

PALEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTION OF FOSSIL SOILS IN HUNGARIAN LOESS

M. PÉCSI — Mrs. PÉCSI, É. DONÁTH — E. SZEBÉNYI — Gy. HAHN —
F. SCHWEITZER — M. A. PEVZNER

The most significant loess exposures in Hungary are situated along the steep western rim of the Mezőföld region, on the right bank of the river Danube. The high loess bluffs overlook to the east the Great Hungarian Plain and offer a rich selection of natural sites between Dunaújváros, Dunaföldvár and Paks (*Fig. 1.*). Along this stretch, the 40–60 m thick loess deposits overlie Upper Pannonian (Pliocene) marine clays and sands or Upper Pliocene red clays (*Fig. 2.*).

I. Loess Series in Hungary

Loess series¹ are traditionally subdivided on the basis of the lithostratigraphical character of the various loess types, and of intercalated sands and fossil soils. In most profiles in Hungary loess sequences may be subdivided into two

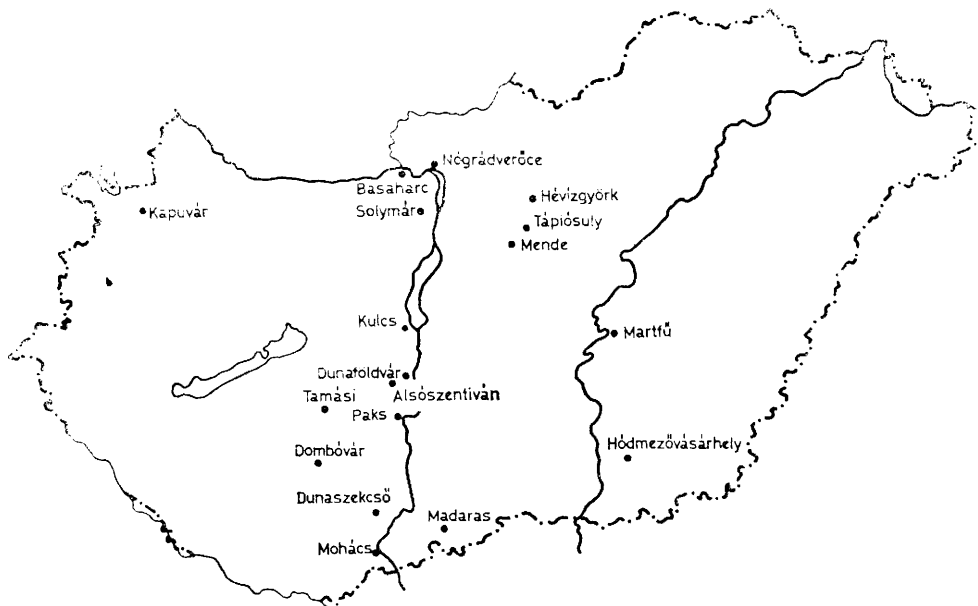


Fig. 1. Important loess profiles in Hungary. Analysed in detail lithologically and pedologically
1. ábra. Magyarország fontosabb löszfeltárásai, amelyekről részletes litológiai, pedológiai elemzések készültek

¹There are several regional variants of loess that together with true loess constitute a loess series including loessial sand, sandy loess, loess loam and clay loess layers.

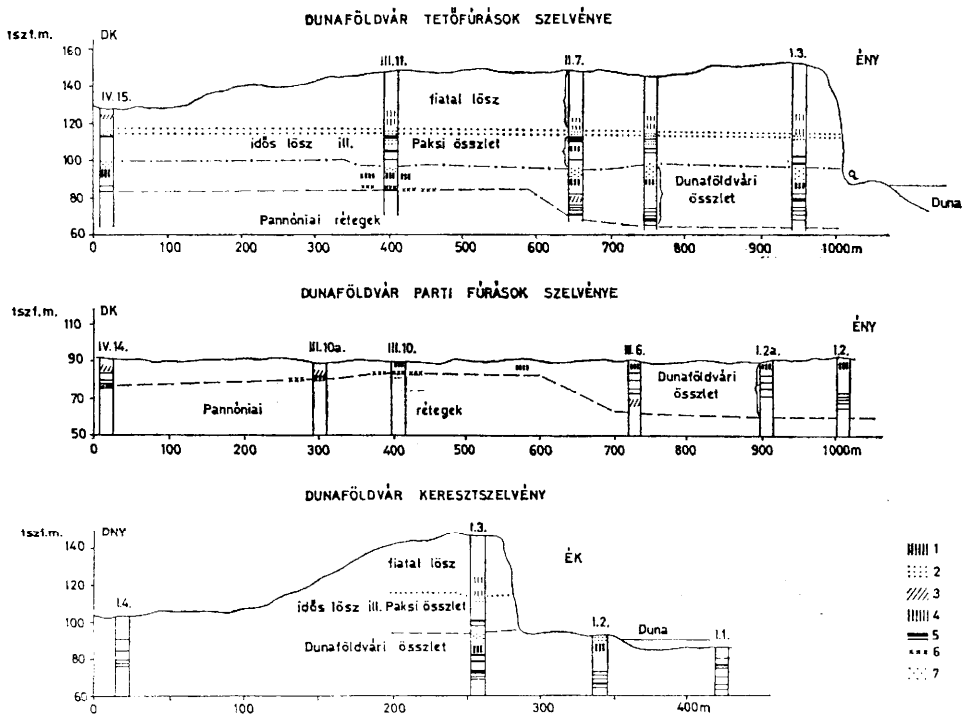


Fig. 2. Profiles in the Dunaföldvár loess bluff 1 — meadow soil; 2 — alluvial sand; 3 — soil sediment; 4 — chernozem soils; 5 — red forest soil, brown forest soil; 6 — red clay; 7 — pink sandy loess; I 1—IV. 15. — borehole numbers DK = SE; ÉNY = NW; DNY = SW; ÉK = NE

2. ábra. A dunaföldvári löszös magaspárt szelvényei. 1 — réti talaj; 2 — folyóvízi homok; 3 — talajszediment; 4 — mezőségi talajok; 5 — vörös erdőtalajok, barna erdőtalajok; 6 — vörös agyag; 7 — rózsaszínű homokos lösz. I. 1—IV. 15 — fúrási számok

distinct units the “old loess” and the “young loess”, based on lithological characteristics.

1.1 The 20 to 30 m thick slightly compacted *young loess* is rich in calcium-carbonate and is usually interrupted by chernozem-like dark-brown fossil soils. The ratio of sand fraction increases towards the top of the series.

1.2 The old loess is more compact and contains less calcium carbonate, although the rhythmic occurrence of layers with carbonate concretions (loess Kindchen or loess dolls) is common even within a single loess packet. Often interbedded in the loess are fluvial sandy layers and alluvial, paludal soil formations. Reddish-brown and ochre-red fossil soils predominate. An altered loamy variant of the old loess is also present.

1.3 Exposed in a few sections, at the base of the old loess, at Dunaföldvár and Paks are finely stratified pink sandy silts, sand and *yellow silt layers underlain by red clay soils*.

2. The young loess and their fossil soils

In the past decade we undertook the detailed analysis of several loess profiles in Hungary (Fig. 1.). From among the sections that have been examined, we found the ones at Basaharc, Mende, Dunaujváros and Tápíósüly to be the most

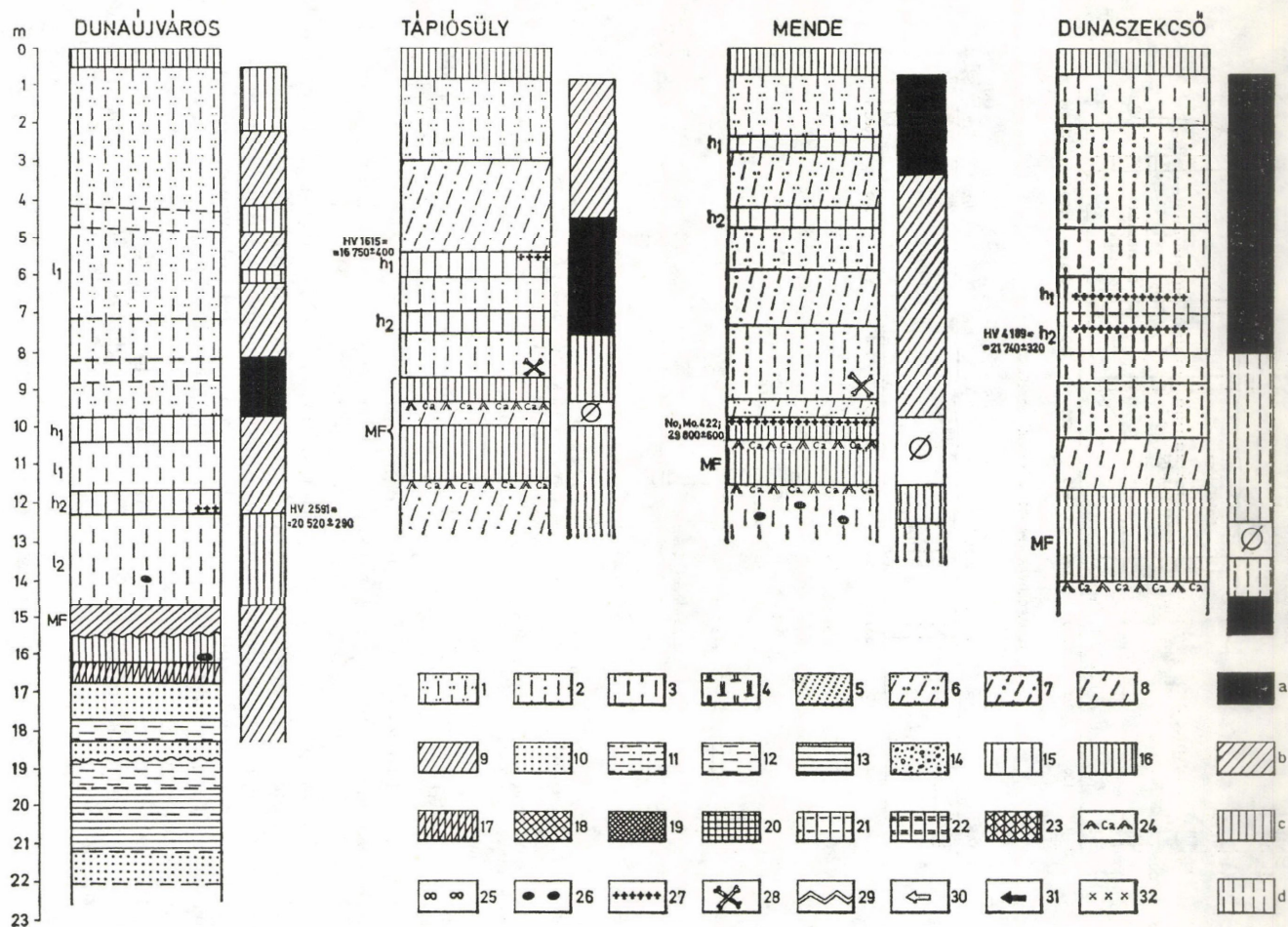


Fig. 3. The most typical loess profiles of the Dunaújváros—Tápiósűly Subseries 1 — loessy sand; 2 — sandy loess; 3 — loess; 4 — old loess; 5 — slope sand; 6 — loessy slope sand; 7 — sandy slope loess; 8 — slope loess; 9 — semi-dolite; 10 — fluvial-proluvial sand; 11 — silty sand; 12 — silt, gleyed silt; 13 — clay; 14 — sandy gravel; 15 — weak humus horizon; 16 — steppe-type soil, chernozem 17 — forest soil altered by steppe vegetation; 18 — brown forest soil; 19 — greybrown forest soil; 20 — red clay; 21 — hydromorphic soil; 22 — alluvial meadow clay; 23 — forest soil (on floodplain); 24 — calcium carbonate accumulation; 25 — loess doll; 26 — krotovina; 27 — charcoal; 28 — macrofauna; 29 — discontinuity in profile; 30 — traces of non-linear erosion; 31 — traces of linear erosion; 32 — volcanic ash; l_1 — l_2 — loess; h_1 — h_2 — humus level; MF — Mende-Upper Soil Complex; Ecological type of snails in loess; a — snails that favour a wet and cool periglacial climate; b — snails that favour a not so wet and still cool periglacial climate; c — snails that favour relatively cold and dry periglacial climate; d — snails that favour a relatively warm and dry periglacial climate (This list also applies to fig. 8, 15 and 16).

3. ábra. A „Dunaújvárosi—Tápiósűlyi összet” legjellemzőbb feltárásai. 1 — löszös homok; 2 — homokos lösz; 3 — lösz; 4 — idős lösz; 5 — lejtőhomok; 6 — löszös lejtőhomok; 7 — homokos lejtőlösz; 8 — lejtőlösz; 9 — szemipedolit; 10 — fluvialis, proluviális homok; 11 — iszapos homok; 12 — iszap, gleyes iszap; 13 — agyag; 14 — homokos kavics; 15 — gyengén humuszos löszszint; 16 — csernozjom; 17 — füves vegetáció alatt átalakult erdőtalaj; 18 — barna erdőtalaj; 19 — agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 20 — vörös agyag; 21 — hidromorf réti talaj; 22 — alluvialis réti agyag; 23 — ártéri erdőtalaj; 24 — mészfelhalmozódás; 25 — löszbaba; 26 — krotovina; 27 — faszénmaradványok; 28 — makrofauna; 29 — szelvénymegszakítás; 30 — deráziós-denudációs hiátus; 31 — eroziós hiátus; 32 — vulkáni hamu. l_1 — l_2 — lösz; h_1 — h_2 — humuszos szint; MF — Mende-Felső talajkomplexum.

A löszcsigák ökológiai jellege: a — nedves hideget kedvelő csigák; b — kevésbé nedves hideget kedvelő csigák; c — relative száraz hideget kedvelő csigák; d — szárazságtűrő csigák. Ez a magyarázat vonatkozik a 8., 15. és a 16. ábrára is

characteristic and suitable for the stratigraphic subdivision of the young loess and for the correlation of their fossil soils. Soil stratigraphic units were identified and classified on the basis of their specific traits and their relative stratigraphic position.

2.1 The Dunaújváros—Tápiósűly Subseries

The 6—10 m thick slightly sandy uppermost sequence of the young loess in Hungary belongs to this subseries. In general it contains two embryonic humus soils in both of which charcoal remains have been found. The age of the charcoals in the upper humus horizon was fixed as 16—17,000 years BP by radiocarbon dating, and the remains in the lower humus soil at 20—22,000 years BP. The Dunaújváros—Tápiósűly loess subseries were therefore deposited during the cold maximum of the last glacial. Occasionally during these arctic stages patches of taiga vegetation covered the surface (Fig. 3.) (M. Pécsi 1975).

2.2 The Mende-Basaharc Subseries

This loess series is about 20—25 m thick and consists of four fossil soil horizons enclosing three loess packets. The series is predominantly made up of typical (true) loess, in which less stratified and sandy loess is found than in the series discussed above. Calcerous concretions are either absent or of secondary importance. The fossil soils of the Mende-Basaharc subseries were named after the profiles where they typically occur. (M. Pécsi, 1965, 1975; GY. HAHN, 1975).

The “Mende-Upper” Soil Complex (MF)

The upper part (MF₁) is a poorly developed chernozem-like soil with Krotovinas and charcoal radiocarbon dated at 28—29,000 years BP. The lower, MF₂ soil is a well developed chernozem. In marginal position in the Carpathian Basin, it becomes a chernozem-type brown forest soil (M. Pécsi, 1965) (Fig. 4.). In all sections the lower, MF₂ soil is better developed than the upper, MF₁ soil.

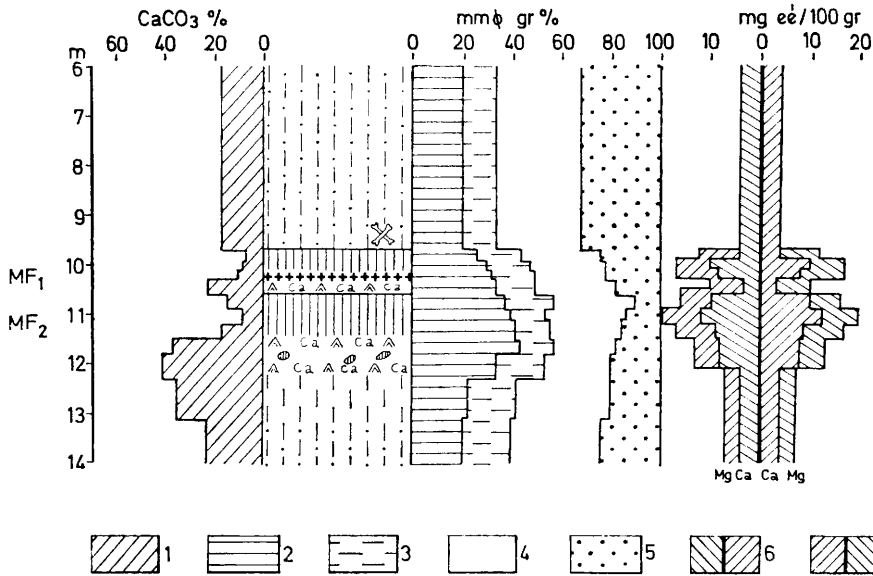


Fig. 4. Pedological section of the "Mende-Upper Soil Complex" in the profile at Mende brickyard (1968) according to M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI 1 — CaCO_3 ; 2 — clay fraction up to 0.005 mm ϕ ; 3 — silt fraction (up to 0.005—0.02 mm ϕ); 4 — loess fraction (up to 0.02—0.05 mm ϕ); 5 — sand fraction (greater than 0.05 mm); 6 — exchangeable Ca mg equiv./100 gr; 7 — exchangeable Mg mg equiv./100 gr MF₁ — Upper soil of the Mende-Upper Soil Complex; MF₂ — Lower soil of the Mende-Upper Soil Complex (This list also applies to figures 5, 6, 7, 9, 10, 11 and 15)

4. ábra. A Mende-Felső talajkomplexum pedológiai szelvénye a mendei téglagyári feltárásban (1968) PÉCSI M.—SZEBÉNYI E. szerint. 1 — CaCO_3 ; 2 — agyagfrakció (0,005 mm ϕ -ig); 3 — iszapfrakció (0,005—0,02 mm ϕ -ig); 4 — löszfrakció (0,02—0,05 mm ϕ -ig); 5 — homokfrakció (0,05 mm ϕ -nél nagyobb); 6 — kicserélhető Ca mg eé/100 gr; 7 — kicserélhető Mg mg eé/100 gr. MF₁ — Mende-Felső talajkomplexum felső talaja; MF₂ — Mende-Felső talajkomplexum alsó talaja.

Ez a magyarázat az 5., 6., 7. és 9., 10., 11. valamint a 15. ábrára is vonatkozik

The "Mende-Upper" Double Soil is the most significant fossil soil formation of the Upper Pleistocene

It is present in nearly all loess profiles in Hungary, though in some cases only the lower soil exists. This is a common phenomenon where the soil had been formed on unconsolidated sediments, especially on loess.

The Munsell colours of these chernozem-type soils are

A horizon	10 YR	5/3, 5/4, 4/3
AC horizon	10 YR	5/3 — 4/4
C horizon	2,5 YR	6/4 10YR 7/3—8/4

Depending on the thickness of the overlying loess, the structure of these fossil soils is always more compact than that of present-day chernozems. A gradation in humus content, the presence of krotovinas and indications of former biological activity characteristic of chernozem-type soils were recognized in the thin-sections of these fossil soils (A. BRONGER 1970, P. STEFANOVITS, 1965). The carbonate content rises between the A and C horizons and is also quite high in the C horizon of some of these fossil soils (Table 1.). The relative percentage (mg equiv./100 gr) of exchangeable Ca and Mg was equal in some cases (eg. at Basaharc, Tápiószőlő and Mende).

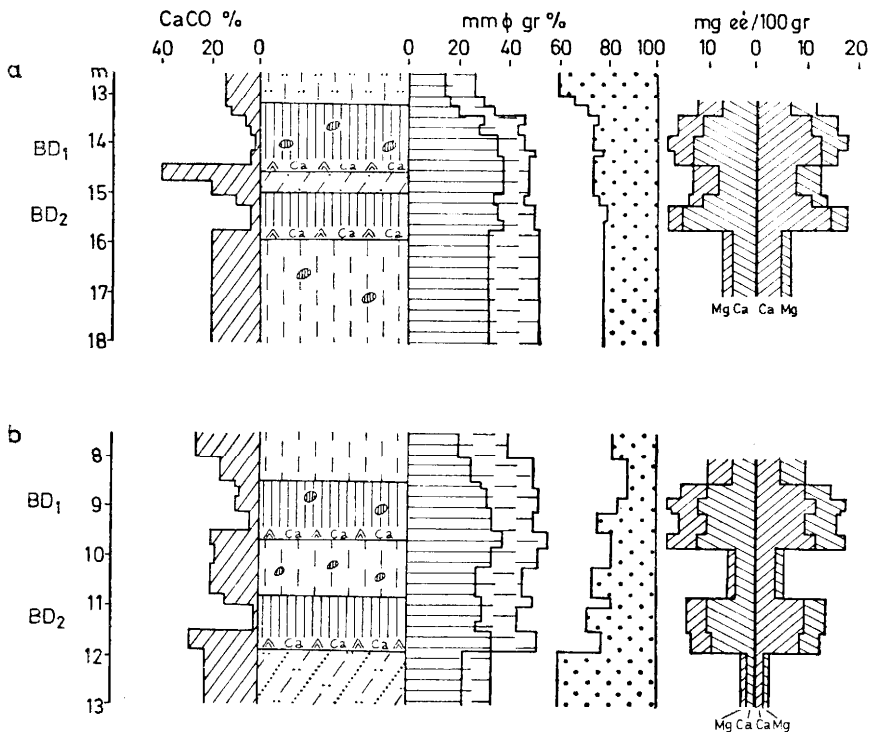


Fig. 5. Pedological profile of the "Basaharc-Double Soil Complex", according to M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI, a — in section at Basaharc brickyard (1968); b — in section at Paks brickyard (1971); BD₁—Upper part of the Basaharc-Double Soil Complex; BD₂ — Lower part of the Basaharc-Double Soil Complex

5. ábra. A Basaharc-Dupla talajkomplexum pedológiai szelvénye PÉCSI M. és SZEBÉNYI E. szerint, a — basaharci téglagyári feltárásban (1968); b — paksi téglagyári feltárásban (1971); BD₁ — Basaharc-Dupla talajkomplexum felső része; BD₂ — Basaharc-Dupla talajkomplexum alsó része

The "Basaharc-Double" Soil Complex (BD)

The two nearly identically well-developed chernozem soils are separated by a thin 0,2—0,8 m loess layer (Fig. 5.). This double soil is located in the middle of the Mende-Basaharc loess series and is conspicuously present in many loess exposures in Hungary. The typical double soil horizons of this formation have been correlated at Basaharc, Mende, Tápiósüly and Paks (M. PÉCSI, 1965, 1966, 1975).

In the upper soil horizon (BD₁) the thickness of the humus varies from between 0,30 and 1,25 m and its weight percentage value is between 0,92—0,63 %. The CaCO₃ content of the C horizon of this soil is 12—20% according to E. SZEBÉNYI (Table 2a, 2b).

The humified layer is from 0,65—to 1,75 m thick in the lower soil horizon (BD₂) with a 1,70—0,70% weight percentage. The C horizon of this soil contains 16—28% CaCO₃.

In the B horizon of both soils the ratio of clay minerals rises to between 3 and 10%. Although the mechanical composition of the soils is variable, in all cases the BD₂ soil is more clayey.

The BD_1 soil is a poorly or reasonably well-developed chernozem-type soil with a slight carbonate content (Tápiósüly, Basaharc). The BD_2 soil has a compact, friable structure, with animal krotovinas. It is a reasonably well developed chernozem-type soil which may have either a slight carbonate content (Basaharc, Paks) is a normal carbonate soil (Mende, Dunaföldvár) or is rich in carbonates (Dunaföldvár, Dunaszekcső).

The thin-sections of the "Basaharc-Double" Soil Complex indicate a chernozem character for these fossil soils. (A. BRONGER, 1970).

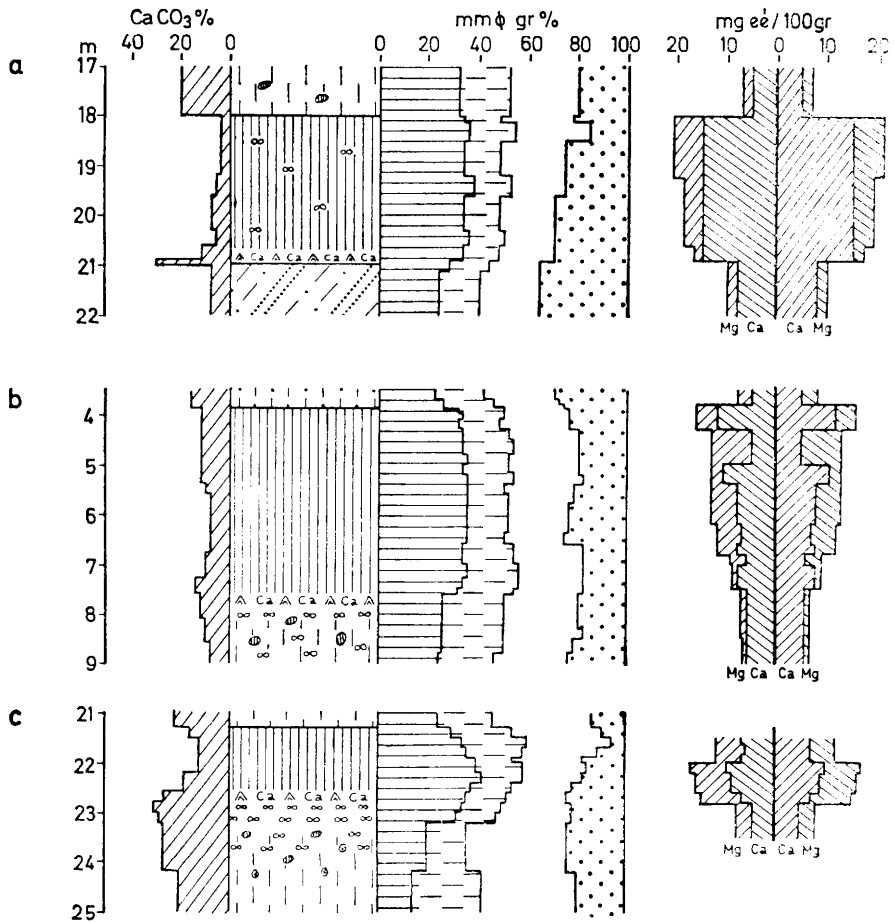


Fig. 6. Pedological profile of the "Basaharc-Lower Soil Complex" according to M. PÉCSI and E. SZEBÉNYI, a — in section at Basaharc brickyard (1968); b — in section at Mende brickyard (1976); c — in section at Paks brickyard (1977)

6. ábra. Basaharc-Alsó talaj pedológiai szelvénye PÉCSI M. és SZEBÉNYI E. szerint, a — a basaharci téglagyári feltárásban (1968); b — a mendei téglagyári feltárásban (1976); c — a paksi téglagyári feltárásban (1977)

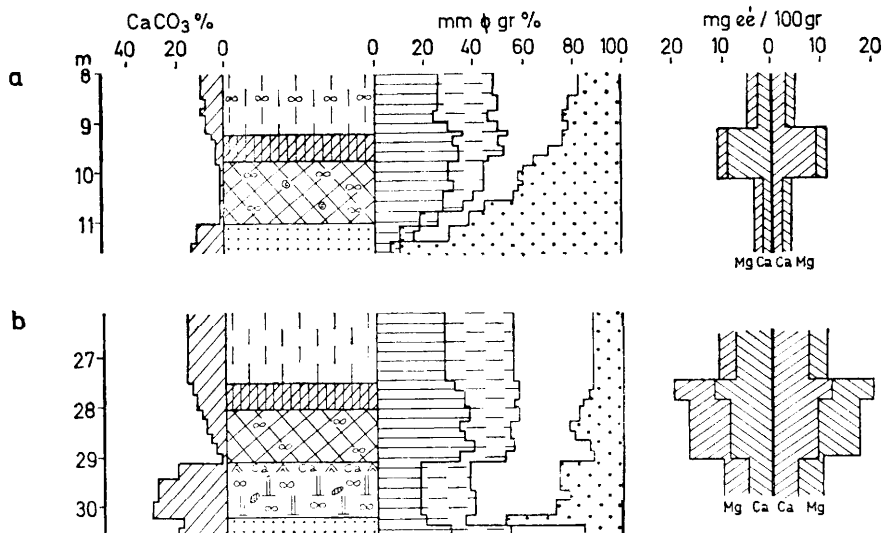


Fig. 7. Pedological profile of the "Mende-Base Soil Complex" — according to M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI, a — in section at Mende brickyard (1976); b — in section at Paks brickyard (1977)

7. ábra. Mende-Bázis talajkomplexum pedológiai szelvénye PÉCSI M. és SZEBÉNYI E. szerint a — a mendei téglagyári feltárásban (1976); b — a paksi téglagyári feltárásban (1977)

The "Basaharc Base" soil BA²

It is a remarkably well-developed compact chernozem-type (forest-steppe) soil. It is mostly rich in carbonates, although at Basaharc it has only a slight carbonate content (Fig. 6.). In the Upper Pleistocene loess sequences this is the best developed fossil soil; it is at 18—21 meters below the surface at Basaharc and 24—28 m at Mende and 23 m at Dunaföldvár, 21—23 m at Paks and 22 m at Dunaszekeső. The humified layer of the BA soil varies between 2,00—3,60 m in thickness with a 1,90—0,60 weight percentage. In the C horizon of this soil the CaCO₃ accumulation is a significant 22—35%, much greater than in the BD soils. The mechanical composition of the Basaharc-Base soil is variable, with a high 30—40% clay content, while the underlying loess has only 10—22% clay size particles. This soil has been weathered into clay more intensively than the other soils mentioned previously. The colour of the BA soil is 10YR 5/2, 5/3, 5/4, 4/3, 4/4 according to the Munsell scale (Table 3a-c).

At Basaharc the A horizon is dark brown or reddish brown but lower down it gradually become light brown. In colour, the layer with carbonate concretions is reddish brown turning into a light brownish yellow in the C horizon. Drill hole data at Mende and Dunaföldvár have shown that the BA soil gradually changes from dark brown (10 YR 5/3) to light brown in the section.

²The "Basaharc-Double" soil (BD) and the "Basaharc-Base" soil (BA) were first reported by M. Pécsi in 1965. It was observed in the Basaharc brickyard section which is situated on the second flood-free terrace of the Danube (Upper Pleistocene) in the Visegrád Gorge.

The "Mende-Base" Soil Complex MB³

The upper soil is a steppe-type chernozem soil, and the lower soil is a well-developed brown forest soil (Fig. 7.). The entire soil complex which forms the base of the Mende-Basaharc subseries was found in loess profiles at Mende, Dunajváros, Dunaföldvár and Kaposvár. At Paks only the brown forest soil is well-developed.

In the Mende profile the *upper part* (MB₁) of the MB complex is 80—100 cm thick and the first 10—20 cms are intermixed with the overlying loess strata. Its structure is both compact and friable. When wet, it has a 7,5 YR 5/4, 4/4 colour on the Munsell scale. It gradually becomes light from top to bottom. A. BRONGER, (1970) after examining the thin-sections drew attention to the fact that the compact structure of the soil grades into aggregates, and often, secondary calcite microlites fill or line the voids. At the bottom of the soil section there are small carbonate concretions. The numerous rounded microaggregates indicate intensive former biological activity. The colour, structure and micromorphology of the soil complex suggests a chernozem-type soil the upper-part of which was later enriched with calcium carbonate.

The *lower soil horizon* (MB₂) has a blocky polyhedron-like structure and is intermixed in the contact zone with the chernozem-type soil overlying it. The MB₂ soil is reddish-brown 7/5 YR 5/6 and it has a 7/5 YR 6/6 colour lower down. It is a fairly weathered, oxidized, clay-enriched, leached soil. The weathering process halted for a while the accumulation of deposits. The leached CaCO₃ was cemented into large concretions in the Cea horizon. According to our micro- and macro-morphological investigations, the MB soil complex is a Parabraunerde which may be classified as a reddish-brown Mediterranean type fossil forest soil in the southern part of Hungary (Dunaszekeső and Beremend) and in Yugoslavia (Fig. 7.).

The stratigraphical position of the *Mende-Base Soil Complex* in Hungary and in the Carpathian Basin is such, that it may be regarded as a *stratotype in between the old and young loess*. After careful consideration, we have come to the conclusion that *it was formed during the last interglacial*. Supporting evidence for our argument was found in the young loess sequence overlying it, where vertebrate fauna, molluscs and flora characteristic of the last glacial (W), were discovered. None were older. Approaching the question from another angle, we may reason that the chernozem-type (forest-steppe) soils (MF, BD, BA) interbedded in the young loess would indicate no more than a rhythmic climatic fluctuation, where soil formation took place in the interstadials, and loess accumulated during the stadials.

Furthermore, the 0,7 m thick brown forest soil of "Mende-Base" developed over a 2,5—3 m thick sand and sandy silt layer at Mende and Dunaföldvár. The stratification and material of these deposits is of fluvial origin. Below the forest soil, the upper 1—1,5 m band of the silty sand was cemented into a loessial sand. The

³ As specific stratotypes, the soil complexes were first described by M. PÉCSI (1965) from the section at Mende brickyard, and were then analysed pedologically by P. STEFANOVITS (1965). Other denotations for these soils were also used, e.g. M. PÉCSI marked with them letters, in 1965, GY. HAHN and P. STEFANOVITS named them H and I soils in 1965, and they were also referred to as F₄—F₇ soils by M. PÉCSI, 1962, 1966, 1967; GY. HAHN, 1970, A. BRONGER, 1973, 1975. However, these symbols proved to be ambiguous as the actual number of fossil soils varies from section to section and in some cases it became necessary to discuss some soils together and treat them as a soil complex, while in other cases they were numbered separately.

situation is very similar in some of the Paks and Dunaújváros profiles. In all sections, the presence of fluvial sand below the "Mende-Base" fossil soil is considered an important stratigraphic indicator that helps to identify this soil. An important change in climate and paleogeographical conditions suggested by a marked difference between the fossil soils and loess deposits above, would account for the repeated soil erosion and fluvial sand accumulation at this stage. Erosional unconformity in the upper strata of the old loess below, could thus be explained. The interlayering of fluvial sands and silt was found to be in a similar stratigraphic position, at approximately the same height (111—116 m a. s. l.) in open exposures and in boreholes (I/3, II/7, III/11, III/12) on Kálvária hill at Dunaföldvár. In all sec-

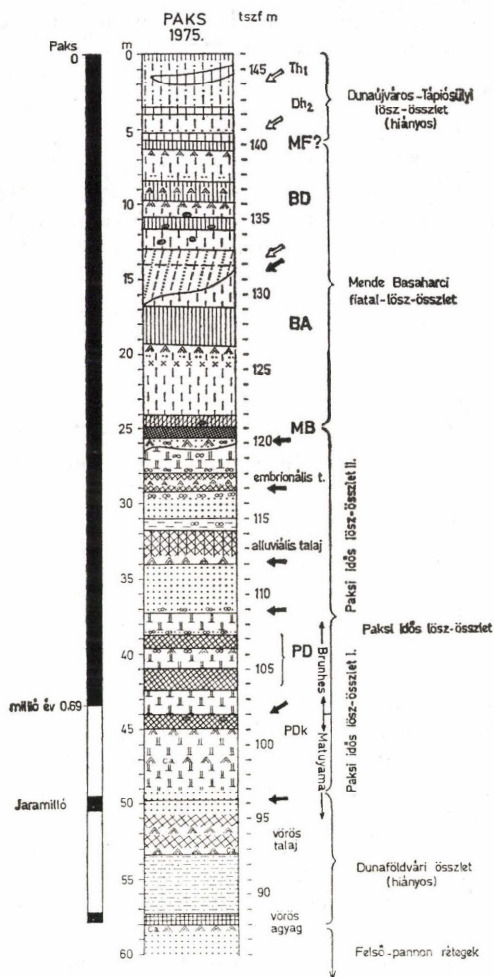


Fig. 8. Summarized profile of the loess outcrops and borehole profiles at Paks (M. Pécsi) Th₁ — Tápiósúly humus horizon; Dh₂ — Dunaújváros humus horizon; MF — Mende-Upper Soil Complex; BD — Basaharc-Double Soil Complex; BA — Basaharc-Lower Soil Complex; MB — Mende-Base Soil Complex; PD — Paks-Double Soil Complex; PDK — Paks-Dunakömlőd Soil; Vörös talaj = red claylike soil, vörös agyag = red clay

8. ábra. A paksi feltárások és fúrások összesített szelvénye (Pécsi M.), Th₁ — Tápiósúly humusos szint; Dh₂ — dunaújvárosi humusos szint; MF — Mende-Felső talajkomplexum; BD — Basaharc-Dupla talajkomplexum; BA — Basaharc-Alsó talaj; MB — Mende-Bázis talaj; PD — Paks-Dupla talajkomplexum; PDK — Paks-Dunakömlődi talaj

tions the surface of this sandy, silty layer is 116 m a. s. l. while the lower boundary is uneven, and there is a definite erosional unconformity here (*Fig. 8.*).

These sandy interbeddings are not restricted to specific sites, they occur regionally under the "Mende-Base" Soil Complex. We may therefore presuppose that they accumulated under a more moist climate than the loess at their base. The surface of the old loess was dissected by valleys, largely destroyed by fluvial erosion and slope wash, active during this time. These erosional and depositional processes operated for a long time and their effectiveness varied in space. According to our observations the forest soil of the "Mende-Base" Soil Complex had not developed at every site, indeed there are sections at Dunaföldvár where the chernozem soils directly overlie the fluvial sands. In a few instances it was the Basaharc-Base soil that developed on the fluvial sediments. In our opinion these lithostratigraphical and pedological data would indicate that the "Mende-Base Soil" Complex was concurrently formed with the accumulation of these fluvial strata. These soils might have developed on those surfaces where fluvial erosion and deposition had shortly before ceased. By reconstructing the paleogeographical conditions of those times, we notice that the forest soil formation on alluvial material was disrupted in some places, while elsewhere this process became permanent and today well-developed gray brown forest fossil soils attest to their effectiveness. These soils could only have formed during the Pleistocene interglacials. The chernozem soil situated directly above the forest soil signals the arrival of a more arid climate when the forests were superceded by forest steppes and steppes.

3. The old loess: the "Paks Subseries", with the Brunhes-Matuyama boundary

Old loess in Hungary was analysed in detail in the Paks profile, though similar sequences are also known from exposures along the bluffs at Dunaújváros and Dunaföldvár. The 25 m thick old loess profile was named the "*Paks subseries*" and it may be subdivided into two parts on the basis of its lithological characteristics (*Fig. 8.*).

The upper part of the Paks subseries is intercalated with sandy layers. *Fig. 8.* illustrates that it is bounded by the MB soil above and by the PD soil below. Black arrows indicate several erosional unconformities in these strata. Interlayered with the sand and silty-sand beds is a well-developed alluvial gleyey hidromorph soil (Mt P. on *Fig. 9*, table 5.). In the middle sand stratum, a poorly developed brown forest soil Ps has formed (*Fig. 9.*). Fragments of *Elephas throgotherii*'s teeth and tusks were found in 1970 (by D. JÁNOSSY) in the sandy old loess layer ol₁ below the MB soil complex.

The lithostratigraphical sequence in the Paks brickyard section contains hiatuses, and thus the correlation of fossil soils and loessy sandy strata with the classic climatic phases of the Pleistocene and with the chronostratigraphical time scale, becomes very difficult. It is probable, however, that the upper part of the Paks subseries represents the incomplete stratigraphical sequence of the Middle Pleistocene. The loess bed above the PD Soil Complex would then have formed during the Mindel, while the sandy, old loess strata, at the base of the MB soil, is a Riss glacial or stadial formation. The sandy strata inter-leaved with marshy soil would

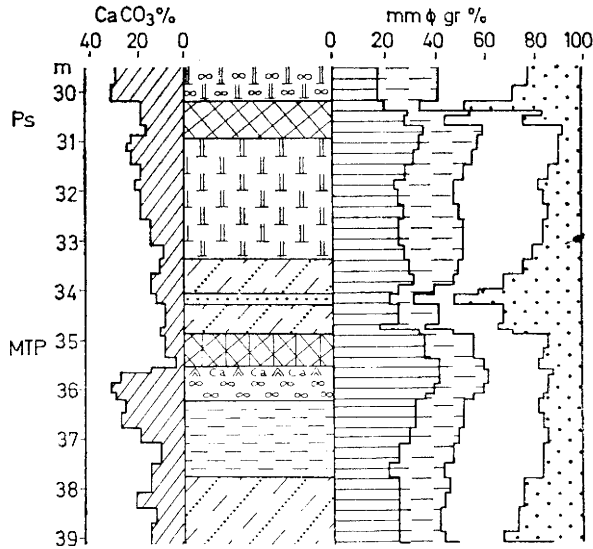


Fig. 9. Pedological profile of the upper part of the Paks Subseries, according to M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI (at Paks brickyard, 1977) P_s — brown forest soil MTP — alluvial forest soil

9. ábra. A „Paksi összlet” felső részében levő talajok pedológiai szelvénye PÉCSI M.—SZEBÉNYI E. szerint, a paksi téglagyári feltárásban, 1977. P_s — barna erdőtalaj; MTP — alluviális erdőtalaj

represent the Mindel-Riss interglacial (see L. ÁDÁM—S. MAROSI—J. SZILÁRD, 1954; P. KRIVÁN, 1960, M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI, 1971, M. PÉCSI—M. A. PEVZNER, 1974; M. PÉCSI, 1975).

The lower part of the Paks Subseries

The 15 m thick series consists of three old loess strata interbedded with three brownish-red fossil soils (Fig. 8.).

Situated at the bottom of the Paks exposure, the “Paks-Lower” Double Soil Complex (PD) is made up of two equally well-developed 1,5 m thick brownish-red compact, loamy fossil soils which enclose a 2 m thick loess bed. Calcium carbonate accumulation in the C horizon of both soils is intensive, marked by a layer rich in carbonate concretions, loess dolls. Large krotovinas are typical in the A₂ and B horizons. Genetically, the soils were probably well-developed Mediterranean-type, dry forest soils (Fig. 10., table 6a, 6b.).

The boundary of the Brunhes-Matuyama paleomagnetic interval 0,69 million years was found below the PD soil complex at the bottom of the 2 m thick loess layer in both the Paks and Dunaföldvár exposures (M. PÉCSI—M. A. PEVZNER, 1974).

The Paks—Dunakömlőd fossil soil (PDk)

The 1,5—2 m thick old loess stratum that underlies the PD Soil Complex also has a reddish-brown fossil soil at its base. Samples from boreholes drilled at the foot of the Paks brickyard profile and from exposures in the loess bluff near Duna-

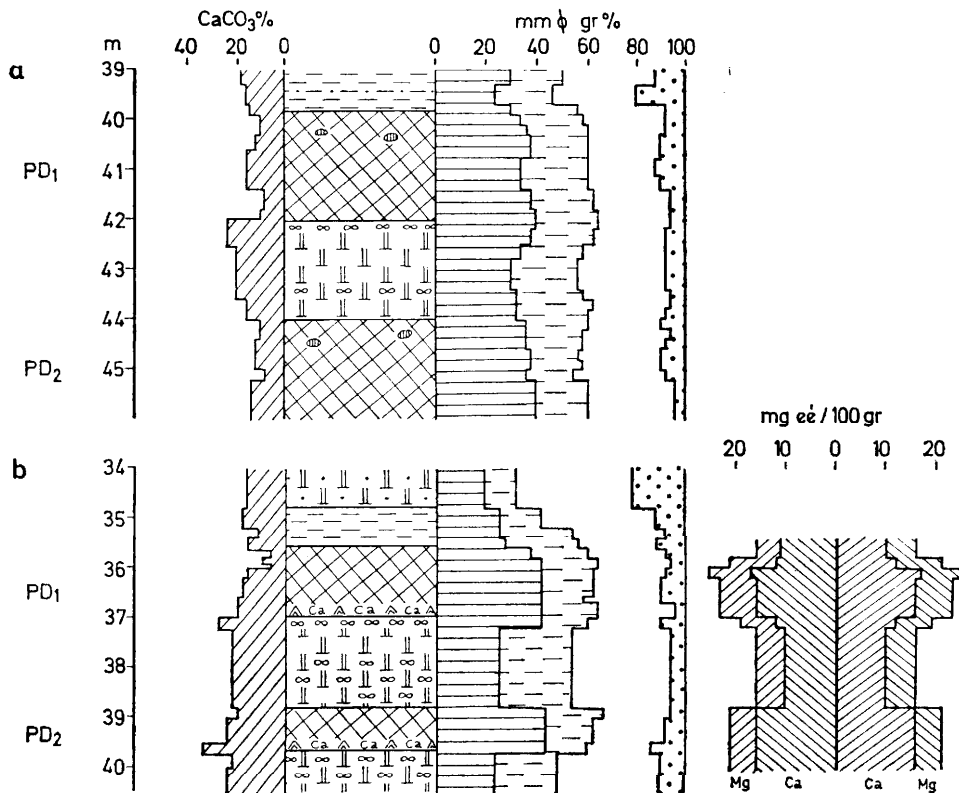


Fig. 10. Pedological profile of the "Paks-Lower Double Soil Complex", according to M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI a) in section at Paks brickyard (1977); b) in section Kálvária hill Dunaföldvár (1971); PD₁ — Upper part of the Paks-Lower Double Soil Complex; PD₂ Lower part of the Paks-Lower Double Soil Complex

10. ábra. A „Paksi-Álsó Dupla” talajkomplexum pedológiai szelvénye PÉCSI M.—SZEBÉNYI E. szerint. a — a paksi téglagyári feltárásban (1977); b — a dunaföldvári Kálvária-hegyi feltárásban (1971); PD₁ — Paksi-Álsó Dupla talajkomplexum felső része; PD₂ — Paksi-Álsó Dupla talajkomplexum alsó része

kömlőd and at Dunaföldvár show that this fossil soil is a single soil horizon. The pedological description of this soil, named Paks—Dunakömlőd soil (PDK), is first attempted in this paper. Genetically, the 1,5—2 m thick brownish-red, redbrown loamy soil is most likely a Mediterranean-type xerophytic forest soil (Fig. 11. and table 7.).

A 2—3 m thick old loess bed below the Paks—Dunakömlőd soil is the last constituent of the so called Paks subseries and is at its stratigraphic boundary. Loess strata older than these are not known from profiles in the Carpathian Basin. Similarly in loess sections in Czechoslovakia below the Brunhes-Matuyama paleomagnetic boundary also only one soil horizon and a single loess packet has been described (J. KUKLA—V. LOŽEK, 1969.

Below the Paks subseries there are pink and reddish coloured stratified sands and sandy silts. They are found at a similar stratigraphic position in some sections at Paks and Dunaföldvár. The 4—6 m thick member contains sandstone con-

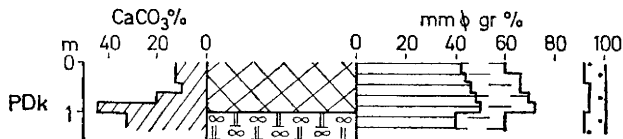


Fig. 11. Pedological profile of the "Paks—Dunakömlőd" fossil soil. Dunakömlőd, 1977.
 PDK — Paks—Dunakömlőd Soil
 11. ábra. A „Paks—Dunakömlődi” fosszilis talaj pedológiai szelvénye, Dunakömlőd 1977.
 PDK — Paks—Dunakömlődi talaj

centrations and sandstone beds it has also been called “the stony loess” (M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI, 1971, M. PÉCSI, 1975). Proluvial deposition during a subtropical Mediterranean-type climate might have been responsible for its formation. In our classification it belongs to the Dunaföldvár subseries. The first few meters at the top exhibit a normal magnetic polarity and it was correlated with the Jaramillo Event (0,9—1,00 million years M. PÉCSI—M. A. PEVZNER, 1974). *This would mean that at Paks and Dunaföldvár the lower stratigraphic boundary of the old loess, the Paks subseries, was formed not long after the Jaramillo Event.* The absolute time-scale for the formation of Hungarian loess goes back to 0,9 million years. A similar stratigraphic situation was described by J. KUKLA (1970) in the loess sections of Cerveny Kopec near Brno. In the lowest loess packet of the section at Cerveny Kopec and in the overlying fossil soil (PK X) J. KUKLA indicates the existence of Biharian fauna. He considers this loess cycle (J. cycle) to be the oldest in Central Europe. At Paks and Dunaföldvár the oldest loess stratum could be even more precisely dated since it was formed in the interval between the Brunhes-Matuyama boundary and the Jaramillo Event. *The Paks subseries may then be correlated with the Biharium.* According to radiometric and paleomagnetic analyses the Biharium followed the Menapium or Günz glacial period (see M. KRÉTOZ, E. KRÖLOPP, 1972, W. A. BERGGREN, J. A. VAN COVERING, 1974). Consequently, the “Paks-Lower” Double Soil was formed during the Cromer 2—3 interglacial and the Paks—Dunakömlőd soil during the Cromer 1 interglacial (Fig. 12.).

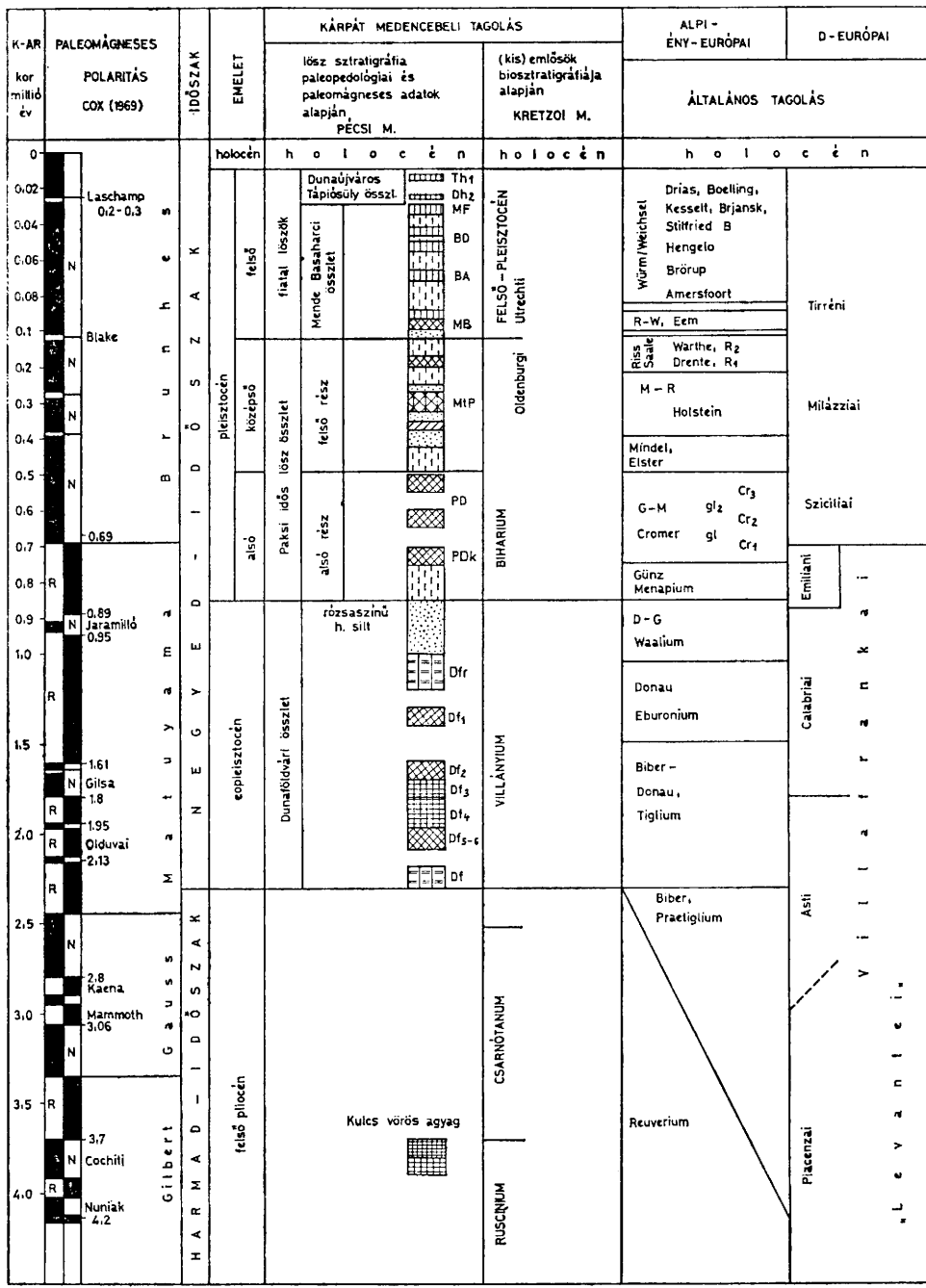
The Dunaföldvár Subseries

Banded by the above outlined Paks subseries on top, and by Upper Pannonian lacustrine sediments at the base, the formations found in sections along the Danube have been named the Dunaföldvár subseries (M. PÉCSI 1975, GY. HAHN 1975). Two variants are known.

The first type “type a” overlies the slightly uplifted Pannonian blocks, while “type b” has been found in boredrills in small grabens 80—90 meters below the present-day surface.

The two types alternate and occur discontinuously in sections below the Dunaföldvár, Paks loess bluffs (Fig. 2.)

“Type a” is found in exposures at Dunaföldvár. On top, the above mentioned 3—6 m thick pink or dark yellow stratified sand, sandy silts are interrupted by horizons containing concretions, by sandstone or by sandstone beds. Below these,



←
 Fig. 12. Chronology of Quaternary fossil soils in Hungary (M. PÉCSI, 1977) 1 — chernozem soils with humus; 2 — brown forest soil, red soils; 3 — red clay soil; 4 — forest soil (on floodplain); 5 — meadow soil, gleyed soil; 6 — alluvial sand; 7 — loess and loess-like material Th₁ — Tápiószőlly humus horizon; Dh₂ — Dunaujvárosi humus horizon; MF — Mende-Upper Soil Complex; BD — Basaharc-Double Soil Complex; BA — Basaharc-Lower Soil Complex; MB — Mende-Base Soil Complex; MTP — alluvial soil; PD — Paks-Lower Double Soil Complex; PDK — Paks—Dunakömlőd Soil; Dfr — Dunaföldvár meadow soil; Df₁₋₆ — Dunaföldvár red soils

12. ábra. A magyarországi negyedkori fosszilis talajok kronológiai helyzete (PÉCSI M. 1977). 1 — humusz és mezőségi talajok; 2 — barna erdőtalajok, vörös talajok; 3 — vörös agyagtalaj; 4 — ártéri erdőtalaj; 5 — réti talaj, glejes talaj; 6 — folyóvízi homok; 7 — lösz és löszszerű anyagok Th₁ — Tápiószőllyi humuszos szint; Dh₂ — Dunaujvárosi humuszos szint; MF — Mende-Felső talajkomplexum; BD — Basaharc-Dupla talajkomplexum; BA — Basaharc-Alsó talaj; MB — Mende-Bázis talaj; MTP — Alluviális talaj; PD — Paks-Dupla talajkomplexum; PDK — Paks—Dunakömlődi talaj; Dfr — dunaföldvári réti talaj; Df₁₋₆ — dunaföldvári vörös talajösszet

at Dunaföldvár, there is a black-grey 3—4 m thick meadow clay soil complex with a carbonate content (Fig. 13., table 8.). These meadow clay soils were formed on gley (gleyey silt).

At the base of this soil complex near the Dunaföldvár bankslide, an 1 m thick red clay was formed, with half a meter thick caliche accumulation found directly on top of the Upper Pannonian clays. Its consistency and stratigraphic position is similar to the "red clay of Kulcs" located nearby. (The red clay at Tételhalom is also in the same position.)

"Type b" was discovered at Dunaföldvár in core samples to the north of the bank slide along a 300 m stretch. The 30 m deep core-drills at the foot of the loess bluffs passed through 5—6 buried fossil red soils which were named the "Dunaföldvár red soils" (Fig. 15, Df₁₋₆).

The Dunaföldvár red clay soil complex

Red Soil No. 1. was found in core samples 1974./1, I/2, I/3, I/4 at 85—81 m a.s.l. Each overlies directly the next fossil soil below.

The thickness of the soil profile varies between 2,00—3,9 m. The thickness of the A,B, B—C horizon vary between: 1,45—2,60 m that of the C horizon 0,5—1,52 m. The colour of these soils is ochrered or pale reddish-brown (the C horizon is pale pink, pinky-yellow and contains carbonate concretions).

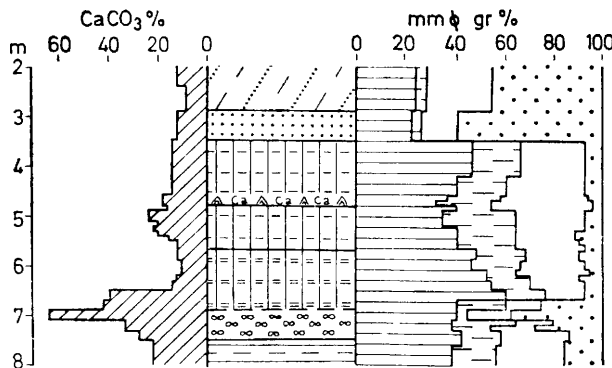


Fig. 13. Pedological profile of the black-grey coloured meadow clay soil complex of the "Dunaföldvár Subseries" in the Dunaföldvár borehole, according to M. PÉCSI—E. SZEBÉNYI, 1974).

13. ábra. A Dunaföldvári összetett feketésszürke réti agyagtalaj komplexum pedológiai szelvénye a dunaföldvári fúrásban (1974) PÉCSI M. és SZEBÉNYI E. szerint

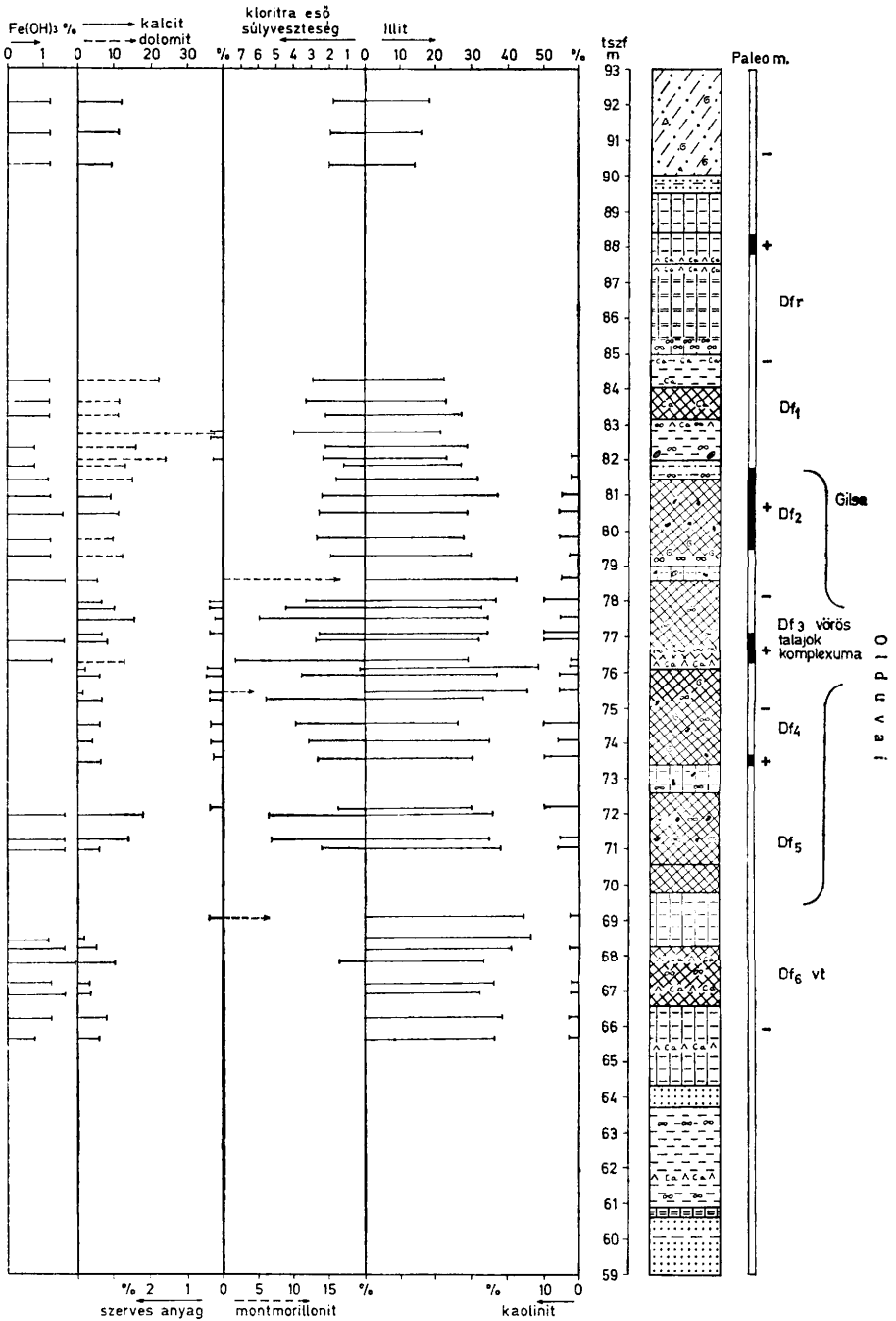


Fig. 14. Results of the thermal and paleomagnetic analysis of the sediment sequence in the Dunaföldvár borehole (MRS. PÉCSI, É. DONÁTH and M. A. PEVZNER). Dfr — Dunaföldvár meadow soil Df₁—Df₅ — Dunaföldvár red soils
 14. ábra. Dunaföldvár 1/2 fúrás rétegsorának termikus és paleomágneses vizsgálati eredményei (PÉCSINÉ DONÁTH É. és M. A. PEVZNER). Dfr — dunaföldvári réti talaj; Df₁—Df₅ — dunaföldvári vörös talajok komplexuma

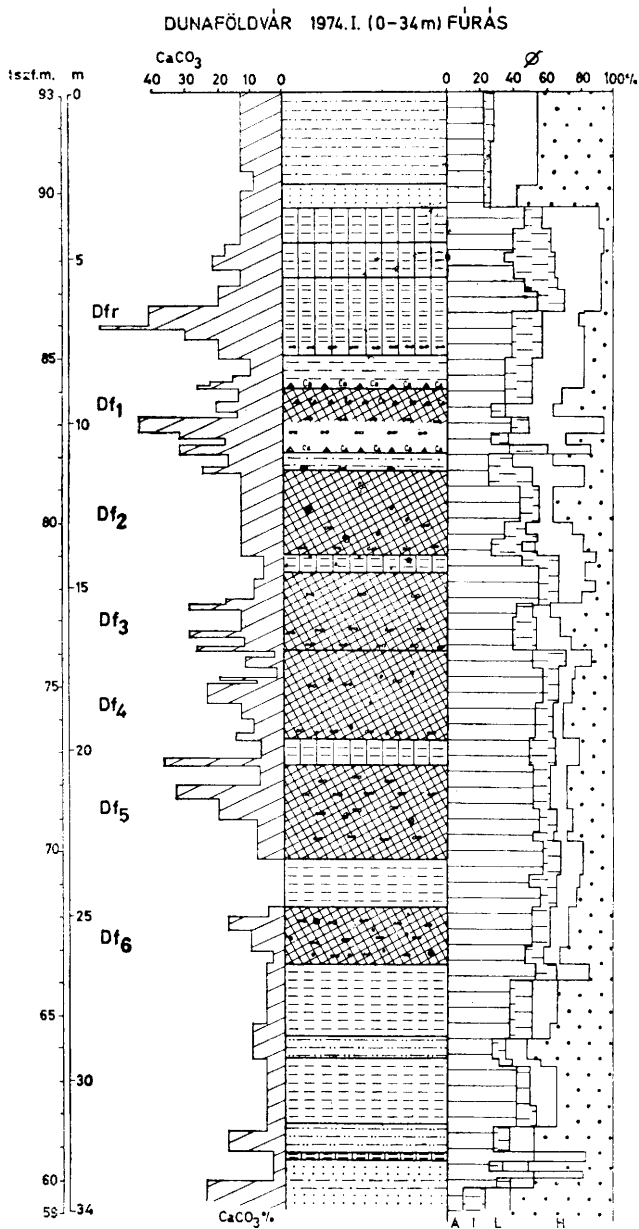


Fig. 15. Summarized pedological profile of the red soils of the Dunaföldvár Subseries, according to M. PÉCSI and E. SZEBÉNYI (1977) Dfr — Dunaföldvár meadow soil; Df₁₋₆ — Dunaföldvár red soils A — clay; I — silt; L — loess
H — sand

15. ábra. A Dunaföldvári összlet vörös talajainak összesített pedológiai szelvénye PÉCSI M. és SZEBÉNYI E. szerint (1977). Dfr — dunaföldvári réti talaj; Df₁₋₆ — dunaföldvári vörös talajok; A — agyag; I — iszap; L — lösz; H — homok

The carbonate content of the BC horizon is		10—26	‰
the C/Ca horizon		35—44	‰
Clay content		27—39	‰
Sand content		38—52	‰
Silt fraction		10—52	‰
Exchangeable Mg	3—5 mg equiv/100 gr		
Exchangeable Ca	12—16 mg equiv/100 gr		
Clay minerals ⁴ illite		average	25 ‰
kaolinite		average	1 ‰
chlorite			in traces

Red Soil No. 2.

They were found at 77—82 m a.s.l. in boreholes 1974./1, 1/2, 1/3, 1/4

Each soil is found below the overlying red-brown soil, and at the base, all have a 0,5—1 m thick gleyey clay layer. Borehole 1/4 was an exception, here there is red clay at the base.

The thickness of the soil profiles varies between 2,13—3,90 m. Typically, red soil No 2. has no horizons with significant carbonate concretions. It is likely that some of the profiles are semi-pedolites and the process of forest soil formation has not advanced sufficiently to divide them up into horizons.

The colour of the soil is a darker brown than that of the No 1. fossil soil and changes very little with depth.

Carbonate content		10—29	‰
Clay content		30—47	‰
Sand content		30—54	‰
Silt fraction		12—35	‰
When stratified		4—9	‰
Exchangeable Ca	13—20 mg equiv/100 gr		
Exchangeable Mg	5—9 mg equiv/100 gr		

Red clay soils No. 3.

They are found at 73—78 m a.s.l. in boreholes (1974./1, 1/2, 1/3, 1/4. The overlying layer is grey gleyed clay and lies over another forest soil.

The thickness of the soil profile:	2,2—4,9 m
B, BC horizon	0,4—2,7 m
Cca C horizon	1,67—2,5 m

Colour: bright red (the C horizon is red, yellowish red) the

CaCO ₃ content of the BC horizon	4—19	‰
CaCO ₃ content of the Cca horizon	6—31	‰
Clay content	42—59	‰
Sand	15—40	‰
Silt fraction	11—23	‰
Exchangeable Ca	13—19 mg equiv/100 gr	
Exchangeable Mg	9—13 mg equiv/100 gr	
Clay minerals: illite average 36 ‰		
kaolinite 10 ‰ (quite high in borehole)		
chlorite 6—7 ‰ (only in some layers)		

The above described red soil is a much brighter red, even the C horizon is reddish and they are on the average thicker and more clayey. The percentage of the silt fractions becomes less, and the value of the exchangeable Mg increases. The C horizon is thicker and the number of Ca concretions is also greater. Denudation was also more effective (0,4 m thick BC horizon). Fe nodules occur in great number. Chemical weathering was more intensive during the process of soil formation than in the case of No 1 and No 2 red soils. It is a Mediterranean-type *subtropical red clay soil*.

Red clay No. 4.

They are found at 70—74 m a.s.l. in boreholes 1974./1, 1/3, 1/4. In all cases it is overlain with red clay and there is a gleyed clay horizon and soil sediment at the base in the 1974./1 and 1/3 core profiles, in the 1/4 core sample this layer is slope wash.

⁴ in the 1974/I and I/2 drill samples (Fig. 14., 15.)

The thickness of the soil profile	2,2—2,5 m
The thickness of the B, BC horizon	0,8—1,7 m
The thickness of the Ca, C horizon	0,5—1,9 m
Colour: bright red (the C horizon is red or mottled)	
Carbonate content of the BC horizon	1—13 ‰
Carbonate content of the Cca, C horizon	6—20 ‰
Clay content	47—63 ‰
Sand fraction	32—40 ‰
Silt fraction	4—18 ‰
Exchangeable Ca	11—15 mg equiv/100 gr
Exchangeable Mg	9—15 mg equiv/100 gr
Clay minerals (1974./I. borehole):	
illite	35—48 ‰
kaolinite	1—10 ‰
chlorite	7 ‰

The soil profiles are thinner on the whole, with horizons containing carbonate concretions are fewer. The clay content is higher, the dust fraction and the ratio of exchangeable Ca and Mg is roughly the same as in the No 3 red clay soils.

Red clay soil No. 5.

They have a district boundary in borehole 1974./1 and 1/2 at 69—74 m a.s.l. in between the gleyey clay layers. Above the grey gleyed clay formation with Fe nodules there is a soil sediment.

The thickness of the layers is	1,5—4,5 m
BC horizon	0,3—0,5 m
Cca, C horizon	1,2—4,0 m (in borehole 1/2.)
Cca, C horizon	
The colour is bright throughout.	
The carbonate content of the BC horizon is	4 ‰
The carbonate content of the Cca, C horizon is	15—40 ‰
Clay content	47—62 ‰
Sand fraction	26—50 ‰
Silt fraction	2—10 ‰
Exchangeable Ca	10—16 meq/100 gr
Exchangeable Mg	10—17 meq/100 gr

It was found in two core samples and has a thin BC horizon. The clay content is high, the same as in soil No 4, and the quantity of exchangeable Mg exceeds that of Ca. There is a horizon with Fe nodules in this soil.

Red clayey soil No. 6.

The last red soil is 65—70 m a. s.l. in the core samples 1974./I, 1/2, 1/3.

The thickness of the Cca, C horizon is	1,1—1,5 m
The carbonate content of the BC horizon	0—11 ‰
The carbonate content of the C horizon	1—20 ‰
Clay content	40—50 ‰
Sand fraction	25—42 ‰
Silt fraction	8—15 ‰
Exchangeable Ca	14—15 meq/100 gr
Exchangeable Mg	11—13 meq/100 gr

In the 1974 I and 1/2 core samples only the Cca, C horizon was present and in the 1/3 sample there is an unusually thick Cca horizon. It has proved difficult to determine the genetic type of this latter soil. From among the clay minerals illite dominates 43%, kaolinite is only 10% or occurs in traces only (Fig. 15.).

The Dunaföldvár Red Soil Complex was formed in the interval between the Jaramillo (0,9 million years) and the Olduvai (1,95—2,1) Events.

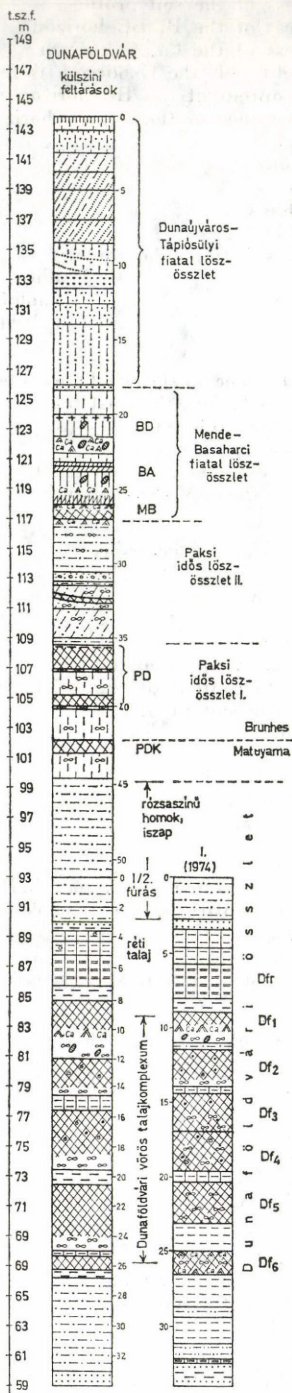
Brunhes

Jaramillo

?

Matuyama

Gilsa-Olduvai



←
 Fig. 16. Subdivision of the Dunaföldvár profile on the basis of paleopedological and paleomagnetic analysis (M. PÉCSI—M. A. PEVZNER—MRS. E. SZEBÉNYI). BD — Basaharc-Double Soil Complex; BA — Basaharc-Lower Soil Complex; MB — Mende-Base Soil Complex; PD — Paks-Lower Double Soil Complex; PDK — Paks—Dunakömlőd soil; Dfr — Dunaföldvár meadow soil; Df₁—Df₂ — Dunaföldvár red soils

16. ábra. A dunaföldvári feltárás tagolása paleopedológiai és paleomágneses vizsgálatok alapján (PÉCSI M.—M. A. PEVZNER—SZEBÉNYI E.). BD — Basaharc-Dupla talajkomplexum; BA — Basaharc-Alsó talaj; MB — Mende-Bázis talaj; PD — Paks-Dupla talajkomplexum; PDK — Paks—Dunakömlődi talaj; Dfr — dunaföldvári réti talaj; Df₁—Df₂ — dunaföldvári vörös talajkomplexum

The deposition of the upper part of the Dunaföldvár subseries which is stratigraphically distinctly bounded has ceased after the Jaramillo Event.⁵ In the middle of the Dunaföldvár subseries red clays No. 2. and 4. had a normal magnetization which may be correlated with the Gilsa (1,6—1,8 million years), the Olduvai (1,95 million years) and the Réunion Events (2,1 million years), respectively. These sediments accumulated in a graben and thus the stratigraphical sequence is probably complete.

The *Dunaföldvár Red Soil Complex* probably developed under a Mediterranean subtropical climate. If we interpret the normal magnetization of these upper layers of these red soils correctly, we may then correlate them with the warmer phases of the Villanyium (The Gilsa normal magnetic Event lasted 1,6—1,8 million years, and is roughly equivalent to the Tiglium (Biber-Donau).

In between the Dunaföldvár Red Soil Complex and the palepink “stony loess” a 5—6 m thick dark grey gleyed clay and carbonated meadow clay soil complex was formed. Likely, this complex has developed during some cooler climatic phases and may then be correlated with the later phases of the Villanyium (Donau, Eburonium phase). Similarly, grey gleyed clay formations dominate in the base of the Dunaföldvár subseries. They have probably formed during the cooler Biber (Praetiglium) climatic phase.

From a lithostratigraphical and paleopedological point of view the Dunaföldvár “nonloessic” series may be distinctly differentiated from the old loess subseries of Paks. This marked stratigraphical boundary, according to our conclusions probably represents the boundary between the Eopleistocene and the Lower Pleistocene. The Dunaföldvár Subseries would then be the stratigraphic representation of the Villányium, according to M. KRETZOI. A closer correlation with the time-scale is yet a future task.

⁵ This pale pink sandy formation, the so called “stony loess” has formed during a warm climatic period and it may be correlated with the Donau-Günz (Waalien) (Upper Villanyium) warm climatic period. Its pale pink colour is probably due to depositional processes, and in some layers there are aggregates washed down from the red soils.

Table 1.

Pedological analysis of the Mende-Upper Soil Complex (1968) in Section

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastagság m	CaCO ₃ %	humus %	hy %	clay	silt	loess
					A	I	L
					mm ø gr %		
5,85—9,75	9,75	15,9	0,27	1,24	19,1	15,8	32,8
9,75—9,90		6,3	0,86	1,65	25,7	19,0	31,6
9,90—10,15	0,30	7,6	1,29	1,97	29,4	18,1	30,5
10,15—10,35	0,20	10,1	1,23	1,82	31,9	18,1	27,0
10,35—10,60	0,25	22,0	0,55	1,50	33,7	16,7	31,1
10,60—10,90		13,9	0,86	2,42	38,3	20,0	30,7
10,90—11,25	0,65	7,6	1,24	2,83	39,9	15,4	30,2
11,25—11,50	0,25	15,2	0,86	2,41	41,7	15,2	26,5
11,50—11,80		36,1	0,43	1,26	44,7	14,1	23,2
11,80—12,30	0,80	39,7	0,27	1,10	33,2	19,8	26,7
12,30—13,10		34,2	0,27	0,95	21,1	20,3	38,9
13,10—15,10		21,1	0,17	1,08	20,2	20,0	35,0

Table 2.

Pedological analysis of the Basaharc-Double Soil Complex
a) In section at Basaharc brickyard (1968)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastagság m	CaCO ₃ %	humus %	hy %	clay	silt	loess
					A	I	L
					mm ø gr %		
12,92—13,02		13,4	0,43	1,18	13,8	12,0	33,0
13,02—13,20	1,10	13,0	0,43	1,21	16,4	13,4	36,3
13,20—13,40		12,2	0,74	1,53	20,2	13,5	37,5
13,40—13,60		5,9	0,77	2,30	30,7	15,1	29,1
13,60—13,80		3,7	0,69	2,44	28,9	14,8	29,4
13,80—14,10	0,90	2,9	0,74	3,26	35,2	10,9	27,3
14,10—14,25		3,3	0,77	3,19	34,0	15,6	27,2
14,25—14,45	0,35	3,2	0,55	3,20	38,1	9,1	25,9
14,45—15,05	0,60	20,1	0,43	2,27	37,8	9,8	25,6
15,05—15,25		10,5	0,74	2,63	33,0	13,2	28,9
15,25—15,55		4,6	0,74	3,02	36,5	13,9	29,3
15,55—15,75	0,70	5,0	0,74	2,61	37,4	13,0	27,5
15,75—16,35	0,60	20,5	0,43	2,10	32,4	20,3	25,8
16,35—18,00		20,5	0,15	2,10	32,4	20,2	25,8
					b) In section at Paks brickyard (1971)		
7,50—8,00		23,4			20,4	19,6	41,5
8,00—8,50	1,50	15,9	0,30	1,50	25,9	23,4	36,9
8,50—8,60		10,4	0,43	1,74	30,9	19,0	37,0
8,60—8,80		8,8	0,60	1,78	31,4	20,5	32,7
8,80—9,02		10,4	0,60	1,88	32,3	19,8	31,3
9,02—9,10		11,6	0,60	2,08	34,5	16,9	31,0
9,10—9,50	1,00	4,2	0,43	2,38	34,4	14,9	26,8
9,50—9,80	0,30	19,1	0,43	1,89	38,8	16,7	26,1
9,80—10,20		18,7		1,65	33,7	17,8	31,0
10,20—10,80	1,00	20,4		1,50	27,0	19,7	27,5
10,80—11,00		13,3	0,21	1,90	29,4	20,6	32,1
11,00—11,30		0,8	0,43	2,48	29,5	14,1	27,6
11,30—11,50	0,70	1,3	0,21	1,94	27,4	15,9	29,5
11,50—11,90	0,40	28,7	0,10	1,31	34,8	18,0	24,4
11,90—12,90		11,3		1,91	22,3	12,6	24,6

1. táblázat

at Mende Brickyard — A Mende-Felső talajkomplexum pedológiai elemzése (1968)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg é/100 g			
32,3	4,20	0,0	2,5Y 5/4	yellow loess — sárga lösz
23,6	3,70	3,75	2,5Y 5/4	MF ₁ A horizon — MF ₁ A szint
22,2	9,60	7,63	10YR 5/3	A horizon — A szint
22,3	7,50	9,82	10YR 5/3	AC horizon — AC szint
18,1	3,00	7,63	2,5Y 6/4	C horizon — C szint
10,0	10,00	6,54	10YR 5/4	MF ₂ A horizon — MF ₂ A szint
14,0	11,80	8,73	10YR 4/3	A horizon — A szint
16,2	8,60	8,73	10YR 4/4	AC horizon — AC szint
18,3	7,70	5,45	10YR 7/3	C horizon — C szint
20,1			10YR 8/4	C horizon — C szint
19,7			2,5Y 7/4	yellow loess — sárga lösz
24,8	3,39	3,27	2,5Y 6/4	yellow sandy loess — sárga homokos lösz

2. táblázat

A Basaharci-Dupla talajkomplexum pedológiai elemzése

a) A basaharci téglagyári feltárásban (1968)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg é/100 g			
40,4			2,5Y 6/4	yellow sandy loess — sárga homokos lösz
33,2				yellow sandy loess — sárga homokos lösz
28,1	7,09	5,45	10YR 6/3	BD ₁ A horizon — BD ₁ A szint
24,6	11,09	5,45		A horizon — A szint
26,5	11,09	5,45		A horizon — A szint
26,0	13,09	4,36		A horizon — A szint
22,8	13,09	4,36	10YR 5/4	AC horizon — AC szint
26,3	13,09	4,36	10YR 6/4	AC horizon — AC szint
26,0	8,36	5,45	10YR 7/3	C horizon — C szint
24,3	11,45	3,27	10YR 4/4	A horizon — A szint
20,0	15,45	3,27	10YR 5/4	A horizon — A szint
21,1	15,45	3,27		A horizon — A szint
21,0			10YR 6/3	C horizon — C szint
21,0			2,5Y 7/4	yellow loess — sárga lösz

b) A paksi téglagyári feltárásban (1971)

18,0				yellow loess — sárga lösz
12,9	5,48	5,45		yellow loess — sárga lösz
12,5	10,35	5,45		BD ₁ A horizon — BD ₁ A szint
14,9	11,51	5,45		A horizon — A szint
16,0	11,35	6,45		A horizon — A szint
17,0	11,80	5,45		A horizon — A szint
23,7	10,91	6,54		A horizon — A szint
18,0	12,00	6,54		AC horizon — AC szint
17,0				C horizon — C szint
25,2				C horizon — C szint
17,5	9,21	4,36		BD ₂ A horizon — BD ₂ A szint
28,2	9,81	4,36		A horizon — A szint
27,0	9,81	4,36		A horizon — A szint
22,8	9,78	4,36		C horizon — C szint
40,3				yellow loessy sand — sárga löszös homok

Table 3.

Pedological analysis of the Basaharc-Lower Soil Complex

a) In section at Basaharc brickyard

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO %	humus %	-hy %	clay	silt	loess
					A	I	L
mm Ø gr %							
16,35—18,00	2,25	20,5	0,43	2,10	32,4	20,2	25,8
18,00—18,15		4,6	0,69	2,90	33,5	14,3	29,8
18,15—18,50		4,6	0,74	3,04	35,4	18,9	30,1
18,50—19,20		3,8	0,69	3,07	33,7	13,8	26,4
19,20—19,60		5,9		3,50	37,4	15,1	21,6
19,60—20,30		8,8		3,29	34,5	14,4	20,8
20,30—20,60	2,60	5,4		3,49	35,7	13,4	22,3
20,60—20,90	0,30	11,7		3,03	33,9	15,0	20,7
20,90—21,10	1,20	30,0			28,0	16,0	21,0
21,10—22,40		8,4		3,01	23,7	16,4	22,3

b) In section at Mende brickyard (1976)

3,58—3,71		15,60	0,32	1,18	21,1	20,7	28,9
3,71—3,80		15,0	0,43	1,35	25,4	19,3	26,5
3,80—3,89	0,31	15,0	0,43	1,40	26,3	19,0	27,8
3,89—4,01		12,9	0,43	1,70	32,1	17,3	27,3
4,01—4,12		11,3	0,43	1,94	34,8	15,1	27,0
4,12—4,29		11,6	0,43	2,02	32,9	16,7	26,2
4,29—4,50		11,6	0,43	1,72	34,6	17,8	27,9
4,50—4,85		10,4	0,43	2,02	34,4	19,0	27,0
4,85—5,05		11,2	0,43	2,09	36,2	15,8	29,4
5,05—5,25		12,5	0,43	1,95	34,3	18,7	27,8
5,25—5,45		13,7	0,43	1,91	35,2	18,5	27,2
5,45—5,65		9,6	0,43	1,88	35,9	15,0	26,3
5,65—5,85		8,7	0,43	2,04	36,2	15,8	24,0
5,85—6,05		8,7	0,43	2,14	36,8	17,6	23,6
6,05—6,25		8,3	0,43	2,13	35,6	17,1	23,8
6,25—6,45		7,5	0,43	2,07	36,7	18,0	20,3
6,45—6,65		8,3	0,43	2,06	35,1	14,6	21,6
6,65—6,85	2,96	7,5	0,43	1,96	34,4	20,5	26,5
6,85—7,05		8,3	0,43	1,86	33,0	20,2	28,2
7,05—7,20		11,2	0,43	1,48	35,3	20,8	26,8
7,20—7,35	0,50	9,5	0,43	1,50	35,7	20,6	26,9
7,35—7,50		14,6	0,21	1,35	33,7	21,2	26,7
7,50—7,65		13,3	0,21	1,32	31,0	22,0	27,7
7,65—7,80		12,5	0,21	1,07	26,8	23,0	30,6
7,80—7,95		12,5	0,21	1,12	26,3	23,3	30,4
7,95—8,15		11,2	0,21	1,05	26,3	21,6	31,6
8,15—8,35	1,00	10,0	0,21	1,05	25,8	21,4	32,2
8,35—8,55		10,4	0,21	1,16	26,6	21,2	30,3
8,55—8,70		7,9	0,21	1,22	26,0	23,5	29,8
8,70—8,85		9,1	0,21	0,99	25,9	23,2	30,4
8,85—9,05		8,3	0,21	1,15	24,9	22,0	30,2

c) In section at Paks brickyard (1977)

21,10—21,35		22,9	0,—	1,49	24,3	21,0	40,0
21,35—21,50	4,30	15,1	0,—	1,68	29,1	25,3	35,1
21,50—21,70		10,0	0,43	2,07	33,0	27,0	32,9
21,70—21,90		12,1	0,43	2,37	36,3	21,7	29,1
21,90—22,05		11,7	0,65	2,42	40,6	14,2	26,0

3. táblázat

A Basaharc-Alsó talajkomplexum pedológiai elemzése

a) A basaharci téglagyári feltárásban

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
21,0			2,5Y 7/4	yellow loess — sárga lösz
23,0	15,27	5,45	10YR 5/4	BA horizon — BA szint
15,7	15,27	5,45	10YR 5/4	A horizon — A szint
25,4	15,27	5,45	10YR 5/3	A horizon — A szint
25,0	15,27	4,36	10YR 5/3	A horizon — A szint
29,8	15,27	4,36	10YR 5/3	A horizon — A szint
28,1	15,27	4,36	10YR 5/4	A horizon — A szint
29,7	15,27	2,18	10YR 5/4	AC horizon — AC szint
35,1			10YR 6/4	C horizon — C szint
36,9			10YR 6/4	sandy stratified loess — homokos rétegzett lösz

b) A mendei téglagyári feltárásban (1976)

29,1	5,10	3,71	10YR 6/3	sandy yellow loess — sárga homokos lösz
28,9	5,10	3,71	10YR 6/3	sandy yellow loess — sárga homokos lösz
26,6	12,90	4,18	10YR 6/3	sandy yellow loess — sárga homokos lösz
23,9	12,90	4,18	10YR 5/4	A horizon — A szint
23,3	12,90	4,18	10YR 5/2	A horizon — A szint
24,1	12,90	4,18	10YR 5/2	A horizon — A szint
20,2	5,16	8,77	10YR 5/3	A horizon — A szint
19,4	5,16	8,77	10YR 4/4	A horizon — A szint
19,2	5,16	8,77	10YR 4/4	A horizon — A szint
19,1	11,35	2,58	10YR 4/4	A horizon — A szint
18,1	11,35	2,58	10YR 4/3	A horizon — A szint
7,96	22,5	5,16	10YR 4/4	A horizon — A szint
22,8	8,56	5,16	10YR 4/3	A horizon — A szint
22,8	8,56	5,16	10YR 4/3	A horizon — A szint
23,9	8,56	5,16	10YR 4/3	A horizon — A szint
25,0	6,71	5,16	10YR 4/4	A horizon — A szint
27,2	6,71	5,16	10YR 4/3	A horizon — A szint
18,6	8,56	4,13	10YR 4/3	A horizon — A szint
18,7	6,71	3,10	10YR 4/4	AC horizon — AC szint
17,3	8,77	1,55	10YR 4/3	AC horizon — AC szint
17,2	8,77	1,55	10YR 4/3	AC horizon — AC szint
17,5	8,77	1,55	10YR 4/4	C horizon — C szint
18,4	6,10	1,55	10YR 5/3	C horizon — C szint
19,1	6,30	1,55	2,5Y 6/4	C horizon — C szint
20,0	6,30	1,55	2,5S 6/4	C horizon — C szint
20,4	6,30	1,55	2,5Y 5/4	C horizon — C szint
20,5			2,5Y 5/4	C horizon — C szint
21,7			2,5Y 5/4	yellow loess — sárga lösz
20,7			2,5Y 5/4	
22,0			10YR 6/4	
23,2				

c) A paksi téglagyári feltárásban (1977)

14,1			2,5Y 6/4	gleyed loess — glejes lösz
9,5			10YR 7/3	gleyed loess — glejes lösz
6,7	7,39	5,38	10YR 6/3	BA A horizon — BA A szint
12,1	7,54	5,38	10YR 5/4	A horizon — A szint
18,8	7,77	7,00	10YR 5/4	A horizon — A szint

Table 3 (continued)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO %	humus %	hy %	clay A	silt I	loess L
					mm ø gr %		
22,05—22,20	1,10	12,5	0,65	2,43	40,6	16,9	25,4
22,20—22,40		19,6	0,43	1,96	41,2	15,8	23,5
22,40—22,60		18,0	0,43	1,87	38,7	15,3	23,2
22,60—22,80		26,7	0,21	1,50	36,5	16,4	22,8
22,80—23,00		30,1	0,—	1,19	33,5	16,6	28,5
23,00—23,25	0,65	27,6	0,—	1,05	31,2	16,8	30,8
23,25—24,20		26,7	0,—	1,33	19,7	16,2	38,5
24,20—25,00		19,2	0,—	1,08	14,4	17,0	48,2

Table 4.

Pedological analysis of the Mende-Base Soil Complex

a) In section at Mende brickyard (1976)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO ₂ %	humus %	hy %	clay A	silt I	loess L
					mm ø gr %		
9,05—9,20	1,45	7,50	0,—	1,30	30,4	20,9	26,4
9,20—9,35		6,25	0,—	1,50	35,6	18,8	21,8
9,35—9,50		4,17	0,—	1,63	32,6	17,1	25,6
9,50—9,65		5,00	0,—	1,63	34,6	16,7	17,9
9,65—9,80		5,00	0,21	1,61	33,4	13,5	17,0
9,80—9,95		0,83	0,21	1,50	30,3	14,1	18,7
9,95—10,00		1,25	0,—	1,36	29,2	13,0	18,7
10,00—10,10		1,25	0,—	1,88	29,4	12,9	15,8
10,10—10,20		0,83	0,—	2,03	29,3	12,8	16,5
10,20—10,30		0,83	0,—	2,40	32,8	11,5	15,2
10,30—10,35		2,92	0,—	2,55	33,2	11,5	14,5
10,35—10,45		0,83	0,—	2,60	32,3	11,0	14,8
10,45—10,60		2,08	0,—	2,35	27,1	12,4	15,0
10,60—10,80		0,83	0,—	2,21	28,6	8,0	13,6
10,80—11,00		2,50	0,—	1,77	18,3	7,3	11,4

b) In section at Paks brickyard (1977,

26,5—27,5	1,65	16,72	0,—	1,48	27,4	27,5	31,8
27,5—27,75		13,37	0,—	1,86	32,2	26,2	29,8
27,75—27,90		11,28	0,21	2,08	35,2	22,3	27,7
27,90—28,05		11,70	0,21	2,31	36,3	20,6	25,2
28,05—28,20		9,19	0,21	2,43	38,8	19,3	22,9
28,20—28,35		8,36	0,21	2,19	38,6	19,5	22,9
28,35—28,55		8,36	0,21	2,12	33,7	19,8	22,8
28,55—28,75		6,27	0,—	2,56	36,6	18,1	25,3
28,75—28,95		4,18	0,—	2,99	39,5	15,9	29,3
28,95—29,15		2,50	0,—	2,72	33,7	17,7	35,0
29,15—29,45		20,90	0,—	1,35	18,9	19,5	35,0
29,45—29,75		27,17	0,—	1,38	18,9	19,4	35,3
29,75—29,95		28,01	0,—	1,32	18,9	22,4	35,6

3. Táblázat (folytatás)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
16,9	10,09	7,54	10YR 5/3	A horizon — A szint
18,8	9,31	7,54	10YR 6/4	A horizon — A szint
23,6	9,46	7,00	10YR 6/4	A horizon — A szint
24,8	7,62	8,62	10YR 7/2	C horizon — C szint
21,4	5,38	2,80	10YR 7/3	C horizon — C szint
21,6			10YR 7/3	C horizon — C szint
24,6			5Y 7/3	sandy loess — homokos lösz
20,3			5Y 7/3	sandy loess — homokos lösz

4. táblázat

Mende-Bázis talajkomplexum pedológiai elemzése

a) A mendei téglagyári feltárásban (1976)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
22,2	3,71	2,13	10YR 5/2	yellow loess — sárga lösz
24,1	8,77	2,13	7,5 YR 5/4	yellow loess — sárga lösz
24,8	8,77	2,13	7,5YR 4/4	MB soil — MB talaj
30,8	8,17	2,13	7,5YR 4/4	
35,6	8,17	2,13	5YR 4/6	
36,3	8,77	2,13	5YR 4/3	
39,5	8,77	2,13	5YR 4/3	
42,4	8,58	2,03	5YR 4/4	
42,3	8,58	2,03	5YR 5/4	
40,5	2,06	2,03	5YR 4/4	
40,3	2,58	2,03	5YR 5/4	
41,9	2,58	2,03	7,5YR 5/6	
44,5	2,58	2,03	7,5YR 5/6	
50,0				yellow loess — sárga lösz
62,7				

b) A paksi téglagyári feltárásban (1977)

12,9	8,19	3,69	5Y 7/3	yellow loess — sárga lösz
11,8	11,85	8,62	10YR 7/2	MB soil — MB talaj
14,3	11,85	8,69	10YR 6/4	
16,9	8,62	9,15	10YR 6/4	
17,5	9,69	8,62	10YR 5/6	
18,6	9,69	8,31	10YR 5/6	
22,1	9,69	8,31	7,5YR 5/6	
19,7	8,62	8,10	7,5YR 5/8	
14,0	9,15	8,90	7,5YR 6/6	
12,5	9,15	8,30	10YR 5/6	
25,9	5,77	5,08	2,5Y 7/4	C horizon — C szint
26,0			2,5Y 7/4	C horizon — C szint
22,8			2,5Y 7/4	yellow loess — sárga lösz

Table 5.

Pedological analysis of soils in the upper part of the "Paks Series" (1977)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO ₃ %	humus %	hy %	clay	silt	loess
					A	I	L
					mm Ø gr %		
29,95—30,25	1,10	30,9	0,—	1,24	18,9	22,1	30,4
30,25—30,40		18,4	0,—	1,46	19,4	15,3	16,7
30,40—30,55		19,2	0,—	1,52	29,2	25,5	27,9
30,55—30,75		19,2	0,—	1,58	27,4	19,3	29,2
30,75—30,95		16,5	0,—	1,65	35,6	23,5	31,2
30,95—31,10		21,4	0,—	1,54	34,2	23,4	31,7
31,10—31,25	1,00	23,5	0,—	1,36	33,0	23,6	32,7
31,25—31,55	0,45	22,3	0,—	1,28	32,5	23,3	32,9
31,55—31,80		17,3	0,—	1,30	28,6	23,9	33,1
31,80—32,05		19,1	0,—	1,34	23,5	24,3	33,6
32,05—32,30		17,2	0,—	1,27	26,0	22,9	34,0
32,30—32,60		18,5	0,—	1,39	28,5	21,6	34,3
32,60—32,90		14,7	0,—	1,42	26,0	26,0	32,1
32,90—33,10		14,0	0,—	1,54	25,9	27,3	30,5
33,10—33,40	1,85	7,4	0,—	1,63	28,1	24,0	28,0
33,40—33,70		10,1	0,—	1,87	30,7	20,3	25,1
33,70—33,90	0,50	14,4	0,—	1,67	32,2	15,1	18,5
33,90—34,10		15,1	0,—	1,57	25,0	14,3	18,1
34,10—34,30	0,40	11,5	0,—	1,49	21,7	9,8	15,8
34,30—34,40		8,8	0,—	1,26	25,3	15,8	24,8
34,40—34,70		9,3	0,—	1,26	25,1	16,0	26,1
34,70—34,80		8,5	0,—	1,16	18,7	17,3	29,2
34,80—34,90	0,60	9,7	0,—	1,39	33,9	14,0	24,5
34,90—35,05		7,4	0,—	2,30	35,7	20,6	29,8
35,05—35,20		8,3	0,—	2,36	36,0	21,1	28,2
35,20—35,45		7,4	0,—	2,40	36,1	21,2	25,4
35,45—35,60		4,5	0,—	2,66	42,1	18,1	22,1
35,60—35,75		13,2	0,—	2,70	41,3	21,5	24,1
35,75—35,95		26,5	0,—	2,00	41,9	21,4	23,3
35,95—36,15		30,9	0,—	1,48	39,2	21,3	23,3
36,15—36,25	1,35	27,2	0,—	1,45	39,5	20,9	23,3

5. táblázat

A Paksi öszzlet felső részében levő talajok pedológiai elemzése (1977)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
28,0			2,5Y 7/4	yellow loess — sárga lösz Ps soil — Ps talaj
47,8			2,5Y 7/4	
16,4			10YR 7/3	C horizon — C szint C horizon — C szint yellow loess — sárga lösz
23,4			10YR 7/3	
8,3			10YR 7/3	
10,4			10YR 7/3	
10,4			2,5Y 8/3	
10,5			2,5Y 8/3	yellow loess — sárga lösz
13,8			2,5Y 8/3	
18,2			2,5Y 8/3	yellow loess — sárga lösz sandy loess — homokos lösz sandy loess — homokos lösz sand — homok sand — homok sandy loess — homokos lösz sandy loess — homokos lösz sandy loess — homokos lösz sandy loess — homokos lösz sandy loess — homokos lösz MtP soil — MtP talaj
16,5			2,5Y 8/3	
14,9			2,5Y 8/3	
15,1			2,5Y 8/3	
15,5			2,5Y 8/3	
19,0			2,5Y 8/3	
23,0			2,5Y 8/3	
33,4			2,5Y 8/3	
42,1			2,5Y 8/3	
51,9			10YR 6/4	
33,5			10YR 6/4	
32,0			10YR 6/4	
34,3			10YR 6/4	
27,3			10YR 6/4	
13,5			10YR 6/3	
14,2			10YR 6/3	
16,9			10YR 6/3	
17,2			2,5Y 6/4	
12,2			2,5Y 6/4	
13,0			5Y 7/3	
16,0			5Y 7/3	
16,5			5Y 7/3	

Table 6

Pedological analysis of the Paks-Lower Double Soil Complex

a) In section at Paks brickyard (1977)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO ₃ %	humus %	hy	clay A	silt I	loess L
					mm Ø gr %		
39,35—39,70	0,80	16,99	0,—	1,58	23,0	22,8	34,0
39,70—39,90		16,14	0,—	1,78	30,9	25,9	34,1
39,90—40,15		10,72	0,—	2,22	34,2	24,2	32,0
40,15—40,25		9,75	0,—	2,59	36,0	23,6	30,7
40,35—40,60		11,89	0,—	2,17	37,8	22,3	29,2
40,60—40,85		16,17	0,—	1,99	37,2	23,4	28,4
40,85—41,15		16,60	0,—	1,91	34,5	25,1	27,9
41,15—41,40		17,45	0,—	1,69	34,5	24,9	30,5
41,40—41,60		8,51	0,43	2,41	38,0	23,2	33,1
41,60—41,80		9,36	0,43	2,55	38,1	24,7	31,4
41,80—42,00	1,85	10,21	0,43	2,47	39,5	25,0	29,3
42,00—42,20		24,17	0,21	1,98	39,1	25,0	29,0
42,20—42,50	0,50	23,41	0,—	1,58	37,8	24,7	29,8
42,50—42,80		20,43	0,—	1,52	34,2	24,1	34,1
42,80—43,40	1,35	21,24	0,—	1,56	29,5	23,8	38,7
43,40—43,60		20,21	0,—	1,61	31,1	26,2	35,9
43,60—43,85		15,48	0,—	1,77	32,3	29,5	32,3
43,85—44,05		16,99	0,—	1,66	33,0	26,9	31,1
44,05—44,25		11,45	0,21	2,13	35,8	24,0	30,1
44,25—44,45		10,17	0,21	2,27	35,5	22,6	35,0
44,45—44,65		11,89	0,—	2,13	36,8	22,5	32,1
44,65—44,85		12,37	0,—	1,98	37,8	18,9	32,9
44,85—45,05		11,49	0,—	2,24	38,7	19,0	32,6
44,05—45,25		7,64	0,—	2,28	36,1	18,4	35,9
45,25—45,50	14,31	0,—	2,27	40,1	19,0	35,9	

b) In section Kálvária hill Dunaföldvár (1971)

34,8—35,2	2,40	17,5	0,—	1,60	25,3	16,3	46,5	
35,2—35,4		12,50	0,—	1,91	26,1	27,3	37,5	
35,4—35,6		17,1	0,—	2,35	28,9	26,4	32,8	
35,6—35,8		6,3	0,21	2,70	37,2	23,2	31,7	
35,8—36,0		10,4	0,21	3,13	41,2	23,8	28,5	
36,0—36,2		17,1	0,15	2,29	41,7	21,0	28,6	
36,2—36,6		18,7	0,—	2,47	41,3	19,9	28,2	
36,6—36,7		19,1	0,—	2,32	39,1	19,0	30,7	
36,7—37,0		1,40	19,5	0,—	2,44	42,3	22,9	30,5
37,0—37,2			28,9	0,—	1,86	42,0	19,0	28,7
37,2—38,8	1,80	22,0	0,—	1,74	26,1	27,1	40,8	
38,8—39,0		19,1	0,15	2,48	43,1	22,8	28,6	
39,0—39,5	0,70	23,3	0,30	2,43	44,4	18,5	28,6	
39,5—39,7		33,7	0,—	2,17	44,6	16,6	24,7	
39,7—40,4		21,6	0,—	1,89	22,3	25,2	42,6	

6. táblázat

Paks-Alsó Dupla talajkomplexum pedológiai elemzése

a) A paksi téglagyári feltárásban (1977)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
19,5			2,5Y 7/4	Gleyed silt — glejes iszap
8,5			2,5Y 7/4	gleyed silt — glejes iszap
9,0			2,5Y 7/4	gleyed silt — glejes iszap
9,4			2,5Y 7/4	PD ₁ soil — PD ₁ talaj
9,9			2,5Y 7/4	
10,3				
11,8				
10,1				
5,3			10YR 6/4	
5,4			10YR 6/4	
5,8			10YR 6/4	
6,4			10YR 7/3	C horizon — C szint
7,2			2,5Y 7/4	C horizon — C szint
7,2				old loess — idős lösz
7,1				old loess — idős lösz
6,3				old loess — idős lösz
5,6			10YR 7/4	old loess — idős lösz
8,2				PD ₂ soil — DP ₂ talaj
9,7				
6,0			7,5YR 7/4	
7,7			7,5YR 6/4	
9,7				
9,1				
8,5				
3,8				

b) A dunaföldvári Kálvária-hegyi feltárásban (1974)

11,4				gleyed loess — glejes lösz
8,6				
11,5	11,0	5,45		
8,2	11,0	5,45		PD ₁ soil — PD ₁ talaj
6,2	11,54	9,81		
8,5	17,0	7,64		
10,1	16,0	7,69		
11,0	16,0	7,64		
4,6	12,20	4,64		
10,0				loess with concretions — konkréciós lösz
6,8	16,7	5,75		loess with concretions — konkréciós lösz
5,2	16,7	5,45		PD ₂ soil — PD ₂ talaj
8,5				
14,1				loess with concretions — konkréciós lösz
9,5				loess — lösz

Table 7.

Pedological analysis of the Paks-Dunakömlöd Soil (1977)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO ₂ %	humus %	hy %	clay A	silt I	loess L
					mm Ø gr %		
0—20	0,77	12,37	0,—		42,1	17,7	31,9
20—40		12,67	0,—		43,9	22,2	26,0
40—60		10,55	0,—		45,7	21,0	26,0
60—77		20,26	0,—		48,6	22,2	21,8
77—97		43,06	0,—		50,7	20,8	19,2
97—105		31,24	0,—		39,8	20,3	31,8

Table 8.

Pedological analysis of the black-grey meadow clay soil complex of the "Dunaföldvár Series"
(1974)

Depth m Mélység m	Thickness of strata Rétegvastag- ság m	CaCO ₂ %	humus %	hy %	clay A	silt I	loess L	
					mm Ø gr %			
2,40—2,91	0,90	8,7	0,21	1,51	23,5	4,1	25,1	
2,91—3,50		11,2	0,21	1,52	22,2	4,2	13,0	
3,50—4,20		14,5	0,21	1,48	46,4	9,5	34,4	
4,20—4,60		13,3	2,58	2,24	40,0	19,5	31,3	
4,60—4,68		17,9	1,72	1,89	36,3	21,7	35,9	
4,68—4,75		1,25	19,5	0,65	2,15	31,6	21,4	41,6
4,75—4,95			16,6	1,94	1,82	40,9	13,2	41,8
4,95—5,12			23,3	0,86	1,90	35,0	28,2	28,4
5,12—5,22			19,1	0,76	1,90	35,4	29,4	28,8
5,22—5,29		21,6	0,76	2,03	40,8	23,6	26,1	
5,29—5,37	19,1	0,86	2,07	40,1	23,6	26,7		
5,37—5,47	15,4	1,72	2,39	41,0	26,6	22,6		
5,47—5,56	0,98	12,4	1,72	2,21	41,7	23,7	24,0	
5,56—5,73		12,9	0,86	2,37	42,4	23,5	26,6	
5,73—5,94		12,0	2,37	2,80	47,0	21,4	22,0	
5,94—6,11		9,9	2,15	2,91	46,5	19,9	24,9	
6,11—6,20	9,5	2,15	3,38	51,6	13,4	27,6		
6,20—6,37	0,81	11,6	2,58	3,06	52,3	17,2	20,7	
6,37—6,54		14,1	1,94	3,12	53,2	16,8	20,9	
6,54—6,75		39,9	0,76	1,97	59,4	16,9	13,8	
6,75—6,93	0,56	42,4	0,54	1,85	39,5	19,6	15,5	
6,93—7,10		41,2	0,43	1,91	40,3	4,2	16,6	
7,10—7,19		63,6	0,43	1,18	37,7	25,7	16,9	
7,19—7,29		33,7	0,43	1,97	37,7	16,4	16,4	
7,29—7,50		27,3	0,43	2,01	42,2	15,7	27,9	
7,50—8,10		21,0	0,43	1,84	38,1	17,8	27,4	

7. táblázat

Paks-dunakömlődi talaj pedológiai elemzése (1977)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
7,3			7,5YR 6/4	PDK soil — PDK talaj
7,6			7,5YR 6/4	
6,9			7,5YR 5/4	
6,6			7,5YR 6/4	
8,4			7,5YR 8/2	
8,6			10YR 8/3	loess with concretions — konkréciós lösz loess with concretions — konkréciós lösz

8. táblázat

A dunaföldvári öszzlet fekete-szürke rétiagyag talajkomplexum elemzése a dunaföldvári fúrásban (1974)

sand H	Ca	Mg	Colour Szín	
	mg equiv/100 g mg eé/100 g			
46,2				sand — homok
59,7				
8,6			10YR 7/2	sand — homok
8,4			10YR 6/1	
5,7			10YR 7/1	humus in alluvial soil — humuszos öntéstalaj 1
4,2			2,5Y 7/2	
4,6			10YR 6/2	humus in alluvial soil — humuszos öntéstalaj
7,4			2,5Y 7/2	
6,2			10YR 7/1	
7,9			10YR 7/1	
7,9			10YR 7/1	
11,9			2,5YR 6/2	
9,3			2,5Y 6/2	
5,8			2,5Y 6/2	
9,9			10YR 6/1	
8,0				
6,2			2,5Y 5/2	meadow clay — réti agyag
9,2				
7,6				
8,7			5Y 8/1	accumulation in this horizon — felhalmozási szint
26,0				silt with CaCO ₃ — karbonátos iszap
38,6				
19,2			10YR 8/1	
28,5			10YR 7/1	
13,8				
16,3				

- ÁDÁM, L. — MAROSI, S. — SZILÁRD, J. 1954.: A paksi löszfeltárás. — The loess exposure at Paks. — Földr. Közl. 2. 3. p. 239—254.
- BERGGREN, W.A. — VAN COUVERING, J.A. 1974.: The late Neogene. — Paleo-geography, -climatology, -ecology. 16, 1/2, 1—216.
- BRONGER, A. 1970.: Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lössprofile. — Eiszeitalter u. Gegenwart 21. p. 122—144. Öhringen,
- BRONGER, A. 1976.: Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo)-pedologischer und bodengeographischer Grundlage. — Kieler Geographische Schriften. 45. Kiel. 268 p.
- HÁHN, GY. 1975.: A magyarországi hegységelőteri, dombvidéki és medencebelseji löszök és löszös üledékek morfogenetikája és kronológiája. — Morphogenesis and chronology of loesses and loessy sediments in foothills, hilly regions and in basins in Hungary. Dissertation.
- KRETZOI, M. — KROLOPP, E. 1972.: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az öslénytani adatok alapján. — Oberpliozäne und quartäre Stratigraphie des Alföld (Grosse Ungarische Tiefebene) Aufgrund paläontologischer Angaben. — Földr. Ért. 21. 2—3. p. 133—158.
- KRIVÁN, P. 1960.: A paksi és villányi alsópleisztocén kifejlődések párhuzamosítása. — Corrélation des faciès du Pleistocène inférieur de Paks et de Villány. — Földt. Közl. 90. 3. p. 303—321.
- KUKLA, J. — LOŽEK, V. 1969.: Trois Profils Caractéristiques de la Bohème Centrale et de la Moravie du Sud. — Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. Paris. p. 53—58.
- KUKLA, J. 1970.: Correlations between loesses and deep-sea sediments. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. Stockholm. 92. 2. p. 138—180.
- PÉCSI, M. 1965.: A basaharci löszfeltárás. — The loess exposure at Basaharc. — Földr. Közl. 13. p. 234—351.
- PÉCSI, M. 1965.: A Kárpát-medencebeli löszök, löszszerű üledékek típusai és litosztratigráfiai beosztásuk. — The loesses and types of loess-like sediments of the Carpathian Basin and their lithostratigraphical classification. — Földr. Közl. 13. p. 305—323.
- PÉCSI, M. 1966.: Löss- und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. — Petermanns Geographische Mitteilungen. Gotha. 110. 3—4. p. 176—189, 241—252.
- PÉCSI, M. 1972.: Scientific and practical significance of loess research. — Acta Geologica 16—4. p. 317—328.
- PÉCSI, M. 1974.: Ten years of physico-geographic research in Hungary. — Akad. K. Budapest, 132 p. (Studies in Geography I.)
- PÉCSI, M. 1975.: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary. — Földr. Közl. 23. 3—4. p. 217—223.
- PÉCSI, M. — HÁHN, GY. 1970.: Historique des recherches sur le loess en Hongrie (Paris 1970). — Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. p. 85—91.
- PÉCSI, M. — SZEBÉNYI, E. 1971.: Guide-book for loess symposium in Hungary. IGU European Regional Conference Budapest. 34 p.
- STEFANOVITS, P.: 1965. Untersuchungsangaben der begrabene Bodenschichten im Lössprofil von Mende. — Földr. Közl. 4. p. 339—343.

A MAGYARORSZÁGI LÖSZÖK FOSSZILIS TALAJAINAK PALEOGEGRÁFIAI ÉRTÉKELÉSE ÉS TAGOLÁSA

PÉCSI M. — PÉCSINÉ, DONÁTH É. — SZEBÉNYI E. — HÁHN GY. —
SCHWEITZER F. — PEVZNER M. A.

Magyarország legjelentősebb löszfeltárásai a Duna-völgy alföldi szakaszán, a folyó jobb partján a mezőföldi löszös magaspartok mentén húzódnak. Különösen a Dunaújváros, Dunaföldvár és Paks közötti szakaszon a 40—60 m vastagságú löszsorozat természetes feltárásokban is tanulmányozható (1. ábra). A Duna-magasparti löszsorozat az említett szakaszon felső pannóniai agyag, homok, ill. felső pliocén vörös agyag rétegekre telepzik (2. ábra).

1. A magyarországi löszösszletek tagolási elve

a. A magyarországi löszöket litosztratigráfiai alapon hagyományosan a különböző lösz típusok, a közbetelepült fosszilis talajok és homokos szintek segítségével tagolják. A különböző lösz típusok litológiai sajátosságuk alapján a legtöbb feltárásban határozottan két sorozatra, ún. „fiatal” és „idősebb lösz”-ökre választhatók szét.

A fiatal löszök 20—30 m vastagságot is elérnek, lazább szerkezetűek, szénsavas mészben gazdagok, többnyire sötétbarna színű, mezőségi jellegű fosszilis talajok tagolják. A fiatal löszök felsőbb részében a homokfrakció gyakran megnövekszik.

Az idősebb löszök tömöttebb szerkezetűek, szénsavas mészben szegényebbek, ugyanakkor ritmikusan ismétlődő löszkonkréciók, löszbaba-szintek is települnek egy-egy löszkötegben.

Jellemzőek a folyóvízi homok és mocsári talajképződmény közbetelepülések. Az idősebb löszökben a vörösbarna és okkervörös színű fosszilis talajok uralkodnak. Ezek között olyan mezőségi, ill. erdőtalaj-típusok is vannak, amelyek a mai zonális talajainkkal, ill. talajokkal általában nem azonosak, csupán hasonlítanak a jelenkoriakhoz. Előfordulnak továbbá talajszedimentek is, amelyek a löszrétegek közé eltemetett kis deráziós völgyekben kettőzött talajokat, ill. feltűnően vastag talajszelvényeket eredményeztek.

Az idősebb löszök alatt néhány helyen (Dunaföldvár, Paks) külszíni feltárásban is megfigyelhetően finoman rétegzett, rózsaszínű, homokos szilt, homok és sárga színű iszap, majd vörös agyagos talajok települnek.

b. A magyarországi löszök közé temetett fosszilis talajokat a hazai kutatók hosszú időn keresztül főként az erdőtalajok B szintjének maradványaiként értékelték. A fosszilis talajokról (melyeket a német irodalom alapján „vályogzónák”-nak is neveztek) az újabb vizsgálatok alapján kiderült, hogy a fiatal löszökben sztyeptalajok, erdő-sztyeptalajok, embrionális, humuszos lösztalajok, az idősebb löszökben a különböző típusú vörösbarna és vörös erdőtalajok mellett hidromorf ártéri és mocsári talajok is gyakran előfordulnak. Ezek között olyan mezőségi, ill. erdőtalaj-típusok is vannak, amelyek a mai zonális talajainkkal, ill. talajokkal általában nem azonosak, csupán hasonlítanak a jelenkoriakhoz. Előfordulnak továbbá talajszedimentek is, amelyek a löszrétegek közé eltemetett kis deráziós völgyekben kettőzött talajokat, ill. feltűnően vastag talajszelvényeket eredményeztek.

A Duna menti magaspárt löszösszletében általában 9—10 lösz és löszszerű réteg és maximálisan mintegy 8—10 eltemetett fosszilis talajszint, ezenkívül 2 folyóvízi homokréteg különböztethető meg regionálisan.

Korábban úgy véltük, hogy ezekben a feltárásokban valamennyi markánsan előforduló fosszilis talaj a feltárások egész hosszú szakaszán, vagy akár regionálisan is követhető. Ez az elv, mivel általában helytállóan látszik, némely konkrét esetben megtevesztésekre vezethet. A dunaföldvári, paksi löszfeltárások és fúrások elemzéséből ugyanis kitűnt, hogy már 100—200 m-nyi szakaszon is jelentős eltérések lehetnek a fosszilis talajok számában, vastagságában, típusában és térbeli helyzetük alakulásában is. Ugyancsak Dunaföldvárott fordul elő, hogy egyes szakaszokon a lösz a felszínen az idősebb löszsel kezdődik. Az egyöntetű felépítettségük látszó löszfeltárások részletesebb vizsgálata alapján kitűnt, hogy gyakran rövid távolságon belül is eltérő rétegtani sorrendben követték egymást. Ezek a körülmények teszik feltétlenül szükségessé fosszilis talajaink jellegének meghatározását, párhuzamosításuk érdekében.

c. Ma már egyre kevésbé megszokott és általános az a felfogás, hogy ha lösztakaróról vagy löszsorozatról beszélünk, akkor egyúttal a löszös üledékösszlet egészének eolikus felhalmozódására gondoljunk. A dunaföldvári, paksi, dunajvárosi löszös szelvények bemutatása során és sok más helyről is bizonyítottuk, hogy ezekben a szelvényekben tekintélyes vastagságban folyóvízi homokos, iszapos üledékek, ártéri és mocsári képződmények települnek közbe (Pécsi M., 1965, 1966, 1975). Sőt, az is megállapítható volt, hogy a fluvialis, proluviális rétegek közege nemcsak lokális, hanem regionálisan is előfordulnak. Továbbá különösen a fiatal löszökben gyakori a már említett deráziós völgykitöltés, amelyben néhány tíz m szélességben lejtű üledékes, deluviális rétegzett löszös, homokos üledékek települnek. A löszösszletekben az üledékfelhalmozást tehát több faktor vezérte, időben egyszerre és egymás után is, ezért a löszösszletek párhuzamosításakor erre figyelemmel kell lenni.

d. Ismeretes, hogy a löszös kőzetekből felépített domborzat a víz hatására könnyen pusztul, kisebb-nagyobb völgyek, berogyásos mélyedések képződnek a felszínen, melyek egy része a szárazabb vagy a szoliflukciónak kedvező klímazakaszokban ismét eltemetődik. Löszfennsíkokon, ill. a hegyláb felszínén ezek a folyamatok bizonyos mértékben egymástól eltérő térbeli rétegződést eredményeznek. Ezért a löszkronológiai és ehhez szorosan kapcsolódó löszgenetikai vizsgálatok nem nélkülözhetik a löszösszletek háromdimenziós elemzését. A hordalékkúpos löszfennsíkon, mint pl. a Duna menti magas löszpartban (Dunajváros és Paks között) a terület löszös, homokos anyaga és a talajok hosszú időn keresztül, többszöri megszakítással halmozódtak fel, ill. alakultak ki. Szélesebb-keskenyebb völgyek mentén a szelektíve erodálódott löszfennsíkon völgyközi háta és „tanúhegyek” maradtak vissza. Majd újabb fiatalabb üledékösszlet halmozódott fel, ugyanakkor többszöri megszakítással. Ezek a relative fiatalabb rétegsorok esetenként úgy töltötték ki a domborzati mélyedéseket — völgyeket stb. —, hogy térbelileg szorosan az idősebb összletek

mellé települtek, gyakran azonos „horizontokba”. Hosszabb löszös feltárásban így fordulhat elő hogy egy idősebb talajnak, mely erdős ökológiai körülmények között képződött, közel azonos térbeli helyzetben egy fiatalabb ártéri-mocsári talaj a látszólagos folytatása. De az is előfordul, hogy valamely kisebb eróziós, ill. deráziós völgy a környező idősebb felszín átlagmagasságáig feltöltődött, és ezen a fiatalabb üledéken a feltöltődés végén vagy azt követően, talaj képződött. Ugyanez idő alatt talajképződés ment végbe a környező, közel hasonló magas, de idősebb löszös felszínen is. A képződött talajok a litológiai és a vízháztartási viszonyoktól függően egymástól eltérőek is lehetnek, de mégis egyidőben keletkeztek.

A fosszilis talajok kronológiai értékeléséhez azt a körülményt is figyelembe kell még venni, hogy az eltemetett talajok vastagsága nem egyértelműen arányos a talajképződés tartósságával. Fennsíkos helyzetben vagy völgyközi hátakon az egyszer már kialakult talajok földtörténeti sorsa lehet lassú lepusztulás, lecsokolódás, de az az eset is gyakori, hogy megváltozott éghajlati viszonyok során egyes talajok akár két különböző talajképződési szakaszt is átélhettek. A talajképződés tartósságára, intenzitására a felhalmozódási C szint erőteljes kifejlődése, az agyagásványok lebomlásának, felhalmozódásának a mértéke mindenesetre viszonylag jó mutatónak minősült.

e. Végül egy nem elhanyagolható körülményre hívjuk fel a figyelmet a fosszilis talajoknak és a folyóvízi homokrétegeknek a dunaföldvári, paksi és általában a Duna menti szelvényekben — hosszabb szakaszt figyelembe véve — meghatározott magassági helyzetben való településére (2. ábra). Ebből következtethető, hogy itt a szinte horizontálisan települő fosszilis talajok tökéletesen sík felszínen képződtek, egy közeli, helyi eróziós bázishoz igazodva.

2. A fiatal löszök és fosszilis talajaik

A magyarországi fiatal löszökben előforduló fosszilis talajok jellemzésére az elmúlt évtized során számos feltárás került részletes elemzés alá (1. ábra). A megvizsgált feltárások közül a fiatal löszösszletek rétegtani tagolására és a fosszilis talajok egymással való összehasonlítására, párhuzamosítására a basaharci, mendei, dunaujvárosi és tápiósülyi feltárások bizonyultak legjellemzőbbnek. A basaharci és a mendei feltárások magukba foglalják azt a rétegsort, amelyet általában fiatal lösz néven tartunk számon Magyarországon. Mindkét feltárásban a rétegsorok meglehetősen teljesek, bár Basaharcon a rétegösszlet felső része hiányzik, a mendei feltárásban azonban csupán alig észrevehető eróziós, deráziós hiátusok ismétlődnek. Az említett típusfeltárásokban előforduló fosszilis talajokat többnyire jól felismerhető jellegük és valamilyen sajátos helyzetük szerint tagoltuk.

2.1 Dunaujvárosi—Tápiósülyi összlet

A magyarországi fiatal löszök felső, 6—10 m vastagságú, több helyen enyhén homokos löszsorozata tartozik ide. Az összletet általában két humuszos löszszint osztja meg. Mindkét humuszos rétegben elszórtan faszénmaradványok is előfordulnak. A felső humuszos szintben a faszén *Betula* maradványai, az alsó humuszos löszben és az alatta fekvő löszben számottevő mennyiségben *Pinus cembra* és *Larix-Picea* faszén maradványok gyakoriak. Ez utóbbi rétegekben elszórtan mammutcsontok, de nagy számban *Rangifer Tarandus* agancstörödédek is előfordultak. Ennek az összletnek a felhalmozódása a fauna- és a flóramaradványok alapján tartósan száraz/hideg éghajlati viszonyok és rövidebb hideg/medves éghajlati szakaszok váltakozásának idejére tehető.

A felső humuszrétegben talált faszének radiokarbon kora 16—17 ezer év, az alsó humuszos szintből előkerültek kora pedig 20—22 ezer év. A Dunaujvárosi—Tápiósülyi löszösszlet tehát az utolsó glaciális ún. lehülési szakaszának maximuma alatt halmozódott fel. A hideg/hűvös arktikus szakaszok alatt — ritkán — tajgaerdő borította a felszínt. (3. ábra.) (PÉCSI M. 1975)

2.2 Mende—Basaharci összlet

A típusfeltárásokban ez az összlet mintegy 20 m vastag. Ebben 4 fosszilis talaj és 3 vastag löszköteg ismétlődik. A lösz többnyire típusos szerkezetű, kevesebb a rétegzett és homokos lösz, mint az előző összletben. A mészkonkréciós kiválások hiányzanak, vagy alárendelt jelentőségűek, szemben az idős löszrétegekkel. A Mende—Basaharci összlet fosszilis talajait a típusfeltárások nevével jelöltük meg (PÉCSI M., 1965, 1975, HAHN Gy., 1975).

Mende-Felső talajkomplexum (MF). A felső talaj (MF₁), gyengén fejlett mezőségi (csernozjom) jellegű talaj krotovinákkal és faszén maradványokkal, amelyeknek radiokarbon kora 28—29 ezer év (PÉCSI M., 1965). Az alsó talaj (MF₂) erősen kifejlett csernozjom, a medenceperemi helyzetben

csernozjom—barna erdőtalaj (4. ábra)¹. Az alsó, az MF₂ (régi jelzés szerint D vagy F₃) minden szelvényben erőteljesebben fejlett, mint az MF₁ talaj. Az MF talajkomplexum a felső pleisztocén utolsó jelentősebb fosszilis talaja. Ez a vezérszint csaknem minden löszfeltárásban megvan, helyenkint csak az alsó tagjával képviselve. Ez azonban nem jelenti az MF₁ talaj egykori hiányát. Kis lejtésű domborzat feltalaja, talaja ma is sok helyütt elhordódik, s csak az anyakőzet marad vissza. Ez a laza üledékeknél, főképpen a löszön képződött talajoknál gyakori.

Miután az MF₂ talaj minden fiatal szelvényben megvan, valószínű, hogy az MF₁ talajképző periódus alatt az eróziós viszonyok erősebbek voltak.

E mezősségi jellegű talajok színe

A szint	10YR	5/3, 5/4, 4/3
AC szint	10YR	5/3—4/4
C szint	2,5Y	6/4 10YR, 7/3—8/4

A talajok szerkezete minden esetben tömöttebb, mint a recens mezősségi talajé. Tömöttsége a fedő löszréteg vastagságától függ.

A humuszréteg fokozatos átmenete, állatjártatok nyomai és a mezősségi jellegű talajokban végbemenő biológiai tevékenység jelei a vékonycsiszolatokban is felismerhetők (BRONGER A., 1970, STEFANOVITS P., 1965). A szelvény jól kifejtett stádiumában gyengén lúgos kémhatású, a talaj felső szintje a fedőréteg által visszameszeződött. A mésztartalom az AC szintben emelkedik, s a C szintben helyenként igen magas százalékot ér el (1. táblázat). Kicsérélhető Ca és Magnézium mg ec—e helyenként azonos (Basaharc, Tápiószőlő, Mende).

A humuszréteg-vastagság, fizikai sajátosság, karbonáttartalom, kéniai összetétel a helyi körülmények módosító hatásától függ. PÉCSI M. — STEFANOVITS P. adatai szerint (1965) Mendén az MF₁ talajt egy korábbi szelvényben hidromorf hatás is érte. SZEBÉNYI E. szerint ez egy erodált MF₁ talajra települt képződmény, helyi jelleggel.

Basaharc-Dupla talajkomplexum (BD). Csaknem egymásra települő és közel azonos mértékben kifejtett, kettőzött mezősségi talaj (5. ábra). A BD komplexum két fosszilis talaját 0,2—0,8 m-es lösz különíti el egymástól. A talajkomplexum a Mende—Basaharci összetétel közepes részén települ, több magyarországi löszfeltárásban jellegzetes, felismerhető és párhuzamosítható (PÉCSI M., 1965, 1966, 1975). Típusos kettőzött kifejlődésben a basaharci, tápiószőlői, paksi feltárásokban fordul elő.

SZEBÉNYI E. vizsgálatai szerint a BD₁ fosszilis talaj humuszszintjének vastagsága a szelvényekben 0,30—1,25 m, humuszszázaléka 0,92—0,63 között váltakozik, a felhalmozódási szint CaCO₃ tartalma 12—20%. (2a, 2b táblázat).

A BD₂ fosszilis talaj humuszszintjének vastagsága: 0,65—1,75 m. A humusztartalom 1,1—0,70 %. A felhalmozódási szintje 16—28 % CaCO₃-t tartalmaz. A talajos szintben 3—10 %-os agyagdúsulást észlelünk a fekvő löszszinthez viszonyítva. Mechanikai összetétele változó, de minden esetben a BD₂ szelvény az agyagosabb.

A BD₁ talaj többnyire gyengén karbonátos (Tápiószőlő, Basaharc), gyengén vagy közepesen fejlett mezősségi jellegű talaj. A BD₂ talaj többnyire karbonátos (Mende, Dunaföldvár), vagy gyengén karbonátos (Basaharc, Paks), helyenként erősen karbonátos (Dunaföldvár, Dunaszekcső), tömötten morzsás szerkezetű, erősen krotovinás, közepesen fejlett mezősségi jellegű talaj. A talaj-mikrocsiszolatok is a mezősségi jellegre utalnak (BRONGER, A., 1970).

(Basaharc-Alsó talaj (BA²). A BA talaj feltűnően fejlett, erősen krotovinás, tömött szerkezetű, sötétbarna, mezősségi jellegű, erdős sztyeptalaj; többnyire erősen karbonátos, Basaharcra gyengén karbonátos talaj (6. ábra). A felső pleisztocén löszszelvényekben ezt a legjobban kifejtett fosszilis talajt Basaharcra 18—21, Mendén 24—28, Dunaföldváron 23, Pakson 21—23 és Dunaszekcsőn 22 m mélyen találtuk meg. A BA talaj humuszszintjének vastagsága 2,00—3,60 m, a humusztartalom 1,90—0,60 %. A felhalmozódási szintben 22—35 % CaCO₃ van, amely lényegesen magasabb, mint a BD talajoknál. Mechanikai összetétele változó. A talaj agyagtartalma 30—40 %, míg az alatta fekvő löszben csupán 10—22 %. Tehát nagyobb fokú agyagosodásról van szó, mint az előző talajtípusnál. A BA talajok színe 10YR 5/2, 5/3, 5/4, 4/3, 4/4 (3a, 3b, 3c táblázat).

¹ A pedológiai vizsgálatokat SZEBÉNYI E. az alábbi módszerekkel végezte: Mechanikai analízis 0,002—0,05 mm Ø szemnagyságig pipettás analízissel, az eredeti anyag Na pirofoszfátos kezeléssel történt. A homokfrakciót nedves szitálással választottuk szét. Minden frakciót mérés útján nyertünk. Számítás súly %. CaCO₃ meghatározás Scheibler készülékkel, humusz meghatározás kolori méterrel. Kicsérélhető kation meghatározás Mechlich módszerrel történt, kicsérelés, komplexometriás Ca, Mg meghatározással. Színmeghatározás Munsell-skálával, száraz, ill. nedves állapotban történt.

² A Basaharc-Dupla és a Basaharc-Alsó talajokat először PÉCSI M. írta le 1965-ben a Duna visegrádi szakaszának második ármentes — felső pleisztocén — teraszára települt basaharci téglagyári löszfeltárásból.

Basaharcon a talaj felső szintje sötétbarna, vörösesbarna, amely lefelé világosabb barna színűvé válik, majd a konkrétions szint vörösesbarnás, amely világos barnássárga lesz a felhalmozódási szintben; az átmenet fokozatos. Mendén, Dunaföldvártól (fúrás), Pakson és Dunaszekcsőn lefelé fokozatosan világosodik a szelvény a sötétbarnától (10YR 5/3) a világosbarnáig.

A *Mende-Bázis talajkomplexum* (MB)². A komplexum felső része helyenkint gyengébben fejlett sztyeppjellegű — csernozjom — talaj, az alsó rész vörösbarna, erősen fejlett vörösbarna erdőtalaj (7. ábra). Ez a talajkomplexum a bázisa a Mende—Basaharci löszösszletnek. A mendei, egyes dunaújívárosi és dunaföldvári, kaposvári löszszelvényekben találtuk meg komplex kifejlődésében Pakson főként csak az alsó tag, a vörösbarna erdőtalaj szelvénye fejlődött ki erősen.

Mendén a típusfeltárásban⁴ az MB talajkomplexum két talajszintje közvetlenül egymásra települ. A *talaj felső része* (MB₁) 80—100 cm vastag, a felső 10—20 cm-es rész keveredett a rátelepülő lösszel. Szerkezete tömött, de egyben morzsalékos. Színe nedvesen 7,5 YR 5/4—4/4, az alsó szintben világosodó. BRONGER, A. (1970) vékonyecsiszolatban a tömödött szerkezetben jól megfigyelhető aggregátképződésre hívja fel a figyelmet. Az üreges szerkezetben gyakori a másodlagos kalcitmikrolit, amely az üregek falát bevonja, vagy azokat teljesen kitölti. A talajszelvény alján kisebb Ca-kiválások vannak, apró konkréciók formájában. A számos legömbölyödött mikroaggregát az egykori erős biológiai tevékenységre utal. Színe, szerkezete, mikromorfológiai képe alapján mezőségi jellegű talaj, melynek felső szintje visszameszeződőtt.

A *talaj alsó része* (MB₂) poliéderez szerkezetű, a felső szintje keveredett a rátelepült mezőségi jellegű talajjal. Színe vörösesbarna 7,5 YR 5/6, alsó szintjén 7,5 YR 6/6. Jellemző rá az erőteljes agyagosodás, kilúgzás, vaskiválás, mely viszonylag hosszabb ideig tartott, s ezalatt az üledékképződés szünetelt. A kilúgzott CaCO₃ nagy konkréciókat hozott létre a szelvény C szintjében. Mikro- és makromorfológiai megfigyelések alapján Parabraunerdőről beszélhetünk, ill. az ország D-i részében (Dunaszekcső, Beremend) és Jugoszláviában vörösbarna mediterrán jellegű fosszilis erdőtalajnak minősíthető.

A fentebb ismertetett MB talajkomplexum a mendei téglagyári feltárásban és a dunaföldvári Kálvária-hegyi feltárásból vált ismertté. Nem kétséges, hogy Mendén az 1965. és 1971. évi külszíni feltárásban az MB talaj mezőségi és mediterrán jellegű erdőtalaj együtteséből tevődött össze. A Mendén és Pakson végzett újabb szelvényvizsgálatok alapján azonban kérdésessé vált az, hogy az erdőtalaj BC szintjén települő kb. 0,5 m vastag humuszos réteg (MB₁) helyben képződött-e. A mendei (1976. évi és a paksi téglagyári 1977. évi) újabb szelvényekben az MB talaj látszólag egy jól fejlett mediterrán vegyes erdőtalaj teljes szelvényét mutatja. Bár szerkezete alapján ez a talaj is két szintre különíthető, genetikailag azonban lényeges különbség alig észlelhető (7b. ábra, 4a, 4b tábla). A talaj felső — kb. 50 cm-nyi — része, tömött morzsás szerkezetével elkülönül az alatta fekvő oszlopos szerkezetű élénk-vörös-sárgás-vörös talajszinttől, amelyben függőleges repedések mentén erőteljes kalcium- és konkréció-kiválás észlelhető. Még nagyobbak a mészkonkréciók (20—40 cm Ø is) és erősebb a mészkiválás a Cca szintben. Ez a jelenség erős és tartós erdőtalajfejlődésre utal. A felső, tömött morzsás szerkezetű, részben szénsavas mész finomeloszlású. SEBÉNYI E. szerint ez utólagos átmeszeződőds hatására is létrejöhetett. Azt is lehetségesnek tartja SEBÉNYI, E., hogy klímaváltozás következtében a füves vegetáció uralomra jutásával az erdőtalaj A szintjében sztyepptalaj képződése kezdődött meg, és ez az erdőtalaj eredeti szerkezetét átalakította.

Az MB talajok felső részében, az utóbb említett szelvényekben a biológiai tevékenység hiánya, a szénsavas mérszartalom szabályos csökkenése és az alsó szintekbe vándorlása lehetővé teszi azt az elgondolást is, hogy az MB talajt egyes feltárásokban, szelvényekben, jól fejlett mediterrán vegyes erdőtalajnak tekintsük, melynek mindegyik talajszintje visszamaradt. Természetesen még további vizsgálatokra van szükség ahhoz, hogy ennek a vastag, jól fejlett szelvénynek a genetikai viszonyait nagyobb valószínűséggel megállapíthassuk, és esetleg új szempontot is figyelembe vegyünk az MB talaj fejlődésével kapcsolatban.

Paleogeográfiai körülmények az MB talajképződés alatt

A Mende-Bázis talajkomplexumot Magyarországon, ill. a Kárpát-medencében litozstratigráfiai-lag a fiatal és az idős löszök közötti sztratotípusnak minősítettük. Kialakulását — nem kevés gonddal — az utolsó interglaciális idejére helyeztük. Részben azért, mert a fedőjében települő fiatal löszsorozatból eddig csupán az utolsó glaciálisra (W) jellemző gerinces fauna-, molluszka- és

² A talajkomplexumokat sztratotípusként a Mendei Téglagyár feltárása alapján először PÉCSI M. (1965) írta le pedológiaiilag STEFANOVITS P. (1965) jellemezte. Az irodalomban más megjelölések is használatosak voltak, mint pl. PÉCSI M. 1965a., b., HAHN G. Y. 1960; STEFANOVITS P. 1965; H és I. talajszintek, ill. PÉCSI M. 1962, 1966, 1967; HAHN G. Y. 1970; BRONGER A. 1973, 1975 F₁—F₂ számozást alkalmaztak. Ez utóbbi jelölési módoktól azonban feltétlenül el kell állnunk, mert gyakran indokoltan félreértésekre vezetett. A feltárásokban ui. a talajok számszerű előfordulása gyakran változik, illetve a talajkomplexumokat időnként összevontan, máskor pedig külön-külön is számoztuk stb.

⁴ Az 1965—1971. évi téglagyári feltárásokban.

flóra-maradványok kerültek elő. Másrészt pedig azért, mert a fiatalabb löszök közé települt mezőségi jellegű — erdős sztyep — talajok sorozata, MF, BD, BA, inkább csak az interstadiális éghajlati feltételek és a stadiális löszképződési szakaszok váltakozására enged következtetni.

Továbbá a Mende-Bázis talajkomplexum mintegy 0,7 m vastag vörösbarna erdőtalaja — Mendén, Dunaföldvárton — mintegy 2,5—3 m-es homok, homokos iszaprétegen alakult ki, amely anyaga és rétegzettsége alapján folyóvízi eredetű. Az erdőtalaj alatt az iszapos, homokos réteg felső 1—1,5 m-es kötege löszös homokká cementálódott össze. Részben hasonló a helyzet Paks és Dunaujváros egyes szelvényeiben is.

A folyóvízi homok jelenléte a Mende-Bázis talaj alatt — a típusszelvényben és máshol is, ahol előfordul — jellegzetes és egyúttal a talajok sztratigráfiai azonosításának is fontos bélyege.

Az erdőtalaj felső szintje csonkolódott, a megmaradt alsó szint is erősen magnéziás. A kicserélhető Mg a T érték 80%. Az erdőtalajra települt talajcsonk Ca-Mg talaj. A pedológiai vizsgálati adatokból az erdőtalaj és a rátelepülő Ca-Mg talaj pontos típusa az erodáltságuk miatt ugyan nem állapítható meg, de az igen, hogy az erdőtalaj képződését, az erdővegetációt nagymérvű éghajlatváltozás szakította meg, melynek hatására mezőségi jellegű talajok képződése következett be.

Az erőteljes éghajlati és egyben paleogeográfiai változás — a tárgyalt rétegek és talajmaradványok alapján — indokolja egyrészt az ismétlődő talajeróziós, ill. folyóvízi homoklerakódás feltételezését, másrészt érthetővé teszi a feküben levő idős löszösszet rétegtani hiányát. A folyóvízi homok és iszap közbe települése a dunaföldvári Kálvária-hegy több külszíni feltárásában is, és a dombháton telepített fúrások (I/3, II/7, III/11, III/12) mindegyikének szelvényében csaknem azonos magasságban (111—116 tszf.) mutatkozik. Ennek a homokos, iszapos rétegnek a felszíne az említett szelvényekben mindenütt azonos magasságú, 116 m a tszf., az alsó határa egyenetlen és határozott rétegeróziós diszkordanciát mutat. (8. ábra). Mivel a homokos rézsűköteg közbe települése a Mende-Bázis talajkomplexum alatt nem csupán lokális jelenség, hanem regionálisan több típusszelvényben is előfordul, joggal feltételezhető, hogy nedvesebb-csapadékosabb éghajlat során képződött, mint az alatta fekvő löszkötegek. Az idősebb löszöket ez a folyóvízi, ill. felületileg is ható eróziós-akkumulációs folyamat erősen rombolta, és a felszínét völgyekkel is tagolta. A folyamat hosszan tartó volt, és az eróziós-akkumulációs tevékenység mértéke térben is változott. Megfigyeléseink szerint ugyanis a Mende-Bázis talajkomplexumnak az erdőtalaja nem mindenütt képződött ki: vannak a dunaföldvári feltárásokban is olyan szelvények, amelyekben a folyami homokra a komplexumnak csak a mezőségi talaja telepszik, sőt az is előfordul, hogy közvetlenül a folyóvízi üledékekben csak a Basaharc-Alsó talaj alakult ki. Ezek a litosztratigráfiai és pedológiai adatok — nézetünk szerint — azt jelentik, hogy a Mende-Bázis talajkomplexum képződése a folyami rétegsor lerakódásával lényegében csaknem egy időszakban, helyesebben csupán rövid időfázis eltolódással ment végbe azokon a felszíneken, ahol és amikor már a folyóvízi erózió, ill. az akkumuláció megszűnt. Paleogeográfiailag rekonstruálható, hogy a folyóvízi hordalékon megindult erdőtalajképződés helyenkint megszakadt, máshol pedig a folyamat állandósult és markáns erdőtalajszintek (agyagbemosódásos barna erdőtalajtípus is) alakultak ki. Ilyen talajok csak interglaciális éghajlati feltételek között jöhetnek létre a pleisztocén folyamán. Az erdőtalajra közvetlenül rátelepülő mezőségi talajszelvény pedig azt jelenti, hogy az éghajlat annyira szárazzá vált, hogy az erdőt erdős sztyep, majd sztyep váltotta fel.

3. Idős löszök: Paksi összlet, a Brunhes—Matuyama-határral

A magyarországi idős löszök kifejlődését legrészletesebben a paksi feltárásokban elemezték, bár hasonló összletek ismertek a dunaujvárosi és dunaföldvári magasparti feltárásokból is. A paksi feltárások alapján az idős lösz kb. 25 m vastagságú szelvényét összefoglalóan Paksi összletnek neveztük el (PÉCSI M., ПАНН Г.У.), melyet litológiai sajátosságai alapján két részre különíthetünk el (8. ábra).

A Paksi összlet felső része

A Paksi összlet felső részének homokos rétegekkel tagolt kifejlődését a 8. ábra szemlélteti, mely az MB és a PD jelzésű talajok között telepszik, és amelyet több eróziós réteghiány jellemez; ezeket fekete nyilakkal jelöltük. Az alsó homok- és iszapos homokrégeken erősen fejlett alluviális, glejes, agyagos erdőtalaj képződött (Mt P, 9. ábra, 5. táblázat). E vastag ártéri erdőtalaj felfelé finomodó folyami üledéksor agyagos zárótagján alakult ki, erős talajvíz-hatás alatt. E talajképződést ismét folyóvízi durvahomokos iszap fedte be. A középső homokrégeen pedig csak gyengén fejlett barna erdőtalaj telepszik (Ps). Az MB talajkomplexum alatti idős homokos löszrétegből 1970-ben *Elephas thronotherii* fogak és agyarletek kerültek elő (meghatározta: JÁNOSSY D.).

Mivel a paksi téglyagári feltárásban a litosztratigráfiai ciklus hézagos, ezért a fosszilis talajoknak és a löszös, homokos rétegeknek a pleisztocén klasszikus éghajlati szakaszaival, ill. kronosztratigráfiai időskálával való egyeztetése nem követhető. Csupán az a valószínű, hogy a Paksi összlet felső része a középső pleisztocén hiányos rétegsorát foglalja magába. A PD talajkomplexum feletti lösz a mindél, az MB talaj fekéjében levő idős homokos lösz a riss glaciális, ill. stadiális képződményeket, az úrtéri erdőtalajjal megosztott homokos rétegek pedig a mindél-riss interglaciális képviselhetik (vö. ÁDÁM L. — MAROSI S. — SZILÁRD J., 1954, KRIVÁN P., 1960, PÉCSI M. — SZEBÉNYI E., 1971, PÉCSI M. — PEVZNER M.A., 1974, PÉCSI M., 1975).

A Paksi összlet alsó része

A mintegy 15 m vastag összletet, egymással váltakozva, három idős löszréteg és három barnászvörös fosszilis talajszint alkotja (8. ábra).

A „Paksi-Alsó Dupla talajkomplexum (PD).⁵ A paksi téglyagári feltárás alján két, egyenként mintegy másfél-két m vastag, egyenlő mértékben fejlett, barnászvörös tömölt vályogtalajból és a köztes 2 m-es löszrétegből áll. Mindkét talajnak az alján erőteljes a mészfelhalmozódás, löszbaba-szint formájában. A talajok B szintjében gyakoriak a nagy átmérűjű krotovinák. Genetikailag a talajok feltehetően erősen fejlett mediterrán jellegű száraz erdőtalajok lehettek, mivel az A₂+B szintben gyakoriak a nagyméretű krotovinák, a C szintben pedig nagyon erős a karbonátfelhalmozódás (10. ábra, 6a, 6b táblázat).

A PD talajkomplexum alatt, a mintegy 2 m-es löszköteg alsó részében volt kimutatható a Brunhes-Matuyama (0,69 millió éves) paleomágneses időszak határa, mind a paksi, mind pedig a dunaföldvári feltárásokban (PÉCSI M. — PEVZNER, M.A., 1974).⁶

A Paks—Dunakömlödi fosszilis talaj (PDK)

A PD komplexum alatt települő 1,5–2 m vastag idős löszréteg fekéjében újabb barnászvörös fosszilis talaj telepszik. A paksi téglyagári talpán mélyesztett fúrásokban, a Paks—Dunakömlöd közötti magasparton Dunakömlöd közelében és Dunaföldvárott is egyeztetés a talajszelvény. A Paks—Dunakömlödi talaj (PDK) névvel jelzett barnászvörös szelvényt pedológiailag e helyen ismertetjük először vázlatosan. Genetikailag az 1,5–2 m vastag barnászvörös, vörösbarna vályogtalaj mediterrán jellegű xerofil erdőtalaj lehetett (11. ábra és 7. táblázat).

A Paks—Dunakömlödi talaj alatt már csupán egy idős löszköteg fordul elő (2–3 m), mellyel zárul az ún. Paksi összlet. Ennél idősebb löszréteg a Kárpát-medencében feltárásokban nem ismeretes, de az ukrainai és a cseh-szlovákiai löszszelvényekben és a Brunhes-Matuyama paleomágneses határ alatt szintén csak egy talajt és egy löszköteget írtak le (KUKLA, J. — LOŽEK, V., 1969). A Paksi összlet alatt már rózsas- és vöröses színű rétegzett homok és homokos iszap telepszik.

Ez a rétegzészet egyes szelvényekben mind Pakson, mind Dunaföldváron hasonló litosztratigráfiai helyzetben települ, 4–6 m vastagságban, amelyet a benne előforduló homokkőkonkréciók és homokkőpadok miatt korábban „köves lösz” néven írtunk le (PÉCSI M. — SZEBÉNYI E., 1971, PÉCSI M., 1975). Kialakulását szubtrópusi mediterrán jellegű klíma alatt proluviális felhalmozódással értelmeztük, és a rétegekötetet már a Dunaföldvári összlethez soroltuk. E réteg felső része néhány m vastagságban normál mágneses polaritást mutatott, melyet a Jaramilló esemény-nyel párhuzamosítottunk (0,9–1 millió év) (PÉCSI M. — PEVZNER M.A., 1974).

Ez azt jelenti, hogy Pakson és Dunaföldváron az idős lösz — a Paksi összlet — alsó határa valamilyen a Jaramilló esemény felett kezdődik. Tehát a hazai löszök képződése abszolút kronológiai időskála szerint 0,9 millió évre nyúlik vissza. De ugyanilyen rétegtani helyzetet mutatott ki KUKLA J. (1970) a Brno környéki Cervený Kopec löszfeltárásban. A Cervený Kopec legalsó löszkötegében és a fedőjében levő PK X (pedokomplex x.) fosszilis talajban KUKLA J. bihari faunát jelez, és Közép-Európában ezt a löszképződési ciklust (J. ciklus) tartja ő is a legidősebbnek. Pakson és Dunaföldvárott a legidősebb löszköteg még szorosabban datálható, mert azt a B-M határ és a Jaramilló esemény zárja közbe. A Paksi löszösszlet tehát a Biharummal párhuzamosítható. A radiometrikus és paleomágneses vizsgálatok szerint a Biharummal a menapium ill. günz

⁵ A PD komplexum megnevezést először az INQUA 1971. évi magyarországi terepbejárásos konferenciáján vezették be (PÉCSI M. — SZEBÉNYI E., 1971, PÉCSI M., 1972). A rövid pedológiai jellemzéseket először itt adjuk meg.

⁶ A paleomágneses vizsgálatok előtt a dunaföldvári feltárásokban 36–40 m közötti kettős vörösbarna talajt fiatalabbnak tartottuk, a paksi feltárásban PD-vel jelölt talajknál és Dunaföldvári talajkomplexumnak neveztük (PÉCSI M. — SZEBÉNYI E., 1971). Az új értékelésünk szerint (PÉCSI M. — PEVZNER, M. A.) ez utóbbi megnevezést mellőzzük, és a továbbiakban nem használjuk, mivel az említett dunaföldvári kettős tala j (36–40 m között) a PD komplexummal azonos sztratigráfiai helyzetű.

glaciális szakasztól számítják (vö. KRETZOI M. — KROLOPP E. 1972, BERGGREN, W.A.—VAN COUVERING, J.A., 1974). Eszerint a *Paksi-Alsó Dupla talajkomplexum* a Cromer 2—3, a *Paks—Dunakömlödi talaj* pedig a Cromer 1 szakaszok (interglaciális) képződményei lehetnek (12. ábra).

4. Dunaföldvári öszlet

Magyarországon az alföldi Duna menti feltárásokban a „Paksi öszlet” alatt és a felső pannóniai tavi rétegek között települő rétegsort *Dunaföldvári öszlet* néven foglaltuk össze (PÉCSI M., 1975, HAHN Gy., 1975). Eddig két típusú kifejlődését ismertük fel. Az egyik típus (a) kiemeltebb helyzetű és külszíni feltárásból ismert pannóniai rétegekre települt, a másik (b) kisebb árkos süllyedékekben, a Duna-parti 30—40 m-es fúrásokból vált ismeretessé. Mindkét típus egymással váltakozva, a dunaföldvári és a paksi magasparti löszfeltárások mentén szakaszosan fordul elő.

a. A *Dunaföldvári öszlet külszíni feltárásokban* a már említett 3—6 m vastag rózsaszínű (helyenkint sötétsárga), rétegzett homok, homokos szilttel kezdődik, amelyet homokköves, konkrétos szintek és helyenkint homokkopadok tagolnak. Ez alatt, Dunaföldvárott, *felekésszirke, karbonátos réti agyagtalaj komplexum* telepszik (13. ábra, 8. táblázat) 3—4 m vastagságban. Eddig csak Dunaföldvárról ismeretes. E réti agyagos talajsorozat glejes iszapon fejlődött ki. Többnyire 2—3 réti talajszelvény ismétlődik meg. Az agyagtartalom egyes szintekben eléri az 50—60 %-ot is, és igen finom diszperz eloszlású. A legelső réti agyagtalaj a szerves anyagon és kloriton kívül 50% illitet és 1% kaolinitet tartalmaz. A Ca szintben dolomitos konkrétos képződött. A réti agyagtalaj komplexum felső részében az illit (20—29 %) mellett a montmorillonit válik uralkodóvá (28—44 %), klorit, kaolinit és szerves anyag nincs (14. ábra).

Ennek fekjében a dunaföldvári csuszamlásos partszakaszon 1 m-es *vörös agyag* telepszik, fél méter vastag kövesedett mészfelhalmozódással, közvetlenül a felső pannóniai agyagos rétegeken. Típusa és rétegtani helyzete alapján azonos kifejlődésű a környékbeli „kulesi vörös agyag”-gal, melyben az agyagásványtartalom meghaladja az 50 %-ot, és a jól kristályosodott, uralkodóan kaolinit-illit mellett klorit és gipsz is előfordul.

b. A „Dunaföldvári öszlet” másik típusú kifejlődését — a csuszamlásos partszakasztól É-ra mintegy 4300 m hosszan — magfúrások tárták fel. A löszös magaspart alján mélyített 30 m-es fúrások 5—6 eltemetett fosszilis vörös talajt harántoltak, melyeket „*Dunaföldvári vörös talajok*” néven foglaltuk itt össze (15. ábra). Helyzetük szerint árkos süllyedékekben települnek.

A Dunaföldvári vörös agyagtalajok komplexuma

1. sz. vörös talaj

Előfordulnak az 1974./1, 1/2, 1/3 és az 1/4-es kutató fúrásokban. 85—81 m tszf-i magasságokban. Mindegyik az alatta levő fosszilis talajra közvetlenül települ.

Talajszelvények vastagsága: 2,0—3,9 m között változik.

A B, B—C szint vastagsága 1,45—2,60 m között változik,

a C szint vastagsága 0,5—1,52 m között változik,

A talajok színe okkervörös, halvány vörösbarna (C szint halvány rózsaszín, rózsaszín-sárga és mészkonkréciós)

A BC szint karbonáttartalma 10—26%

a C szint karbonáttartalma 35—44%

Agyagtartalom 27—39%

Homoktartalom 38—52%

Porfrakció 10—52%

Kicsérélhető Mg 3—5 mg ecé/100 g

Kicsérélhető Ca 12—16 mg ecé/100 g

Az agyagásványok⁷ illit átlag 25%

kaolinit átlag 1%

klorit előfordul

2. sz. vörös talajok

Megtalálhatók 77—82 m tszf. között, az 1974./1, 1/2, 1/3, 1/4 fúrásokban. Mindegyik talaj a fedő vörösbarna talaj alatt helyezkedik el, a fekjükben pedig 0,50—1 m-es glejes agyagréteg van. Kivétel az 1/4 fúrás, melyben a feké is vörös agyag.

A talajszelvények vastagsága 2,13—3,90 m között változik. A II. sz. vörös talajokra jellemző, hogy nincs számottevő Ca konkréciós szintjük. Feltehető, hogy a szelvények kisebb-nagyobb részben talajhordalékok, amelyeket az erdőtalajosodás nem bontott határozottabb szintekre.

A talaj színe sötétebb vörösbarna, mint az 1. sz. fosszilis talaj, és a mélységgel alig változik.

Karbonáttartalom	10—29%
Agyagtartalom	30—47%
Homoktartalom	30—54%
Porfrakció	12—35%
(rétegzettnél)	4—9%
Kicsérélhető Ca	13—20 mg ecé/100 g
Kicsérélhető Mg	5—9

⁷ Az 1974./1 és az 1/2 fúrásban (14, 15. ábra).

A Dunaföldvári vörös talajok komplexuma a Jaramillo (0,9 millió év) és az Olduvai (1,95—2,1 millió év) között képződött

A fentebbiek szerint a Dunaföldvári összlet litosztratigráfiailag igen jól elkülönülő felső tagjának lerakódása a Jaramillo esemény (0,9 millió év) után közvetlenül befejeződött.⁸

A Dunaföldvári összlet középső részében a 2., a 3. és a 4. vörös agyag szintben jelentős vastagságú pozitív mágnesség volt kimutatható, melyeket sorban a *Gilsa* (1,6—1,8 millió év), az *Olduvai* (1,95 millió év), ill. a *Reunion* (2,1 millió év) eseményekkel lehet azonosítani, tekintettel arra, hogy az üledékes árkos süllyedékben hézag nélkül települhettek.

A „Dunaföldvári vörös talajok komplexuma” képződéséhez mediterrán szubtrópusi éghajlati körülményeket lehet feltételeznünk. Ha e vörös talajkomplexum felső részének pozitív paleomágneses helyzetét helyesen értékeljük, akkor azt a középső Villányium meleg fázisaival hozhatjuk párhuzamba [Gilsa normál mágneses időtartama 1,6—1,8 millió év, a Tiglium (Biber-Donau) nagyobb részével azonos].

A „Dunaföldvári vörös talajok komplexuma” és a halvány rózsaszínű „köves lösz” (Jaramillo: Donau-Günz, ill. Waalium) között valószínűleg hűvös éghajlati feltételek mellett képződött egy 5—6 m vastag sötét szürke glejes agyag, karbonátos réti agyagtalaj komplexum, mely feltehetően a Villányium felsőbb szintjével (a Donau, Eburonium szakasz) korrelálható. Ugyancsak szürke, glejes agyagos képződmények uralkodnak a „Dunaföldvári összlet” legalsó rétegeiben, melyek a Biber (Praeltiglium) hűvös klímazakasz alatt alakulhattak ki.

A „Dunaföldvári összlet” bázisának — igen jelentős eróziós hézag alatt — a „panóniai” homokos agyagon települő „kulcsi vörös agyagot” tekintjük (16. ábra), amelynek paleomágneses polaritása normális, a felső pannóniai agyagréteg pedig fordított polaritású!

Ha helyesen értékeljük azt, hogy a Dunaföldvári vörös talajok komplexumán belül a 2., 3. és 4. vörös agyagrétegekben előforduló pozitív mágnesezettségű szintek a Gilsa-Olduvai eseményeket képviselik, akkor a neogén és a negyedkor közötti rétegtani határt esetünkben a 6. sz. vörös talajnál, ill. mélyebben a Dunaföldvári összlet alján kell megvonni.⁹

Litosztratigráfiai-paleopedológiai szempontból a *Dunaföldvári összlet* olyan határozottan elkülönül az idős Paksi löszösszlettől, hogy helyesebbnek tartjuk, ha ezt az igen markáns rétegtani képződményváltást tekintjük az eopleisztocén és az alsó pleisztocén közötti határnak. A Dunaföldvári összletet a KREZTOR M.-féle Villányium rétegtani megfelelőjének minősíthetjük, amellyel a szorosabb korrelálás egy későbbi, kollektív munka feladata lesz.

⁸ E halvány rózsaszínű homokos képződmény, ún. „köves lösz”, meleg klímazakaszban képződött, mely a Donau-Günz (Waalium) Felső Villányi meleg klímazakasszal vehető össze. A képződmény halvány rózsaszínzetét valószínűleg a felhalmozódási folyamat alatt nyerte el, egyes rétegeiben vörös talajokból áttelepített aggregátumok is előfordulnak.

⁹ A pliocén és az eopleisztocén közötti határt újabban ugyanis közvetlenül a Gilsa-Olduvai esemény alatt javasolták rögzíteni.