

Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block

ISTVÁN MARSI¹, GYÖRGY DON¹, MÁRIA FÖLDEVÁRI¹, LÁSZLÓ KOLOSZÁR¹, PÉTER KOVÁCS-PÁLFFY¹,
ENDRE KROLOPP¹, MIKLÓS LANTOS¹, ELVIRA NAGY-BODOR¹ and LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS²

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Geo-Log Kft., Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Key words: Hungary, lithostratigraphy, loess, magnetostratigraphy, Mollusca, palaeosols, palynology, Pleistocene, residual clays, South-eastern Transdanubia, Üveghuta, well-logging

Abstract

In recent years, the Quaternary cover sediments of the Mórág Granite have been investigated over an area of about 60-70 km² area of the Mórág Block, in nearly 80 boreholes and dug wells. During this process the correlation and various investigations of several thousand layers of the exposed cover formations were carried out. In the present study a summary is given of the most important results of the field, geophysical, laboratory, and palaeontological investigations of the Quaternary cover sediments as well as the derived new significant conclusions on their structure, stratigraphic correlation, and evolution.

Furthermore, a presentation is made of the possible correlation between the geological horizons of the Tengelic Red Clay Formation and the Paks Loess Formation, as Pleistocene stratigraphic units, and also the well-log units; this particular piece of the research is based on the electric resistivity, magnetic susceptibility, natural gamma, and neutron porosity measurement results.

By means of mineralogical and geochemical investigations, and using the parameters elaborated on the basis of the value limits of the examination (characteristic of the individual formations recognised during the research of the Tolna Hegyhát Hills), the different facies of the cover sediments can be well distinguished. The data obtained have helped significantly in identifying the layer correlation, and in the recognition of the sedimentation and the epigenic alteration and migration processes.

The new palaeomagnetic measurements from the field data of the area verify the layer correlation — that is, the extension of the time of genesis of the Tengelic Red Clay Formation to that of the Paks Double Soil Horizon.

The spherula, palynological, and malacological investigations, first carried out in the area in the exploration in 2002-2003, provide the possibility for a partly new, local and a partly regional correlation that makes the knowledge already gained on the formations more precise. In some cases, the subdivisions of the formations acquired by using different methods could not be compared totally to each other due to the low data density, or for other reasons.

By means of the common interpretation of the different investigations and analyses, the knowledge on the internal structure, soilisation, and secondary alteration of the cover sediments was amplified. A very important new result is the extension of the age of the Tengelic Red Clay Formation to the lower part of the Middle Pleistocene. This makes necessary a reevaluation a hiatus of about 1 million years, assumed previously to be part of the Quaternary evolutionary history of the area. From stratigraphic and evolutionary points of view, it is important that the Paks Loess Formation is not only thicker in an absolute sense but also more complete stratigraphically on the margins or on certain protected valley sides of the hills. Furthermore, it is also significant that the section of the formation below the Loess Horizon L7 (Middle Pleistocene) may be replaced even by fluvial sediments. The leading horizons of the formation can be correlated with the corresponding horizons of the Chinese loess plateau and the marine oxygen isotope scale. It is also an important result that the Late Pleistocene age of a larger slide section of the territory could be confirmed by palynological data.

Introduction

A new stage in the geological exploration of the NE part of the Mórág Block in 2002-2003 (BALLA et al. 2003; Figure 1) yielded several scientific results, also related to the Quaternary cover sediments of the Mórág Granite. This was partly due to the use of new (*i.e.* spherula, palynologi-

cal, and malacological) investigation methods and partly to the fact that even the results of instrumental laboratory analyses — such as X-ray diffraction, thermoanalysis, and magnetostratigraphy — and well logging of the Quaternary formations became more exact. In the present study, out of the new scientific results of stratigraphic relevance and based on detailed investigations, those will be presented that

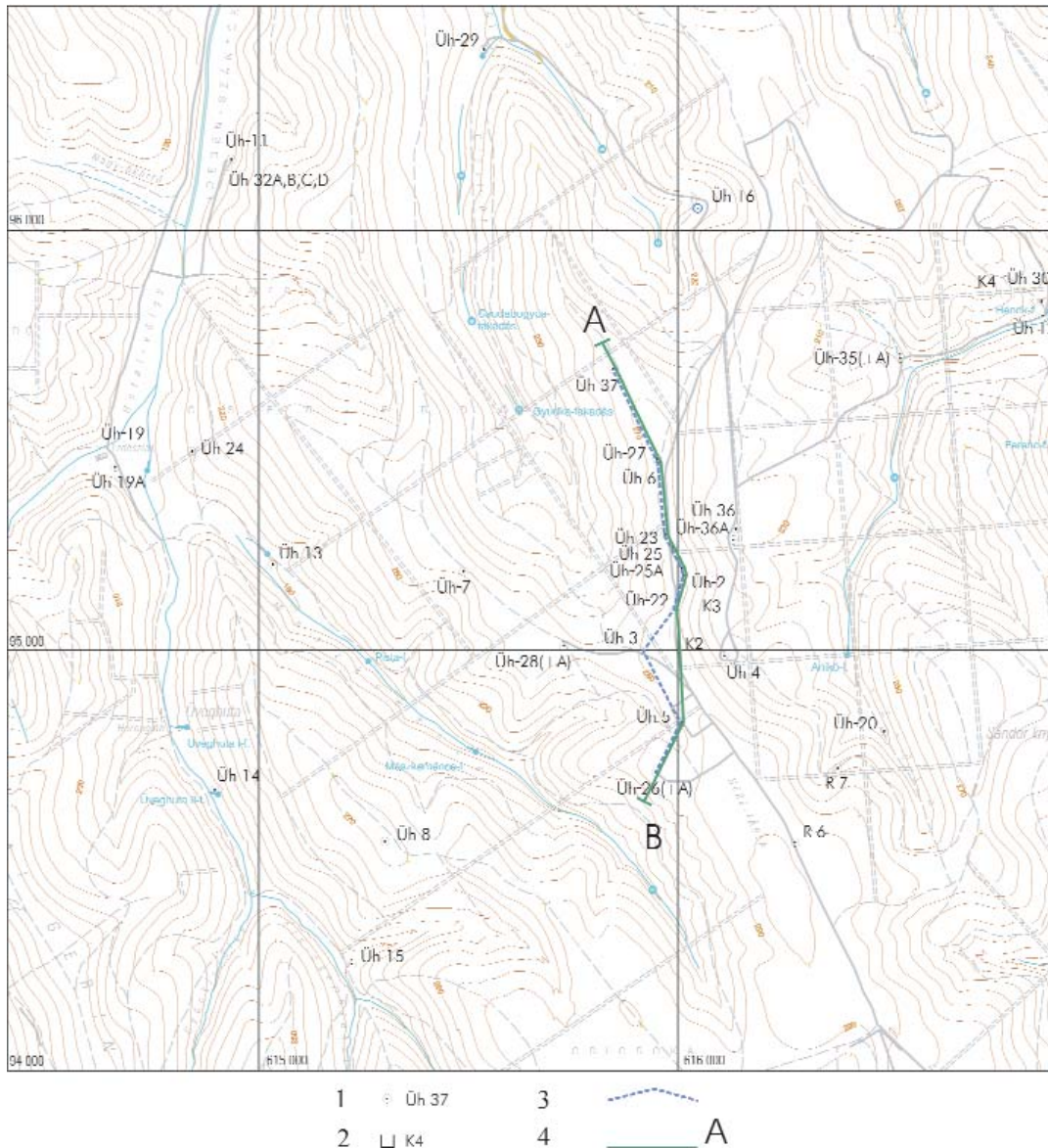


Figure 1. Outline sketch of the research area

1 – exploratory borehole, 2 – dug well, 3 – the line of the well-log correlation profile, 4 – the line of the geological correlation profile

1. ábra. A kutatási terület áttekintő vázlata

1 – kutatófúrás; 2 – ásott kút; 3 – mélyfúrás-geofizikai korrelációs szelvény nyomvonala; 4 – földtani korrelációs szelvény nyomvonala

have done most improve and modify the previously published, detailed stratigraphic evolutionary picture of the area (KOLOSZÁR et al. 2000; MARSÍ 2000; KOLOSZÁR, MARSÍ 2002). The sequence will be made more exact by palaeomagnetic data; furthermore it will be compared to the marine isotope scale and the horizons of the Chinese loess plateau.

Main units of the Quaternary sediments

In recent years, Quaternary cover sediments were investigated in nearly 80 boreholes, drilled mainly in hilltop and valley positions, as well as dug wells over an approximately

60-70 km² area of the Mórág Block. The Quaternary cover sediments were assigned into the Paks Loess Formation and the underlying Tengelic Red Clay Formation, as well as a (lithostratigraphically so far not classified) fluvial complex. The slump and slide parts of the latter will be discussed as a separate unit. For the lithostratigraphic subdivision of the Paks Loess Formation, the earlier elaborated nomenclature (KOLOSZÁR et al. 2000) is used (Figure 2). For the Tengelic Red Clay Formation, a new characterisation will be given. The fluvial complex below the loess will be characterised as a newly recognised formation.

Figure 2. Lithostratigraphic subdivision of the Paks Loess Formation in the region of the Mórág Block and the Tolna Hegyhát Hills

Horizons. Soil horizons: H = Humic Horizon, MF = Mende Upper Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon, MB = Mende Basal Soil Horizon, PH = Paks Sandy Soil Horizon, PD = Paks Double Soil Horizon, PDK = Paks–Dunakömlöd Soil Horizon, PV1 = Paks Red Soil Horizon 1, PV2 = Paks Red Soil Horizon 2, PV3 = Paks Red Soil Horizon 3. **Loess horizons:** L1–L12 = loess horizons. **Subhorizons. Soil subhorizons:** H1 = Humic Subhorizon 1, H2 = Humic Subhorizon 2, MF1 = Mende Upper 1 Subhorizon, MF2 = Mende Upper 2 Subhorizon, BD1 = Basaharc Double 1 Subhorizon, BD2 = Basaharc Double 2 Subhorizon, BA1 = Basaharc Lower 1 Subhorizon, BA2 = Basaharc Lower 2 Subhorizon, MB1 = Mende Basal 1 Subhorizon, MB2 = Mende Basal 2 Subhorizon, PH1 = Paks Sandy Soil 1 Subhorizon, PH2 = Paks Sandy Soil 2 Subhorizon, PH3 = Paks Sandy Soil 3 Subhorizon, PD1 = Paks Double 1 Subhorizon, PD2 = Paks Double 2 Subhorizon. **Loess subhorizons:** HL = Loess-dividing Humic Horizon, MFL = Loess-dividing Mende Upper Soil Horizon, BDL = Loess-dividing Basaharc Double Soil Horizon, BAL = Loess-dividing Basaharc Lower Soil Horizon, MBL = Loess-dividing Mende Basal Soil Horizon, PHL1 = Loess-dividing Paks Sandy Soil Horizon 1, PHL2 = Loess-dividing Paks Sandy Soil Horizon 2, PDL = Loess-dividing Paks Double Soil Horizon

2. ábra. A Paksi Löss Formáció litosztratigráfiai tagolása a Mórág-rög és a Tolnai-Hegyhát térségében

Horizontok. Talajhorizontok: H = Humuszos Talajhorizont, MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont, PDK = Paks–Dunakömlödi Talajhorizont, PV1 = Paksi Vörös Talajhorizont 1, PV2 = Paksi Vörös Talajhorizont 2, PV3 = Paksi Vörös Talajhorizont 3. **Lösshorizontok:** L1–L12 = löszhorizontok. **Alhorizontok. Talajalhorizontok:** H1 = Humuszos Alhorizont 1, H2 = Humuszos Alhorizont 2, MF1 = Mendei Felső 1 Alhorizont, MF2 = Mendei Felső 2 Alhorizont, BD1 = Basaharci Dupla 1 Alhorizont, BD2 = Basaharci Dupla 2 Alhorizont, MB1 = Mendei Bázis 1 Alhorizont, MB2 = Mendei Bázis 2 Alhorizont, PH1 = Paksi Homokos Talaj 1 Alhorizont, PH2 = Paksi Homokos Talaj 2 Alhorizont, PH3 = Paksi Homokos Talaj 3 Alhorizont, PD1 = Paksi Dupla 1 Alhorizont, PD2 = Paksi Dupla 2 Alhorizont. **Lössalhorizontok:** HL = Humuszos Talajhorizontot Tagoló Löss, MFL = Mendei Felső Talajhorizontot Tagoló Löss, BDL = Basaharci Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss, BAL = Basaharci Alsó Talajhorizontot Tagoló Löss, MBL = Mendei Bázis Talajhorizontot Tagoló Löss, PHL1 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 1, PHL2 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 2, PDL = Paksi Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss

TIME (Ma)	AGE	LITHOLOGICAL UNITS						ZONAL-PALAEOSOLS		
		sub horizons		HORIZONS		Loess	Soil			
		Loess	Soil	THEORETIC STRATIGRAPHIC COLUMN						
0,01	Upper	Young loess series	Upper sequence	HL	H1		L1	H	Chernozem-like palaeosols	
H2						L2				
0,125	Middle		Paks Loess Formation	Lower sequence	MFL	MF1		L3		MF
						MF2				
		BDL			BD1		L4	BA		
					BD2					
		BAL			BA1		L5			
0,78	Lower	Old loess series	Upper sequence	MFL	MB1		L6	MB		
					MB2					
				PHL1	PH1		L7	Ph		
					PH2					
					PH3					
			PDL	PD1		L8	PD			
				PD2						
								L9	PDK	
			L10	PV1						
			L11	PV2						
			L12	PV3						

Horizontok. Talajhorizontok: H = Humuszos Talajhorizont, MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont, PDK = Paks–Dunakömlödi Talajhorizont, PV1 = Paksi Vörös Talajhorizont 1, PV2 = Paksi Vörös Talajhorizont 2, PV3 = Paksi Vörös Talajhorizont 3. **Lösshorizontok:** L1–L12 = löszhorizontok. **Alhorizontok. Talajalhorizontok:** H1 = Humuszos Alhorizont 1, H2 = Humuszos Alhorizont 2, MF1 = Mendei Felső 1 Alhorizont, MF2 = Mendei Felső 2 Alhorizont, BD1 = Basaharci Dupla 1 Alhorizont, BD2 = Basaharci Dupla 2 Alhorizont, MB1 = Mendei Bázis 1 Alhorizont, MB2 = Mendei Bázis 2 Alhorizont, PH1 = Paksi Homokos Talaj 1 Alhorizont, PH2 = Paksi Homokos Talaj 2 Alhorizont, PH3 = Paksi Homokos Talaj 3 Alhorizont, PD1 = Paksi Dupla 1 Alhorizont, PD2 = Paksi Dupla 2 Alhorizont. **Lössalhorizontok:** HL = Humuszos Talajhorizontot Tagoló Löss, MFL = Mendei Felső Talajhorizontot Tagoló Löss, BDL = Basaharci Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss, BAL = Basaharci Alsó Talajhorizontot Tagoló Löss, MBL = Mendei Bázis Talajhorizontot Tagoló Löss, PHL1 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 1, PHL2 = Paksi Homokos Talajhorizontot Tagoló Löss 2, PDL = Paksi Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss

*Tengelic Red Clay Formation,
Pliocene – Middle Pleistocene*

At the Bátaapáti (Üveghuta) Site and its environs, the terrestrial basal complex, deposited on the basement below hill-tops and slopes, is regarded as belonging to the Tengelic Red Clay Formation. The latter has been deposited on Pannonian sediments in the marginal regions of the Mórágý Block (KOLOSZÁR et al. 2000; MARSÍ 2000). This classification is justified by the facies and the conditions of formation similar to that of the type sections (KOLOSZÁR, LANTOS 2001; MARSÍ 2000). The apparent sedimentation rate of the layers of the formation is low. Calculated on the basis of the palaeomagnetic data, about 1.5–2.0 m thick sediments came into being over a period of 100 thousand years, probably in the course of not continuous, recurrent sedimentation (LANTOS 2003). The complex is composed of red clay, greyish-brown variegated clay and reddish-brown palaeosol. Locally, the latter is unsettled while at other places it has a disturbed or destroyed section. The main difference between the basement and foreland facies of the formation derives from the basement and Pannonian origin of the weathering products, which provide the materials of its sediments.

In the central part of the Mórágý Block the footwall of the formation consists mainly of the segments of the Mórágý Granite Formation. The latter is decomposed to varying degrees, and at some places the Cretaceous volcanites have been intruded into the granitoid rocks. In the footwall of the formation in the marginal parts of the Mórágý Block Pannonian sediments have been deposited.

At most places its cover is the Horizon L7 (or an even older one) or some erosion product (slope sediment, slide-slump formation) of the loess sequence, or a fluvial complex substituting the loess formation. The subhorizons of Palaeosol PD and Loess Horizon L8 may also substitute the layers of the formation. Subordinately, on the higher valley sides or in the environs of the valley heads, its cover may be a horizon younger than L7, deluvial or proluvial–deluvial sediment and possibly recent soil.

The Tengelic Red Clay Formation, deposited at the base of the Pleistocene, is a palaeosol, which has developed on the top of the weathering crust of the granite. This was a result of the long-term terrestrial weathering, predominant in the area. It could also be a product that was re-deposited over a short distance and resoiled in some cases. The characteristic thickness of the basal complex in the boreholes — drilled on the hilltops and valley sides in the environs of the Bátaapáti (Üveghuta) Site — is some m altogether; it does not reach 10 m generally. In general, the complex thickens gradually towards the marginal parts of the hill area and is thicker than 20 m in several boreholes.

*Fluvial complex,
Lower–Middle Pleistocene*

In Dug Well K4, between 16.1–17.5 m, a fluvial complex has been situated. In the nearby lands, such as the Hegyhát and the Völgyseg regions, as well as in the Szekszárd and

Geresd Hills a similar fluvial complex below the loess formation has so far not been found (ÁDÁM 1964; KOLOSZÁR, MARSÍ 1997). The formation is deposited on the granite with erosion discordance and its cover is the Loess Horizon L7 on the basis of the layer correlation. Compared to the surrounding sections, it substitutes the Lower Horizon of the Old Loess Series and the lower part of the Horizon L7. Based on this, its age may be put to the Early–Middle Pleistocene.

In the lower part of the formation poorly rounded sand of granite origin with weathered clasts and unsorted pebbles can be found in greater amounts. Upwards, it passes gradually into silt with slightly thin-bedded pebbles and coarse sand seams. The silt derives probably from the resedimentation of the loess, the gravel from the weathered granite.

*Paks Loess Formation,
Lower–Upper Pleistocene*

In the hilltop area of the Mórágý Block, a nearly horizontally deposited, well-dissected loess complex, cut off by deep valley sides, came into being; it is thinner than that of the Somogy–Tolna Hills but thickens towards the margins of the hilly area and becomes complete even stratigraphically (see below). It can be correlated with the Paks Loess Formation (KOLOSZÁR et al. 2000; KOLOSZÁR, MARSÍ 2002).

The footwall formation of the loess sequence is predominantly the Tengelic Red Clay Formation at the Bátaapáti (Üveghuta) Site. In Dug Well K4, a fluvial complex was explored in the footwall of the formation. At most places, the cover is composed of Holocene soil or the formations of varied genetics of the areal and linear erosion as well as slump–slide sediments.

The Paks Loess Formation consists of two main sediment types: loess and palaeosol layers; the cyclic alteration of these within the sequence is the result of the climatic fluctuations characteristic of the Pleistocene. In the glacial and stadial phases of the Pleistocene quick sedimentation took place; the loess varieties came into being in these periods. In the interglacials and interstadials, the loess formation was suspended or slowed down significantly and soilisation became the main process of sedimentation. In general, the boundary is not sharp between the main sediment types; frequently, a more strongly-weathered transitional horizon — gradually more and more argillaceous from the loess towards the palaeosol layers — can be observed (MARSÍ 2000). In addition to the above, it is also characteristic of the whole of the formation that the older loess horizons are generally more argillaceous and more weathered than the younger ones within its section. Furthermore, the main types of palaeosol alternate horizon by horizon: in the Old Loess Series Mediterranean red soils have been deposited below and brown woodland soils above; the Lower Horizon of the Young Loess Series is dissected by wooded steppe-like palaeosols, while the Upper Horizon by chernozem-like palaeosols (Figure 2, MARSÍ 2000).

Within the whole sequence the loess horizons form relatively thick and well-traceable stratigraphic horizons with

mainly a simple build-up. In contrast, the palaeosol horizons have a very diversified structure; sometimes they contain thin loess strips and are frequently divided into two or possibly three subhorizons with sections; these partly overlap each other due to the renewed soilisation cycles. In the loess sequence, locally the actual loess layers consist of varieties, reworked on slopes and redeposited, or altered in structure; these were also assigned into the loess horizons. To sum up, the typical and slope-loess varieties, developed from the dust fall characteristic of the Pleistocene, as well as their various epigenic alteration products (created predominantly by climatic effects), and the palaeosols and tundra sediments are regarded as part of the loess formation. In most parts of the Mórággy Block, 7 — at some places 8 — loess and 7 palaeosol horizons can be distinguished. Typically, the loess sequence begins with the Palaeosol PD1 in the territory. However, locally and towards the marginal area the Subhorizon PDL, Palaeosol PD2, and Loess Horizon L8 also appear more and more frequently. If the subhorizons separated during the field subdivision are also taken into account, the number of the palaeosols within the formation reaches 15. This is in accordance with the geophysical data (see below).

The characteristic thickness of the formation in the environs of the Site is 40–50 m, while in the foreland areas it is a little bit greater, reaching 50–60 m. In the building up of the formation, loess and palaeosol horizons took part and the common thickness of its fossilised soils can be compared to that of the typical loess layers. In other words, is the proportion of the palaeosols within the complex is higher here than in the more northern areas of SE Transdanubia.

Slump–slide complex, Upper Pleistocene – Holocene

In the research area and its surroundings the slump–slide formations may substitute the fine-grained cover sediments, the Paks Loess Formation, the Tengellic Red Clay Formation, as well as Quaternary valley and slope sediments. Their genesis is in close connection with the actual landscape evolution and especially the valley formation. An important new result in the investigation of the complex (KOLOSZÁR et al. 2000) is that the Late Pleistocene age of a larger slide section of the area could be proved by palynological data. Based on the palynological investigation of Borehole Üh–36A (see below), it could be exactly determined that in the vicinity of the borehole a slide took place about 0.04 million years ago. Then, in the local depression of the slumped, disturbed complex, paludal sedimentation continued for about 0.01 million years and the products were covered by slope sediments of loess material. As this slump is of Late Pleistocene age, there is a possibility that there was deposition of typical loess on the slumped sections of similar age, mainly the Horizon L1 of the Young Loess Series and the Humic Soil Horizon. On this basis, it is practical to regard the slide sediments as the substituting sediments of the Paks Loess Formation.

Investigation and correlation of the Quaternary sediments

One of the most important elements in the investigation of the cover sediments — among them the loess layers and palaeosols — is the correlation of the stratigraphic units and their areal observation. Basically, the field documentation and the well logging give the most information for the layer correlation. The basis of the correlation was formed by the correlation of the field documentation units (KOLOSZÁR et al. 2000) and the geophysical units A1, A2, B, C1, C2, D, and E (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). These were established during the interpretation of the well-log data. During the elaboration, the data of the two methods were compared and complemented with palaeontological and laboratory analytic results in order to classify of the individual complexes and the horizons.

Subdivision based on well-logging data

The correlation as well as the reevaluation on the basis of the well-logging data were made possible by the fact that the number of the boreholes suitable for being drawn into the interpretation, increased significantly. As a result of this, most of the hilltop-deep boreholes and some hilltop-shallow boreholes were drawn into the correlation and four correlation surfaces were observed, as opposed to the former single surface (SZONGOTH et al. 2003, Figure 3). The interpretation of the new boreholes was carried out by iteration method because in the upper sections of several boreholes the incomplete measurements could be evaluated only by multiple correlation. In some cases (*e.g.* the upper horizons of Üh–36 and Üh–1), this correlation also includes strong subjectivity, merely on a geophysical basis; thus these boundaries can be drawn by means of geological information. When comparing the previous and new measurements during the interpretation of section Üh–3, it became clear that a new palaeosol horizon, marked with 0, also has to be introduced in addition to the Palaeosols –1 and –2. Later, this horizon was identified in several other boreholes, as well.

In the Pleistocene terrestrial sediments, and among them mainly within the Paks Loess Formation — thus also in the cover sediments of the Mórággy Block — the *electric resistivity* alternates cyclically as a function of the depth (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). These cycles resemble the regression cycles as the electric resistivity increases upwards within the given cycle here, as well. Taking into account that the loess has an eolian origin, the upwards coarsening trend of the grain composition — in the traditional sense — can be excluded, unlike with the regression cycles. The basic cyclic changes in the electric resistivity can be brought into connection with the periods of formation of the thicker loesses (see above). The increase upwards within the resistivity cycle is caused by the decrease in the specific surface of the examined sediments. Nevertheless, the decrease in the specific surface may be generally caused by the increase in the lime content as well as the decrease in the clay content and the water saturation. With re-

gard to the change in the lime and clay content, the well-logging data correlate well with the laboratory data. According to the laboratory analyses, in most of the palaeosols of the research area the clay content of the topsoil horizons (*Horizon a*) is the highest; downwards from there, towards the transitional soil and loess horizons and also the subsoil, the amount of the clay decreases. The same tendency also holds true with an opposite sign for the carbonate content; its local maximum is most frequently in *Horizon c* of the palaeosols (MARSÍ 2000). Thus the resistivity cycles reflect essentially the main climatic changes of the Pleistocene (see above). These periods may correspond to certain longer-term stadials or even a whole glacial.

For the stratigraphic subdivision of the Pleistocene loesses the identification of the fossilised soils is important. In the geoelectric sections the soilised part always forms a local minimum within the given resistivity period. In the palaeosols the amount of the minerals containing magnetisable iron is greater than in the loess. They are rich mainly in Fe^{3+} ion-bearing minerals. Thus they can be more strongly magnetised than the other parts of the loess formation and thus give a characteristic maximum on the magnetic susceptibility curve.

The well-outlined local maxima of *magnetic susceptibility* appear just at the local minima of the resistivity curves. Consequently, this measurement is especially suitable for the exact detection of the fossilised soils. Since within an interglacial or interstadial several soil formation cycles might occur, the total number of the palaeosol levels — horizons and subhorizons — is much greater than that of the main loess-formation periods. In the research area, there are altogether more than 15 palaeosols. The palaeosols that have developed within the same interglacial may practically deposit on each other and form the lower part with lower electric resistivity of the period on the electric resistivity curve. The situation is made more complicated by the fact that palaeosols may develop on each other even if the sequence is not completely continuous due to either slump or hidden erosion. Often, the layer disturbances may be indicated only from the correlation between the boreholes.

The comparison with the geological sequences shows that the topsoil of the palaeosol sections causes a positive magnetic anomaly. In the subsoil of the palaeosols, however, the magnetisability of the lime accumulation horizons does not differ significantly from that of the loess. Due to the above, the correlation boundaries can be most precisely designated on the geophysical sections between the sub- and topsoil of certain palaeosols. Therefore, within the loess formation the borders of the geophysical correlation units, which can be compared with the geological data, run generally in the middle of the palaeosols, on the boundary of *Soil Horizons b* and *c*. An exception is the uppermost unit (A1); its upper boundary is the recent soil while its bottom corresponds to the bottom of *Horizon L2*. The reason for this is that the most traceable geophysical boundary can be drawn between the Lower and Upper Horizons of the Young Loess Series, between *Horizon L2* and *Palaeosol MF*. Thus in most cases the geophysical cor-

relation units do not form boundaries of climatic or sedimentary cycles in a geological sense, given that they cannot fall into the middle of a palaeosol.

According to the boreholes drilled in 2002, the pattern of the well-log curves is characteristic even within the topsoil of certain palaeosols in the case of undisturbed deposition. The deviation from this pattern can also be used effectively when recognising layer disturbances.

The *natural gamma* radiation level of palaeosols is relatively higher than that of the loess horizons. However, the palaeosols cannot always easily be distinguished from the loess with lime concretions. The horizons with lime concretions are separated from their environment by a negative anomaly and thus the natural gamma method is a less effective tool for the subdivision of the palaeosols than magnetic susceptibility.

Within a cycle the *neutron porosity* increases downwards. This is because — with the exception of A1 — the upper sections of the fossilised soil horizons, belonging to a given geophysical unit, are on the bottom of the cycle (*Horizons a*, and *b*).

To sum up, the palaeosols are indicated mainly by the high values of magnetic susceptibility, but the increase in natural gamma radiation and neutron porosity as well as the decrease in resistivity is also characteristic. These criteria can be put to good use at places with no well-log data (pipe or dry-drilled sections). By means of the above criteria, the geophysical units A1, A2, B, C1, C2, D, and E — connected to geological and stratigraphic units — were designated in every borehole on the basis of electric resistivity logs. Out of them, unit E falls predominantly not into the loess formation but the Tengellic Red Clay Formation. On the basis of the magnetic susceptibility measurements the palaeosols were separated and marked by numbers.

Based on Figure 3, comparing the unevenness of the granite top and the deposition of the covering complex, it turned out that the footwall line of the whole complex is more uneven than that of the overlying formations. It can be seen that neither the palaeosols of Period C nor *Palaeohorizon 14* follow exactly the trace of the footwall. This indicates a certain degree of equalisation in the initial phase of the formation of the cover sediments.

When comparing the two independent data bases, an important circumstance is that it is essentially geology which separates the stratigraphic units, while geophysics characterise the curve sections connected to the physical properties of the formations; that is, the boundaries of the larger units of geophysical and geological correlation do not necessarily coincide. In the process of comparing the data it was established that there is a good correlation (traceable throughout all the boreholes) between the results of the two methods (Table 1) with the exception of short sections of some boreholes.

Within certain correlation sections along the geophysical cycle A1, the difference between the geological boundaries (measured on the drill cores), and the geophysical boundaries (determined during well logging) in different boreholes was between 0.0–1.0 m (± 0.5 m). It has to be

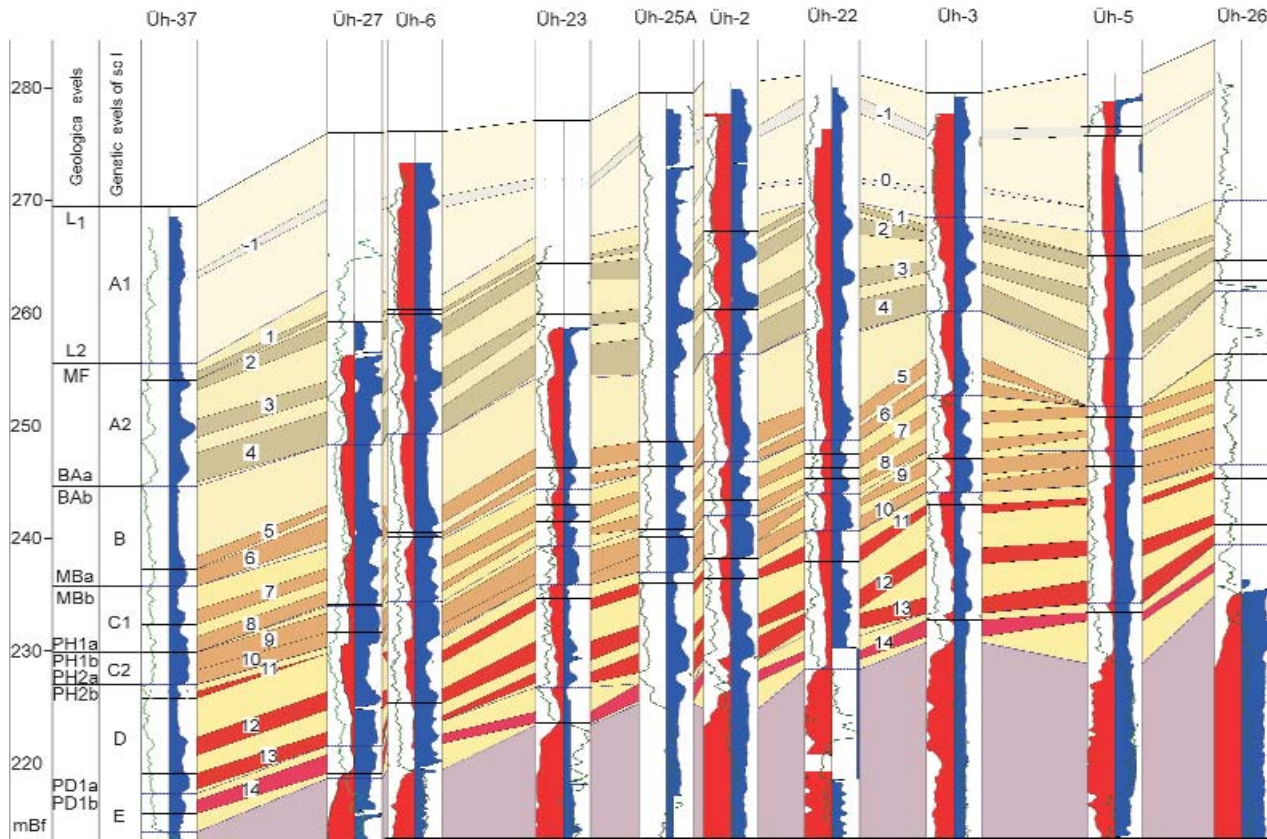


Figure 3. Geophysical correlation of the cover sediments

Colours = sedimentological units identified on the basis of resistivity logs (A1-E), Arabic figures = fossil soil horizons identified on the basis of magnetic susceptibility logs. Well logs: green = natural gamma (0 in left), red = geoelectricity (0 the borehole axis), blue = magnetic susceptibility (0 on the borehole axis). For the geological levels, see Figure 2

3. ábra. Fedőüledékek geofizikai korrelációja

Színek = az ellenállásgörbék alapján azonosított szedimentológiai egységek (A1-E), arab számok = mágneses szuszceptibilitás alapján azonosított fosszilis talajsztintek. Mélyfúrás-geofizikai görbék: zöld = természetes gamma (0 a bal szélén), piros = geoelektromos ellenállás (0 a középvonalon), kék = mágneses szuszceptibilitás (0 a középvonalon). Geological levels = földtani szintek (l. a 2. ábrán), sedimentological units = szedimentológiai egységek

added that a deviation of about 1.0 m occurred only in some cases — the characteristic scattering was much lower. Nevertheless, in the cases of cycles A2, B, C1, C2, D, E the scattering was between 0.0–0.4 m (± 0.2 m; Table 1). Taking into account the precision of the well logging between 0.1–0.2 m (arising from the sonde lengths), as well as the possible inaccuracies of the drilling technology, this level of correlation can be regarded as very good. The differences between the two correlations are random and they are within the limits of the maximum accuracy of the two working methods.

Table 1. Comparison of the geophysical and geological horizons of the cover sediment complex below the hilltops

Geophysical units	Stratigraphical sections
A1	section I.1–I.2
A2	section between MF and BA bc boundary
B	section between BA bc boundary and MB bc boundary
C1	section between MB bc boundary and PH1 bc boundary
C2	section between PH1 bc boundary and PH2 bc boundary
D	section between PH2 bc boundary and PD1 bc boundary
E	section between PD1 bc boundary and G 1 top

Mineralogical and geochemical investigation of the Quaternary sediments

During the new exploration it was mainly the X-ray diffraction (XRD) and thermoanalysis (TA) methods that were used again for the mineralogical–petrographic characterisation of the cover sediments. The results of these have been summarised by FÖLDVÁRI et al. (2003). The above methods can be applied effectively for the investigation of fine-grained rocks (clays) when the components can be determined neither visually nor microscopically. Besides the determination of the quantitative and qualitative composition, the instrumental examinations are also suitable for the characterisation of the crystallinity with respect to the minerals.

The cover sediments are built up of the following mineral groups: *clay minerals* and *sheet silicates* (montmorillonite, vermiculite, muscovite, illite, chlorite, kaolinite, and clay minerals of mixed structure); *clastic minerals* (quartz, plagioclase, potassium feldspar, amphibole); *carbonates* (calcite, dolomite); *iron oxides, hydroxides* (goethite, haematite); and *gypsum* and *amorphous phase*.

Table 2. Average mineral composition of the loess and palaeosol horizons

Rock type	Number of samples	Montmorillonite	Illite	Muscovite	Chlorite	Kaolinite	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Calcite	Dolomite	Goethite
Loess	57	8	4	9	6	1	37	8	3	13	7	1
Palaeosol	130	18	7	5	4	1	42	7	3	5	1	2

The mineralogical characterisation of the formations was based on two important factors:

1) By analysing the differences in the *mineral composition* it was established that the same minerals occur in the two main formations — only the proportions of their quantities are different (Table 2).

2) The differences in the crystallinity of the cover sediments refer to the epigenetic alterations of the original minerals of loess due mainly to climatic effects such as the degree of weathering and soilisation.

Thus during the investigations efforts were made to follow and quantify these changes — *i.e.* alterations in mineralogy and crystallinity — by means of different parameters that can be measured by instruments (FÖLDVÁRI et al. 2003). The changes in the quantity of the minerals are significant only in case of the carbonates and the montmorillonite; otherwise they are suitable only for determining trends. Thus, out of the quantitative data only those referring to the carbonates were used directly for characterising the horizons. Out of the further investigated qualitative parameters, the crystallinity of the calcite, illite, chlorite (as well as the molecular water and OH content reflecting the quantitative proportions of the clay minerals), could be used effectively (FÖLDVÁRI et al. 2003).

On the basis of these data, several characters and processes suitable for the characterisation and more exact subdivision of the cover sediments were followed. One of the most typical processes of the *loess–palaeosol transformation* is the dissolution of the carbonates from the topsoil of the palaeosols. A similarly important character is that the *plagioclase content* slightly decreases in the section alongside the advance of the soilisation. The trends of the plagioclase/clay mineral ratio refer to the fact that the relative and absolute increase in the amount of the clay minerals can be partly traced back to the weathering of plagioclase. The next process of soilisation, worth mentioning, is the *gradual illitisation of muscovite* as well as the decrease in the total amount of both minerals. A similar but even more remarkable phenomenon during the soilisation of the loess layers is the decrease in the amount of chlorite that is accompanied by the increase in the *X-ray diffraction half-value width* (Table 2 in FÖLDVÁRI et al. 2003). Out of the clay minerals, the *smectite* (montmorillonite) minerals play a characteristic role (Table 2). This is the only authigenic mineral in the system (with the exception of the reprecipitated calcite as well as the gypsum, which is present in traces). The individual formations are clearly separated on the basis of the montmorillonite content. Due to its 20–30% montmorillonite content, the Tengelic Red Clay Formation is poorly permeable, at most. The processes in

the sections are also referred to by the difference between the montmorillonites. In the near-surface young sediments, the *Na–Ca replacing* process of the water–rock interaction has not taken place yet. The appearance of Mg in the grid between the layers is an indication of a further cation exchange process — *i.e.* when the layers were in permanent contact with Mg-rich waters due for some particular reasons (*e.g.* coverage by ground water). The Mg may derive from the dissolution of the Mg-bearing minerals (mainly dolomite) in the section. The appearance of *paragorskite* in the horizons with strongly weathered granite can also be attributed to the flow of Mg-rich waters (FÖLDVÁRI et al. 2003).

For the mineralogical characterisation of the main formation groups of the cover sediments and comparison of their weathering conditions from the chemical analyses, the CIA

index (Chemical Index of Alteration, NESBITH, YOUNG 1982) was used (Table 3). From the data it is apparent that the weathering increases gradually towards the deeper palaeosols in the sections.

On the basis of the molecular water and hydroxyl content — measured from the thermo-analytical curves and characteristic of the degree of clay

formation — a soilisation curve was constructed for the borehole columns (Figure 4). This also reflects indirectly the Pleistocene palaeoclimate. It can be seen on the curve that the older loesses are generally more strongly weathered than the younger ones; furthermore the soilisation of the palaeosols, formed on the older loesses, is more intense than that of the younger ones. Based on the latter, it is probable that the older soilisation phases were warmer and richer in precipitation on average than the younger ones.

On the basis of the data of the mineralogical and geochemical investigations, there are layers, soilised to a degree which is different from the areal average. These layers are in the same stratigraphic horizons in some boreholes. In certain sections (Boreholes Üh–23, Üh–25A and Üh–28 and Dug Well K2), even the altered nature of the younger palaeosols is already higher than is usual in the research area. This can only be explained by a local secondary process (which can be added to the alteration due to climatic effects) and by subsequent weathering. Partly similar reasons can be put forward for the fact that the older loess layers frequently show slight weathering phenomena; in other words, with respect to their material from they seem essentially to be soils. The slightly

Table 3. Change in the CIA index in the sequence

Rock type	CIA
Loess	73,4
Brown palaeosol	77,4
Red palaeosol	78,01
Variiegated clay	83,5

CIA = $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, where CaO only means CaO in silicates

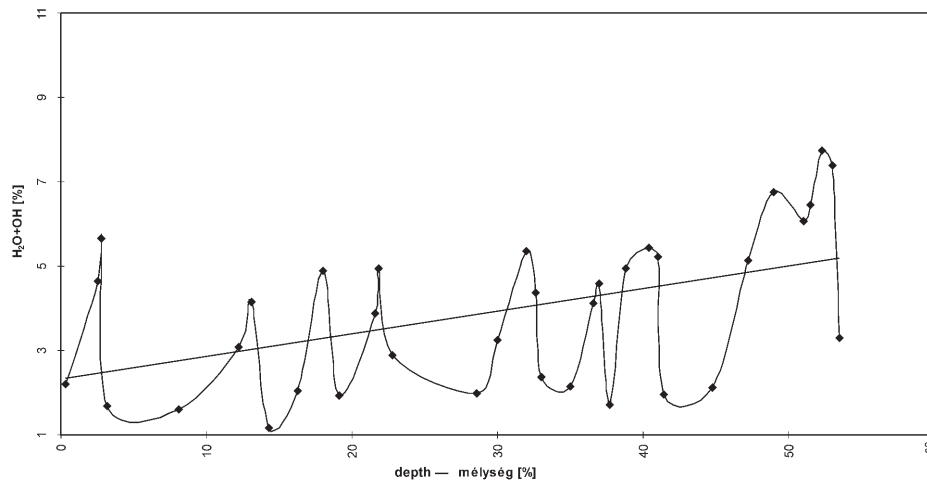


Figure 4. Weathering (palaeoclimate) curve of Borehole Üveghuta-22

4. ábra. Az Üveghuta-22 fúrás mállási görbéje

soilised layers, differing from the loess even in their colours, are already regarded as the transitional horizon of palaeosols.

Based on the mineralogical and geochemical investigations, the following typical epigenetic and post-diagenetic alteration and transport processes can be recognised in the sections:

— *Gradual dissolution of carbonates* from topsoil horizons is expressed in the calcite re-precipitating in the subsoil or deeper horizons; the re-precipitation of dolomite was not detected. A part of the dissolved Mg is built into the clay minerals that replace Ca.

— *Montmorillonitisation* is a *water–rock interaction* process that is accompanied by the replacement of Na by Ca.

Magnetostratigraphic investigation of the Quaternary sediments

Palaeomagnetic investigations were carried out on the samples of four boreholes: in Borehole Üh-2 from the surface to the granite; in Boreholes Üh-5, Üh-28A, and Üh-37 from the top of the Palaeosol PD1 to the bottom of the Tengellic Red Clay Formation. The way of sampling, the elaboration, and the measurement data have been presented by LANTOS (1997, 2002, 2003).

During the previous magnetostratigraphic correlation, the inclination sections of Boreholes Üh-2 and Üh-5 were correlated with the palaeomagnetic section of Borehole Udvari U-2A. This involved the exploration of a more complete sequence on the Tolna Hegyhát Hills (MÁRTON 1998). The normal polarity interval of the Tengellic Red Clay Formation penetrated in the two boreholes at Üveghuta, was identified with the section between 124–136 m of Borehole U-2A. This is due to the fact that in this borehole the Tengellic Red Clay Formation has a normal polarity only in this section. According to the previous correlation, the genesis of the layers of the formation took place 1.77–2.02 million years ago in the environs of the Bábaapáti (Üveghuta) Site and this was followed by a nearly 1 million years hiatus (FÖLDVÁRI et al. 1999; KOLOSZÁR,

LANTOS 2001). On the basis of the exploration results of the years 2002–2003, in the region of the Site the red clay may be younger than in Borehole U-2A and even the hiatus disappears.

All the studied sediments of Boreholes Üh-2 and Üh-28A — just like the layers of Borehole Üh-5 above 50.2 m and Borehole Üh-37 above 52.9 m — have a normal polarity (Figure 5). These layers belong to the *Brunhes chron*, which is also confirmed by the Mollusc fauna that have been found in the area (KROLOPP 2003). The thin zones with reverse polarity, detected in Borehole Üh-2, are within the *Brunhes chron*. Their small thickness indicates such short time spans that the *Matuyama* can be totally excluded.

The age of the *Brunhes–Matuyama* boundary is, according to BERGGREN et al. (1995), 0.78 million years; according to SINGER et al. (2002) it is 0.79 million years. In the boreholes of the research area this boundary is below the Palaeosol PD1 and thus it is in harmony with the other sections in SE Transdanubia (KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

Assuming continuous or nearly continuous sedimentation, the sections of Borehole Üh-5 below 50.2 m and Borehole Üh-37 below 52.9 m with reverse polarity can be identified with the youngest part of the *Matuyama chron*. For the correlation of the two thin intervals with normal polarity on the bottom of the two boreholes, the polarity–time scale, published by SINGER et al. (2002), was used. This indicated that there are several short zones with normal polarity at the top of the *Matuyama chron* (Figure 5). The section with normal polarity at the bottom of the Tengellic Red Clay Formation may correspond to the short normal polarity interval, marked at 0.92 million years and named *Santa Rosa*. It seems likely that the very short normal polarity interval at 0.89 million years does not appear in the sections at Üveghuta. These thin normal polarity sections cannot be found in Borehole U-2A, presumably due to the lower frequency of sampling.

According to the magnetostratigraphic correlation, the Tengellic Red Clay Formation came into being in Borehole

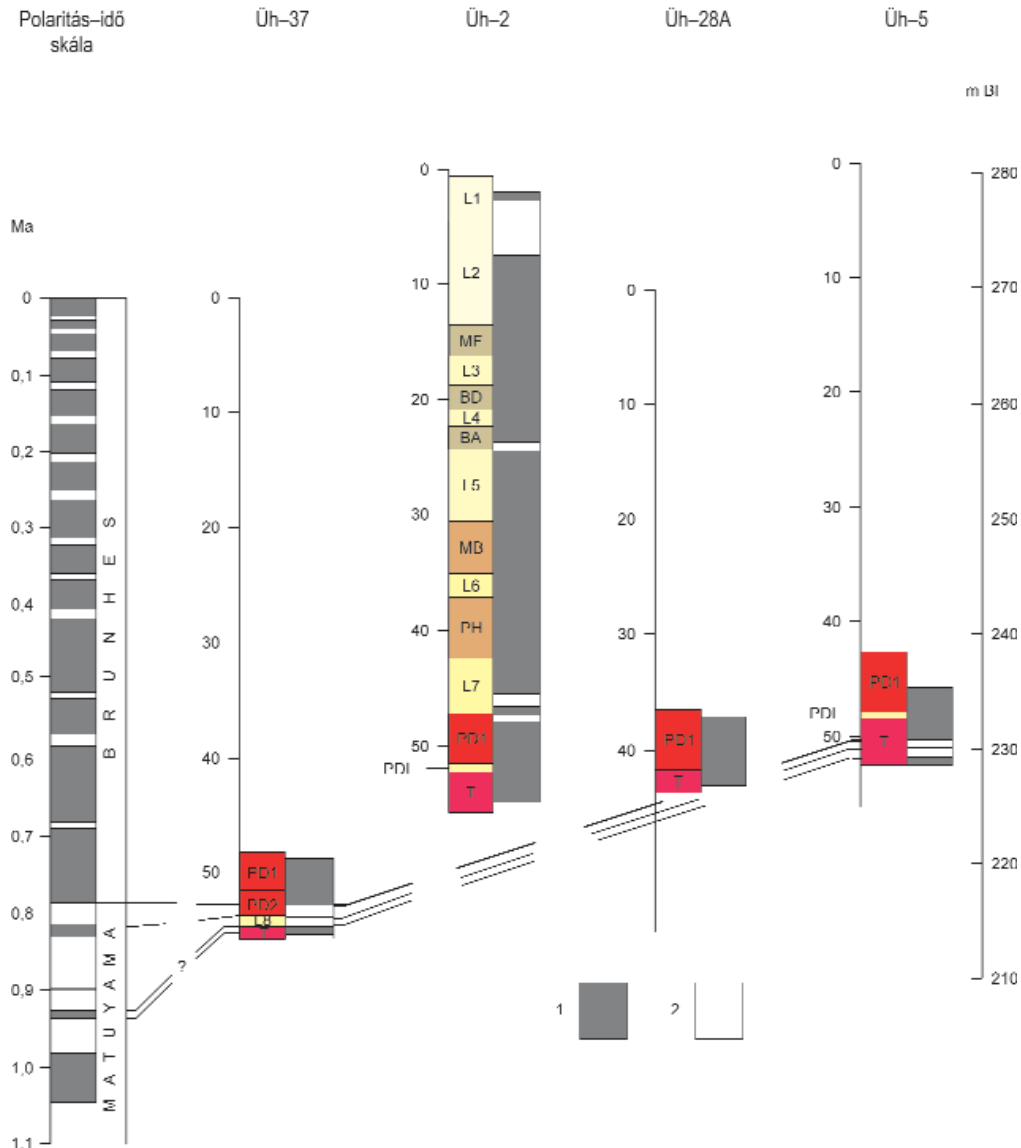


Figure 5. Correlation of the Üvegkuti boreholes with the polarity-time scale

Polarity-time scale after SINGER et al. (2002). Üh-28A = exploratory borehole and its code. Soil horizons and subhorizons: MF = Mende Upper Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon, MB = Mende Basal Soil Horizon, PH = Paks Sandy Soil Horizon, PD1 = Paks Double Soil Horizon, Subhorizon 1, PD2 = Paks Double Soil Horizon, Subhorizon 2. Loess horizons and subhorizons: L1-L8 = loess horizons, PDL = Loess dividing Paks Double Soil Horizon, T = Tengelic Red Clay Formation, 1 – section of normal polarity, 2 – section of reversed polarity

5. ábra. Üvegkuti fúrások korrelációja a polaritás-Idő skálával

Polaritás-Idő skála SINGER et al. (2002) nyomán. Üh-28A = kutatófúrás jele és száma. Talajhorizontok és -alhorizontok: MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD1 = Paksi Dupla 1 Alhorizont, PD2 = Paksi Dupla 2 Alhorizont. Lösshorizontok és -alhorizontok: L1-L8, PDL = Paksi Dupla Talajhorizontot Tagoló Löss, T = Tengelici Vörösiszap Formáció, 1 – normál polaritású szakasz, 2 – fordított polaritású szakasz

Üh-37 at the time of the Matuyama chron, and in Borehole Üh-5 around the Brunhes–Matuyama boundary. On the other hand, in Boreholes Üh-2 and Üh-28A it occurred in the Brunhes chron. This formation replaced the oldest layers of the Paks Loess Formation (Figure 5). Based on the magnetostratigraphic correlation and complemented with new data, the formation of the oldest cover sediments of Boreholes Üh-37 and Üh-5 can be put to 0.94–0.92 million years. In other words, according to these data of the Pleistocene basal complex explored at the Site came into being in the Early–Middle Pleistocene.

Spherula investigation of the Quaternary sediments

During the ground-based geological exploration in 2002–2003 spherula investigations were carried out on the samples of 3 dug wells and one borehole (Table 4). These investigations were carried out to support the stratigraphic correlation of the Pleistocene sediments. Based on the investigation experiences, the microspherulae were assigned into the following groups (DON 2003): I — Fe-bearing cosmic, II — volcanic, and III — Fe–Ni-bearing cosmic.

Table 4. Distribution of the samples, collected for spherula investigation in the Üvegkuta area

Section	Depth (m)	Spherulae (pieces)
Dug Well K2	2.0–35.0	83
Dug Well K3	1.0–18.4	43
Dug Well K4	0.4–19.2	47
Borehole Űh-37	48.4–55.6	9
<i>Total</i>		<i>182</i>

For geological correlation the following were used: the distribution diagram and chemical composition of the microspherulae identified in the area. The field stratigraphic horizons of the dug wells (GYALOG et al. 2003) were compared to the numbers and types of the microspherulae found in the individual sections, as well as to the position of the tephra horizons (HORVÁTH 2001; HUM 2001; Figure 6).

In the course of the evaluation, the following details were established:

1) In *Loess Horizon L1*, in the section of Dug Well K2 between 2.2–4.6 m, the Fe-bearing cosmic (I) spherulae show an outstanding double peak. In the middle of the period (at 3.4 m), microspherulae of unambiguously cosmic origin and Fe–Ni composition (III) occurred. According to PÉCSI (1995), the age of Horizon L1 does not exceed 0.016 million years. It is worth mentioning that DONG BI et al. (1993) described Fe–Ni spherulae of similar age in Canada.

2) In *Loess Horizon L2*, in the cover of the Palaeosol MF1, a microspherula of volcanic origin (II) was found at 10.8 m in Well K2. It may be in connection with the 35,000 years old Paks Tephra Horizon (HORVÁTH 2001).

3) In Dug Well K2 (12.8–13.2 m), the *Palaeosol MF2* can be characterised by a double spherula peak; in its upper part the microspherulae of cosmic dust origin (I) predominate, while in its lower part the Fe–Ni meteoritic spherulae (III) appear. From the point of view of the correlation it is important that in the upper part of the double palaeosol (MF1) microspherula enrichment of cosmic origin does not appear.

4) *Loess Horizon L3* in Dug Well K2 (16.0–16.4 m) is characterised by a microspherula dispersion of lower intensity and cosmic origin.

5) In *Soil Horizon BD* in Dug Well K2 (between 18.4–19.4 m and 22.0–22.4 m) a double spherula maximum

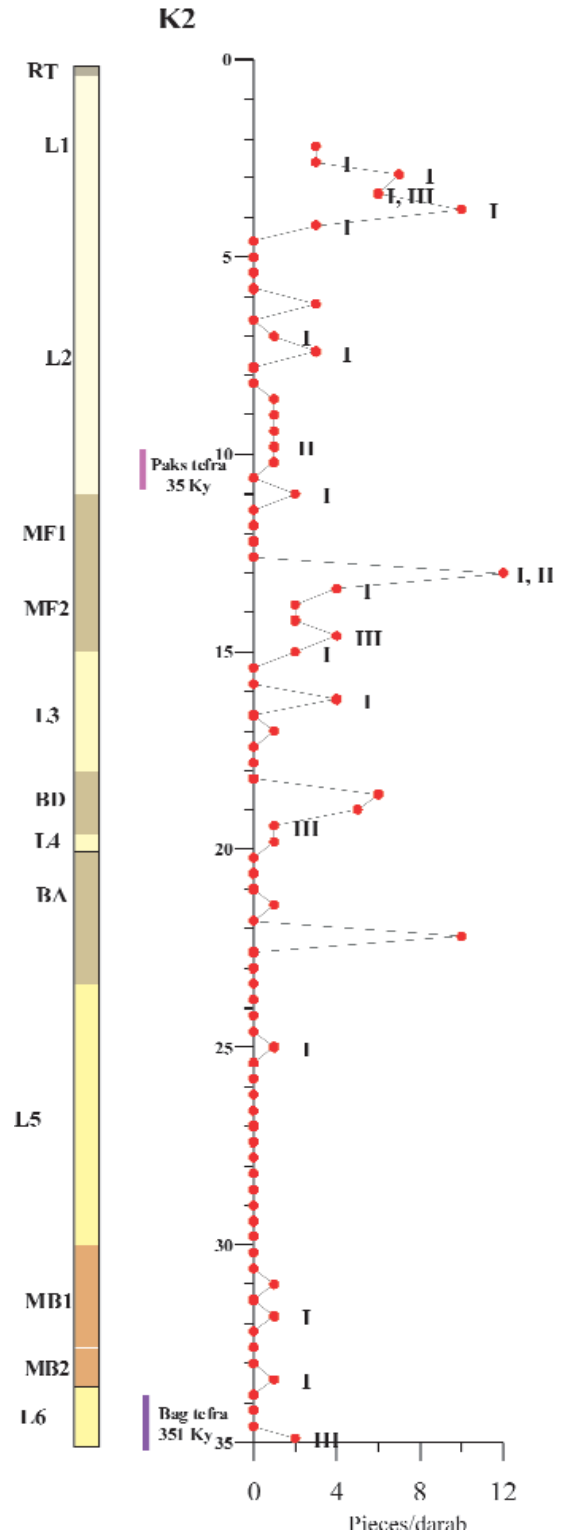
appears, but only the spherula detected at 19.4 m in Well K2 at the boundary of the lower and upper subhorizon was analysed. This has a Fe–Ni composition and may provide a locally good marker horizon.

6) In *Loess Horizon L5*, in the spherula distribution of Wells K2 (24.8–25.2 m) and K4 (1.2–2.8 m), a single as well as a double peak appears (type I). At the same time no spherula was found in Well K3 between L5–L6. This can probably be explained by local washing.

Figure 6. Spherulae distribution and tephra horizons of Dug Well K2 I – Fe cosmic spherules, II – Fe-silicate (volcanic) spherules, III – Fe-Ni cosmic spherules. **Horizons.** *Soil horizons:* RT = Recent Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon. *Loess horizons:* L1–L6 = loess horizons. **Subhorizons.** *Soil subhorizons:* MF1 = Mende Upper 1 Subhorizon, MF2 = Mende Upper 2 Subhorizon, MB1 = Mende Basal 1 Subhorizon, MB2 = Mende Basal 2 Subhorizon

6. ábra. A K2 ásott kút szferula-eloszlása és tefraszintjei

I – Fe-tartalmú kozmikus szferulák, II – Fe-szilikát vulkáni eredetű szferulák, III – Fe–Ni tartalmú kozmikus szferulák, **Horizontok.** *Talajhorizontok:* RT= Recens Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, *Löszhorizontok:* L1–L6 = löszhorizontok. **Alhorizontok.** *Talajalhorizontok:* MF1 = Mendei Felső 1 Alhorizont, MF2 = Mendei Felső 2 Alhorizont, MB1 = Mendei Bázis 1 Alhorizont, MB2 = Mendei Bázis 2 Alhorizont



7) In *Palaeosol MB*, microspherula enrichment occurs in Dug Wells K2 (31.2–32.0 m) and K4 (4.8–5.6 m). In the *Palaeosol PH*, both in the sections of Dug Wells K3 (14.0–15.6 m) and K4 (9.6–12.4 m) a triple peak appears. On the basis of the analysis of the middle peak in the section K3 these are Fe–Ni spherulæ of meteoritic origin that may form a regional marker horizon.

8) In *Loess Horizon L7*, equally in Dug Wells K3 and K4 as well as Borehole Üh–37, a significant microspherula enrichment was proved to exist. Mainly cosmic Fe-spherulæ (I) predominate; in Well K3, Ca, Al, Si and Mg also appeared. Thus in L7 the common appearance of spherulæ of cosmic and volcanic origin can be expected. In this case, the possibility of the global correlation with the Chinese and Australian–Asian microtectite horizon (LI CHUN-LAI et al. 1993) cannot be excluded. The evidence was detected above the Brunhes–Matuyama palaeomagnetic change (according to BERGGREN et al. 1995, 0.78 million years).

On the basis of the spherula investigations carried out during the ground-based exploration, local correlation was detected between certain palaeosol and loess horizons; furthermore, some of the stratigraphic horizons at Üveghuta were correlated with the global spherula horizon, known in Late and Middle Pleistocene sediments (DON 2003). As a summary, it can be stated that the microspherula investigations in the Pleistocene loess series provide new correlation possibilities and complement the correlation methods positively, based on the palaeosol and tephra horizons.

Palynological investigation of the Quaternary sediments

In the frame of the ground-based exploration, palynological investigations were carried out on the material of 10 boreholes and a dug well (NAGYNÉ BODOR 2003). In the studied sections the palynological evaluation was made possible by the quantitative and qualitative changes in the climatic index taxa and Sporomorphs. The latter were due to temperature effects, temporary water influxes and human intervention (DIGERFELDT 1972; WILLIS 1997).

The aim of the palynological investigations was first of all the chronostratigraphic classification of the palaeoassociations, relying on the works of LANG (1994), ZÓLYOMI (1995) and FRENZEL et al. (1992). On the basis of the evaluation, the palynological materials encountered in the exploratory boreholes and the dug well belong to the Holocene, the Upper Pleistocene, and probably the Middle Pleistocene.

The phase of the *Holocene* from the boreal (8000–9000 years) to the subatlantic (2500 years) was represented by the section between 1.1–6.6 m of Borehole Üveghuta Üh–31C.

Out of the sequences belonging to the *Upper Pleistocene*, the Rissian–Würmian section between 0.2–4.0 m of Borehole Üh–29 and the Würmian2 section between 12.0–13.0 m of Borehole Üh–36A were the best for evaluation. The sections between 0.0–2.75 m of Borehole Üh–17, 3.8–5.3 m of Üh–19, and 2.8–4.7 m of Mórágý M6–7B could only be assigned into the undivided Upper Pleistocene.

On the basis of the pollens, it is possible that the age of the fluvial layers between 16.0–17.5 m of Dug Well K4 (see above) is *Middle Pleistocene*.

Out of the results of the palynological investigations it was mainly the data from Boreholes Üh–29 and Üh–36A as well as Dug Well K4 which contributed to make the Quaternary climatic conditions of the research area and the stratigraphic classification of the cover sediments more precise.

Borehole Üh–29 was drilled in the Cserdülő Valley, a tributary of the Huta Valley, in a valley bottom position. The Sporomorpha assemblage of the cover sediments of the borehole confirms the fluvial origin of the sequence.

Between 2.6–4.0 m, the lesser clubmoss (*Selaginella selaginoides*) and the sporadically occurring woody vegetation (*Fraxinus*, *Tilia cordata*, *Alnus glutinosa*) indicate a cool, continental climate, although the appearance of *Tilia platyphyllos* (3.0 m) may already mark the beginning of warming up.

Subsequently (1.4–2.4 m), enriched forest vegetation follows. This is composed almost completely (42%) of large-leaved lime (*Tilia platyphyllos*), small-leaved lime (*T. cordata*), and silver lime (*T. tomentosa*; Figure 7). During the Rissian–Würmian, the forests consisted almost entirely of lime trees at several places in Europe. Besides the pollens of *Tilia*, those of oak (*Quercus*), maple (*Acer tataricum*), and even pre-Quaternary Cenozoic wingnut (*Pterocarya*) and *Carya* occurred. In the Pleistocene the mixed oak and lime forests of such composition were characteristic of the climate optimum of the interglacials. The warmth-loving *Azolla*, already extinct in Hungary, signifies to the presence of a shallow eutrophic slow-flowing river (MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ 1982). Further on (0.2–1.0 m), the *Tsuga canadensis* and *Juniperus communis* indicate cooling down and intensification of the continental effect again, while the *Pinus* and the sparseness of aquatic plants indicate decrease in the amount of the precipitation.

Borehole Üh–36A was drilled in the slide area E of the Site. The paludal sediment, penetrated between 12.0–13.3 m in the borehole, was deposited in a protected position behind a Quaternary slide.

Based on the subdivision of FRENZEL et al. (1992), the deposition of the layers between 12.75–13.0 m can be put to the time of the pleniglacial B and Würmian2. Here, the *Polygonum aviculare* and *P. viviparum* indicate a drier, cooler climate, occasionally becoming a little bit wetter. The temperature and the rainfall could not have been enough even for the spontaneous distribution of *Pinus silvestris*.

Subsequently (12.75 m), due to a slow rise in temperature, *Scabiosa* and *Polygala* appeared and the *Spirogyra* and *Myriophyllum verticillatum* were distributed in the aquatic biotope. In the section between 12.0–12.5 m of the borehole, even the woody vegetation, preferring wetter conditions (*Alnus*, *Betula*, *Salix*), occurred already but the representatives of warmth-loving leafy trees were not yet present; this time-interval could be the beginning of an interstadial (Dene-kamp). Based on the above, the paludal sediment of the studied section came into being about 0.03–0.04 million years ago.

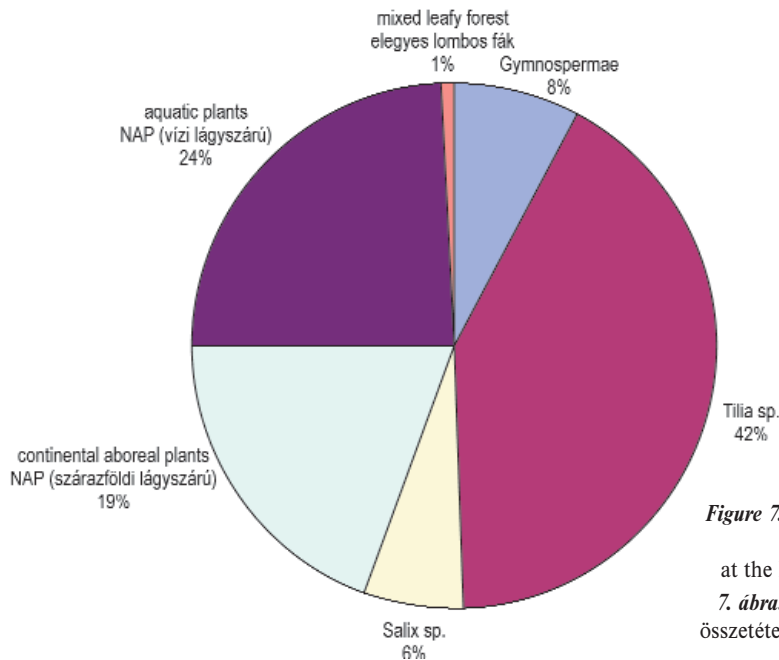


Figure 7. Vegetation composition of Borehole Üh-29 (2.4 m) at the Rissian-Würmian climate optimum
7. ábra. Az Üh-29 fúrás (2,4 m) vegetációösszetétele a riss-würm klímaoptimuma idején

Dug Well K4 was drilled in a hillside position. On the basis of the layer correlation, the sample characterises the fluvial complex deposited in the footwall of the Loess Horizon L7. Here, after the palynological investigations, it is probable that the fine-grained, well-bedded complex in the footwall of the loess sequence is of Pleistocene age.

The association in the layers between 16.7–17.5 and 16.0–16.5 m indicates a cooler period, since the warmth-loving leafy trees are missing and besides the scattered coniferous vegetation mugwort (*Artemisia*), goosefoot (*Chenopodium*), and saxifrage (*Saxifraga*) grew sporadically.

The appearance of *Carpinus*, *Ilex*, *Hedera* (16.5–16.7 m) indicates that warming up had already started and a more balanced climate was thus imminent. For the distribution of *Hedera*, the temperature should not go down below -1.5°C even in the coolest month. Furthermore, the distribution of *Ilex* occurs only in case of an annual temperature fluctuation lower than 20°C (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1966). Therefore, it is missing from the present-day indigenous vegetation in Hungary. It is probable that the essential conditions for its spontaneous distribution were provided only until the Middle Pleistocene. Due to the scattered occurrence (single pieces) of the Sporomorphs, however, the layers of the borehole can be assigned only conditionally to the Middle Pleistocene.

Malacological investigation of the Quaternary sediments

For malacological investigations, altogether 153 samples were collected at 40 cm depth intervals from the three dug wells, drilled in the area (K2: 0.0–35.2, K3: 0.0–18.4, K4: 10.0–17.6 m). Out of the 153 samples, 106 contained malacological material which could be analysed. The investigated malacological material provided valuable information from both faunistic–palaeoecological and stratigraphic points of view (KROLOPP 2003).

The mollusc fauna of the samples is composed exclusively of terrestrial gastropod species. In the material, 39 Pleistocene taxa could be recognised. Most of them are frequent species, also known in loess formations in other territories of Hungary.

A faunistic curiosity is, however, that the species *Vitriobrachium breve* could be first detected in Pleistocene formations. Today, this gastropod occurs in SW Germany, S Netherlands, and Switzerland in wet woodland habitats as well as floodland forests.

Up until now the occurrence of the extinct *Pupilla loessica* in Hungarian Pleistocene sediments had been regarded only as probable. However, at a depth interval between 8.8–9.2 m of Dug Well K2, this is a predominant species and its specimens have been found in a great number.

The mollusc fauna of the samples proves terrestrial sedimentation in every case. From the state of preservation of the gastropod shells reworking from a significant distance cannot be concluded.

On the basis of the occurrence of species with different ecological demands and the change in the ratio of their specimen numbers, diverse sections of the sequences which have developed under warmer or cooler climatic conditions and indicating a wetter or drier environment can be separated (KROLOPP 2003).

The malacological material from the 3 dug wells at Üveghuta proves that the sequence came into being not evenly, there are gaps in it. These gaps are especially remarkable in the loess sequence of Late Pleistocene age. The malacological subdivision of this section is known sufficiently in several localities; thus, it can be stated that out of the described 9 malacostratigraphic units (SÜMEGI, KROLOPP 1995) only 2 zonules could be detected here.

In Dug Well K4, the analysable malacological material, deriving from the greatest depth (15.6 m), was still of Pleistocene age. Based on the fauna, the Loess Horizon L6

or L7 can be detected here, confirming the results of the palynological investigations.

An important stratigraphic result is that the index gastropod *Neostyriaca corynodes* (KROLOPP 1994) can be found in the samples from significant depth intervals (Well K2: 20.4–35.2 m, Well K3: 1.6–2.8 m). This proves Middle Pleistocene age (*i.e.* Mindelian, Mindelian–Rissian, and Rissian stages of the Alpine subdivision). Based on the shell-morphological characters of the specimens found here, it can be stated that this part of the sediment series came into being in the Rissian glacial and can be correlated with the loess horizon. It is highly probable that it falls between the Mende Base (MB) and Basaharc Lower (BA) palaeosols (HUM 2001). However, this stratigraphic section represents the horizons between BA and L6 according to the geological–geophysical correlation. On the basis of the knowledge so far, the index species *Neostyriaca corynodes* occurs neither in the loess sections in SE

Transdabubia, nor elsewhere below the Mende Base palaeosol (KROLOPP 2003); thus, according to the layer correlation, the first known occurrence of the species is here, in horizon L6.

Summary, conclusions

The important geological result of the research on the Quaternary sediments is the layer correlation — based on the comparison of several thousand layers — that was carried out by unifying geological, geophysical, and different laboratory data (Figure 8).

A new result on the whole of the Quaternary sediments, mainly the Tengellic Red Clay Formation and the Paks Loess Formation, is the trend that weathering intensifies as a function of depth. The tendency of weatheredness within the sections is outlined well by the field sedimentological results

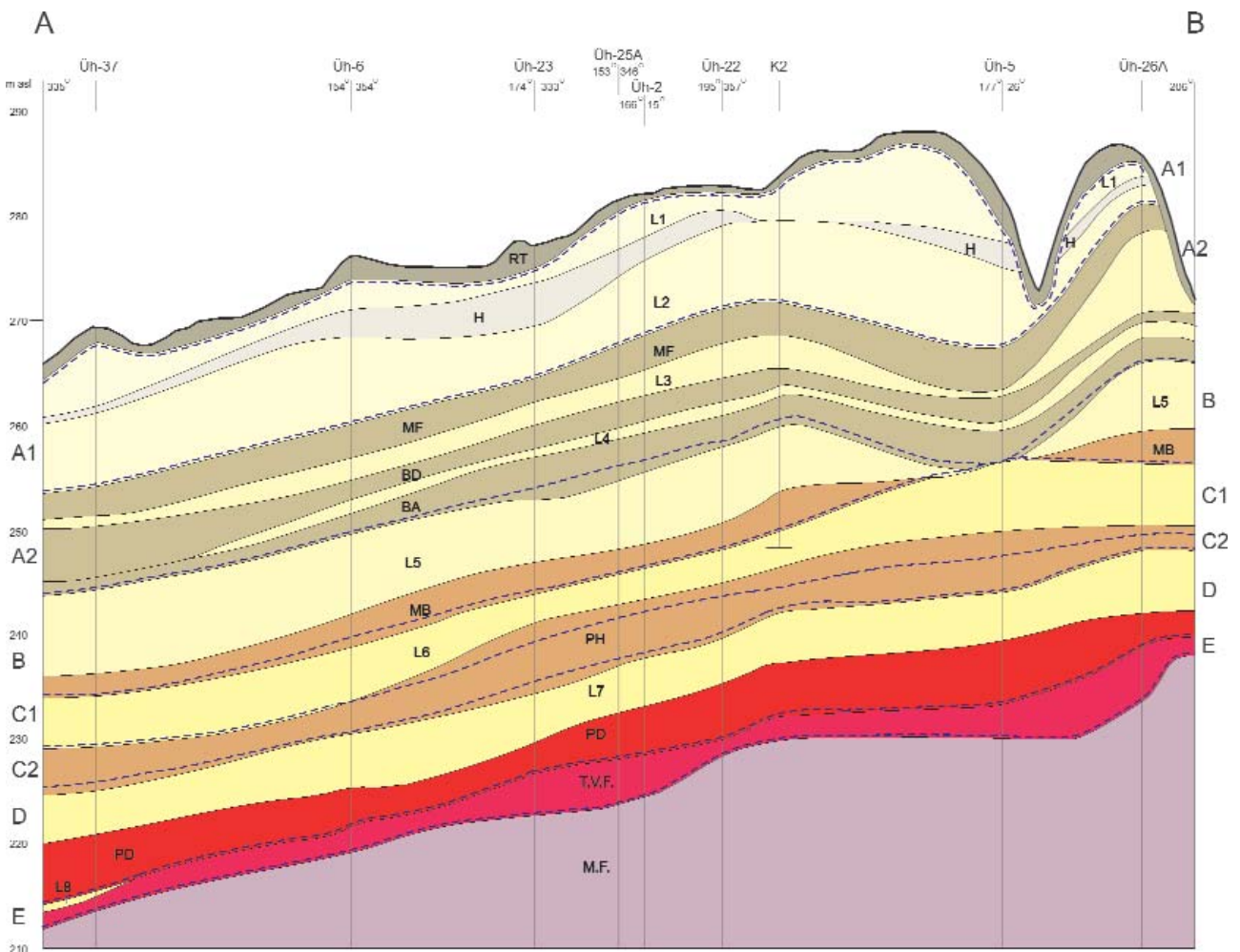


Figure 8. Correlation of geological horizons and geophysical cycles between Boreholes Üh-37 and Üh-26A

Soil horizons: RT = Recent Soil, H = Humic Horizon, MF = Mende Upper Soil Horizon, BD = Basaharc Double Soil Horizon, BA = Basaharc Lower Soil Horizon, MB = Mende Basal Soil Horizon, PH = Paks Sandy Soil Horizon, PD = Paks Double Soil Horizon. **Loess horizons:** L1–L8 = loess horizons.

Older formations: T.V.F. = Tengellic Red Clay Formation, M.F. = Mórággy Granite Formation. A1, A2, B, C1, C2, D, E = well-logging correlation units

8. ábra. Földtani horizontok és geofizikai ciklusok párhuzamosítása az Üh-37 és Üh-26A fúrás között

Talajhorizontok: RT = Recens Talajhorizont, H = Humuszos Talajhorizont, MF = Mendei Felső Talajhorizont, BD = Basaharci Dupla Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mendei Bázis Talajhorizont, PH = Paksi Homokos Talajhorizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont. **Löszhorizontok:** L1–L8 = löszhorizontok; **Idősebb képződmények:** T.V.F. = Tengellic Vörösgyag Formáció, M.F. = Mórággyi Gránit Formáció. A1, A2, B, C1, C2, D, E = mélyfúrás-geofizikai korrelációs egységek

(MÁRSI 2000), the geophysical interpretations (SZONGOTH et al. 2003), and the mineralogical–geochemical data (FÖLDVÁRI et al. 2003); these confirm each other’s results. By means of the thermic and X-ray diffraction investigations, the weathering and soilisation after sedimentation, as well as the post-diagenetic alteration processes connected to epigenetic changes, can be recognised.

With regard to the *Tengelic Red Clay Formation*, the ground-based exploration in 2002–2003 threw a new light upon the age and genesis of this typical basal formation in the studied area. An important new result of the stratigraphic and palaeomagnetic data is the extension of the age of the formation to the lower part of the Middle Pleistocene (on the evidence of the PD soil). Thus it partly replaces the bottom of the Paks Loess Formation and represents its heteropic facies (see above). This interpretation makes it possible to eliminate the approximately 1 million years hiatus. This was previously assumed in the Quaternary evolution of the Mórág Block but it can hardly be proved by data (BALLA et al. 2003).

The basal complex differs from the facies of the type areas of the Tengelic Red Clay Formation in several as-

pects (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003). Its clay content reaches the value characteristic of the sequence of Borehole Udvari–2A (drilled on the Tolna Hegyhát Hills), in only at few places. Its carbonate content is also lower than that of the variegated clay in Borehole U–2A. All these are the consequences of the differing footwall formation (granite instead of Pannonian complex).

The clay mineral spectrum of the formation and the clay minerals of the weathered granite do not differ essentially from each other. However, they do differ from those of the loess-based palaeosols deposited in the cover (FÖLDVÁRI et al. 2003).

Based on its deposition, the *fluvial complex* can be assigned to the Lower–Middle Pleistocene; this is not excluded by the pollen and malacological investigations, either (NAGYNÉ BODOR 2003; KROLOPP 2003).

The locally disturbed deposition and lacunar nature of the Paks Loess Formation are also proved, besides the field characters (KOLOSZÁR et al. 2000), by the geophysical subdivision (Figure 5) and malacological data. This is reflected by the lack of zonules which are present elsewhere in the young loess (KROLOPP 2003).

Since the formation is widely known, it is possible to correlate the typical facies in SE Transdabubia with the typical section of the Chinese loess plateau and compare it with the marine oxygen isotope scale (KUKLA, AN 1989; SHACKLETON 1990). It can be seen that there is a very good accord between the two facies on the horizon level and this opens up opportunities even for global correlation (Figure 9).

In connection with the investigation of the *slump–slide complex*, an important stratigraphic result is that the Late Pleistocene age of a larger slide section of the territory could be proved by palynological data. Based on the palynological investigation of Borehole Üh–36A, in the vicinity of the borehole the slide took place about 0.04 million years ago. Then, in the local depression of the slumped, disturbed complex paludal sedimentation continued for about 0.01 million years (NAGYNÉ BODOR 2003). The products of this sedimentation were covered by slope sediments of loess material. Since this slump is of Late Pleistocene age, it seems possible that there was the deposition of typical loess on the slumped sections of similar age. On this basis, it is practical to regard the explored Late Pleistocene slide and paludal sediments as the heteropic facies of the Paks Loess Formation.

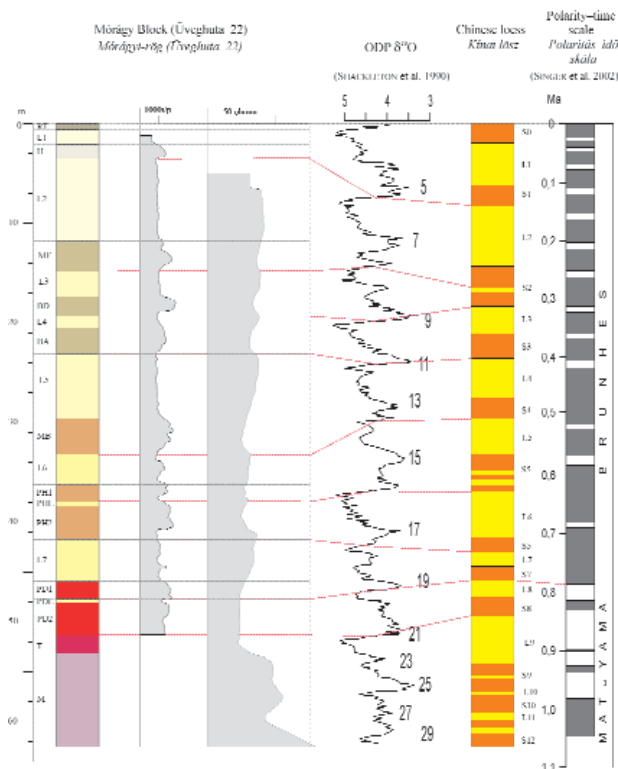


Figure 9. Correlation of the characteristic loess facies of the Mórág Block with the palaeomagnetic and marine oxygen isotope scale as well as the Chinese loess plateau

Section across the Mórág Block (Üveghuta-22): for denomination of the stratigraphical units, see Figure 2. Chinese loess: L1–11 = loess horizons, S0–S12 = soil horizons

9. ábra. A Mórági-rög jellemző löszkifejlődésének párhuzamosítása a paleomágneses és tengeri oxigénizotóp-skálával és a kínai lösz platóval

Mórági-rög (Üveghuta-22) szelvény: rétegtani egységek nevei a 2. ábrán; Kínai lösz: L1–11 = löszhorizontok, S0–S12 = talajhorizontok

Acknowledgements

The authors thank Zoltán Balla, the leader of the exploration activity in the Bábaapáti region, for providing them with the opportunity to take part in the research work carried out in years. Furthermore, they are grateful for his wide-ranging professional help in course of the work and critical reviewing the present paper. The authors are also indebted to Olga Piros and Dezső Simonyi for their indispensable help in professional, technical editing.

References — Irodalom

- ÁDÁM L. 1964: A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája (in Hungarian: The origin and morphology of the Szekszárd Hills). — *Földrajzi Tanulmányok* 2. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BALLA Z., DUDKO A., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROSI GY., MARSÍ I., PEREGI ZS. HARANGI SZ. LELKESNÉ FELVÁRI GY. 2003: Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése. Földtani zárójelentés (in Hungarian: Final disposal of the low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Conclusive geological report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C., AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., HARDENBOL, J. (editors): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. — *Society for Sedimentary Geology Special Publication* 54, pp. 129–212.
- DIGERFELDT, G. 1972: The Post-Glacial development of lake Trummen. Regional vegetation history, water level changes and paleolimnology. — *Folia Limnologica Scandinavica* 16, 104 p.
- DON GY. 2003: Löss, szferulitkiértékelés (A szferulit adatok értelmezése, szerepük a nemzetközi quarter rétegtanban) [in Hungarian: Interpretation of spherula data, their role in the international stratigraphy of Quaternary]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DONG BI, MORTON, R. D., KUN WANG. 1993: Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (16), pp. 4129–4136.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M. 1999: Tanulmány a Tengelici Formáció és a lösz-összlet műszeres ásványtani vizsgálatainak eredményeiről és a magnetosztratigráfiai értékeléséről (in Hungarian: Report on the results of instrumental mineralogical study and paleomagnetic evaluation of Tengelice Formation and loess series). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P., BARÁTH I.-NÉ 2003: Tanulmány a gránitot fedő üledékek műszeres ásványtani vizsgálatainak eredményeiről (in Hungarian: A study on the results of the instrumental mineralogical analysis of the cover sediments of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- FRENZEL, B., PÉCSI, M. VELICHKO, A. A. (editors): *Atlas of paleoclimates and paleoenvironment of the Northern Hemisphere*. — Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 97–99.
- GYALOG L., MARSÍ I., DON GY. 2003: A bátaapáti K2, K3 és K4 ásott kút földtani leírása (in Hungarian: Geological description of Dug Wells K2, K3 and K4 at Bataapáti). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. — *Quaternary International* 76/77 (1), pp. 157–163.
- HUM L. 2001: Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója őslénytani vizsgálatok alapján (in Hungarian with English abstract: Reconstruction of the formation of the South East Transdanubian loess-paleosol series on the basis of fossil examinations). — *Földtani Közlemény* 131 (1–2), pp. 233–251.
- JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1966: Palinológiai vizsgálatok a magyar Alföldön a Würm glaciális és a holocén klíma és vegetációtörténetére vonatkozóan. Kandidátusi értekezés (in Hungarian: Palynological studies in the Great Hungarian concerning the history of the climate and vegetation in the Würmian glacial and Holocene). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Növényrendszertani Tanszék (Eötvös Loránd University, Faculty of Science, Department of Plant Taxonomy and Ecology), Budapest
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I. 1997: Stratigraphy of the Neogene and Quaternary sequences of the Tolna Hegyhát Hills (A tolnai Hegyhát neogén és kvarter képződményeinek rétegtana). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1996/II.*, pp. 173–190.
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I., CHIKÁN, G. 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórág Hill (A Mórági-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 117–149.
- KOLOSZÁR L., LANTOS M. 2001: DK-dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztratigráfiai korrelációja (in Hungarian with English abstract: Magnetostratigraphic correlation of the Quaternary sequences in South-eastern Transdanubia). — *Földtani Közlemény* 131 (1–2), pp. 221–231.
- KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I. 2002: Posztpannoniai képződmények rétegtani korrelációja a Mórági-rög térségében (in Hungarian with English abstract: Lithostratigraphic correlation of post-Pannonian deposits in the Mórág Hill area). — *Földtani Közlemény* 132 (különszám), pp. 133–149.
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BARÁTH I.-NÉ 2003: A gránit mállási zónájának komplex értelmezése (in Hungarian: Integrated interpretation of the weathering zone of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KROLOPP E. 1994: A Neostyriaca genus a magyarországi pleisztocén képződményekben (in Hungarian with English abstract: The genus Neostyriaca in Hungarian Pleistocene formations). — *Malakológiai Tájékoztató* 13, pp. 5–8.
- KROLOPP E. 2003: Az üveghutai felszíni kutatás három ásott kútjából származó minták malakológiai anyagának értékelése (in Hungarian: Evaluation of the malacological material of the samples from the three dug wells of the ground-based exploration at Üveghuta). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- KUKLA, G., AN, Z. 1989: Loess stratigraphy in Central China. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72 (1), pp. 203–225.
- LANG, G. 1994: *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. — Gustav Fischer Verlag, Jena, New York, 462 p.
- LANTOS M. 1997: Jelentés az Üveghuta-2 és -5 fúrásokban végzett paleomágneses mérésekről (in Hungarian: Report on the paleomagnetic measurements in Boreholes Üveghuta-2 and -5). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- LANTOS M. 2002: Az Üveghuta-28A fúrás mintáinak magnetosztratigráfiai vizsgálata. Laboratóriumi vizsgálati eredmények (in Hungarian: Magnetostratigraphic study of the samples from Borehole Üveghuta-28A. Results of the laboratory analyses). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- LANTOS M. 2003: Az üveghutai fúrások mintáinak paleomágneses vizsgálata. Laboratóriumi vizsgálati eredmények (in Hungarian: Magnetostratigraphic study of the samples from the boreholes at Üveghuta. Results of the laboratory analyses). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

- LI CHUN-LAI, OUYANG ZIYUAN, LIU DONG-SHENG, AN ZHI-SHENG 1993. Microtektites and Glassy Microspherules in Loess: Their Discoveries and Implications. — *Science in China (Series B)* 36 (9), pp. 1141–1152.
- MARSI, I. 2000: Geology of overlying beds of granites of the eastern part of the Mórág Hills (A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórági rög K-i részén). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1999, pp. 149–171.
- MÁRTON P. 1998: Jelentés az udvari (U-2A) és a diósberényi (Db-1A) fúrási szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről (in Hungarian: Report on the results of paleomagnetic measurements of boreholes Udvari (U-2A) and Diósberény (Db-1A)). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: Tiszántúli alapfúrások palynológiai vizsgálata (in Hungarian with English abstract: Palynological examination of key boreholes to the east of the Tisza river). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1980, pp. 103–120.
- NAGYNÉ BODOR E. 2003: A palinológiai vizsgálatok ökológiai és sztratigráfiai értékelése (in Hungarian: Ecological and stratigraphical analysis of the palynological studies). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- NESBITT, H. W., YOUNG, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. — *Nature* 299, pp. 715–717.
- PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. — *Loess inForm* 3, pp. 23–30.
- SHACKLETON, N. J., BERGER, A., PELTIER, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time-scale based on ODP Site 677. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 81, pp. 251–261.
- SINGER, B. S., RELLE, M. K., HOFFMAN, K. A., BATTLE, A., LAJ, C., GUILLOU, H., CARRACEDO, J. C. 2002: Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. — *Journal of Geophysical Research* 107 (B11) EPM 7, pp. 1–20.
- SÜMEGI P., KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján (in Hungarian with English abstract: Reconstruction of paleoecological conditions during the deposition of Würm Loess Formation of Hungary, based on molluscs). — *Földtani Közöny* 125 (1–2), pp. 125–148.
- SZONGOTH, G., ZILÁHI-SEBESS, L., GALSA, A., BÁNNÉ GYÖRI, E., LENDVAY, P., BARTHA, Z. 2003: Mélyfúrás-geofizikai adatok integrált értelmezése (Az 1996–2003-ban végzett összes mérés alapján) [in Hungarian: Integrated interpretation of the well-logging data (on the basis of all measurements in 1996–2003)]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- WILLIS, K. J. 1997: The impact of early agriculture upon the Hungarian landscape. In: CHAPMAN, J., DOLUKHANOV, P. (editors): *Landscapes in flux: Central and Eastern Europe in Antiquity*. — Oxbow Books Ltd., Oxford, pp. 193–209.
- ZILÁHI-SEBESS, L., LENDVAY, P., SZONGOTH, G. 2000: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üveghuta site (A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságaik alapján). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 1999, pp. 171–192.
- ZÓLYOMI, B. 1995: Opportunities for pollen stratigraphic analysis of shallow lake sediments: the example of Lake Balaton. — *GeoJournal* 36, pp. 237–241.

A Mórággyi-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei

MARSI ISTVÁN¹, DON GYÖRGY¹, FÖLDEVÁRI MÁRIA¹, KOLOSZÁR LÁSZLÓ¹, KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER¹,
KROLOPP ENDRE¹, LANTOS MIKLÓS¹, NAGY-BODOR ELVIRA¹, ZILÁHI-SEBESS LÁSZLÓ²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Geo-Log Kft., 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, lösz, magnetosztatigráfia, Magyarország, mélyfúrás-geofizika, Mollusca, paleotalaj, palinológia, pleisztocén, rétegtan, reziduális agyag, Üveghuta

Összefoglalás

Az elmúlt években a Mórággyi-rög mintegy 60-70 km²-es területén közel 80 fúrásban és ázott kútban vizsgáltuk a Mórággyi Gránit negyedidőszaki fedőképződményeit. Ennek során a feltárt fedőképződmények több ezer rétegének párhuzamosítását és sokrétű vizsgálatát végeztük el. A jelen dolgozatban összefoglaljuk a negyedidőszaki fedőképződmények terepi, geofizikai, laboratóriumi és őslénytani vizsgálatának fontosabb eredményeit, és ezekből a felépítésükre, rétegtani párhuzamosításukra, fejlődéstörténetükre vonatkozó fontosabb új következtetéseket.

Ismertetjük a Tengelici Vörösagyag Formáció és a Paksi Löss Formáció földtani horizontjai, mint rétegtani egységek és az elektromos ellenállás, a mágneses szuszceptibilitás, a természetes gamma és a neutronporozitás mérési eredményein alapuló mélyfúrás-geofizikai egységek között lehetséges párhuzamosítást.

Az ásványtani, geokémiai vizsgálatoknak a Tolnai-Hegyhát kutatása során tapasztalt, az egyes képződményekre jellemző vizsgálati értékhatárok alapján kialakított paraméterekkel a fedőképződmények különböző kifejlődései jól megkülönböztethetőek. Az így kapott adatok jelentősen segítik a réteggörrelációt, valamint az üledékképződés és az epigén átalakulási, anyagvándorlási folyamatok felismerését.

Az új paleomágneses mérések megerősítik a terepi adatok alapján valószínűsített réteggörrelációt a területen, vagyis a Tengelici Vörösagyag Formáció képződésének a Paksi Dupla Talajhorizont keletkezési idejéig történő kiterjesztését.

A területen először 2002–2003-as kutatásban alkalmazott sferula-, palinológiai és malakológiai vizsgálatok részben új helyi, részben regionális párhuzamosítási lehetőségeket teremtettek, amelyek pontosítják a képződményekről alkotott eddigi ismereteket. Néhány esetben a képződmények különböző módszerekkel történő tagolása – kis adatsűrűség vagy más okok miatt – nem volt teljesen összeegyeztethető.

A különböző vizsgálatok, elemzések együttes értelmezésével kibővültek a fedőképződmények belső felépítéséről, talajosodásáról és másodlagos átalakulásáról alkotott ismeretek. Igen fontos új eredmény a Tengelici Vörösagyag Formáció korának kiterjesztése a középső-pleisztocén aljáig, ami lehetővé teszi a terület negyedidőszaki fejlődéstörténetében korábban feltételezett mintegy 1 millió éves hiátus átértékelését. Rétegtani, fejlődéstörténeti szempontból fontos, hogy a Paksi Löss Formáció a dombság peremi vagy egyes védett völgyoldali részeken nemcsak abszolút értelemben vastagabb, hanem rétegtani szempontból is teljesebb, továbbá hogy a formáció L7 Lösshorizont alatti szakaszát folyóvízi üledék is helyettesítheti. A formáció vezető horizontjai korrelálhatóak a kínai löszplató megfelelő horizontjaival és a tengeri oxigénizotóp-skálával. Ugyancsak fontos eredmény, hogy palinológiai adatokkal sikerült igazolni a terület egy nagyobb csuszamlásos pásztájának késő-pleisztocén korát.

Bevezetés

A Mórággyi-rög ÉK-i része földtani kutatásának 2002–2003. évi újabb szakasza (BALLA et al. 2003; 1. ábra) számos tudományos eredményt hozott a Mórággyi Gránit negyedidőszaki fedőüledékeinek vonatkozásában is. Ez részben új vizsgálati módszerek — malakológiai, palinológiai és sferulavizsgálatok — alkalmazásának köszönhető, részben annak, hogy a negyedidőszaki képződmények műszeres anyagvizsgálati — röntgendiffrakciós, termoanalitikai,

magnetosztatigráfiai — és mélyfúrás-geofizikai eredményei is nagymértékben pontosabbá váltak. A jelen munkánkban az új, részletes vizsgálatokon alapuló rétegtani vonatkozású tudományos eredmények közül elsősorban azokat mutatjuk be, amelyek bővítik, módosítják a területről alkotott, korábban már publikált, részletes rétegtani fejlődéstörténeti képet (KOLOSZÁR et al. 2000; MARSI 2000; KOLOSZÁR, MARSI 2002). A rétegsort paleomágneses adatokkal pontosítjuk, továbbá a tengeri izotópskálával és a kínai löszplató horizontjaival vetjük össze.

A negyedidőszaki üledékek fő egységei

Az elmúlt években a Mórággyi-rög mintegy 60–70 km²-es területén közel 80, főleg dombtetői és völgyi helyzetben mélyített fúrásban és ásott kútban vizsgáltuk a negyedidőszaki fedőképződményeket. A negyedidőszaki fedőüledékeket a Paksi Löss Formációba, valamint az alatta lévő Tengelic Vörösgyag Formációba és egy egyelőre litosztratiográfiailag nem minősített folyóvízi összletbe soroljuk, amelyek lesuvadt, csuszamlásos részeit külön egységként tárgyaljuk. A Paksi Löss Formáció litosztratiográfiai tagolására a már korábban kidolgozott nevezéktant (KOLOSZÁR et al. 2000) alkalmazzuk (2. ábra). A Tengelic Vörösgyag Formációra új jellemzést adunk. A lösz alatti folyóvízi összletet újonnan felismert képződményként jellemezzük.

Tengelic Vörösgyag Formáció, pliocén–középső-pleisztocén

A Bátaapáti (Üvegputai)-telephelyen és környékén dombtetők és lejtők alatt az alaphegységre települő teresztrikus bázisösszletet a Mórággyi-rög peremvidékein pannóniai üledékekre települő Tengelic Vörösgyag Formációba tartozónak tekintjük (KOLOSZÁR et al. 2000; MARS I 2000). Ezt a besorolást a kifejlődés és a típuszselvényekéhez (KOLOSZÁR, LANTOS 2001; MARS I 2000) hasonló keletkezési körülmények indokolják. A formáció rétegeinek látszólagos üledékképződési sebessége igen kicsi. A paleomágneses adatok alapján számítva 100 ezer év alatt mintegy 1,5–2,0 m vastag üledék keletkezett, valószínűleg nem folyamatos, szakaszos üledékképződés során (LANTOS 2003). Az összletet vörösgyag, szürkésbarna tarkaagyag, vörösésbarna paleotalaj alkotja. Az utóbbi egyes helyeken bolygatatlan, máshol zavart vagy roncsolt szelvényű. A formáció alaphegységi és előtéri kifejlődése közti fő különbség az üledékek anyagát szolgáltató mállástermékek alaphegységi, illetve pannóniai eredetéből származik.

A formáció fekjét a Mórággyi-rög központi részén főként a Mórággyi Gránit Formáció különböző mértékben bontott részei, néhol a granitoid kőzeteket áttörő kréta vulkanitok alkotják. A Mórággyi-rög peremi részein a fekjében pannóniai üledékek települnek.

Fedőképződménye a legtöbb helyen a löszrétegsor L7 vagy valamelyik annál idősebb szintje, vagy lepusztulási terméke (lejtőhordalék, csuszamlásos–suvadásos képződmény), vagy a löszformációt helyettesítő folyóvízi képződmény. A PD paleotalaj alhorizontjai és az L8 Löszhorizont is helyettesítheti a formáció rétegeit. Alárendelten a magasabb völgyoldalokban vagy a völgyfők környékén fedője az L7-nél fiatalabb horizont, deluviális vagy proluviális–deluviális üledék, esetleg recens talaj is lehet.

A pleisztocén bázison települő Tengelic Vörösgyag Formáció a területen uralkodó hosszú idejű teresztrikus mállás eredményeként a gránit mállási kérgének tetején kialakult paleotalaj vagy annak rövid távolságon belül áthalmozódott, esetenként újratalajosodott terméke. A bázisösszlet jellemző vastagsága a Bátaapáti (Üvegputai)-telephely

környéki dombtetőkön és domboldalokon mélyült fúrásokban mindössze néhány méter, a 10 m-t általában nem éri el. Az összlet a dombság peremi részei felé általában fokozatosan ki vastagszik, és több fúrásban is meghaladja a 20 m-t.

Folyóvízi összlet, alsó–középső-pleisztocén

A K4 ásott kútban 16,1–17,5 m között folyóvízi összlet települ. A közeli tájakon, pl. a Hegyháton és a Völgységben, valamint a Szekszárdi- és Geresdi-dombságon ilyen, a löszformáció alatti folyóvízi összlet eddig nem volt ismeretes (ÁDÁM 1964; KOLOSZÁR, MARS I 1997). A képződmény eróziós diszkordanciával települ a gránitra, és fedője a rétegorreláció alapján az L7 Löszhorizont. A környező szelvényekkel összevetve az Idős Löszsorozat Alsó Összletét és az L7 horizont alsó részét helyettesíti. Ennek alapján kora–középső-pleisztocén korú.

A képződmény alsó részén több a gránit eredetű, gyengén koptatott, mállott törmelék tartalmazó osztályozatlan kavicsos homok. Felfelé fokozatosan megy át gyengén vékonyréteges kavicsos, durvahomok-zsinóros kőzetlisztbe. A kőzetliszt valószínűleg a lösz, a kavics pedig a mállott gránit áthalmozódásából származik.

Paksi Löss Formáció, alsó–felső-pleisztocén

A Mórággyi-rög tetővidékén közel vízszintes településű, jól tagolt, mély völgyoldalok által elmetezett, a somogy–tolnai-dombvidékinél vékonyabb, de a dombság peremei felé ki vastagodó, rétegtanilag is kiterjedő (l. lentebb) lösz-összlet fejlődött ki, amelyet a Paksi Löss Formációval párhuzamosítottunk (KOLOSZÁR et al. 2000; KOLOSZÁR, MARS I 2002).

A löszrétegsor fekjé képződménye a Bátaapáti (Üvegputai)-telephelyen uralkodóan a Tengelic Vörösgyag Formáció. A K4 ásott kútban a formáció fekjében folyóvízi összletet tártunk fel. A fedőt a legtöbb helyen holocén talaj vagy az areális és vonalas erózió változatos genetikájú képződményei és suvadásos, csuszamlásos üledékek alkotják.

A Paksi Löss Formáció két fő üledéktípusból, lösz- és a paleotalaj-rétegekből áll, amelyek rétegsoron belüli ciklusos változását a pleisztocént jellemző éghajlati ingadozások okozzák. A pleisztocén glaciális és stadiális szakaszaiban gyors üledékképződés folyt, ezekben az időszakokban keletkeztek a löszváltozatok. Az interglaciálisokban és interstadiálisokban szünetelt vagy erősen lelassult a löszképződés, és az üledékképződés fő folyamata a talajosodás lett. A fő üledéktípusok között általában nem éles a határ, gyakran a lösztől a paleotalaj-rétegek felé fokozatosan agyagosodó, erősebben mállott átmeneti szint figyelhető meg (MARS I 2000). A formáció egészére a fentiekben túl az is jellemző, hogy a szelvényén belül az idősebb löszhorizontok általában agyagosabbak, mállottabbak, mint a fiatalabbak. A paleotalajok fő típusai pedig összletenként váltakoznak, az Idős Löszsorozatban alul mediterrán vörös talajok, felül barna erdőtalajok települnek, a Fiatal Löszsorozat Alsó Összletét

erdőssztyepp-, a felsőt csernozjom jellegű paleotalajok tagolják (2. ábra, MARSJ 2000).

A teljes rétegsoron belül a löszhorizontok nagyrészt viszonylag vastag, egyszerű felépítésű, jól követhető rétegtani szinteket képeznek. Ezzel szemben a paleotalaj-horizontok igen változatos felépítésűek, olykor vékony löszcsíkokat tartalmaznak, gyakran két, esetleg három — a megújuló talajosodási ciklusok hatására egymást részben átfedő szelvényű — alhorizontra bomlanak. A löszrétegsorban a tényleges löszrétegek néhol lejtőn átmozgatott, áttelepített vagy szerkezetükben átalakult változatokból állnak, amelyeket ugyancsak a lösz-összletekbe soroltunk. Összegezve, a löszformációba tartozónak tekintjük a pleisztocén időszakot jellemző porhullásból keletkezett típusos és lejtőlöszváltozatokat és ezek különböző, döntően éghajlati hatásra keletkezett epigén átalakulási termékeit, a paleotalajokat és a tundraüledékeket. A Mórággyi-rög legnagyobb részén 7, helyenként 8 lösz- és 7 paleotalaj-horizont különíthető el. A löszrétegsor jellemzően a PD1 paleotalajjal kezdődik a területen, de lokálisan, illetve a peremi területek felé egyre gyakrabban jelenik meg a PDL alhorizont, a PD2 paleotalaj és az L8 Löszhorizont is. A paleotalajok száma, ha a terepi tagolás során elkülönített alhorizontokat is figyelembe vesszük, a formáción belül eléri a 15-öt, ami összhangban van a geofizikai adatokkal (1. lentebb).

A képződmény jellemző vastagsága a telephely környezetében 40-50, az előtéri területeken pedig valamivel nagyobb, 50-60 m. A formáció felépítésében lösz- és paleotalaj-horizontok vesznek részt, s benne a fosszilis talajok együttes vastagsága összemérhető a típusos löszrétegekével, vagyis a paleotalajok hányada az összleten belül nagyobb, mint a Délkelet-Dunántúl északabbra eső részein.

Suvadásos–csuszamlásos összlet, felső-pleisztocén–holocén

A kutatási területen és környékén a suvadásos–csuszamlásos képződmények a finomszemcsés fedőüledékeket, a Paksi Lösz Formációt, a Tengelici Vörösgyag Formációt, a pannóniai üledékeket és a negyedidőszaki völgyi és lejtőüledékeket helyettesíthetik. Keletkezésük szoros kapcsolatban van a mindenkori felszínfejlődéssel, különösen a völgyképződéssel. Az összlet (KOLOSZÁR et al. 2000) vizsgálatával kapcsolatos fontos új eredmény, hogy palinológiai adatokkal sikerült igazolni a terület egy nagyobb csuszamlásos pásztájának késő-pleisztocén korát. Az Üh–36A fúrás palinológiai vizsgálata alapján (1. lentebb) pontosan meg lehetett határozni hogy a fúrás közelében történt csuszamlás mintegy 0,04 M évvel ezelőtt következett be, majd a lesuvadt, felbolygatott összlet helyi mélyedésében mintegy 0,01 M évig mocsári üledékképződés folyt, termékeit lösz anyagú lejtőüledék fedte be. Mivel ez a suvadás késő-pleisztocén korú, megvolt a lehetőség arra, hogy a hasonló korú suvadásos pásztákra típusos lösz rakódjon, leginkább a Fiala Löszsorozat L1 horizontja és a Humuszos Talajhorizont. Ezek alapján a csuszamlásos üledékeket célszerű a Paksi Lösz Formáció helyettesítő üledékének tekinteni.

A negyedidőszaki üledékek vizsgálata, párhuzamosítása

A fedőképződmények, köztük löszrétegek és paleotalajok vizsgálatában az egyik legfontosabb elem a rétegtani egységek párhuzamosítása, területi követése. A rétegekorrelációhoz alapvetően a terepi dokumentáció és a mélyfúrás geofizika adja a legtöbb információt. A korreláció gerincét a terepi dokumentációs egységek (KOLOSZÁR et al. 2000) és a geofizikai mérések értelmezése során kialakított A1, A2, B, C1, C2, D és E geofizikai egységek (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000) párhuzamosítása képezte. A feldolgozás során a két módszer adatait összevetettük, és az őslénytani, valamint anyagvizsgálati eredményekkel kiegészítve minősítettük az egyes összleteket, illetve szinteket.

Mélyfúrás-geofizikai tagolás

A mélyfúrás-geofizikai adatok alapján történő korrelációt, illetve az újraértékelést az tette lehetővé, hogy az értelmezésbe bevonható fúrások száma jelentősen megnőtt. Ennek eredményeként a korrelációba a dombtetői mélyfúrások többségét és néhány dombtetői sekélyfúrást is bevetünk, és a korábbi egyvel szemben négy korrelációs felületet követtünk (SZONGOTH et al. 2003, 3. ábra). Az új fúrások értelmezését iterációs módszerrel végeztük, mert sok fúrás felső szakaszán a hiányos méréseket csak többszörös korrelációval lehetett kiértékelni. Ez a korreláció néhány esetben (pl. az Üh–36 és Üh–1 felső szintjeire) pusztán geofizikai alapon erős szubjektivitást is tartalmaz, ezért ezek a határok földtani információ segítségével húzhatók meg. A korábbi és az új mérések összevetése során az Üh–3 szelvény értelmezésénél kiderült, hogy a –1 és –2 jelű paleotalajok mellett szükséges egy új, 0 jelű paleotalajsintet is bevezetni, amelyet később több más fúrásban is azonosítottunk.

A pleisztocén terresztrikus üledékekben, közülük is különösen a Paksi Lösz Formáción belül — így Mórággyi-rög fedőüledékeiben is — az *elektromos ellenállás* ciklikusan változik a mélység függvényében (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). Ezek a ciklusok annyiban hasonlítanak a regressziós ciklusokra, amennyiben egy adott cikluson belül itt is felfelé nő az elektromos ellenállás. Figyelembe véve, hogy a lösz eolikus képződésű, nem lehet szó a szemcseösszetétel — hagyományos értelemben vett — felfelé durvulásáról, mint a regressziós ciklusok esetében. Az elektromos ellenállás alapvető ciklikus változásait a vastagabb löszök képződési periódusaival (1. följebb) hozhatjuk kapcsolatba. Az ellenállás cikluson belüli felfelé való növekedését a vizsgált képződmény fajlagos felületének csökkenése okozza. A fajlagos felület csökkenését pedig általában a mésztartalom növekedése, az agyagtartalom, illetve a víztelítettség csökkenése okozhatja. A mésztartalom és az agyagtartalom változása tekintetében a geofizikai mérések adatai jól korrelálnak a laboratóriumi adatokkal. A laboratóriumi elemzések szerint a kutatási terület paleotalajainak többségében a feltalajsintek (*a szint*) agyagtartalma a legnagyobb, onnan felfelé haladva az átmeneti talaj- és löszszint, illetve

az altalaj felé csökken az agyag mennyisége. Ellenkező előjellel ugyanez a tendencia vonatkozik a karbonáttartalomra is, ennek lokális maximuma leggyakrabban a paleotalajok *c szintjében* van (MARSÍ 2000). Az ellenállási ciklusok így lényegében a pleisztocén fő éghajlatváltozásait tükrözik (l. följebb). Ezek a periódusok megfelelhetnek egy-egy hosszabb ideig tartó stadiálisnak vagy akár teljes glaciális időszaknak is.

A pleisztocén löszök rétegtani tagolásához fontos a fosszilis talajok azonosítása. A geoelektromos szelvényekben az adott ellenállás-perióduson belül a talajosodott szakasz mindig helyi minimumot képez. A paleotalajokban nagyobb a mágnesezhető vasat tartalmazó ásványok mennyisége, mint a löszben. Elsősorban az Fe^{3+} -iont tartalmazó ásványok dúsulnak bennük, ezért erősebben mágnesezhetőek is, mint a löszformáció többi része, így a mágnesezhető szuszceptibilitás görbén jellegzetes maximumot adnak.

A *mágnesezhető szuszceptibilitás* jól kirajzolódó helyi maximumai éppen az ellenállásgörbék helyi minimumainál jelentkeznek, ezért leginkább ez a mérés alkalmas a fosszilis talajok pontos kimutatására. Mivel egy interglaciális vagy interstadiális belül több talajképződési ciklus is lehetett, a paleotalajszintek — a horizontok és alhorizontok — együttes száma jóval nagyobb, mint a fő löszképződési periódusoké. A kutatási területen összességében több mint 15 paleotalaj van. Az egy interglaciálisban képződött paleotalajok gyakorlatilag egymásra halmozódhatnak, és az elektromos ellenállásgörbén kijelölhető periódus alsó, kisebb elektromos ellenállású részét képezik. Bonyolítja a helyzetet, hogy a paleotalajok akkor is egymásra halmozódhatnak, ha a rétegsor akár suvadás, akár rejtett lepusztulás miatt nem teljesen folytonos. A rétegzavarokra gyakran csak a fúrások közti korrelációból lehet következtetni.

A földtani rétegsorokkal való egybevetés azt mutatja, hogy a paleotalaj-szelvények feltalaja pozitív mágnesezhető anomáliát okoz. Ugyanakkor a paleotalajok altalajában a mészfelhalmozódási szintek mágnesezhetősege pedig nem különbözik lényegesen a löszétől. A fentiek miatt a geofizikai szelvényeken a korrelációs határok legpontosabban az egyes paleotalajok al- és feltalaja között jelölhető ki. A löszformáción belül a földtani adatokkal összevethető geofizikai korrelációs egységek határa így általában a paleotalajok közepén, a *b* és *c talajszintek* határán húzódik. Kivétel a legfelső (A1) egység, amelynek felső határa a recens talaj, alja pedig az L2 horizont aljával egyezik meg. Ennek az az oka, hogy a Fialtal Löszsorozat Alsó és Felső Összlete között az L2 horizont és az MF paleotalaj között húzható meg a leginkább követhető geofizikai határ. Így a geofizikai korrelációs egységek földtani értelemben legtöbbször nem alkotják éghajlati vagy üledék-ciklusok határát, mert az nem eshet egy paleotalaj közepére.

A 2002-ben mélyült fúrások tanúsága szerint zavartalan település esetén még az egyes paleotalajok feltalaján belül is jellemző a geofizikai mérés görbék adta mintázat. Az e mintázattól való eltérést a rétegzavarok felismerésénél is jól lehet használni.

A paleotalajok *természetes gamma* sugárzási szintje viszonylag magasabb, mint a löszhorizontoké, azonban a pa-

leotalajok nem mindig különíthetők el jól a nem mészkonkréciós lösztől. A mészkonkréciós szintek negatív anomáliával különülnek el a környezetüktől, így a természetes gamma módszer a paleotalajok szerinti tagolásnak kevésbé hatásos eszköze, mint a mágnesezhető szuszceptibilitás.

A *neutron-porozitás* egy cikluson belül lefelé növekszik, mivel az A1 kivételével a ciklus alján vannak a fosszilis talajszintek felső, adott geofizikai egységbe tartozó szakaszai (*a* és *b szintek*).

Összefoglalva: a paleotalajokat elsősorban a mágnesezhető szuszceptibilitás nagy értékei jelzik, de jellemző a természetes gamma sugárzás és a neutron-porozitás növekedése, illetve az ellenállás csökkenése is. Ezeket az ismérveket jól fel lehet használni a mérési hiányos helyeken (csövezett vagy száraz fúrási szakaszokon). A fenti kritériumokkal az elektromos ellenállásmérés alapján minden fúrásban kijelöltük a földtani, rétegtani egységekhez köthető A1, A2, B, C1, C2, D és E geofizikai egységeket, közülük az E egység már döntően nem a löszformációra, hanem a Tengelic Vörösgyag Formációra esik. A mágnesezhető szuszceptibilitás mérése alapján elkülönítettük és számokkal jelöltük a paleotalajokat.

A 3. ábra alapján a gránittető egyenletlenségeit és a fedőösszlet települését összevetve kitűnik, hogy a teljes összlet fekvővonala egyenletlenebb, mint a rajta települő képződményeké. Látható, hogy sem a C periódus paleotalajai, sem pedig a 14. paleotalajszint nem követik pontosan a fekvő vonalát, ami bizonyos fokú kiegyenlítődesre utal a fedőüledékek keletkezésének kezdeti szakaszán.

A két egymástól független adatállomány összevetése kapcsán fontos körülmény, hogy a földtan alapvetően rétegtani egységeket különbít el, a geofizika pedig a képződmények fizikai tulajdonságával összefüggő jellegzetes görbeszakaszokat, vagyis a geofizikai és a földtani korreláció nagyobb egységeinek határa nem feltétlenül esik egybe. Az adatok összevetése során megállapítottuk, hogy a kétfajta módszer eredményei között néhány fúrás kisebb szakasza kivételével valamennyi fúrás végig követhető, jó korreláció van (1. táblázat).

Az egyes korrelációs szakaszokon belül az A1 geofizikai ciklus mentén a különböző fúrásokban a fúrómagon mért földtani és a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok során megállapított geofizikai határok közötti különbség 0,0–1,0 m ($\pm 0,5$ m) között volt, hozzá kell tenni, hogy csak néhány esetben volt 1,0 m körüli eltérés közöttük, a jellemző szórás jóval kisebb. Az A2, B, C1, C2, D és E ciklusoknál pedig 0,0–0,4 m ($\pm 0,2$ m) közötti a szórás (1. táblázat). Figyelembe véve a geo-

1. táblázat. A dombtetői negyedidőszaki üledékek geofizikai és földtani szintjeinek összevetése

Geofizikai szintek	Rétegtani szakaszok
A1	I.1–I.2 szakasz
A2	MF-BA bc-szint határ
B	BA bc-szint határ MB bc-szint határ
C1	MB bc-szint határ PH1 bc-szint határ
C2	PH1 bc-szint határ - PH2 bc-szint határ
D	PH2 bc-szint határ - PD1 bc-szint határ
E	PD1 bc-szint határ G1 tető

fizikai mérések szondahosszából adódó 0,1–0,2 m közötti pontosságát, valamint a fúrási technológia esetleges pontatlanságait, az egyezés nagyon jónak mondható. A kétfajta korreláció között mutatkozó eltérések véletlenszerűek, azok a két munkamódszer elérhető pontosságának határain belül vannak.

A negyedidőszaki üledékek ásványtani, geokémiai vizsgálata

A fedőüledékek ásvány-kőzettani jellemzésére a 2002–2003. évi kutatás során is elsősorban a röntgendiffrakció (XRD) és a termoanalízis (TA) módszereit alkalmaztuk. Eredményeit FÖLDVÁRI et al. (2003) foglalta össze. A fenti módszerek jól alkalmazhatók a finomszemcsés kőzetek (agyagok) vizsgálatokor, amikor sem vizuálisan, sem mikroszkóppal nem határozhatók meg a komponensek. A műszeres vizsgálatok a minőségi és mennyiségi összetétel meghatározásán kívül az ásványok rendezettségi állapotának jellemzésére is alkalmasak.

A fedőüledékeket az alábbi ásványcsoportok építik fel: *agyagásványok és rétegszilikátok* (montmorillonit, vermikulit, muszkovit, illit, klorit, kaolinit és kevert szerkezetű agyagásványok), *törmelékeny ásványok* (kvarc, plagioklász, kálföldpát, amfibol), *karbonátok* (kalcit, dolomit), *vas-oxidok, -hidroxidok* (goethit, hematit), gipsz és amorf fázis.

A képződmények ásványtani jellemzése két fontos tényezőn alapul:

1. Az *ásványos összetételben* észlelhető különbségek elemzésével megállapítottuk, hogy a két fő képződményben ugyanazok az ásványok fordulnak elő, csak mennyiségi arányaik különböznek (2. táblázat).

2. A fedőüledékek *rendezettségi állapotában* mutatkozó különbségek a lösz eredeti ásványainak — elsősorban éghajlati hatásokra — történő epigenetikus átalakulásaira, a mállás, talajosodás mértékére utalnak.

Vizsgálataink során ezért különféle műszeresen mérhető paraméterek segítségével igyekeztünk ezeket az ásványtani, rendezettségi változásokat, átalakulásokat nyomon követni és számszerűsíteni (FÖLDVÁRI et al. 2003). Az ásványok mennyiségében bekövetkező változások csak a karbonátok és a montmorillonit esetében szignifikánsak, egyébként csak trendek megállapítására alkalmasak. Ezért a mennyiségi adatok közül közvetlenül csak a karbonátokra vonatkozókat használtuk a szintek jellemzésénél. A további vizsgált minőségi paraméterek közül jól használható volt a kalcit, illit, klorit rendezettségi állapota, valamint az agyagásványok

2. táblázat. A lösz- és palaotálajszintek átlagos ásványos összetétele

	Mintaszám	Montmorillonit	Illit	Muskovit	Klorit	Kaolinit	Kvarc	Plagioklász	K-földpát	Kalcit	Dolomit	Goethit
Lösz	57	8	4	9	6	1	37	8	3	13	7	1
Palaotálaj	130	18	7	5	4	1	42	7	3	5	1	2

mennyiségi arányait tükröző molekuláris víz és OH-tartalom (FÖLDVÁRI et al. 2003).

Ezen adatok alapján több, a fedőüledékek jellemzésére, tagolásának pontosítására alkalmas bélyeget, folyamatot követtünk nyomon. A *lösz-paleotalaj átalakulás* egyik legjellemzőbb folyamata a karbonátoknak a paleotalajok feltalajából történő kioldódása. Ugyancsak fontos bélyeg, hogy a *plagioklász-tartalom* a talajosodás előrehaladtával enyhén csökken a szelvényben. A plagioklász/agyagásvány arány alakulása arra utal, hogy az agyagásványok mennyiségének relatív és abszolút növekedése részben a plagioklász mállására vezethető vissza. A talajosodás következő említésre méltó folyamata a *muszkovit fokozatos illitesedése*, illetve összmenyiségük csökkenése. Hasonló, de még inkább szembetűnő jelenség a löszrétegek talajosodása során a klorit mennyiségének csökkenése, amelyhez a *röntgendiffrakciós félérték-szélesség* növekedése társul (FÖLDVÁRI et al. 2003: 2. táblázat). Az agyagásványok közül karakterisztikus szerepe a *szmektit* (montmorillonit) ásványoknak van (2. táblázat). Ez az egyetlen autigén ásvány a rendszerben (az újra kicsapódott kalciton és a nyomokban jelenlévő gipszen kívül). Az egyes képződmények a montmorillonittartalom alapján jól el is különülnek. A Tengelici Vörösagyag 20-30%-os montmorillonittartalma alapján legfeljebb gyenge vízáteresztőként viselkedik. A szelvényekben végbemenő folyamatokra a montmorillonitok közti különbség is utal. A felszín közeli fiatal üledékekben még nem játszódott le a víz-kőzet kölcsönhatás *Na-ot Ca-ra kicserélő* folyamata. A Mg megjelenése a rétegek közötti ráciban pedig egy következő kationcsere-folyamat jelzése, amikor a rétegek valamilyen oknál fogva tartósan Mg-dús vizekkel érintkeztek (pl. talajvízzel való borítottság). A Mg a szelvényben található Mg-tartalmú ásványok (főleg dolomit) kioldásából származhat. Ugyancsak a Mg-dús vizek áramlásának tulajdonítjuk a murvás gránitot tartalmazó szintekben a *paligorszkít* megjelenését (FÖLDVÁRI et al. 2003).

A fedőüledékek fő képződménycsoportjainak ásványtani jellemzésére, mállási állapotának összehasonlítására a kémiai elemzésekből a CIA indexet (Chemical Index of Alteration, NESBITH, YOUNG 1982) használtuk (3. táblázat). Az adatokból kitűnik, hogy a mállottság foka a szelvényekben a mélyebb paleotalajok felé haladva fokozatosan nő.

A termoanalitikai görbékből kimért és az agyagosodás mértékére jellemző molekuláris víz- és hidroxiltartalom alapján a fúrási szelvényekre talajosodási görbét szerkesztettünk (4. ábra), amely közvetve a pleisztocén paleoklímát is tükrözi. A görbén látható, hogy az idősebb löszök általában erősebben mállottak, mint a fiatalok, továbbá az idősebb löszökön keletkezett paleotalajok talajosodása erőteljesebb a fiatalokénál. Ez utóbbi alapján valószínű, hogy az idősebb talajképződési szakaszok melegebbek és átlagosan csapadékosabbak voltak, mint a fiatalabbak.

3. táblázat. A CIA-index változása a rétegsorban

Képződmény	CIA
Lösz	73,4
Barna paleotalaj	77,4
Vörös paleotalaj	78,01
Tarkaagyag	83,5

CIA =

$100 \times (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O))$, ahol a CaO kizárólag a szilikátokban kötött Ca-O-t jelenti

Néhány fúrásban az ásványtani és geokémiai vizsgálatok adatai alapján az azonos rétegtani szintekben a területi átlagtól eltérő mértékben talajosodott rétegek vannak. Egyes fúrásokban (az Üh–23, Üh–25A és Üh–28 fúrásban és a K2 ásott kútban) már a fiatalabb paleotalajok átalakultsága is magasabb a kutatási területen szokásosnál. Ez csak a klimatikus hatásokra történt átalakuláshoz hozzáadódó lokális másodlagos folyamattal, utólagos mállással magyarázható. Részben hasonló okokra vezethető vissza, hogy az idősebb löszrétegek is gyakran mutatnak gyenge mállási jelenségeket, azaz anyagukban lényegében talajnak látszanak. A lösztől színében is eltérő, enyhén talajosodott rétegeket már a paleotalajok átmeneti szintjének tartjuk.

Az ásványtani–geokémiai vizsgálatok alapján a szelvényekben az alábbi jellemző, a diagenézist követő epigenetikus anyagátalakulási és transzportfolyamatok ismerhetők fel:

— *Karbonátok fokozatos kioldódása* a feltalajszintekből. A kalcit az altalajban vagy mélyebb szintekben újra kicsapódik, a dolomit újrakicsapódását nem észleltük. A kioldott Mg egy része az agyagásványokba épül be, kiszorítva onnan a Ca-ot.

— *Montmorillonitosodás*. Víz-kőzet kölcsönhatási folyamat, amely a Na-nak Ca-al történő kicserélődésével jár.

A negyedidőszaki üledékek magnetosztatigráfiai vizsgálata

Paleomágneses vizsgálatot négy fúrás mintáin végeztünk, az Üh–2 fúrásban a felszíntől a gránitig, az Üh–5, Üh–28A és Üh–37 fúrásban a PD1 paleotalaj tetejétől a Tengelici Vörösgyag Formáció aljáig. A mintázás módját, a feldolgozást és a mérési adatokat LANTOS (1997, 2002, 2003) ismerteti.

A korábban készített magnetosztatigráfiai korreláció során az Üh–2 és Üh–5 fúrás inklináció-szelvényét a Tolnai-Hegyháton teljesebb rétegsort feltárt Udvari U–2A fúrás paleomágneses szelvényével (MÁRTON 1998) párhuzamosítottuk. A két üveghutai fúrásban harántolt Tengelici Vörösgyag Formáció normál polaritású intervallumát az U–2A fúrás 124–136 m közötti szakaszával azonosítottuk, mert az U–2A fúrásban a Tengelici Vörösgyag Formáció csak ezen a szakaszon normál polaritású. A régebbi korreláció szerint a formáció rétegei a telephely környékén 1,77–2,02 millió év között képződtek, amelyet egy közel 1 millió éves diszkordancia követett (FÖLDVÁRI et al. 1999; KOLOSZÁR, LANTOS 2001). A 2002–2003. évi kutatás eredményei alapján a vörösgyag a telephely térségében fiatalabb lehet, mint az U–2A fúrásban, és az üledékhiany eltűnik.

Az Üh–2 és Üh–28A fúrás vizsgált üledékei végig, akár csak az Üh–5 fúrás 50,2 m és az Üh–37 fúrás 52,9 m fölötti rétegei, normál polaritásúak (5. ábra), és a *Brunhes kronba* tartoznak, amit a területen meghatározott molluszkafauna is megerősít (KROLOPP 2003). Az Üh–2 fúrásban kimutatott vékony, fordított polaritású zónák a *Brunhes kronon* belüliek, mert a kis vastagság olyan rövid időtartamokat jelez, hogy a *Matuyama kronba* nem nyúlhat át.

A *Brunhes–Matuyama* határ kora BERGGREN et al. (1995) szerint 0,78 M év, SINGER et al. (2002) szerint 0,79 M év. Ez a

határ a kutatási terület fúrásaiban a PD1 paleotalaj alatt van, egyezésben a többi délkelet-dunántúli szelvényvel (KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

Folyamatos vagy közel folyamatos üledékképződést feltételezve az Üh–5 fúrás 50,2 m alatti és az Üh–37 fúrás 52,9 m alatti, fordított polaritású szakaszait a *Matuyama kron* legfiatalabb részének feleltethetjük meg. A két fúrás alján kimutatott két, vékony, normál polaritású intervallum párhuzamosításához a SINGER et al. (2002) által publikált polaritás–idő skálát használtuk fel, amely a *Matuyama kron* tetejénél több rövid, normál polaritású zónát jelöl (5. ábra). A Tengelici Vörösgyag Formáció aljának normál polaritású szakasza a 0,92 M évnél jelölt, *Santa Rosa* nevű rövid normál polaritású intervallumnak felel meg, és a 0,89 M évnél lévő, igen rövid normál polaritású zóna az üveghutai szelvényekben valószínűleg nem jelentkezik. Ezek a vékony, normál polaritású szakaszok az U–2A fúrásban feltehetően a ritkább mintavétel miatt nincsenek meg.

A Tengelici Vörösgyag Formáció a magnetosztatigráfiai korreláció szerint az Üh–37 fúrásban a *Matuyama kron* idején, az Üh–5 fúrásban a *Brunhes–Matuyama* határ körül, az Üh–2 és Üh–28A fúrásban pedig a *Brunhes kron*ban keletkezett, és a *Paksi Löss Formáció* legidősebb rétegeit helyettesíti (5. ábra). Az új adatokkal kiegészített magnetosztatigráfiai korreláció alapján az Üh–37 és az Üh–5 fúrás legidősebb fedőüledékeinek képződése 0,94–0,92 M évre tehető, vagyis a pleisztocén bázisösszlet telephelyen feltárt szakasza ezen adatok alapján a kora–középső-pleisztocénben képződött.

A negyedidőszaki üledékek szferulavizsgálata

A 2002–2003. évi felszíni földtani kutatás során a pleisztocén üledékek sztratigráfiai korrelációját támogató eljárás-ként 3 ásott kút és egy fúrás mintáin (4. táblázat) végeztünk szferulavizsgálatokat. A mikroszferulákat a saját kutatási tapasztalataink alapján következő típusokba soroltuk (DON 2003): I—Fe-tartalmú kozmikus; II—vulkáni eredetű és III—Fe–Ni tartalmú kozmikus.

Földtani korrelációra a területen azonosított mikroszferulák eloszlásdiagramját és kémiai összetételét használtuk fel. Az ásott kutak terepi rétegtani szintjeit (GYALOG et al. 2003) összevetettük az egyes szelvényekben talált mikroszferulák számával és típusával, valamint a tefraszintek (HORVÁTH 2001; HUM 2001) helyzetével (6. ábra).

A kiértékelés során az alábbi megállapításokra jutottunk:

4. táblázat. Az üveghutai területen szferulavizsgálatra begyűjtött minták

Szelvény	Mélység (m)	Szferula (db)
K2 ásott kút	2,0–35,0	83
K3 ásott kút	1,0–18,4	43
K4 ásott kút	0,4–19,2	47
Üh–37 fúrás	48,4–55,6	9
Összesen		182

1. Az *L1* löszhorizontban, a K2 ásott kút 2,2–4,6 m közötti szakaszán, kiugró kettős csúcsot mutatnak a Fe-tartalmú kozmikus (I) szferulák. A periódus közepén (3,4 m) egyértelműen kozmikus eredetű Fe–Ni összetételű mikroszferulák (III) voltak. PÉCSI (1995) szerint az *L1* horizont kora nem haladja meg a 0,016 M évet. Megemlítjük, hogy DONG BI et al. (1993) hasonló korú Fe–Ni szferulákat írt le Kanadában.

2. Az *L2* löszhorizontban, az MF1 paleotalaj-alhorizont fedőjében, a K2 kút 10,8 m–ében vulkanikus eredetű (II) mikroszferulát találtunk. Ez kapcsolatban lehet a 35 000 éves Paks tefrahorizonttal (HORVÁTH 2001).

3. A K2 ásott kútban (12,8–13,2 m) az MF2 paleotalaj kettős szferulacsúccsal jellemezhető, amelynek felső részében a kozmikus eredetű mikroszferulák (I) dominálnak, alsó részében Fe–Ni meteoritikus szferulák (III) jelennek meg. A korreláció szempontjából lényeges, hogy a kettős paleotalaj felső részében (MF1) nem jelentkezik kozmikus eredetű mikroszferula-dúsulás.

4. Az *L3* löszhorizontra a K2 ásott kútban (16,0–16,4 m) kisebb intenzitású kozmikus eredetű mikroszferula-szórás jellemző.

5. A *BD* Talajhorizontban a K2 ásott kútban (18,4–19,4 m között és 22,0–22,4 m között) kettős szferulamaximum mutatkozik, de csak a 19,4 m-ben, az alsó és felső alhorizont határán kimutatott szferulát elemeztük, amely Fe–Ni összetételű, és lokálisan jó markerszintet adhat.

6. Az *L5* löszhorizontban a K2 (24,8–25,2 m) és K4 kút (1,2–2,8 m) szferulaeloszlásában egyes, illetve kettős csúcs mutatkozik (I típus), ugyanakkor a K3-ban az *L5*–*L6* között nem találtunk szferulát, ami valószínűleg lokális elmosódással magyarázható.

7. Az *MB* paleotalajban mikroszferula-dúsulás mutatkozik a K2 (31,2–32,0 m) és K4 ásott kútban (4,8–5,6 m). A *PH* paleotalajban mind a K3 (14,0–15,6 m), mind a K4 kút (9,6–12,4 m) szelvényében hármas csúcs mutatkozik, ezek a K3 szelvény középső csúcsa elemzése alapján meteoritikus eredetű Fe–Ni szferulák, amelyek regionális markerszintet alkothatnak.

8. Az *L7* löszhorizontban a K3 és K4 kutakban és az Üh–37 fúrásban egyaránt jelentős mikroszferula-dúsulás igazolódott. Többnyire kozmikus Fe-szferulák (I) dominálnak, a K3 kútnál Ca, Al, Si, Mg is megjelent. Az *L7*-ben tehát kozmikus és vulkáni eredetű szferulák együttes megjelenésével számolhatunk. Ebben az esetben nem zárható ki a globális korreláció lehetősége a Brunhes–Matuyama paleomágneses váltás (BERGGREN et al. 1995 szerint 0,78 M év) fölött kimutatott kínai és ausztrál–ázsiai mikrotektit-szinttel (LI CHUN-LAI et al. 1993).

A felszíni kutatás során végzett szferulavizsgálatok alapján lokális korrelációt mutattunk ki egyes paleotalaj- és löszszintek között, továbbá néhány üvegghutai rétegtani szintet késő-pleisztocén és középső-pleisztocén üledékekben ismert globális szferulaszinttel korreláltunk (DON 2003). Összességében megállapíthatjuk, hogy a pleisztocén löszsorozatban a mikroszferula-vizsgálatok új párhuzamosítási lehetőséget adnak, és jól kiegészítik a paleotalaj- és tefrahorizontokon alapuló korrelációs módszereket.

A negyedidőszaki üledékek palinológiai vizsgálata

A felszíni kutatások keretében 10 fúrás és egy ásott kút anyagából palinológiai vizsgálatokat végeztünk (NAGYNÉ BODOR 2003). A vizsgált szelvényekben a palinológiai kiértékelést az éghajlatjelző taxonok és a Sporomorphák azon kvantitatív és kvalitatív változásai tették lehetővé, amelyek hőmérsékleti hatásokra, időnkénti vízbefolyásokra és emberi beavatkozásokra következtek be (DIGERFELDT 1972; WILLIS 1997).

A palinológiai vizsgálatok célja elsősorban a paleoasszociációk kronosztratigrafiái besorolása volt LANG (1994), ZÓLYOMI (1995) és FRENZEL et al. (1992) munkáira támaszkodva. A kutatófúrásokban és ásott kútban feltárt palinológiai anyagok a kiértékelés alapján a holocénbe, felső-pleisztocénbe és valószínűleg a középső-pleisztocénbe tartoznak.

A holocénnek a boreálistól (8000–9000 év) a szubatlantikusig (2500 év) terjedő fázisát az Üvegghuta Üh–31C fúrás 1,1–6,6 m közötti szakasza képviseli.

A felső-pleisztocénbe tartozó rétegsorok közül a legjobban értékelhető az Üh–29 fúrás 0,2–4,0 m közötti riss-würm és az Üh–36A fúrás 12,0–13,0 m közötti würm2 korú szakasza volt. Az Üh–17 fúrás 0,0–2,75 m, az Üh–19 fúrás 3,8–5,3 m és a Mórággy M6–7B fúrás 2,8–4,7 m közötti szakaszát csak a felosztatlan felső-pleisztocénbe lehet besorolni.

A pollenek alapján lehetséges, hogy a K4 ásott kút 16,0–17,5 m közötti folyóvízi (1. feljebb) rétegeinek kora középső-pleisztocén.

A palinológiai vizsgálati eredmények közül leginkább az Üh–29 és az Üh–36A fúrás, továbbá a K4 ásott kút adatai segítettek a kutatási terület negyedidőszaki éghajlati viszonyainak és a fedőüledékek rétegtani besorolásának pontosításában.

Az Üh–29 fúrás a Hutai-völgybe torkolló Cserdülői-völgyben, völgytalpi helyzetben mélyült. A fúrás fedőüledékeinek Sporomorpha-együttese a rétegsor folyóvízi eredetét támasztja alá.

2,6–4,0 m között a csipkeharaszt (*Selaginella selaginoides*) és a szórványosan előforduló fás növényzet (*Fraxinus*, *Tilia cordata*, *Alnus glutinosa*) hűvös, kontinentális klímára utal, bár a *Tiliaplathyphyllos* megjelenése (3,0 m) már egy felmelegedés kezdetét jelezheti.

Ezt követően (1,4–2,4 m) feldúsult erdővegetáció következik, amelyet majdnem teljesen (42%) nagylevelű (*Tilia platyphyllos*), kislevelű (*T. cordata*) és molyhos hárs (*T. tometosa*) alkot (7. ábra). A riss-würmben Európában sok helyen az erdők majdnem teljesen hársból álltak. A *Tilia* mellett előfordult tölgy (*Quercus*), juhar (*Acer tataricum*), sőt harmadidőszaki szárnyasdió (*Pterocarya*) és *Carya* pollenje is. A pleisztocénen belül az ilyen összetételű elegyes tölgy és hárserdők az interglaciálisok klímaoptimumára voltak jellemzők. A hazánkban már kihalt, melegkedvelő *Azolla* sekély, eutróf, lassú folyású folyó jelenlétére utal (MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ 1982). A továbbiakban (0,2–1,0 m) a *Tsuga canadensis* és *Juniperus communis* lehűlésre és a kontinentális hatás újbóli növekedésére, míg a

Pinus és a vízi növényzet ritkulása csapadék csökkenésére mutat.

Az Űh-36A fúrás a telephelytől K-re eső csuszamlásos területen mélyült. A fúrásban 12,0–13,3 m között harántolt mocsári üledék egy negyedidőszaki csuszamlás mögötti védett helyzetben ülepedett le.

A 12,75–13,0 m közötti rétegek leülepedése FRENZEL et al. (1992) beosztása alapján a pleniglaciális B, würm2 idejére tehető, itt a *Polygonum aviculare*, *P. viviparum* szárazabb, hűvösebb, időként kissé nedvesebbé váló éghajlatot jelez. A hőmérséklet és a csapadék még a *Pinus silvestris* spontán terjedéséhez sem lehetett elegendő.

Ezt követően (12,75 m) lassú hőmérséklet-emelkedés hatására *Scabiosa* és *Polygala* jelent meg, a vízi életterben elterjedt a *Spirogyra* és a *Myriophyllum verticillatum*. A fúrás 12,0–12,5 m közötti szakaszában már a nedvesebb körülményeket kedvelő fás növényzet (*Alnus*, *Betula*, *Salix*) is előfordult, de melegigényes lombos fák képviselői még nem, ez az időintervallum egy interstadiális (denekamp) kezdete lehetett. A fentiek alapján a vizsgált szakasz mocsári üledéke mintegy 0,03–0,04 M év között keletkezett.

A K4 ásott kút domboldali helyzetben mélyült. A minta a rétegorreláció alapján az L7 Lösshorizont fekéjében települő folyóvízi összletet jellemzi. Itt a palinológiai vizsgálat nyomán valószínű, hogy a löszrétegsor fekéjében települő finomszemű, jól rétegzett összlet pleisztocén korú.

A 16,7–17,5 és 16,0–16,5 m közötti rétegekben előforduló asszociáció hűvösebb időszakot jelez, mivel hiányoznak a melegkedvelő lombos fák, és a gyér túlevelű vegetáció mellett szórványosan üröm (*Artemisia*), libatop (*Chenopodium*) és kötőrfű (*Saxifraga*) tenyészett.

A *Carpinus*, *Ilex*, *Hedera* megjelenése (16,5–16,7 m) már felmelegedésre és kiegyenlített klímára utal. A *Hedera* terjedéséhez a leghidegebb hónap sem lehet $-1,5^{\circ}\text{C}$ alatt. Az *Ilex* terjedése pedig csak 20°C -nál alacsonyabb évi hőmérsékletingadozás esetén következik be (JÁRAINÉ KOMLÓDI 1966), ezért a mai őshonos vegetációból nálunk már hiányzik. Valószínű, hogy spontán terjedéséhez csak a középső-pleisztocénig lehettek meg az életfeltételek. Ugyanakkor a gyér előfordulása (1-1 db) Sporomorpha miatt a fúrás rétegei csak feltételesen sorolhatóak a középső-pleisztocénbe.

A negyedidőszaki üledékek malakológiai vizsgálata

Malakológiai vizsgálat céljára a területen mélyített három ásott kútból 40 cm-es mélységközökkel összesen 153 mintát gyűjtöttünk (K2: 0,0–35,2; K3: 0,0–18,4; K4: 10,0–17,6 m). A 153 mintából 106 minta tartalmazott értékelhető malakológiai anyagot. A vizsgált malakológiai anyag mind faunisztikai és paleoökológiai, mind pedig rétegtani szempontból értékes információkat adott (KROLOPP 2003).

A minták Mollusca-faunája kizárólag szárazföldi csigafajokból áll. Az anyagban 39 pleisztocén taxont sikerült felismerni. Többségük gyakori, a löszös képződményekből az ország más területeiről is ismert faj.

Faunisztikai érdekesség viszont, hogy először sikerült pleisztocén képződményeinkből a *Vitrinobrachium breve* fajt kimutatni. Ez a csiga jelenleg DNy-Németországban, D-Hollandiában és Svájcban, nedves erdei élőhelyeken, illetve ártéri erdőkben fordul elő.

A magyarországi pleisztocén üledékekből eddig csak valószínűnek lehetett tekinteni lehetett a kihalt *Pupilla loesica* faj előfordulását. A K2 ásott kút 8,8–9,2 m közötti mélységközében ez a faj domináns elem, példányai nagy számban kerültek elő.

A minták Mollusca-faunája minden esetben szárazföldi üledékképződést bizonyít. A csigahéjak megtartási állapotából jelentősebb távolságról történt áthalmozódásra nem lehet következtetni.

A különböző ökológiai igényű fajok előfordulásából és egyedszamarányuk változásaiból a rétegsoroknak melegebb és hűvösebb klíma alatt képződött, illetve nedvesebb és szárazabb környezetet jelző szakaszait lehet elkülöníteni (KROLOPP 2003).

Az üveghutai 3 ásott kút malakológiai anyaga azt igazolja, hogy a rétegsor nem egyenletesen képződött, hiányok vannak benne. Különösen szembevető a késő-pleisztocén korú löszrétegsor hiányos volta. Ennek a szakasznak a malakológiai tagolódását több lelőhelyről is kielégítően ismerjük, így megállapíthatjuk, hogy a leírt 9 malakoztatigráfiai egységből (SÜMEGI, KROLOPP 1995) itt csak 2 zonulát lehetett kimutatni.

A K4 ásott kútban a legnagyobb mélységből (15,6 m) származó értékelhető malakológiai anyag még pleisztocén korúnak bizonyult. A fauna alapján itt az L6 vagy L7 Lösshorizontot lehet kimutatni, megerősítve ezzel a palinológiai vizsgálatok eredményét.

Fontos rétegtani eredménynek számít, hogy jelentős mélységközök (K2 kút 20,4–35,2 m, K3 kút 1,6–2,8 m) mintáiban megtalálható a korjelző *Neostyriaca corynodes* csiga (KROLOPP 1994), amely középső-pleisztocén besorolást bizonyít (az alpi beosztás mindél, mindél-riss és riss szakaszai). Az itteni példányok héjmorfológiai bélyegei alapján az üledéksornak ez a része a riss glaciálisban képződött, és nagy valószínűséggel a Mendei Bázis (MB) és a Basaharci Alsó (BA) paleotalajok közé eső löszhorizonttal (HUM 2001) párhuzamosítható. Ugyanakkor a földtani-geofizikai korreláció szerint ez a rétegtani szakasz a BA és az L6 közötti horizontokat képviseli. Az eddigi ismeretek alapján a korjelző *Neostyriaca corynodes* faj sem a Délkelet-dunántúli löszszelvényekben, sem másutt nem fordul elő a Mendei Bázis paleotalaj alatt (KROLOPP 2003), így a rétegorreláció alapján itt van a faj első ismert előfordulása az L6 horizontban.

Összegzés, következtetések

A kutatásoknak a negyedidőszaki üledékekre vonatkozó fontos földtani eredménye több ezer réteg párhuzamosításán alapuló rétegorreláció, amit földtani, geofizikai és különböző anyagvizsgálati adatok egyesítésével végeztünk el (8. ábra).

A negyedidőszaki üledékek egészére, főként a Tengelici Vörösayag Formációra és a Paksi Löss Formációra vonat-

kozó új eredmény a mállottság mélység felé fokozódási trendje. A mállottság szelvényeken belüli menetét — egymás eredményeit megerősítve — jól kirajzolják a terepi szedimentológiai eredmények (MARSÍ 2000), a geofizikai értelmezési (SZONGOTH et al. 2003) és az ásványtani–geokémiai adatok (FÖLDVÁRI et al. 2003). A termikus és röntgendiffrakciós vizsgálatok segítségével felismerhetők az üledékképződést követő mállás, talajosodás és a diagenezist követő epigenetikus változásokhoz köthető anyagátalakulási folyamatok is.

A *Tengelic Vörösgyag Formáció* tekintetében a 2002–2003. évi felszíni kutatás új megvilágításba helyezte a tipikus bázisképződmény képződési idejét a vizsgált területen. A rétegtani és paleomágneses adatok fontos új eredménye a formáció korának kiterjesztése a középső–pleisztocén aljáig, a PD talajig. Így az részben helyettesíti a Paksi Löss Formáció alját, annak heteropikus fáciesét (l. fentebb). Ez az értelmezés lehetővé teszi a Mórággyi-rög negyedidőszaki fejlődéstörténetében korábban feltételezett, adatokkal nehezen igazolható mintegy 1 millió éves üledékhézag megszüntetését (BALLA et al. 2003).

A bázisösszlet sok vonatkozásban különbözik a Tengelic Vörösgyag Formáció típusterületeinek kifejlődéseitől (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003). Agyagtartalma csak kevés helyen éri el a Tolnai-Hegyháton mélyült Udvari–2A fúrás rétegsorában jellemző értéket. Karbonáttartalma szintén alacsonyabb az U–2A fúrás tarkaagyagának karbonáttartalmánál. Mindez az eltérő fekképződmény (pannóniai összlet helyett gránit) következménye.

A formáció agyagásványos spektruma és a mállott gránit agyagásványai nem különböznek lényegesen egymástól, ugyanakkor eltérnek a fedőben települő lösz alapú paleotalajokétól (FÖLDVÁRI et al. 2003).

A *folyóvízi összlet* települése alapján az alsó–középső-pleisztocénbe sorolható, amit a pollen- és malakológiai vizsgálatok sem zárnak ki (NAGYNÉ BODOR 2003, KROLOPP 2003).

A *Paksi Löss Formáció* helyenként zavart települését,

néhál hiányos voltát a terepi bélyegek (KOLOSZÁR et al. 2000) mellett a geofizikai tagolás (5. ábra) és a malakológiai adatok, azaz a fiatal löszben máshol meglévő zonulák hiánya is igazolják (KROLOPP 2003).

A formáció magas szintű ismeretessége lehetővé teszi, hogy a délkelet-dunántúli jellemző kifejlődést korreláljuk a kínai löszplató jellemző szelvényével, és összevessük a tengeri oxigénizotóp-skálával (KUKLA, AN 1989; SHACKLETON 1990). Látható, hogy horizont szinten igen jó egyezés van a két kifejlődés között, ami lehetőséget teremt a globális korrelációra is (9. ábra).

A *suvadásos–csuszamlásos összlet* vizsgálatával kapcsolatos fontos rétegtani eredmény, hogy palinológiai adatokkal sikerült igazolni a terület egy nagyobb csuszamlásos pásztájának késő-pleisztocén korát. Az Űh–36A fúrás palinológiai vizsgálata alapján a fúrás közelében történt csuszamlás mintegy 0,04 millió évvel ezelőtt következett be, majd a lesuvadt, felbolygatott összlet helyi mélyedésében mintegy 0,01 millió évig mocsári üledékképződés folyt (NAGYNÉ BODOR 2003), amelynek termékeit lösz anyagú lejtőüledék fedte be. Mivel ez a suvadás késő-pleisztocén korú, megvolt a lehetőség arra, hogy a hasonló korú suvadásos pásztákra típusos lösz rakódjon. Ennek alapján a feltárt késő-peisztocén csuszamlásos és mocsári üledékeket célszerű a Paksi Löss Formáció heteropikus fáciesének tekinteni.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük Balla Zoltánnak, a Bátaapáti térségi kutatók vezetőjének, hogy az elmúlt évek során lehetőséget biztosított számunkra a kutatómunkában való részvételre, továbbá köszönjük a munkálatok során nyújtott sokrétű szakmai segítségét, cikkünk kritikus lektorálását. Köszönettel tartozunk Piros Olgának és Simonyi Dezsőnek a szakmai, technikai szerkesztésben nélkülözhetetlen segítségért is.