1. et 2. sont d'un loess de terrain humide, les échantillons N^{os} 10. et 11. sont d'un loess dont la composition granulométrique ressemble beaucoup aux deux premiers, dont on peut supposer des conditions de transport et de déposition très semblables — D_2/D_3 étant 4,3 ou 3,6 — caractérisant les conditions de sédimentation «d'infusion».

Entre eux, il gît une couche de loess «de marais» bigarré à coloration d'hydroxyde de fer et à surface doucement onduleuse. La teneur en sable augmente graduellement, avec une certaine oscillation jusqu'à 30%. Le degré de classement montre une valeur extrême, 11,3, par rapport aux valeurs identiques (3,8) des couches de mur et de toit. Les nombres proportionnels de D_2/D_3 , tendant vers 1, indiquent les perturbations dans le transport et la déposition des sédiments; les maxima secondaires granulométriques multiples représentent, par rapport aux valeurs basses des degrés de maximum (planche 3), le changement dans le milieu déposant, accompagnant les procès d'altération. Les courbes des échantillons N^{os} 10. et 11. montrent le rétablissement des conditions de départ.

La fig. N° 4. représente l'effet de la glaciation, du changement climatique pendant la formation du loess, qui se manifeste dans la sédimentation. L'échantillon N° 11 y indique le rétablissement des conditions de départ, la fin du changement climatique. D'après la faune de Gastropodes, le changement climatique fut tellement défavorable et extrême que, par comparaison, le climat continental — caractéristique des glaciations — des couches de toit semble encore beaucoup plus favorable.

* Aux figures de nos analyses sédimentologiques, les chiffres marquent toujours un ordre commençant d'en bas.

Outre le développement des marais, l'analyse sédimentologique jette de la lumière aux perturbations dans la sédimentation, sans indiquer l'interruption de la formation du loess. La solution de la contradiction, consistant en développement des marais pendant la formation du loess, est facilitée par la démonstration d'une sédimentation non équilibrée et par la pauvresse ou manque de flore et faune des marais dans le faciès de marais. Pour le développement des marais, il est nécessaire une précipitation dépassant la quantité annuelle de l'évaporation, ce qu'on ne peut accorder avec la formation du loess qu'à condition que la dominance des anticyclones continentaux soit interrompue par les anticyclones marins qui se développent au semestre estival. Le développement des anticyclones à alternance saisonnière est en accord non seulement avec le climat extrêmement rude qu'on peut déduire de la faune de Gastropodes, mais aussi avec la manque des phénomènes de toundra. Celle-ci n'est probable qu'en supposant que la quantité de la radiation estivale ait extrêmement augmenté et, par conséquent la profondeur de dégel saisonnier ait touché l'épaisseur totale de la surface gelée. Ce qui n'est possible qu'en cas d'une interférence *antiglaciaire*.

Le type climatique solaire antiglaciaire provoque la destruction des glaces. Le rétablissement et le maintien durable des conditions de départ, indiqués par les échantillons N^{os} 10 et 11, en tenant compte de nos constatations préalables sur ces couches, montrent que l'étendue de la couverture de glace scandinave était plus grande, même après la phase climatique cryphobe, qu'au temps de la formation de l'ensemble supérieur de loess de 15 m du profil fondamental.

Nous avons appelé sémicryphobe le développement du type climatique solaire antiglaciaire, pendant la glaciation, d'après son rôle et résultat. Nous avons analysé sur la base de la fig. N^o 4. les phénomènes sédimentologiques que cette phase a provoqués.

La fig. N^o 5. (v. dans le texte hongrois) indique en essence des conditions semblables à celles de la fig. N^o 4. Par le moyen de la composition granulométrique de 13 échantillons successifs, elle présente les effets provoqués par le climat changeant pendant la destruction lente de la couverture de glace scandinave qui dépassait encore la valeur de seuil.

(La valeur de D_2/D_3 diminue, la valeur de $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ et la teneur en sable

dans un mètre (du mur) précédant le changement sont caractérisées par des oscillations (planche 3.). Les premières et les dernières couches de la partie de 22,30 à 19,90 m du complexe sont de nouveau très ressemblantes, mais la présence de la faune de Gastropodes thermophiles dans le toit, la valeur haute de la qualité d'humus, rappelant les bois des latitudes plus boréales, le caractère de steppe boisée de la formation du loess renouvelée, tous indiquent la fin de la phase précédente de la formation du loess.

A l'échantillon N^o 3, l'augmentation de la teneur en sable indique le développement brusque du changement climatique qui prévalait dif-

ficilement. La régression est graduelle et généralement observable, et vers Q_{25} , ligne médiane, et vers Q_{75} .

Le phénomène représenté à la fig. N° 5., de même le phénomène de la fig. N° 4, appartiennent à des horizons différents de la même couche de loess. Entre eux, il gît une couche de loess dépassant 6 m. La mesure du second changement climatique est caractérisé par une dominance acquise graduellement et difficilement pendant la retraite des glaces vers la valeur de seuil, et par un retour graduel à l'état normal. La formation du loess est quand-même continue, il ne se forme aucune couche de sable distinguable, il se présente seulement une teneur en sable, dont la diminution est accompagnée de l'intensification de la formation loess, avec l'avance du steppe boisé et avec la présence des éléments fauniques thermophiles qui indiquent déjà la fin de la glaciation.

Dans cette phase finale de la glaciation, au temps de la retraite des glaces vers la valeur de seuil, le changement climatique est provoqué par une phase antiglaciale faible ou par une phase subarctique forte qui est très voisine de celle-là. Notamment, pendant le changement climatique et après sa fin, la couverture de glace approchant de la valeur de seuil est encore assez étendue pour renforcer ou maintenir — pour un court intervalle — les caractéristiques climatiques nécessaires à la formation du loess.

2°. Si, par l'augmentation de la fraction de sable de la couche de loess du mur, la couche de sable se présente en sable mouvant à loess et la couche de loess du toit commencé par le sable mouvant à loess: la transition semble macroscopiquement graduelle.

A la fig. N° 6. (v. dans le texte hongrois), pour interpréter les conditions de sédimentation de la partie de 16,20 à 14,80 m du complexe, nous avons aussi employé la composition granulométrique de l'échantillon du loess de terrain humide, marqué de I., gisant de 17,10 à 16,90 m dans la couche de loess du mur.

La partie commençant par 17,30 m de la courbe de D_2/D_3 indique déjà le changement dans la sédimentation, avant l'augmentation de la fraction de sable. Le changement du degré de classement ne se présente qu'avec l'augmentation de la fraction de sable (planche 3).

A la fig. N° 6., à partir de I, l'augmentation graduelle de la fraction de 0,05 à 0,1 mm \varnothing des échantillons N°s 1 à 5 est accompagnée d'une augmentation jusqu'à 24% de la teneur en sable. La limite qui se manifeste par la composition minéralogique (100) et l'image statistique d'émoussement (tableau N° 6) de la fraction de sable, par la composition de la faune de Gastropodes (38), est confirmée, selon les courbes granulométriques, par la teneur en sable fin (0,05 à 0,1 mm \varnothing) et en sable qui diminue graduellement à partir de l'échantillon N° 6.

C'est le sable mouvant à loess qui conduit du complexe de terrain humide au complexe à loess de terrain sec. Par rapport au complexe de terrain sec — selon notre analyse préalable — la couche de loess de terrain

humide du mur s'est produit dans un état plus calme de l'air quand l'inlandsis était plus étendu.

La couche de sable mouvant à loess, représentée par les échantillons N^{os} 1 à 5, ensemble avec la partie de couche de loess de terrain humide commençant la formation de laquelle fut introduite par la diminution antérieure de la valeur de D_2/D_3 , sont les sédiments de la phase anti-glaciaire, cryophile, caractérisée par la destruction, la retraite au-delà de la valeur de seuil, de la couverture de glace scandinave.

A 15,50 m, la formation du loess s'interrompt. La composition minéralogique statistique et l'image d'émoussement du sable qui gît au-dessus de celui-là démontre la dominance d'une phase de formation de sable mouvant. Ce n'est que graduellement et lentement qu'aux territoires voisins, le loess de la phase suivante de formation du loess pouvait recouvrir le sable mouvant. Il en résulte la teneur en sable de 5% environ de la couche de loess du toit, l'émoussement et la composition minéralogique statistique étant semblables au sable mouvant.

3°. Il y a une limite inférieure nette et une transition graduelle d'après les observations de terrain, entre la couche de sable et les couches de loess du mur ou du toit respectivement.

A la fig. N° 7. (v. dans le texte hongrois) la limite inférieure nette est indiquée par le changement par bond qui suit les échantillons N^{os} 1 et 2. Dans le sable mouvant gisant au dessus de la surface (33,50 m) du phénomène de toundra («à forme de sac»), se présente un nouveau changement à partir de l'échantillon N° 10, exprimé par l'enrichissement des constituants de la fraction de loess. La forme des courbes granulométriques, les valeurs de D_2/D_3 , le déclin du degré de classement prouvent que ce sédiment fut ramassé par l'eau. On peut la considérer comme sédiment de la phase climatique humide qui suivit la formation du sable mouvant. L'enrichissement des constituants $< 0,1 \text{ mm } \varnothing$ s'est produite par le mélange au sable mouvant de la matière des surfaces de loess dénudées, introduit par les eaux vadeuses. La plupart de la matière $< 0,1 \text{ mm } \varnothing$ de la couche de sable mouvant représenté par les échantillons N^{os} 3 à 10, peut être expliquée par un envasement ultérieur. A partir de l'échantillon N° 16, la formation du loess recommence par une transition où la teneur en sable diminue graduellement.

Le faciès de la couche de loess du mur montre les caractéristiques de la phase finale de formation du loess, accompagnée des phénomènes de toundra. Ceci détermine en même temps la mesure limitée de la dénudation. Après l'échantillon N° 2, on peut observer une lacune dans la sédimentation, puis la formation d'un sédiment à sable mouvant, loess et sable mouvant ramassés par l'eau, qui passe par une transition graduelle au loess. A partir de l'échantillon N° 17, c'est-à-dire à partir du début de la formation du loess, le degré de classement augmente très rapidement.

Contrairement aux échantillons N^{os} 1. et 2. de la couche de loess du mur, les échantillons N^{os} 19 à 21 de la couche de loess de toit rendent

probable que la couverture de glace scandinave avançait. En tenant compte de la transition graduelle de la couche de loess du toit et le sédiment ramassé par l'eau — gisant au-dessous de celle-là —, il est probable que le climat humide provoquant cet entassement par l'eau et la phase glaciaire — procès cryophile — sont identiques. Le développement des transitions actuelles des couches, le changement de leur coloration et teneur en chaux, sont les résultats d'un procès ultérieur «d'uniformisation». Nous avons analysé ce procès lors de l'exposé des phénomènes d'altération.

Les rapports des couches de loess et de loess altéré sur la base de l'étude des deux horizons supérieurs à «argile sèche»

Les fig. N^{os} 8 et 9 (v. dans le texte hongrois) représentent les conditions granulométriques de couches subséquentes. Le numérotage des échantillons est continu aux figures, il comprend la série de 12,80 à 9,00 m. La texture de terrain sec y est générale. Dans celle-ci, l'échantillon N^o 1 est de loess de steppe, les N^{os} 2 et 3 représentent la transition vers le loess de steppe boisé. Du N^o 4 au N^o 6, on peut observer l'intensification des procès d'altération conduisant à la formation du sol. L'échantillon N^o 7 représente la transition vers la couche moyenne de loess de steppe boisé, jusqu'au N^o 10. Les échantillons N^{os} 11 et 12 conduisent à la couche supérieure de loess altéré (échantillons N^{os} 13 à 16). L'échantillon N^o 18 est de nouveau d'un loess de steppe boisé, le N^o 19 de loess de steppe (planche 3).

Dans la partie de 12,80 à 9,00 m du profil, la quantité de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ surpasse la valeur de base de 26%. En outre, il saute aux yeux qu'il existe d'une manière permanente une fraction de sable de 5

à 10%. Le nombre proportionnel de $\frac{D_2 + D_3}{D_1}$ tend vers 1, la valeur de

D_2/D_3 diminue de 2 environ — qui est général — à 1, dans la couche inférieure de loess altéré. Au même endroit, la courbe des maxima granulométriques oscille vers la limite de $0,05 \text{ mm } \varnothing$ et se sépare intensément de l'enveloppante médiane (planche 3). Aux courbes de composition granulométrique, se présentent des maxima secondaires. Le déclin du degré de classement se manifeste par deux ondes, dont l'inférieure est plus considérable (planche 3). Les examens de la qualité de l'humus des couches de loess altéré inférieure et supérieure aboutirent à des résultats très semblables aux «valeurs de tgz des sols forestiers qui couvrent actuellement le Dunántúl (= Transdanubie)» (92).

Évaluation climatologique: le caractère de faciès du loess de terrain sec de départ, le loess de steppe boisé qui le suit, les perturbations de la sédimentation, indiquent le changement climatique dans la présence d'une couverture de glace scandinave près de la valeur de seuil, l'arrivée d'un climat humide, tempérée, surtout en tenant compte de l'interruption de la formation du loess après l'échantillon N^o 6 et du commencement des procès d'altération conduisant à la formation du sol.

Il est caractéristique que l'augmentation graduelle de la fraction $< 0,02$ mm \varnothing (fig. 8: flèche) est parallèle à l'avance du steppe boisé et non pas à l'altération conduisant à la formation du sol. Par rapport au renforcement (intensification) de l'altération conduisant à la formation du sol, à partir de l'échantillon N° 4 la valeur de la fraction $< 0,02$ mm \varnothing diminue. Si nous traçons le cours probable de la partie $< 0,05$ mm \varnothing des courbes granulométriques d'après le cours de parties de $0,05$ à $0,1$ mm \varnothing , ils tomberaient à l'aire horizontalement hachurée de la fig. N° 8. Mais l'aire perpendiculairement hachurée qui représente le cours réel des courbes, s'en sépare déjà à la limite de $0,05$ mm \varnothing , en indiquant que la limite supérieure des procès de décomposition s'étend jusqu'à $0,05$ mm. Il va de soi qu'il est difficile de distinguer l'augmentation de la fraction fine provoqué par la formation du loess de steppe boisé, d'avec les procès en partie décomposants, en partie accumulants de l'altération conduisant à la formation du sol augmentant similairement la quantité de la fraction fine.

Mais il faut surtout appeler l'attention à la fig. N° 9 (v. dans le texte hongrois) où le recommencement de la formation du loess sous la forme de loess de steppe boisé ne nécessite pas l'augmentation par bond de la fraction fine, visible à la fig. N° 8, mais les échantillons N°s 11 et 12 y montrent des résultats semblables.

Le cours sans brisure des courbes granulométriques de la couche supérieure de loess altéré dans une case indique d'une part la mesure du procès de l'argilification produite par l'altération conduisant à la formation du sol et d'autre part la limitation des procès de décomposition à un cadre granulométrique qui est beaucoup plus étroit et dont la limite supérieure est une grandeur de grains beaucoup plus basse que chez le loess inférieur de steppe boisé et sa couche superficielle altérée. La mesure de l'argilification provoqué par les procès conduisant à la formation du sol peut être considérée comme égale à toutes les deux figures, car la durée de la vie des forêts développées dans des conditions analogues fut aussi presque égale (92) Par là, la mesure de l'effet de décomposition de la formation du loess de steppe boisé peut être exprimée.

D'après les deux figures, la mesure des effets de décomposition, accomplis pendant la formation du loess de steppe boisé, est différente, ce qui s'explique par la constatation, que la mesure des procès de décomposition est beaucoup influencée, non seulement par les conditions climatiques et géographiques, mais aussi par la vitesse de la sédimentation. Les courbes granulométriques des échantillons N°s 18 et 19 indiquent le renforcement des facteurs conduisant à la formation du loess. La transition entre le loess altéré et la couche de loess du toit est caractérisée par des traces de passage des animaux et l'examen des moules de celles-là prouve le changement de la flore, «la dominance des champs, du steppe» (92).

Après l'échantillon N° 6, avec l'apparition du loess de steppe boisé, on constate un nouveau changement climatique. Les valeurs augmentantes des nombres proportionnels de D_1/D_3 , les degrés plus hauts de classement, l'importance diminuée des procès de décomposition du loess de steppe

boisé par rapport aux couches de loess de stüppe boisé du mur de la couche inférieure de loess altéré, indiquent une avance limitée de la couverture de glace scandinave. Sur la base de la faune de Gastropodes, HORVÁTH (38) put faire une distinction entre les conditions de formation des loess des couches de loess altéré inférieure et supérieure. D'accord avec les constatations de notre analyse sédimentologique, il considère que les conditions de formation de la couche inférieure furent plus favorables pour la vie des Gastropodes que celles de la supérieure. L'échantillon N° 17 contient une faune de Gastropodes de la fin de la glaciation. Après, ce sont des procès d'altération conduisant à la formation du sol qui prévalent, accompagnant le développement d'un climat tempéré, humide. La formation de la couche suprême de loess arrive, par une transition graduelle à de l'échantillon partir N° 18, avec un climat continental moins rude.

Le changement climatique commençant par l'échantillon N° 6, fut accompagné d'un renouvellement partiel et une avance de la couverture de glace. D'après la mesure de l'avance, ce changement fut provoqué par une phase glaciaire faible ou phase dite subtropicque active. Celle-ci peut être considérée, d'après son caractère et résultat, comme phase sémicryophile.

Nous mentionnons seulement les faibles phénomènes de toundra, observés à la surface de l'échantillon N° 6, qui resultent de l'effet des procès produits à la limite des phases climatiques tempérée-humide et froide-sèche, quand-même nous ne les employons pas à la caractérisation climatologique, car l'adaptabilité des phénomènes de toundra à distinguer et diviser le climat est très restreinte par le fait que *leur absence ne signifie pas en même temps la manque de la possibilité de formation de toundra*. Même si les conditions climatiques sont convenables, le développement de la toundra est un phénomène éventuelle qui dépend du niveau de l'eau souterraine.

A 30,50, 24,30, 15,50 m on observe des surfaces de dénudation. Les surfaces de dénudation à 30,50 et 15,50 m se sont développées sur des sédiments marquant la fin de la formation du loess et en même temps de la glaciation, celle à 24,30 m sur un couche de loess indiquant la seconde moitié d'une glaciation. Celle-ci est couverte d'un loess pareil, un peu altéré par les procès conduisant à la formation du sol. Ces observations seront complétées par les investigations STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92). Dans le profil de STEFANOVITS, on peut retrouver aussi la couche de loess altéré, dénudé, gisant au-dessus de l'horizon de 24,30 m. Nous avons projeté les résultats des examens de STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS au profil de la planche 3.

A 24,30 m la mesure de la dénudation est exprimée par l'érosion d'un mètre environ de la couche de loess altéré. Vu que les deux autres surfaces de dénudation se sont développées au-dessus des sédiments de la fin de glaciation, il est probable que leur érosion est d'une mesure limitée.

Le profil fondamental est divisé par deux couches de sable mouvant (15,50, 33,50 m) en trois ensembles partiels. Toutes les deux couches de sable mouvant gisent sur des surfaces de dénudation.

Les ensembles partiels consistent en sédiments pour la plupart éoliens et éoliens altérés, et en sédiments de marais et amassés par l'eau, mais l'épaisseur de ceux-ci est infime. Les examens ne rendent pas probable la présence des sédiments fluviatiles.

L'ensemble partiel inférieur consiste en sable mouvant gisant sur le sable pannonien, à coloration d'hydroxyde de fer, divisé par des bancs de calcaire à sable. Au dessus du sable mouvant, le loess s'est déposé par une transition graduelle, étroite. Dans le niveau d'extraction de la briqueterie, le loess est divisé en deux par une couche de loess altéré.

L'ensemble partiel moyen consiste en sable mouvant à coloration d'hydroxyde de fer, gisant immédiatement à la surface dénudée de l'ensemble partiel inférieur, et en loess qui gît au dessus de celui-là par une transition étroite. L'ensemble moyen de loess est divisé en trois par deux couches de loess altéré.

Le sable mouvant à loess de l'ensemble partiel supérieur gît sur la surface dénudée de l'ensemble partiel moyen. Le complexe de loess d'au-dessus est divisé en trois par des couches de loess altéré. Le profil de Dolni Věstonice, publié par BOHMERS (15, 16) et les autres profils complets de loess würmien de l'Europe Centrale sont tout analogues à notre ensemble moyen.

Outre l'ensemble partiel inférieur, on a analysé en détail la sédimentologie des ensembles partiels moyen et supérieur. Nous donnons ici un complément par l'analyse sédimentologique du complexe partiel inférieur et de la couche suprême de loess.

Le sable mouvant brun rougeâtre à coloration d'hydroxyde de fer n'est divisé que par des bancs de calcaire à sable, tout comme le sable mouvant gisant à 33,50 m, également à coloration d'hydroxyde de fer, mais à celui-là les bancs sont plus considérables. La transition, bien qu'étroite, est également le sédiment d'une phase climatique glaciaire, qui produit de la glace. La formation du loess gisant sur celui-ci est empêchée par une phase sémicryophile qui est accompagnée d'une avance partielle de la couverture de glace et qui provoque des altérations conduisant à la formation du sol. Après la phase climatique tempérée-humide, l'avance de la couverture de glace scandinave, assure les conditions de la formation du loess pour une longue période. Le loess ainsi formé est d'un caractère de steppe boisé à Gastropodes thermophiles. Une couche assez épaisse rend probable l'avance de la couverture de glace scandinave autour de la valeur de seuil. C'est dans cette couche que STEFANOVITS (92) a trouvé les restes de l'Antilopidé et on y trouve encore, au cours des travaux ultérieurs, des vertébrés fossiles. Les divisions antérieures rencontrèrent, les plus grandes difficultés dans cet ensemble partiel, parce que ses couches sont accompagnées de raies de concrétions à coloration d'hydroxyde de fer et de bancs de calcaire. Ces formations, ensemble avec les phénomènes

de toundra indiquent la causalité étroite entre les facteurs du développement de l'ensemble partiel inférieur et l'oscillation du niveau de l'eau souterraine. La difficulté fut encore augmentée par la valeur haute de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ qui résulte du caractère de steppe boisé du loess. La couche de loess de steppe boisé a une texture de terrain humide. Dans ce cas-là, les hauts pourcentages de la fraction $< 0,02 \text{ mm } \varnothing$ ne résultent pas de l'état de calme de l'air, mais des procès de décomposition qui accompagnent la formation du loess de steppe boisé, et dont l'intensité fut augmentée par la proximité générale du niveau de l'eau souterraine et par le climat relativement favorable (faune de Gastropodes thermophiles). Le changement climatique sans l'interruption de la formation du loess est indiqué par le développement des marais à toundra (avance de la couverture de glace), puis, par suite de la baisse du niveau de l'eau souterraine c'est une couche de loess de terrain humide qui succède aux phénomènes de toundra indiquant cette fois-ci un état de calme de l'air. Le changement climatique suivant n'est accompagné non plus de l'interruption de la formation du loess. Le changement climatique a provoqué une hausse du niveau de l'eau souterraine et des phénomènes de toundra.

Pendant toute la durée de la formation de l'ensemble partiel inférieur, l'étendue de la couverture de glace scandinave dépassait la valeur de seuil. Ce n'est que le changement climatique provoquant la première avance de la couverture de glace, qui fut accompagné de l'interruption de la formation du loess.

Sur la base de la faune de Gastropodes, HORVÁTH (38) divise la couche suprême de loess en plusieurs parties. Il a parallélisé ces parties avec les types climatiques solaires de BACSÁK. Les données de ses évaluations statistiques sont représentées à la fig. N° 10. Nous y avons signalé le nombre des exemplaires de Gastropodes, en marquant les délimitations de HORVÁTH. La case perpendiculairement hachurée des courbes granulométriques est entourée de courbes limitantes presque parallèles. On ne peut observer aucun changement dans la sédimentation, y compris les parties de toit et de mur de la couche représentée à la fig. N° 11.

Le loess suprême ne peut être divisé que sur la base de faune de Gastropodes, sans qu'on puisse tracer des limites et identifier les phases entre ces limites avec n'importe quel type climatique solaire de BACSÁK. L'augmentation du nombre des individus de la faune indique par soi-même un changement vers des circonstances plus favorables de vie, provoqué pendant la formation du loess, par la retraite de la couverture de glace. La diminution très rapide de la faune de Gastropodes autour de 2 m indique un climat développé après l'avance de la couverture de glace, plus froid et sec que le précédent, mais le procès du renouvellement de la couverture de glace ne se manifeste point dans la sédimentation. La partie supérieure de la couche de loess était dénudée pendant l'Holocène; la mesure de cette dénudation est incontrôlable. Le faciès de loess indiquant la fin de la glaciation, qui devrait être développé au-dessus de la surface actuelle, y manque totalement.

Les couches gisent en général horizontalement ou un peu inclinées vers le S.

Dans l'ouverture de la briqueterie, la pente vers le centre d'extraction, observable à la surface des couches de loess altéré, explique la manque de la teneur en chaux dans les horizons moyen et inférieur de notre profil, contrairement au profil de STEFANOVITS—KLÉH—SZÜCS (92) qui traverse toujours les points les plus profonds de la surface des couches.

AGE DES SÉDIMENTS DU PROFIL FONDAMENTAL

Au cours de l'étude des conditions de gisement du profil fondamental, nous sommes arrivés à l'interprétation climatologique des procès de sédimentation et à la constatation que les sédiments du profil fondamental peuvent être employés à la caractérisation du climat. Si nous portons ces démonstrations et résultats, pour éviter des répétitions étendues, sur le côté droit du tableau synoptique du profil fondamental (planche 3), tout en marquant la division triple du profil, nous disposons en réalité les images paléoclimatologiques les unes au-dessus des autres, en ordre de succession; leur comparaison avec le système de division de la chronologie absolue (planche 1) est la base de notre détermination d'âge qui se fonde sur le principe de la parallélisation des séries coïncidentes entre elles, sans ordre préétabli. De cette façon, notre synthèse n'est plus une tentative à la justification d'une théorie. Elle est libre des brodequins du système absolu. Il est superflu de mettre en relief l'accord entre les systèmes chronologiques absolu et relatif. Nous avons déjà mentionné dans la préface, par une évaluation négative, comment la théorie de MILANKOVITCH était employée à fournir des preuves géologiques.

C'est en cette dernière comparaison que se rencontrent d'une part la première partie du présent travail à méthode et ordre déductifs, et d'autre part la seconde partie à méthode inductive, qui se fonde sur la disposition de trois de matériaux-forme-procès. Dans la seconde partie, la considération synthétique des faits géologiques, la compréhension et la solution des contradictions furent les tâches de nos analyses sédimentologiques et de notre synthèse.

Par conséquent, la planche 3. présente non seulement des affirmations, mais aussi des preuves.

Nous avons rassemblé les résultats de nos analyses géochronologiques à la planche 3, en les comparant avec le tableau de la division climatologique du Pléistocène en Europe Centrale, représenté à la planche 1. D'après cette comparaison les trois ensembles partiels comprenant les séries sédimentaires des trois grandes glaciations sont les sédiments des phases glaciaires mindélienne, rissienne, et würmienne.

Nos résultats de division confirment la division en deux de M_1 , R_1 , W_1 ,

la transition graduelle entre $W_2 + W_3$, la mesure minime de lacunes dans le sédiment, dues à la dénudation.

Les intercryonaux ne sont représentés que par deux couches de sable mouvant.

Le profil fondamental *n'est pas un profil complet du Pléistocène*. La présence des sédiments des glaciations günziennes n'y est probable que dans l'ouverture près du cabaret «Bencze-kocsmá» sous la forme de loess très altéré. Mais il faut encore continuer les recherches sur cette question. Il serait également nécessaire de compléter notre étude sur le profil par des forages, vers le N et le S.

L'âge de l'Antilopidé fossile trouvé par STEFANOVITS: la seconde moitié de la glaciation M_1 .

La couche de loess altéré ne correspond pas à la «zone à argile sèche de Paudorf» (18), le faciès de la «zone à argile sèche de Göttweig» est étudié aux fig. N^{os} 8 et 9.

RÉSUMÉ

Le profil fondamental de Paks n'est pas un profil complet du Pléistocène. La présence des couches de loess correspondant aux glaciations günziennes n'est probable que dans l'ouverture voisine, près du cabaret «Bencze-kocsmá». Les séries sédimentaires des glaciations mindélienne, rissienne et würmienne sont complètes, sauf pour une lacune minime dans le sédiment, produite par des dénudations. Les loess de M_1 , R_1 , W_1 se divisent en deux, $W_2 + W_3$ présentant à leur tour une transition complète, sans aucune possibilité de délimitation.

Le profil fondamental ne consiste qu'en sédiments éoliens et éoliens altérés (loess, sable mouvant, loess altéré), avec une quantité minime de sédiments de marais et amassés par l'eau. La planche 3. présente la vue synoptique.

Voici les règles reconnues ou confirmées au cours des études sur le profil:

1°. Les types de texture du loess, en connexion avec les études sur la faune de Gastropodes, indiquent le faciès et le climat.

2°. Les conditions de sédimentation de l'ensemble partiel inférieur et surtout de celui moyen semblent plus calmes que les conditions de sédimentation l'ensemble partiel supérieur; d'après les formations produites, la couverture de glace scandinave était la plus étendue au temps de la déposition du l'ensemble partiel moyen.

3°. La constitution caractéristique du loess «n'est pas le résultat d'un procès diagénétique, mais un phénomène de sédimentation, déterminé par la manière de mouvement et la vitesse du milieu transportant et déposant» (61).

4°. La formation du sol, interprétée comme diagenèse, par rapport

au loess, est plutôt un procès d'altération que de transformation en roche, et en aucun cas un procès pétrogénétique.

5°. La composition minéralogique statistique du loess est une particularité variable (allochtone), son caractère est déterminé par les matières détritiques d'origine locale, qui s'y mêlèrent.

6°. D'après les images minéralogiques statistiques, la matière des couches de sable mouvant provient de l'W.

7°. L'horizon de formation des concrétions calcaires est la zone capillaire au-dessus de la nappe de l'eau souterraine, celui des bancs de calcaire appartenant au niveau de l'eau souterraine.

L'auteur a accompli la division du profil fondamental pléistocène de Paks, après avoir esquissé la succession des images paléoclimatologiques. Dans la division, la comparaison au système géochronologique absolu se fonda sur le principe de la parallélisation des série coïncidentes entre elles, sans ordre préétabli.

Traduit par T. Vida

КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ЛЁССОВЫЙ РАЗРЕЗ У С. ПАКШ

Пал. Криван

Теория Миланковича, развитая дальше Бачаком, при надлежащем объяснении заявленных против нее возражений пригодна для точного расчленения четвертичного климата.

Посредством отдельного и совместного изучения элементов орбиты Земли, рассмотренных в отношении географических факторов, а также посредством последовательного различения оледенений „альпийского” и „скандинавского” характера автор сделает вероятными 13 фаз продвижения скандинавского ледяного покрова. В согласии с Шварцбахом он желает устранить психологическое действие кривых облучения Миланковича и критически исследует принадлежность террас Сергеля, вопрос „полного” расчленения.

Посредством критического изучения понятий о направлениях исследований относительного и абсолютного времяисчисления автор старается на преодоление смещений понятий, появляющихся в пределах четвертичного периода, а также на создание единогласия. Он желает дать единую систему о климатическом расчленении плейстоцена, указывая на взаимные отношения, существующие между образованием лёсса, изменениями почвообразования, денудацией, региональным образованием сыпучего песка, тундровыми явлениями, колебаниями морского берега, а также горизонтами образования террасовых галек по Сергелю. Суммирование сущности климатической системы приведено в приложении № 1.

* * *

Пакшский основной разрез не представляет собой разрез всего плейстоцена. Развитие лёссовых слоев, соответствующих гюнцскому оледенению, по всей вероятности обнаруживается лишь в обнажении, раслагающемся у близкого кабака „Бенце-кочма”. Толщи миндельского, рисского и вюрмского оледенений являются целыми за исключением небольшого недостатка осадков, вызванного денудацией. Лёссы толщ M_1 , P_1 и V_1 раздваиваются, а V_2 и V_3 показывают полный переход, без возможности отграничения.

Основной разрез построен только эолическими и превращенными эолическими образованиями (лёссом, сыпучим песком, превращенным лёссом

и в ничтожной мере болотными и смытыми обраованиями. Сводная картина приведена на приложении № 3.

В ходе изучения разреза были опознаны или подтверждены следующие закономерности:

1. В связи с изучением фауны брюхоногих моллюсков текстурные типы лёсса имеют значение в качестве указателей фаций и климата.

2. Условия осадкообразования нижнего и еще больше среднего отдела свиты являются более спокойными, чем условия осадкообразования ее верхнего отдела; по свидетельству создавшихся образований, территориальное распространение скандинавского ледяного покрова было самым значительным во время развития среднего отдела свиты.

3. Характерный состав лёсса „не является последствием диагенетического процесса, а явлением осадкообразования, которое определяется способом и скоростью движения транспортирующей и осаждающей среды” (61).

4. Почвообразование, истолкованное как диагенез, в отношении лёсса скорее является процессом метаморфизма, чем процессом превращения в породу и никак не может представлять собой процесс пороодообразования.

5. Статистический минералогический состав лёсса представляет собой изменчивое (аллохтонное) явление, характер которого определяется приращенными к нему кластическими, осадочными веществами местного происхождения.

6. На основании статистических минералогических картин направление происхождения вещества сыпучего песка является западным.

7. Горизонтом развития известковых конкреций является капиллярная зона, располагающаяся над зеркалом грунтовых вод, а горизонтом развития пачек известняка — уровень грунтовых вод.

Расчленение Пакшского плейстоценового основного разреза было исполнено автором после рисования целого ряда палеоклиматологических картин. При расчленении основанием сопоставления с геолого-исторической системой абсолютного времяисчисления служил принцип отождествления совпадающих между собой рядов несвязанного порядка.

Перевел: Арпад Кертеc

IRODALOM — BIBLIOGRAPHIE

1. ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1954.: A paksi löszfeltárás. — Földr. Közl. 2 (78) köt. 3. sz.
2. ADHÉMAR 1842.: Les révolutions de la mer, déluges périodiques. — Paris.
3. BACSÁK GY. 1940.: Az interglaciális korszakok értelmezése. — Időjárás, Budapest.
4. BACSÁK GY. 1941.: Kalt und Warm. — Budapest.
5. BACSÁK GY. 1942.: A Milanković-elmélet ellen emelt kifogásokról. — Csillagászati Lapok 5. évf. 3. sz. Budapest.
6. BACSÁK GY. 1942.: A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. — Budapest.
7. BACSÁK GY. 1943.: Összefüggések a Föld változó pályaelemeiben. — Csillagászati Lapok 6. évf. 4. sz. Budapest.
8. BACSÁK GY. 1944.: Az utolsó 600 000 év földtörténete. — M. Áll. Földt. Int. Vitaülései 1944-ről. Budapest.
9. BACSÁK GY. 1954.: A Milanković-elmélet védelme. — Kézirat, Budapest.
10. BACSÁK GY. 1955.: A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. — Földt. Közl. 84. köt. 1. füz.
11. BARISS M. 1953—54.: Az eljegesedések okai és a Milanković—Bacsák elmélet. I—II—III. — Földr. Közl. 1 (77) köt. 3—4. sz., 2 (78) köt. 1—2. sz.
12. BARTHA F. 1954.: Pliocén puhatestű fauna Öcsről. — M. Áll. Földt. Int. Évk. 42. köt. 3. füz.
13. BECK, P. 1933.: Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. — Ecl. Geol. Helv. Bd. 26.
14. BERG L. SZ. 1953.: Éghajlat és élet. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
15. BOHMERS, A. 1941.: Reiche Funde eiszeitlicher Bildkunst. Die Ausgrabungen bei Unter-Wisternitz. — Germania, 1941.
16. BOHMERS, A. 1941.: Die Ausgrabungen bei Unter-Wisternitz. — Forschungen u. Fortschritte, Bd. 17.
17. BORCHERT, H. 1952.: Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. — Chemie d. Erde, Bd. 60. H. 1.
18. BRANDTNER, F. 1950.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — Arch. Austr. Bd. 5.
19. BULLA B. 1934.: A magyarországi löszök és folyóterraszok problémái. — Földr. Közl. 62. köt.
20. BULLA, B. 1937—38.: Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. — Földt. Közl. 67—68. köt.
21. BULLA B. 1954.: Általános természeti földrajz. — 2. köt. Budapest.
22. CROLL, J. 1875.: Climate and Time in their Geological Relations: A Theory of Secular Changes of the Earth's Climate. — London.
23. DOMJÁN J.—KRIVÁN P. 1953.: Összefoglaló kép a magyarországi lejtőmozgásokról. In: Dubelir, G. D.—Korneyev, B. G. 1953.: Alépitmények kivitelezése csuszamlásos és görgeteges területeken. — Budapest.

24. EBERL, B. 1928.: Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials. — Zschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 80.
25. EBERL, B. 1930.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. — Augsburg.
26. EISELL, W. 1940.: Versuch einer Theorie der Dynamic der Mangan- und Eisenschichtung in entropfen See. — Naturwiss. Bd. 28.
27. ENDRÉDY E. 1941.: Geológiai viszonyok befolyása Magyarországon jelenkori talajainak képződésére. — M. K. Földt. Int. Vitaülései 1941-ről.
28. ENDRÉDY E. 1941.: Hozzászólás Kerekes J.: «Hazánk periglaciális képződményei» c. előadáshoz. — M. K. Földt. Int. Vitaülései 1941-ről.
29. FINK, J. 1954.: Die fossile Böden im österreichischen Löss. — Quartär, Bd. 6.
30. FLOHN, H. 1952.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. — Geol. Rundschau, Bd. 40.
31. FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1953.: Alföldi agyag- és löszminták termikus vizsgálata. — Alföldi Kongresszus. M. T. A. kiadása. Budapest.
32. FREISING, H. in NARR, K. J. 1953.: Riss oder Würm? — Germania Bd. 31. H. 3—4.
33. FRENZEL, B.—TROLL, C. 1952.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. — Eiszeitalter u. Gegenwart. Bd. 2. Öhringen.
34. GAGEL, C. 1913.: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. — Ebendort, Bd. 4.
35. GAGEL, C. 1915.: Die letzte grosse Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. — Geol. Rundschau Bd. 6.
36. GRAHMANN, R. 1928.: Über die Ausdehnung des Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. — Ber. d. math.-phys. Klasse d. Sächs. Akad. d. Wissensch. zu Leipzig, Bd. 80.
37. HERRMANN M. 1954.: Mikromineralógiai vizsgálatok kisalföldi és dunántúli pannon homokokon. — Kézirat, Budapest.
38. HORVÁTH A. 1954.: A paksi pleisztocén-üledékek csigái és értékelésük. — Állattani Közlemények, 44. köt. 3—4. füz.
39. HORVÁTH A.—ANTALFI S. 1954.: Malakológiai tanulmány a Duna—Tisza-köz déli részének pleisztocén rétegeiről. — Ann. Biol. Univ. Hung. Tom. 2. 1952. Budapest.
40. KÁDÁR L. 1954.: A lösz keletkezése és pusztulása. — M. T. A. Társ. Tört. Tud. Oszt. Közl. 4. köt. 3—4. sz.
41. KERÉKES J. 1941.: Hazánk periglaciális képződményei. — M. K. Földt. Int. Vitaülései 1941-ről.
42. KLEBELSBERG, R. 1948—49.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — Wien.
43. KLUTE, F. 1951.: Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. — Erdkunde, Bd. 5. H. 4.
44. KNOR, A.—LOŽEK, V. —PELIŠEK, J.—ŽEBERA, K. 1953.: Dolní Věstonice. — Monumenta Arch. Praga. Tom. 2.
45. KÖLBL, M. 1930.: Studien über den Löss. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. Bd. 23.
46. KÖPPEN, W. 1940.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Ergänzungen und Berichtigungen. — Berlin.
47. KÖPPEN, W.—WEGENER, A. 1924.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin.
48. KRENKEL, 1922.: Vom diluvialen Menschen und sein Jagd. — Naturwissensch. Wochenschr. Nr. 18.
49. KRETZOI M. 1953.: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. — Alföldi Kongresszus. M. T. A. kiadása, Budapest.
50. KRETZOI M. in VADÁSZ E. 1953.: Magyarország földtana. — Budapest.
51. KRIVÁN, P. 1953.: Die erdgeschichtlichen Rhythmen des Pleistozänzeitalters. — Acta Geologica, Tom. 2. Fasc. 1—2. Budapest.

52. KRIVÁN P. 1953.: Hozzászólás Mihályiné Lányi I.: «A magyarországi löszváltakozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása» c. előadásához. — Alföldi Kongresszus, M. T. A. kiadása, Budapest.
53. LAIS, R. 1951.: Über den jüngeren Löss in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. — Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg, Bd. 41. H. 2.
54. MIHÁLTZ I. 1938.: Különböző fajsúlyú ásványokból álló kőzetek iszapolásáról. — Földt. Közl. 67. köt. 10—12. füz.
55. MIHÁLTZ I. in LAMPL H.—HALLÓSSY F. 1947.: A Duna—Tisza csatorna. — Budapest.
56. MIHÁLTZ I. 1952.: Homokszemmagyság helyszíni meghatározása. — Földt. Közl. 82. köt. 1—3. sz.
57. MIHÁLTZ I. 1953.: Déldunántúl keleti részének földtani felépítése. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről.
58. MIHÁLTZ I. 1953.: A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről.
59. MIHÁLTZ I. 1953.: La division des sédiments quaternaires de l'Alföld. — Acta Geologica, Tom. 2. Fasc. 1—2. Budapest.
60. MIHÁLTZ I. 1953.: Az Északalföld keleti részének földtani térképezése. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről.
61. MIHÁLTZ I. 1954.: Hozzászólás Kádár L.: «A lösz keletkezése és pusztulása» c. előadásához. — M. T. A. Társ. Tört. Tud. Oszt. Közl. 4. köt. 3—4. sz.
62. MIHÁLTZ I.—M. FARAGÓ M. 1946.: A Duna—Tisza közí édesvízi mészképződmények. — Alföldi Tud. Int. Évk. 1. köt. 1944—45. Szeged.
63. MIHÁLTZ I.—UNGÁR T. 1954.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. — Földt. Közl. 84. köt. 1—2. sz.
64. MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1953.: A magyarországi löszváltakozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. — Alföldi Kongresszus, M. T. A. kiadása, Budapest.
65. MILANKOVITCH, M. 1920.: Theorie Mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. — Paris.
66. MILANKOVITCH, M. 1923.: Kalorische Jahreszeiten und deren Anwendung im paläoklimalen Problem. — Ber. d. Königl. Serb. Akad. 1923. Belgrad.
67. MILANKOVITCH, M. in KÖPPEN—WEGENER 1924.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin.
68. MILANKOVITCH, M. 1930.: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — Berlin.
69. MILANKOVITCH, M. 1938.: Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. — Berlin.
70. MILANKOVITCH, M. 1941.: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. — Ed. spec. Acad. R. Serbe, Belgrad.
71. MOSZKOVITIN, A. I. 1954.: Sztarigráficoszkaja Schema csetverticsnogo perioda v. SzSzsZR. — Izvesztija Akademii Nauk SzSzsZR. Szerija Geoligicseszkaja, 3. 1954.
72. MÜHLBERG, in KÖPPEN—WEGENER 1924.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin.
73. NARR, K. J. 1952.: Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppe. — Eiszeitalter u. Gegenwart. Bd. 2. Öhringen.
74. NARR, K. J. 1953.: Riss oder Würm? — Germania. Bd. 31. H. 3—4.
75. NEMECZ E. 1953.: Szilikátásványok és azok teleptana. — Kézirat, Veszprém.
76. PAPPALVY F. 1952.: Talajmechanikai szakvélemény a 6. sz. út 106, 561,60—106,730 km szelvényei közötti szakaszán levő magaspart biztosítása és kiszáritása tárgyában. — Kézirat.
77. PÁVAI-VAJNA F. 1911.: Az Erdélyrészi Medence löszfoltjairól. — M. K. Földt. Int. Évi Jel. 1909-ről.
78. PÁVAI-VAJNA F. 1953.: Az alföldi Dunamellék rétegtana és hegységszerkezete. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről.

79. PENCK, A. 1938.: Die Strahlungstheorie und die geologische Zeitrechnung. — Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin. H. 9—10.
80. PENCK, A.—BRÜCKNER, E. 1901—1909.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig.
81. PILGRIM, L. 1904.: Versuch einer rechnerischen Behandlung des Eiszeitalters. — Jahresber. d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. Bd. 60.
82. RUTTNER, F. 1942.: Eisenlösung und Eisenfällung in Binnengewässern. — Arch. f. Lagerstättenforschung. H. 75. Berlin.
83. SCHERF, E. 1935.: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalajképződéssel. — M. K. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról.
84. SCHERF, E. 1938.: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. — Verhandl. d. III. Internat. Quart. Konf. Wien, Sept. 1936.
85. SCHERF, E. 1941.: A paksi feltárás szelvénye. — Kézirat, Budapest.
86. SCHWARZBACH, M. 1950.: Das Klima der Vorzeit. — Stuttgart.
87. SCHWARZBACH, M. 1954.: Eine Neuberechnung von Milankowitsch's Strahlungskurve. — Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläontologie. Monatshefte, Jahrg. 1954. H. 6.
88. SOERGEL, W. 1919.: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Eine Gliederung und Altersbestimmung der Löss. — Jena.
89. SOERGEL, W. 1924.: Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters — Jena.
90. SOERGEL, W. 1925.: Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Forsch. d. Geologie u. Paläontologie. H. 13.
91. SOERGEL, W. 1937.: Die Vereisungskurve. — Berlin.
92. STEFANOVITS, P.—KLÉH, GY.—SZÜCS, L. 1954.: A paksi löszfal anyagának talajtani vizsgálata. — Agrokémia és Talajtan, Tom. 3. No. 4.
93. SÜMEGHY, J. 1943.: Földtani adatok Baranya vármegye déli részéből. — M. K. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről.
94. SÜMEGHY, J. 1953.: Hozzászólás Kriván P.: «A pleisztocén földtörténeti ritmusai» c. előadásához. — Alföldi Kongresszus. M. T. A. kiadása, Budapest.
95. SÜMEGHY, J. 1953.: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről.
96. SÜMEGHY, J. 1954.: Újabb földtani adatok a nyugatmagyarországi medencéből. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről.
97. SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1952.: Az üledékes kőzetek rendszerezése. — Földt. Közl. 82. évf. 7—9. sz.
98. SZÁVA-KOVÁTS, J. 1939.: Die Frage des europäischen Monsuns. — Meteor. Zeitschrift. 1939. H. 4.
99. SZÁVA-KOVÁTS, J. 1941.: A légnedvesség anomáliái. — Földr. Közl. 69. köt. 1. füz.
100. SZEBÉNYI, L.—NÉ 1954.: Adatok a paksi löszfal genetikai viszonyaihoz. — Agrokémia és Talajtan. Tom. 3. No. 4.
101. SZEDLECKIJ, I. D.—ANANYEV, V. P.—KUCENKO, A. E. 1954.: A magyarországi lösz összetétele és eredete. — Dokladi Akademii Nauk SzSzsZR. Tom. 94. No. 5.
102. VENDL, A.—TAKÁTS, T.—FÖLDVÁRI, A. 1935.: A budapestkörnyéki löszről. — Mat. és Term. tud. Ért. 52. köt.
103. VENDL, A.—TAKÁTS, T.—FÖLDVÁRI, A. 1936.: Újabb adatok a Börzsönyi hegység löszének ismeretéhez. — Mat. és Term. tud. Ért. 54. köt.
104. VÉRTES, L. 1954.: A W_1 — W_2 interstadiális viszonyai az Istállóskői barlang leletei alapján. — Budapest. (Nyomás alatt.)
105. V. FARAGÓ, M. 1938.: Nagykorós környékének felszíni képződményei. — Földt. Közl. 68. köt. 1—3. füz.
106. WEIDENBACH, F. 1952.: Gedanken zur Lössfrage. — Eiszeitalter u. Gegenwart. Bd. 2. Öhringen.

107. WOERKOM; A. J. J. van. 1953.: The astronomical theory of climate changes. — Climatic change, edit. by H. Shapley, Cambridge Mass.
108. WUNDT, W. 1933.: Änderungen der Erdalbedo während der Eiszeit. Meteor. Zschr. Bd. 50.
109. WUNDT, W. 1935.: Die astronomische Theorie der Eiszeiten und die auftretenden Sekundärwirkungen. Zschr. f. Gletscherkunde, Bd. 22.
110. WUNDT, W. 1938.: Die astronomische Theorie der Eiszeiten. — Aus der Heimat, Bd. 51.
111. WUNDT, W. 1944.: Die Mitwirkung oder Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. Geol. Rundschau, Bd. 34.
112. WUNDT, W. 1951.: Die Eisbilanzkurve und die Gliederung der Eiszeit. — Quartär, Bd. 5.
113. ŽEBERA K. 1955.: Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról.
114. ZEUNER F. E. 1935.: The Pleistocene Chronology of Central Europe. — Geol. Mag. London, Vol. 72.
115. ZEUNER, F. E. 1945.: The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Successions. — London.
116. ZEUNER, F. E. 1952.: Dating the Past. — London.

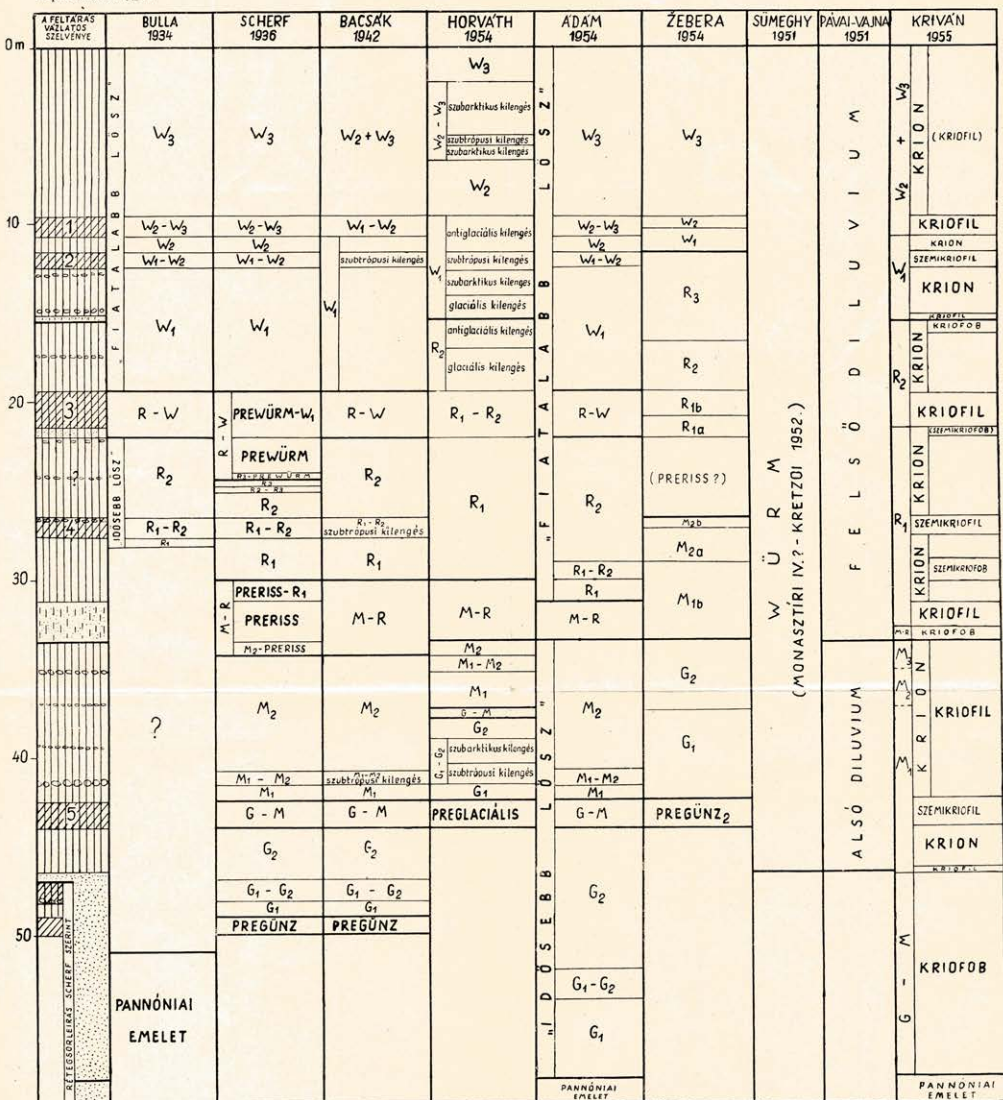
TARTALOM

I. A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása.....	363
Bevezetés.....	363
A Milankovič—Bacsák elmélet mint a földtörténet nagy eljegesedési szakaszainak magyarázata.....	364
A Milankovič—Bacsák elmélet mint a pleisztocén földtörténeti tagolódásának alapja.....	365
A megújított Milankovič-elmélet.....	366
I. A Bacsák-féle szoláris klímatispusok.....	366
II. Az alpi és a skandináv eljegesedés kapcsolata.....	368
III. Eljegesedett és jégmentes szakaszok.....	372
IV. Glaciálisok, interglaciálisok, eljegesedett és jégmentes szakaszok kapcsolata.....	373
A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása.....	376
I. A pleisztocén általános légköri cirkulációja.....	376
II. A skandináv jégtakaró hatása az általános légköri cirkulációra.....	377
III. Az uralkodó szélrendszerek változása mint a pleisztocén tagolódásának alapja.....	380
IV. A földtani folyamatok és az éghajlati típusok kapcsolata.....	381
Összefoglalás.....	382
II. A paksi alapszelvény.....	383
Kutatástörténeti áttekintés. A vizsgálati eredmények kritikai összesítése.....	383
A paksi szelvény tagolásának elvi alapjai.....	394
Anyagfeldolgozás.....	395
I. Anyagbegyűjtés.....	395
II. Anyagvizsgálati eredmények.....	396
III. Az alapszelvény löszrétegei.....	396
IV. Az alapszelvény homokrétegei.....	406
V. Az alapszelvény löszrétegeinek homoktartalma.....	410
VI. Az alapszelvény összevont rétegsora.....	415
VII. Az alapszelvény üledékeinek ásványtani statisztikus összetétele.....	416
VIII. Az alapszelvény üledékeinek p_H értékel.....	424
Települési viszonyok.....	425
Szemcseösszetételei és szöveti szerkezetvizsgálatok felhasználása a települési viszonyok tanulmányozásánál.....	425
Az alapszelvény üledékeinek kora.....	438
Összefoglalás.....	439
La division climatologique du Pléistocène en Europe Centrale.....	441
Резюме.....	504
Irodalom.....	506

TABLE DES MATIÈRES

I. La division climatologique du Pléistocène en Europe Centrale	441
Introduction	441
La théorie de Milankovitch—Bacsák comme explication des grandes phases de glaciation de l'histoire de la Terre	443
La théorie de Milankovitch—Bacsák comme base de la division du Pléistocène	444
La théorie de Milankovitch renouvelé	445
I. Les types climatiques solaires de Bacsák	445
II. Les rapports des glaciations alpine et scandinave	446
III. Phases de glaciation et libres de glaces	452
IV. Les rapports des glaciaires, interglaciaires, phases de glaciation et libres de glaces	452
La division climatique du Pléistocène en Europe Centrale	456
I. La circulation atmosphérique générale du Pléistocène	456
II. L'effet de la couverture de glace scandinave sur la circulation atmosphérique générale	458
III. Les changements des régimes de vents, comme base de la division du Pléistocène	461
IV. Les rapports entre les phénomènes géologiques et les types climatiques	462
Résumé	463
II. Le profil de loess de Paks	464
Sommaire de l'histoire des recherches. Synthèse critique des résultats des examens	464
Bases de principe de la division du profil de Paks	470
Élaboration des matériaux	472
I. Collectionnement des matériaux	472
II. Résultats de l'examen des matériaux	472
III. Les couches de loess du profil fondamental	473
IV. Les couches de sable du profil fondamental	482
V. La teneur en sable des couches de loess du profil fondamental	483
VI. Série de couches abrégée du profil fondamental	484
VII. Composition statistique minéralogique des sédiments du profil fondamental	485
VIII. Les valeurs de p_H des sédiments du profil fondamental	491
Conditions de gisement	491
L'emploi des examens granulométriques et de microstructure à l'étude des conditions de gisement	492
Age des sédiments du profil fondamental	501
Résumé	502
Резюме	504
Bibliographie	506

2. melléklet — Planché № 2
Приложение № 2



A KÖZÉPEURÓPAI PLEISZTOCÉN ÉGHÁJLATI TAGOLÓDÁSA

LA DIVISION CLIMATOLOGIQUE DU PLEISTOCÈNE EN EUROPE CENTRALE

КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Kiván Pál - P. Kiván - П. Криван - 1954.

1. melléklet - Planché N°1
Приложение N°1

Venőgörzök görbe +55° szélességre
Courbe de radiation à la latitude +55°
Кривая облучения на широте +55°

→ ΔQ₀ változás (nári felvétel)
Variation de ΔQ₀ (série de relevés)
Изменение ΔQ₀ (сери́е замеров)

→ ΔQ₀ változás (téli felvétel)
Variation de ΔQ₀ (série de relevés)
Изменение ΔQ₀ (сери́е замеров)

Körny-féle hőmérők
Valeur de seuil de Körner
Пороговая величина по Корнеру

A: Szélességi klimatikus változások és típusai
A: Altitudes et durée des types climatiques solaires

A: Чередование и продолжительность типов солнечного климата

B: Eljegesedési (vonnakazati) és jégmentési (széles) szakaszok viszonyai
B: Rapports des phases de glaciation (bachelée) et d'absence de glaces (vide)

B: Сопоставление фаз оледенения (штронация) и периода отсутствия льда (пустые площади)

C: Eljegesedési görbe (hóviszta görbe)
C: Courbe de glaciation (d'inflection)

C: Брелка оледенения (кривая изгибности)

D: Váltakodó cirkuláció típusa, vonalrajzi
D: Type dominant de circulation, bachelée

D: Переменная циркуляция, тип циркуляции, башелье

E: Újraoltó szélváltás iránya
E: Direction du régime dominant des vents

E: Направление преобладающего режима ветров

F: Éghajlati jelleg
F: Caractère climatique

F: Климатический характер

G: Lépcsőszerű (lépcsőszerű) elválások (talajképzés)
G: Irrégularité (formation) versépalis

G: Relation des progrès de formation du loess, d'alluviation (formation de sol), de dénudation avec

G: Связь процессов оседания, эрозивности (почвообразования) и денудации

H: Les phénomènes de fondure, la formation de sable mouvant (falches) et avec

H: С продвижением таяния, с образованием сыпучего песка (свалы) и с образованием подвижного песка (свалы)

I: Les phases de formation des graviers de terrasse (des mémoires de sécheresse de Seregi)

I: С фазы образования террасных гравийных выщелков по Сереге

J: Les phases de formation des graviers de terrasse (des mémoires de sécheresse de Seregi)

J: С фазы образования террасных гравийных выщелков по Сереге

K: Température (moyenne) journalière

K: Среднее суточное колебание температуры

L: Caractère des oscillations de bord de la mer

L: Характер колебаний морского берега

