

Alpine burial history of the Mórág Block and its environs

GÉZA CSÁSZÁR

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



Key words: Cenozoic, erosion, Hungary, Late Palaeozoic, Mesozoic, Mecsek Mountains, South-eastern Transdanubia, subsidence

Abstract

The aim of this study was to reconstruct the subsidence and burial history of the low- and intermediate-level radioactive waste disposal in its potential repository area. The research area can be subdivided into two subareas of different geological settings. In the larger subarea (Mórág Block) there are mainly granitoid rocks on the surface but usually covered by Quaternary and in a few cases Pannonian sediments. In the Zsibrik Block the granitoid rocks are covered by Lower Palaeozoic metamorphites and in part by Jurassic and Neogene formations. The significant differences between the two areas from the Carboniferous onwards are expressed in the Figures 3 and 4.



Introduction

The present study was compiled as a part of the exploration for assessing the possibilities of low- and intermediate-level radioactive waste disposal in the environs of Bataapáti. Its aim is to investigate the subsidence (burial) conditions of the study area. The area consists of the Mórág Granite Formation (Palaeozoic), regarded as the potential host rock of the radioactive waste, and the closely related Ófalu Formation (Palaeozoic), as well as the Jurassic succession in the NW corner of the research area. The latter is connected tectonically to the above mentioned formations (Figure 1). The idealised geological profile edited by G. Császár for the area between the Mecsek and Villány Mts. served as a model for plotting the subsidence curves (Figure 22, p. 34 in Császár 2002).

Geological background

Geologically, the area represents a part of the Mecsek Zone (northern tectonic element of the Tisza Unit – FÜLÖP 1994). It is of a syncline character and is situated on the S flank of the Zone. In the environment of the Mórág Block

opinions differ as to the boundary of the Mecsek and Villány Zones, the nature of the formation contacts, as well as the kind and direction of movements along structural elements. This is so despite the considerable volume of drilling research that has taken place. Their analysis is not a task of this study and thus it is mentioned as an example only that the majority of the authors do not take any particular stand on the tectonic character of the Mórág Block and the closely related Mecsekalja Zone. This zone is composed of metamorphites of the Ófalu Formation (Palaeozoic), as well as the Mesozoic range connected to them from NW (FÜLÖP, DANK 1987; BARABÁS, BARABÁS-STUHL 1998, *etc.*). According to TÖRÖK (1998), the Villány Zone is thrust on the Mecsek Zone even here, while according to BALLA (1981) the thrust is just the reverse in this section. However, according to CSONTOS (1995) this is a dextral fault line. On the maps of the last report (BALLA et al. 2003) of the exploration for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant, this structural line is not qualified, either.

With regard to the southern boundary of the Mórág Block, the points of view also vary. The map of FÜLÖP, DANK (1987) marks a sedimentary contact between the Mórág Complex and the Triassic sequences, while according to

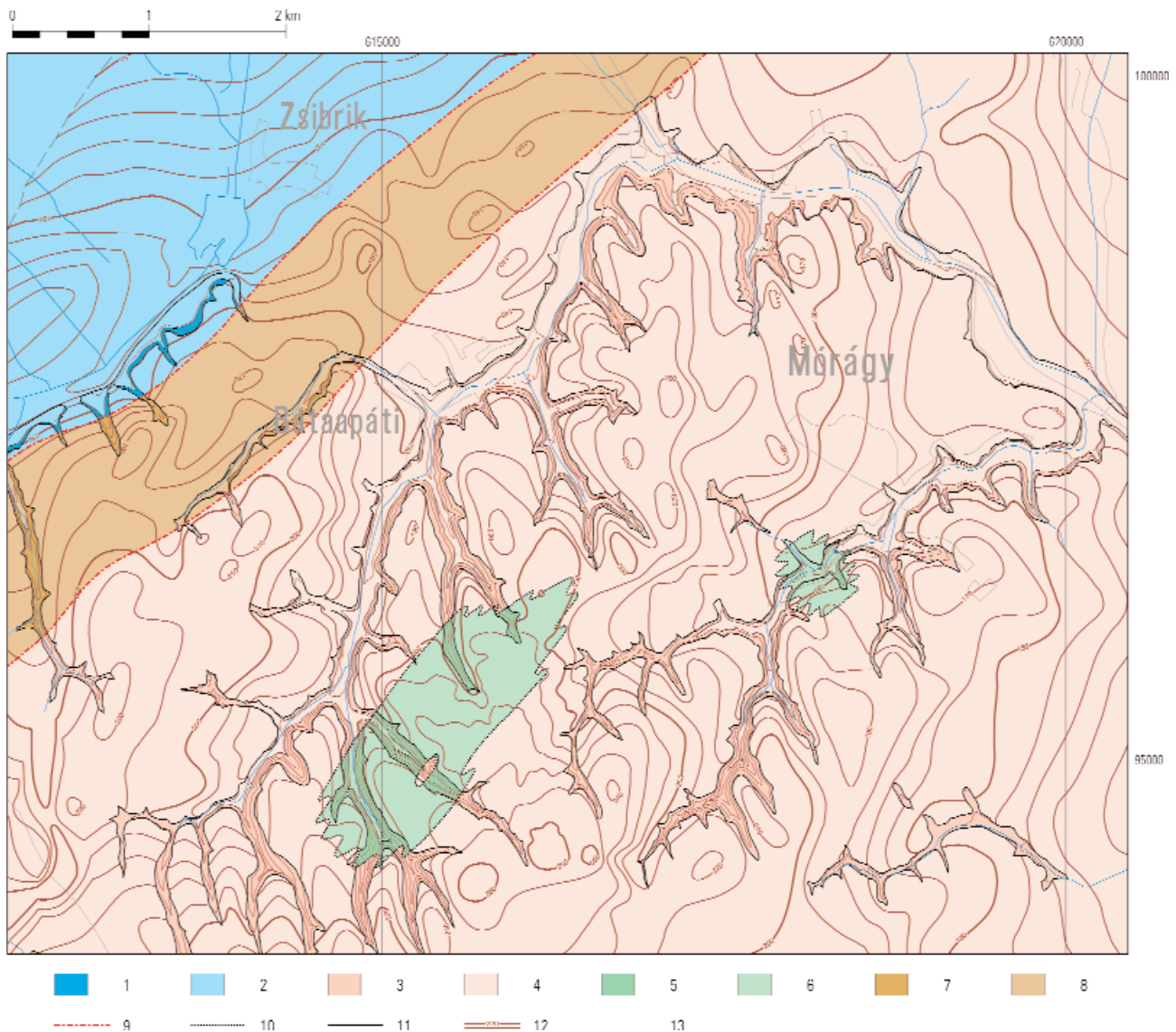


Figure 1. Geological map of the basement surface in the close vicinity of the Bataapáti (Üveghuta) Site. After BALLA et al. (2003), a fragment 1-2 – Lower Jurassic sediments: 1 – exposed, 2 – buried; 3-6 – Palaeozoic Mórágó Granite Formation: 3-4 – monzogranite: 3 – exposed, 4 – buried; 5-6 – monzonite: 5 – exposed, 6 – buried; 7-8 – Palaeozoic metamorphic rocks of the Mecsekajka Zone: 7 – exposed, 8 – buried; 9 – tectonic contact of the Mecsekajka Zone; 10 – boundary between the monzonites and monzogranites; 11 – stratigraphical boundary; 12 – contour lines of the basement surface, each 10 m asl; 13 – extent of the compilation area

1. ábra. A Bataapáti (Üveghutai)-telephely közvetlen környékének alaphegységfelszín-térképe. BALLA et al. (2003) nyomán, részlet.

1-2 – alsó-jura üledékek: 1 – kibúvásban, 2 – fedetten; 3-6 – Paleozoikum, Mórágó Gránit Formáció: 3-4 – monzogranit: 3 – kibúvásban, 4 – fedetten; 5-6 – monzonit: 5 – kibúvásban, 6 – fedetten; 7-8 – Paleozoikum, a Mecsekajka-öv metamorfittjai: 7 – kibúvásban, 8 – fedetten; 9 – a Mecsekajka-öv tektonikus határa; 10 – monzonit és monzogranit határa; 11 – rétegtani határ; 12 – az alaphegység felszínének szintvonalai 10 m-enként (Bf); 13 – a szintvonalak szerkesztési határa

BARABÁS, BARABÁS-STUHL (1998) the contact is tectonic — in fact with a sinistral shift.

The boundary between the Mecsek and Villány Zones cannot be clearly delineated in the area S of the Mórágó Block. Among others, the uncertainty is well-reflected in the Mesozoic sequence of transitional character of the Máriakémed–Bár Range; this is situated between the Mecsek and the Villány Zones. The structural elements of this range are not documented with due reliability, either. In connection with the latter, at the moment the knowledge on

the basement of the Ellend Basin bordering the Mórágó Block from the S is rather poor; here sequences older than Triassic were not explored. The significant distance-shortening during the early Late Cretaceous sub-Hercynian (pre-Gosau) phase — also did not contribute considerably to marking the boundary between the structural zones.

In the territory of the Tisza Unit, the Lower Palaeozoic formations suffered a low- to medium-grade (from phyllite to amphibolite facies) metamorphism during the Variscan tectonism (SZEDERKÉNYI 1998). Within this interval, the lat-

ter ones predominate owing to the intensive erosion during the formation of molasse. In extreme cases, very low grade (*e.g.* Szalatnak Slate) and high-grade (*e.g.* Göröcsöny Eclogite) metamorphites also occur as nappe outliers. The latter ones were determined by BALLA (1981) as being of Caledonian origin.

Based on the material of the probably well-separated Carboniferous and Permian sedimentary cycles, the grain size of the detritus, and the distribution of the accumulation areas during the Variscan tectonism, the conclusion can be drawn that the erosion could have been rather intense and general during both tectonic phases. At the beginning the products of the erosion were accumulated outside the territory of the Tisza Unit. In a later stage of the erosion the accumulation of the sequence, reaching even several thousand m, took place in a very uneven distribution in intramontane basins within the Tisza Unit. Such basins are known in the Western Mecsek Mts. and its W foreland.

In the course of the Early Triassic, the territory was more or less eroded to a balanced level while the depressions were filled up. As a result of the transgression at the beginning of the Middle Triassic, carbonate formations of ramp and then — differently from area to area — carbonate platform, slope, and basin facies were deposited on the basement. The latter continued to subside but at an uneven degree. On the invariably mobile basement, clastic formations were accumulated in fluvial environment during the Late Triassic; however, the rate of accumulation and erosion were decreasing southward. A remarkable phenomenon on the basement maps (FÜLÖP, DANK 1987) is that in the territory of the Great Hungarian Plain — and especially in the Mecsek Zone within it — the zone of the Triassic (and Jurassic) formations becomes narrower eastwards between the zones of the crystalline and the Cretaceous formations. In the Máriaké-ménd–Bár Range, in the cover of the Permian layers with their decreased thickness, only the lowermost part of the Middle Triassic was preserved besides the Lower Triassic.

Up to the top of the Middle Jurassic, the Jurassic formations were developed in Gresten and mottled marl (Allgau) facies within the Mecsek Zone. Besides the more or less identical nature of the facies, the thickness of the individual formations and even that of the whole sequence are show extreme variations: locally a difference of several orders of magnitude can be noted. The sequence of the Mecsek Zone, grading from fluvial into marine development, reached its maximum — accompanied by gradual subsidence — during the detachment of the Tisza Unit from the European Plate. Within it, a northward deepening (with silica content increasing towards the N and southward increasing carbonate content, accordingly) is outlined on the basis of the sequences in the Great Hungarian Plain. As opposed to the continuous sequence in the Mecsek Mts., the Villány Zone is of lacunar development. At the same time the Villány Zone as a whole was of submarine ridge character in the Jurassic, at the end of the latter it became a shallow marine carbonate platform. In the area to the SE of the Mecsek Mts. (in the Máriaké-ménd–Bár Range), the Jurassic sedimentation began only in the Middle Jurassic.

In the Mecsek Zone, the Lower Cretaceous series is represented by basalt varieties that are the products of an early phase of submarine rifting. After the uplift and erosion at the beginning of the Late Cretaceous, accompanied by nappe formation, the volcanic–sedimentary sequence of deep sea and at the same time atoll character, was replaced by a newer sedimentary cycle not later than in the Late Cretaceous. To the E of Szolnok the basin turned into a flysch trough within which a lacunar sequence accumulated, lasting until the Oligocene. On the basis of boreholes in the Danube–Tisza Interfluvium, there is no doubt that the Mecsek Mts. and its environment were covered by the Upper Cretaceous sediments, as well. Based on the terrestrial and fluvial Palaeogene, known from the environs of Szigetvár, it can be assumed that a more generally extended accumulation may also have taken place in certain places and periods besides the general erosion.

In the Villány Zone, owing to a short subaerial period, bauxite accumulation took place due to the distant effects of the basalt volcanism in the Mecsek Zone at the beginning of the Cretaceous. Further on, an extensive carbonate platform existed till the Albian stage, followed by hemipelagic marl then flysch-like sediments developed in a flexural basin. Here, the Upper Cretaceous forms an independent sedimentary cycle whose preserved sediments can be found only in the Danube–Tisza Interfluvium and Trans-Tisza area. In the west this is more calcareous than that in the Mecsek Mts. and shows less pronounced flysch features in the east. In the Hungarian part of the zone, Palaeogene sediments were not encountered.

Creation of the subsidence history curve

The subsidence history curve was prepared according to the method applied by GRADSTEIN, SRIVASTAVA (1980). In this method the geological time (geochronological units) and the radiometric ages from the Carboniferous until the present are indicated on the horizontal axis, while the depth conditions (thickness of the formations and the water depth) can be found along the vertical axis. During the analysis, the reflection of the effects of the increasing load pressure were disregarded, as were also the compaction calculations applied by MAYER (1987) for detecting the real maximal depth conditions. Thus the curves in Figures 2 and 3 correspond to the curve without compaction correction, marked with uRS by VAN HINTE (1978). As a matter of fact, given the lack of compaction correction in the original (at the time of the sedimentation) the thickness of the individual formations cannot be established. Thus the so outlined “greatest depth” of the given formation or surface — to a certain degree — falls behind the real depth. However, since the used “thickness data” are frequently only estimated values, their limit of error is smaller than that of the data mentioned before, thus it is considered unnecessary to carry out decompaction calculations. Moreover, according to KEEN (1979) the correction

has significance only if the profile contains a section with a clayey–silty (mudstone) character and has considerable thickness. During the evaluation an attempt was also made to take into account both the eustatic sea-level changes and the time of the well-known tectonic events.

Subsidence curves

In accordance with the above, an independent diagram was prepared for each of two districts within the research area for investigating the possibilities of radioactive waste disposal. One of the districts is represented by the area comprising the surface and near-surface occurrences of the Palaeozoic crystalline sequences of the Mórág Block (Mórág Granite Formation and Ófalu Formation). The other district is situated in the NW corner of the research area, marked by the Village of Zsibrik, where Jurassic sequences can be found on and near the surface. The analysis covers only the subsidence (burial) conditions of the forma-

tions belonging to the Alpine structural system, including the Permian molasse sequence.

Subsidence history of the Mórág Block

Carboniferous sediments are not known in the immediate environment of the Mórág Block. The nearest boreholes that penetrated Carboniferous sediments with certainty, can be found in the foreland of the W side of the Villány Mts. and to the NW of it. Given the lack of palaeontological data, the presence of Carboniferous sediments is only probable in the region of Nagykőrös. On this basis, it should be assumed that a quick and considerable relief uplift and a consequent intense erosion took place in the predominant part of the Tisza Unit during the Late Carboniferous as a result of the orogenic phase. On the basis of the deposition of the Permian sequences on the crystalline basement (in the greater part of the Western Mecsek Mts, Boreholes Nagyközár Nk–2, Máriakémeád Mk–3, Somberek Smb–1, etc.),

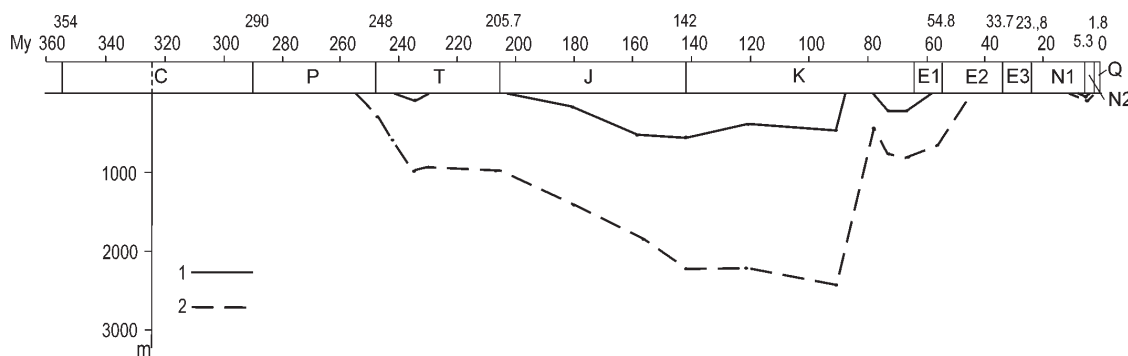


Figure 2. The subsidence curve of the Mórág Block

On the geological time axis, the international codes (ICS 2004) are indicated: C = Carboniferous, P = Permian, T = Triassic, J = Jurassic, K = Cretaceous, E1 = Palaeocene, E2 = Eocene, E3 = Oligocene, N1 = Miocene, N2 = Pliocene, Q = Quaternary. 1 – water depth, 2 – depth to the crystalline basement

2. ábra. A Mórág-rög süllyedési görbéje

A kortengelyen a földtani korok nemzetközi kódjai (ICS 2004) állnak: C = karbon, P = perm, T = triász, J = jura, K = kréta, E1 = paleocén, E2 = eocén, E3 = oligocén, N1 = miocén, N2 = pliocén, Q = negyedidőszaki. 1 – a tenger mélysége, 2 – a kristályos aljzat felszínének mélysége

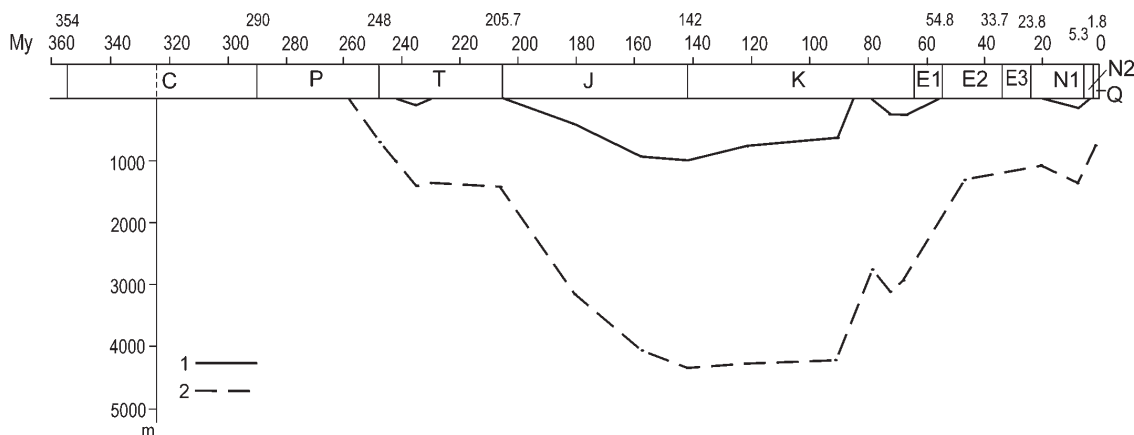


Figure 3. The subsidence graph of the Zsibrik Block

For captions see Figure 2

3. ábra. A zsibriki terület süllyedési görbéje

Jelmagyarázat a 2. ábrán

it can be regarded as proved that most of the area remained as an erosional relief until the end of the Late Carboniferous. Sediment accumulation took place only in the intramontane basins. The newer orogenic phase at the end of the Carboniferous – at the beginning of the Permian had a result largely similar to that of the Carboniferous events. With regard to the Mecsek and Villány Zones, after the initial general erosion the western areas became accumulation reliefs. The accumulation extended slowly towards the E which is proved unambiguously by the 1,068 m and 487 m thick Permian sequences of boreholes Mk–3 and Smb–1, respectively; this is especially true if it is taken into account the facts that the lowermost formation of the Permian (the Korpád Sandstone) as well as the uppermost formation of the Permian (the Kővágószőlős Sandstone) are missing from the latter borehole. The Boda Siltstone, omitted from here due to facies reasons, has a similar indication. According to BARABÁS, BARABÁS-STUHL (1998), the Jakabhegy Sandstone is also deposited with a significant hiatus in Borehole Smb–1. In that part of the Mecsek Zone which is in the basement of the Great Hungarian Plain, no Permian formations occur at all. In the Villány Zone — in the environs of Kiskunmajsa — three boreholes penetrated the Gyűrűfű Rhyolite. However, sedimentary formations are not known here, either (MAJOROS 1998). Therefore it follows that those parts of the two zones which are in the basement of the Great Hungarian Plain were situated above the erosion base level essentially throughout the Permian period.

Today, the territory of the Mórágý Block is partly on the surface and partly covered by a thin Neogene to Quaternary sequence. The tectonic position of the Block is not totally clear, at present. Its WSW-vergent wedge shape makes the impression that the areas to the SE and NW of it were shifted towards NE relative to it — that is it, is bordered in the NW by a dextral and in the SE by a sinistral faults, respectively. Accordingly, here a Permian sequence with a smaller thickness (approximately 300 m) than that at Somberek (Figure 2) was taken into account. Without giving sources, TÖRÖK (1998) mentioned a 130–200 m thickness of the Jakabhegy Sandstone of Early Triassic age in the territory of the Mórágý Block. Though even he does not mention a younger Triassic sequence, it is no reason to assume that the area did not become an accumulation relief during the Triassic period. This is referred to also by the fact that in Boreholes Smb–1 and Mk–3, to the S of the area, Jakabhegy Sandstone, and in the latter one even Patacs Siltstone (Early Triassic) occur underneath the Middle Jurassic sequences (TÖRÖK 1998). It has a similar significance that scarcely rounded detritus of dolomite material, forming layer-like lenses, appears in the Lower Jurassic sequence of the Zsibrik area. This indicates transportation of very short range. Due to the mentioned structural uncertainty, it cannot be declared that the source of the material was the present-day area SE of the occurrence. However, since Triassic, Jurassic and even metamorphic sequences appear near the present-day southern margin of the

Jurassic sequences also in the other Jurassic formations (NÉMEDI VARGA 1988), the source cannot be regarded point-like. Thus the area can be considered as relatively uplifted even over a longer range, so the Triassic sequence can be assumed to have a thickness more moderate than on-average — altogether some 700 m (Figure 2). Within it, the smaller accommodation rate can obviously be put to the Late Triassic.

There are no direct data on the Jurassic formations in the territory of the Mórágý Block. However, based on the above it can be regarded as an area with a relatively uplifted position. This is even so for the Jurassic period where sedimentation took place at least episodically also during the Early Jurassic. Within the Mecsek Zone, NÉMEDI VARGA (1988) mentioned varied detritus from the Jurassic formations as follows: Lower Jurassic Hosszúhetény Calcareous Marl (Upper Triassic coal pebbles, Lower Jurassic calcareous siltstone, Lower Jurassic mottled marl), Lower Jurassic Mecseknádasd Sandstone (Triassic and Lower Jurassic detritus in the environs of Apátvarasd, the product of the sub-aerial erosion of the Máriakéménd–Bár Range) and Middle Jurassic Pusztakisfalu Limestone (quartzite and crystalline schist pebbles). This latter already come into being in the early Middle Jurassic phase and is characterised by the unanimous deepening of the Jurassic sea. There is already no trace of redeposited detritus in younger formations. Accordingly, a significant deepening is demonstrated also by the curve obtained during the Middle Jurassic. Thus the subsidence was a consequence of not mainly the increase in thickness of the formations but rather of the deepening of the sea. At this time, the water depth exceeded even 500 m while the base of the series approached 2000 m. At the end of the Late Jurassic, the subsidence was more or less in harmony with the accumulation.

The balance broke down at the end of the Middle Cretaceous. On the basis of the analogies in the Mecsek and Villány Mts, at this time a quick and intense uplift took place due to the pre-Gosau compressional tectonic movements. As a result of the latter, the greater part of the so far accumulated formations eroded. During the Late Cretaceous, even the territory of the Mórágý Block was flooded for a short period of time by the sea, in accordance with the transgression in the Mecsek and Villány Zones.

On the basis of the events known in the Szolnok Flysch Trough, it cannot be excluded that in this area sedimentation took place occasionally also in the Palaeogene and it could even have been a marine one. It is obvious that the area basically uplifted and erosion also took place during already in the Palaeogene. At this time, not only the product of the Upper Cretaceous and Palaeogene sedimentary cycle but also the Permian and Triassic sequence, preserved during the previous erosion period, disappeared. In the Neogene, only an insignificant amount of marine and lacustrine sediments accumulated in the area, and mainly in its marginal parts. Similarly, the Pleistocene could be the period of rather the erosion than the accumulation, though this has already no importance from the point of view of the shape of the subsidence curve.

Subsidence history of the Zsibrik Block

In agreement with the fact that the Zsibrik Block has a more western origin than the Mórógy Block and is situated in the NW corner of the research territory, it falls closer to the Permian depocentre; this is accordance with the information presented when describing the evolutionary history of the Mórógy Block. Thus, it is very probable that the Permian sequence, about which there are no factual data, may be thicker than the previous one — *i.e.* about 700 m (Figure 3). At the same time, despite its more western origin the presence of Carboniferous sequences in the footwall of the Permian does not seem probable, here either. With regard to the thickness and formation depth of the Triassic sequences, no significant difference between the two areas can be seen — either series by series or in total — and thus the course of their subsidence curves are also taken to be identical. The situation is different in the case of the Jurassic. Due to the more western and at the same time more northern origin of the Zsibrik Block, the Lower Jurassic but even the Middle Jurassic sequences are much thicker. In addition the height of the water column above it increases rapidly. In other words, the area is a part of a quickly subsiding territory where the sedimentation already could not keep step with the subsidence and did not reach even the half of it. During the Late Jurassic the rate of subsidence still exceeded slightly that of the sediment accumulation and thus the basin deepened a bit further. At the beginning of the Early Cretaceous the subsidence stopped and thus by the formation of the Mecsek-type (continuously eroding and developing) atolls the depth of the basin between the atolls decreased. This was in accordance with the degree of sediment accumulation. The stabilisation of these conditions can be assumed in the Middle Cretaceous, as well.

Due to the pre-Gosau (sub-Hercynian) orogenic movements, approximately 1500 m basement uplift took place and this was accompanied by the erosion of the 500–700 m thick sediment. In the course of the Late Cretaceous, the area was flooded again by the sea, the water depth of which hardly exceeded 200 m. At the beginning of the Palaeocene a newer, probably very unbalanced uplift took place, and this could have reached even 2000 m in the area in question, possibly resulting in the erosion of at least 1500 m of sediment.

It cannot be excluded that terrestrial–fluvial sediments of greater thickness accumulated occasionally in the intramontane basins during the Palaeogene, but there was only a slight chance of its preservation. At the beginning of the Miocene, the series of events leading predominantly to erosion still continued but in the Middle and mainly the Late Miocene the sea slowly flooded the area again. Later it gradually became a freshwater lacustrine environment. In the Pliocene, this part of the Pannonian Basin was also filled up totally. It is worth mentioning that the Miocene and Pliocene formations become intensely thicker N of the research area (Borehole Hidas Hi–53). In the Pleistocene terrestrial sedimentation and erosion alternated, maybe with the predominance of the former.

Summary

The research area is subdivided into two structural units that are besides each other, probably due to horizontal movements. The greater part of the research area is composed of the Mórógy Block; that latter is joined in the NW by a territory called the Zsibrik Block. On the former, the Palaeozoic Mórógy Granite Formation can be found on the surface, predominantly covered by Quaternary or, exceptionally, by thin Upper Miocene – Pliocene sequences. On the NW margin of the block, the Palaeozoic Ófalu Formation is situated. Recent knowledge on the structure of the Zsibrik Block is insufficient and thus in several cases it was necessary to rely on analogies in the course of the evolutionary and subsidence history reconstructions. The subsidence histories of the two areas agree in their characteristic features. However, in the area in a more southern position (and more eastern origin, at the same time) the lack of sediments is more significant in the Permian and the Mesozoic, but the greatest difference is derived from the generally higher, range-like nature of the area. Thus, while the surface of the crystalline formations exceeded even a 4000 m depth in the Late Jurassic – Early Cretaceous in the Zsibrik Area, the surface of the Mórógy Block may have subsided only slightly below 2000 m. Assuming that during the Palaeogene this area uplifted to the same degree as the Zsibrik Area, even 1000 m of the granite may have been eroded and the present-day surface of the crystalline formations may have reached a depth of 3500 m during the subsidence.

References — Irodalom

- BALLA Z. 1981: Plate-tectonic interpretation of the South Transdanubian ultramafics. — *Acta Mineralogica Petrographica Szeged* 25, pp. 3–24.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARSÍ I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTARNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear

- power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BARABÁS A., BARABÁS NÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Permian sequences of the Mecsek Mountains and their surroundings). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 187–215.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. – *Geologica Hungarica series Geologica* 25, 209 p.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. – *Acta Vulcanologica* 7, pp. 1–13.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II* (in Hungarian: Geology of Hungary. Palaeozoic II). – Akadémiai kiadó, Budapest 445 p.
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.) 1987: *Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával* (in Hungarian: Geological map of Hungary without Cenozoic). – Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GRADSTEIN, F. M., SRIVASTAVA, S. P. 1980: Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 30, pp. 261–295.
- IUGS 2000: Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. Appendix 2. – Courtesy of the Division of Earth Sciences, UNESCO, pp. 15–16.
- KEEN, C. E. 1979: Thermal history and subsidence of rifted continental margins – evidence from wells on the nova Scotia and Labrador shelves. – *Canadian Journal of Earth Science* 16, pp. 505–522.
- MAJOROS GY. 1988: Az Alföld aljzata és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Jurassic sequences of the Mecsek Mountains and Villány Hills). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 217–224.
- MAYER, L. 1987: Subsidence analysis of the Los Angeles Basin. – In: INGERSOLL, R. V., ERNST, W. G. (eds): *Cenozoic basin development of coastal California*. – Rubey 6; Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 299–320.
- NÉMEDI VARGA Z. 1988: A Mecsek- és a Villányi-egység jura képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Jurassic sequences of the Mecsek Mountains and Villány Hills). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 319–336.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of the crystalline basement of South Transdanubia and the Great Hungarian Plain). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 93–106.
- TÖRÖK Á. 1988: A Mecsek-Villányi egység triász képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 253–279.
- VAN HINTE, J. E. 1978: Geochemistry analysis – application of micropaleontology in exploration geology – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, pp. 201–222.

A Mórággyi-rög és környezete betemetődési viszonyai az alpi földtani ciklus folyamán

CSÁSZÁR GÉZA

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

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, kainozoikum, késő-paleozoikum, lepusztulás, Magyarország, mezozoikum, Mecsek hegység, süllyedéstörténet

Összefoglalás

A tanulmány célja a radioaktív hulladék potenciális elhelyezési területén a süllyedési és betemetődési viszonyok rekonstrukciója volt. A kutatási terület két eltérő felépítésű részterületre tagolódik. A nagyobbik, Mórággyi-blokkban granitoid kőzetek vannak a felszínen, de többnyire negyedidőszaki, ritkábban pannóniai képződmények alatt. A Zsibriki-blokk területén a granitoid kőzeteket alsó-paleozoos, továbbá részben jura és neogén képződmények fedik. A két területnek a karbon időszaktól vizsgált fejlődéstörténetében kifejeződő számottevő különbség a 3. és a 4. ábrából olvasható ki.

Bevezetés

A tanulmány a Bátaapáti térségében folyó, kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezési lehetőségének tisztázását célzó kutatás részeként született. A tanulmány célja a radioaktív hulladék potenciális temetőjének tekintett Mórággyi Gránit és az ahhoz szorosan csatlakozó Ófalui Formáció, valamint a kutatási terület északnyugati sarkában elhelyezkedő, az előzőkhöz tektonikusan csatlakozó, a kainozoikum nélküli térképen jura képződményekkel képviselt terület (1. ábra) süllyedési (betemetődési) viszonyainak feltárása volt. A süllyedési görbék megszerkesztéséhez modellként Császár G.-nek a Mecsek és a Villány közötti területre szerkesztett idealizált földtani metszete szolgált (Császár (2002 — 22. ábra, p. 34).

Földtani háttér

A terület földtanilag a szinklinális jellegű Mecseki-zóna részét képezi, annak déli szárnyán foglal helyet. A Mórággyi-rög környezetében a Mecseki- és a Villányi-zóna határának megvonása és a képződménykontaktusok jellege, valamint a szerkezeti elemek menti mozgás módja és iránya tekin-

tetében a tekintélyes volumenű fúrásos kutatás ellenére is megoszlanak a vélemények. Ezek elemzése nem feladata a tanulmánynak, ezért csak példaként említem, hogy a Mórággyi-rög — beleértve az ahhoz szorosan csatlakozó Ófalui Formációnak nevezett metamorf zónát is — és az ezekhez északnyugat felől kapcsolódó mezozoos vonulat tektonikai jellege tekintetében a szerzők túlnyomó többsége nem foglal állást (FÜLÖP, DANK 1987; BARABÁS, BARABÁSNÉ STUHL 1998 stb.). TÖRÖK (1998) szerint a Villányi-zóna itt is rá van tolv a Mecseki-zónára, míg BALLA (1981) szerint a feltolódás ezen a szakaszon éppen ellentétes, ugyanakkor CSONTOS (1995) szerint ez egy jobbos eltolódási vonal. A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladék elhelyezésével foglalkozó kutatás legutóbbi két jelentéséhez tartozó térképeken ugyancsak minősítés nélküli ez a szerkezeti vonal (CHIKÁN et al. 1995; BALLA et al. 1998).

A Mórággyi-rög déli határa tekintetében ugyancsak eltérőek az álláspontok. FÜLÖP, DANK (1987) térképe a Mórággyi Komplexum és a triász képződmények között üledékes kontaktust jelöl, míg BARABÁS, BARABÁSNÉ STUHL (1998) szerint a kontaktus tektonikus, mégpedig balos eltolódású.

A Mecseki- és a Villányi-zóna határa egyértelműen nem vonható meg a Mórággyi-rögtől délre eső területen. Sok oka közül az egyik legfontosabb, hogy a Máriakéménd-bári

vonulat tanúsága szerint a mezozoos rétegsor átmeneti jellegű, továbbá, hogy a szerkezeti elemek sincsenek kellő megbízhatósággal dokumentálva. Ez utóbbi tényezővel függ össze, hogy a Mórágai-rögöt délről határoló Ellendi-medence aljzatáról meglehetősen szegényesek az ismereteink, triáznál idősebb képződmény nem is lett feltárva. A két szerkezeti zóna határának megvonását még a szubhercini (pregosai) fázis során lezajlott jelentős térrövidülés sem segítette számottevően elő.

Az alsó-paleozoos képződmények a Tisza-egység területén a variszkuszi szerkezetalakulás során a kistekvőtől a közepes fokúig (fillittől az amfibolit fáciesig) terjedő metamorfózist szenvedtek (SZEDERKÉNYI 1998). Ezen az intervallumon belül az utóbbiak vannak túlsúlyban, köszönhetően a molasszképződés idején bekövetkezett tömeges mértékű lepusztulásnak. Kivételes esetben takarófoszlányként nagyon kistekvőt (pl. Szalatnaki Agyagpala) és nagyfokú (pl. Görscsönyi Eklogit) metamorfitek is előfordulnak. Ez utóbbiakat BALLA (1981) kaledóniai eredetűnek ítélte.

A variszkuszi szerkezetalakulás egymástól valószínűleg jól elkülönülő karbon és permii üledékciklusának anyaga, a törmelék mérete és az akkumulációs területek eloszlása alapján arra a következtetésre kell jutnunk, hogy mindkét ciklus idején tekintélyes mérvű és meglehetősen általános lehetett a lepusztulás, vagyis a lepusztulási termék eleinte a Tiszai-egység területén kívül halmozódott fel. A lepusztulás későbbi szakaszában a Tiszai-egységen belül nagyon egyenlőtlen eloszlásban, hegyközi medencékben folyt a több ezer m vastagságot is elérő üledéksor felhalmozódása. Ilyen medencét ismerünk a Nyugati-Mecsekben és annak nyugati előterében.

A kora-triász folyamán a terület többé-kevésbé kiegyenlítetté erodálódott, illetve a mélyedések feltöltődtek. A középső-triász elején bekövetkezett transzgresszió eredményeként a továbbra is egyenlőtlen mértékben süllyedő aljzaton rámpa, majd területről területre változóan karbonátplatform, lejtő és medence fáciesű karbonátos képződmények rakódtak le. A továbbra is nyugtalan aljzaton a késő-triász idején folyóvízi környezetben törmelékes képződmények halmozódtak fel, de az akkumuláció dél felé növekvő mértékű erózióval váltakozott. Feltűnő jelenség, hogy az aljzattérképen az Alföld területén — ezen belül is különösen a Mecseki-zónában — a triász (és a jura) képződmények sávja keleti irányban egyre keskenyebb övre szűkül össze a kristályos és a kréta képződmények sávja között. A Máriakémond-bári vonulatban a csökkent vastagságú permii rétegek fedőjében az alsó-triász mellett a középső-triásznak csak a legalja őrződött meg.

A jura képződmények a Mecseki-zónán belül a középső-jura tetejéig a gresteni és a foltosmárga fáciesben fejlődtek ki. A fácies többé-kevésbé azonos volta mellett az egyes képződmények, de a teljes rétegsor vastagsága is szélsőségesen változó, esetenként nagyságrendi különbség is mutatkozik. A folyóvízből tengeribe átmenő mecseki-zónabeli rétegsor maximumát — fokozatos mélyülés mellett — a Tiszai-egységnek az Európai-lemezről történő leválása idején érte el. Az alföldi rétegsorok alapján ezen belül egy északi irányú

kimélyülés rajzolódik ki (észak felé növekvő kovartartalommal, ennek megfelelően déli irányú karbonáttartalom növekedéssel). A folyamatos mecseki rétegsorral szemben a Villányi-zóna hézagos kifejlődésű, egyúttal összességében tengeralatti hátsági jellegű, ahol a jura időszak végére sekélytengeri karbonátplatform is kifejlődött. A Mecsektől délkeletre eső területen (a Máriakémond-bári vonulatban) a jura üledékképződés csak a középső-jurában kezdődött.

A Mecseki-zónában az alsó-kréta sorozatot bazaltváltozatok képviselik, amelyek tengeralatti riftesedés termékei. A mélytengeri és egyúttal atoll jellegű vulkáni-üledékes rétegsort a késő-kréta elejei, takaróképződéssel kísért kiemelkedést és lepusztulást követően legkésőbb a késő-krétában újabb üledékciklus váltotta fel. Az üledékgyűjtő Szolnoktól keletre flisvályúvá alakult, amelyen belül az oligocénig tartó hézagos rétegsor halmozódott fel. A Duna-Tisza közti fúrások alapján nem lehet kétségünk abban, hogy felső-kréta üledékek a Mecsek hegységet és környezetét is lefedték. A Szigetvár térségéből ismert szárazföldi (folyóvízi?) paleogén alapján feltételezhetjük, hogy az általános lepusztulás mellett helyenként és időnként általánosabb elterjedtségű felhalmozódásra is sor kerülhetett. A Villányi-zónában a kréta elején rövid idejű szárazulattá válásnak köszönhetően bauxitfelhalmozódás történt a mecseki-zónabeli bazaltvulkanizmus ide is elérő hatásai következtében. A továbbiakban egy kiterjedt karbonátplatform létezett az albai korszakig, amelyet a kialakult flexurális medencében hemipelágikus márga, majd flis jellegű üledék követett. A felső-kréta itt önálló üledékciklust alkot, amelynek megőrződött üledékei csak a Duna-Tisza között és a Tiszántúlon vannak. Ez a mecsekinél karbonátosabb (nyugati rész) és kevésbé markáns flis jellegek hordozója a keleti részen. A zóna hazai részén paleogén üledékek nem kerültek elő.

A süllyedéstörténeti görbe létrehozása

A süllyedéstörténeti görbét a GRADSTEIN, SRIVASTAVA (1980) által alkalmazott módszer szerint készítettem, ahol a vízszintes tengelyen a földtani idő (geokronológiai egységek) és a radiometrikus kor szerepel a karbon időszaktól napjainkig, míg a függőleges tengely mentén a mélységviszonyok (képződményvastagság és tengermélység) találhatóak. Az elemzés során eltekintettem a növekvő rétegterhelés hatásának tükröztetésétől, egyúttal a valóságos maximális mélységviszonyok felderítésére hivatott, MAYER (1987) által alkalmazott kompaktió számításoktól is. A 2. és 3. ábrán látható görbék tehát megegyeznek a VAN HINTE (1978) által uRs-sel jelölt, kompaktió-korrektúra nélküli görbével. Ennek hiányában ugyan nem állapítható meg az egyes képződmények eredeti (üledékképződés-kori) vastagsága, s ez által a vonatkozó képződmény vagy felület így kirajzolódó legnagyobb mélysége is valamelyest elmarad a valóságos mélység mögött. Miután azonban a felhasználó „vastagságadatokat” gyakran csak becsült értékek, így azok hibahatára kisebb, mint az előbb említett adaté, ezért szükségtelennek találtam a dekompaktió számítások

elvégzését. KEEN (1979) szerint egyébként a korrekciónak csak akkor van jelentősége, ha a szelvény jelentősebb vastagságú mudstone jellegű szakaszt tartalmaz. A fentiekben túlmenően az értékelés során igyekeztem figyelembe venni az euszatikus tengerszintváltozásokat és a jól ismert tektonikai események idejét is.

A süllyedési görbék

A korábbiakban jelzettekkel összhangban a radioaktív hulladék-elhelyezés lehetőségének vizsgálatára indított kutatási területen belül két részterületre készítettem egy-egy önálló diagramot. Az egyik terület a Mórágvi-rög kristályos képződményeinek (Mórágvi Gránit és Ófalui Formáció) felszíni és felszín közeli előfordulásait felölelő területet, a másik a kutatási területnek a Zsibrik településsel jelzett északnyugati szögletét képviseli, amelyet a felszínen és a felszín közelében jura képződmények jellemeznek. Eredeti elgondolással szemben az értékelés csak az alpi szerkezeti rendszerbe tartozó képződmények süllyedési (betemetődési) viszonyainak alakulására terjed ki, amelybe beletartozónak tekintetem a permii molasz rétegsort is.

A Mórágvi-rög süllyedéstörténete

Karbon üledékeket a Mórágvi-rög szűkebb környezetében nem ismerünk. A fúrások biztosan ide tartozó üledéket legközelebb a Villányi-hegység nyugati felének előterében és attól északnyugatra tártak fel. Paleontológiai adatok hiányában csak valószínűsíthetjük a karbon üledékeket Nagykőrös térségében, aminek alapján azt kell feltételeznünk, hogy az orogén fázis eredményeként a késő-karbon idején gyors és nagymérvű térszínemelkedés és az ezzel járó intenzív lepusztulás zajlott a Tiszai-egység túlnyomó részén. A permii képződményeknek kristályos aljzatra történt települése alapján (a Nyugati-Mecsek nagyobbik részén, Nagykozár Nk-2, Máriakémeád Mk-3, Somberek Smb-1 fúrás stb.) bizonyítottan vehetjük, hogy a késő-karbon korban a területnek nagyobbik része végig lepusztulási térszín maradt. Üledékfelhalmozódásra csak a hegyközi medencékben került sor. A karbon időszak végi – perm elejei megismételt orogén fázis a karbon időszerű eseményekkel nagymértékkel egyező eredménnyel járt. A Mecseki- és a Villányi-zónát tekintve a kezdeti általános lepusztulást követően a nyugati területek akkumulációs térszínre váltak. A felhalmozódás lassan kelet felé terjeszkedett, amit az Mk-3 fúrás 1068 m és az Smb-1 fúrás 487 m vastag permii rétegsora egyértelműen igazol, különösen, ha figyelembe vesszük, hogy az utóbbi fúrásból hiányzik a perm legalsó képződménye, a Korpádi Homokkő, valamint a perm legfelső képződménye, a Kővágósözlői Homokkő is. Hasonló jelzése van az innen már fáciesok miatt kimaradó Bodai Aleurolitnak is. BARABÁS, BARABÁSNÉ (1998) szerint az Smb-1 fúrásban a Jakabhegyi Homokkő is jelentősebb üledékhézaggal települ. A Mecseki-zónának az alföldi részén egyáltalán nem fordul

elő permii képződmény, míg a Villányi-zónában Kiskunmajsa térségében 3 fúrás ütötte meg a Gyűrűfői Riolitot, üledékes képződmény azonban innen sem ismert (MAJOROS 1998). Mindebből adódik, hogy a két zónának az alföldi része a perm időszakban lényegében végig az erózióbázis szintje fölötti helyzetben volt.

A Mórágvi-rög területe jelenleg részben felszínen van, részben vékony neogén–negyedidőszaki képződmény fedé. A rög szerkezeti helyzete jelenleg nem teljesen tisztázott. NyDNY-i irányú ék alakja azt a benyomást kelti, hogy az ettől DK-re és ÉNy-ra eső területek északkeleti irányban tolódtak el mellette, vagyis ÉNy-ról jobbos, DK-ről balos törés határolja. Ennek megfelelően itt a somberekinél is kisebb vastagságú permii rétegsorral (kb. 300 m) kalkuláltam (2. ábra). TÖRÖK (1998) anélkül, hogy megnevezné a forrást, a Mórágvi-rög területére 130–200 m vastag Jakabhegyi Homokkővet említett. Ennél fiatalabb triász képződményről ugyan ő sem szól, mindazonáltal nincs okom feltételezni, hogy a terület a triász időszak során ne vált volna felhalmozódási térszínre. Erre utal az a körülmény is, hogy a területtől délre eső Smb-1, Mk-3 fúrásokban Jakabhegyi Homokkő, sőt az utóbbiban Patacsi Aleurolit is előfordul a középső-jura képződmények fekvésében (TÖRÖK 1998). Hasonló jelentőségű, hogy a Zsibriki-blokk liász rétegsorában alig koptatott dolomit anyagú törmelék jelenik meg rétegszerű lencsét formálva, ami igen rövid távú szállításra utal. Az említett szerkezeti bizonytalanság miatt az nem állítható, hogy az anyag forrása az előfordulástól délkeletre eső jelenlegi terület lett volna, de miután a több jura formációban is megjelennek triász és jura időszerű, sőt metamorf képződmények is a jura képződmények jelenlegi déli pereme közelében (NÉMEDI VARGA 1988), a forrást nem tekinthetjük pontosnak. A területet tehát hosszabb távon is relatíve kiemeltnek lehet tekinteni, ezért a triász rétegsort az átlagosnál szerényebb, összességében mintegy 700 m vastagságúnak becsülöm (2. ábra). Ezen belül a kisebb akkomodációs ráta nyilván a késő-triászra tehető.

A Mórágvi-rög területén jura rendszerbeli képződményekről nincsenek közvetlen adataink, de a fentiekben elmondottak alapján a területet a jura időszakban is relatíve kiemelt helyzetűnek kell ítélni, ahol legalább epizodikus üledékképződés zajlott még a liász folyamán is. NÉMEDI VARGA (1988) a Mecseki-zónán belül az alábbi jura formációkból említett változatos törmelék: Hosszúhetényi Mész márga (felső-triász kőszénkavics, alsó-liász meszes aleurolit, középső-liász foltos márga), Mecseknádasdi Homokkő (triász és liász közettörmelék Apátvarasd környékén, amikor is a Máriakémeád-bári vonulatban szárazulati lepusztulás zajlott), Pusztakisfalui Mész kő (kvarcit és kristályospala kavics). Ez utóbbi a jura tengernek már az egyértelműen kimélyülő kora-dogger szakaszában képződött. Ennél fiatalabb képződményben átülepített kőzettörmeléknek már nincs nyoma. Ennek megfelelően a középső-jura idején jelentős kimélyülés mutatkozik a görbén is. A süllyedés tehát nem elsősorban a képződményvastagság növekedésének, sokkal inkább a tenger mélyülésének következménye. A tenger mélysége ekkor már meghaladhat

ta az 500 m-t is, miközben az üledékciklus bázisa 2000 m közelébe került. A késő-jura végén a süllyedés többé-kevésbé összhangba került az akkumulációval, ami a középső-kréta végén megbombolt.

A mecseki és villányi analógiák alapján a pregosai kompressziós szerkezeti mozgások hatására ekkor gyors és nagymérvű kiemelkedésre került sor, amelynek eredményeként az eddig felhalmozódott képződmények nagyobbik hányada lepusztult. A késő-kréta folyamán a Mecseki- és a Villányi-zónában zajló transzgresszióknak megfelelően, a Mórággyi-rög területét is elborította egy rövid időre a tenger. A Szolnoki-flisvályúban megismert események birtokában nem zárható ki, hogy alkalmanként a paleogénben is folyt a területen üledékképződés, mégpedig akár tengeri is. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a paleogén idején is alapvetően kiemelkedés és lepusztulás zajlott a területen. Ekkor tűnt el nemcsak a felső-kréta és paleogén üledékciklus terméke, hanem az előző lepusztulási időszakban megmaradt perm és triász rétegsor is. A neogén folyamán csak jelentéktelen mérvű tengeri és tavi üledék halmozódott fel a területen, annak is inkább a peremi részein. A pleisztocén is inkább a lepusztulás, mint a felhalmozódás időszaka lehetett, bár ezeknek már nincs jelentőségük a süllyedési görbe alakításában.

A zsbriki terület süllyedéstörténete

A Mórággyi-rög fejlődéstörténetének ismertetése során leírtakkal, vagyis azzal a ténnyel összhangban, hogy a zsbriki rész a mórággyinál nyugatabbi eredetű, továbbá, hogy ez a terület a kutatási terület északnyugati sarkában helyezkedik el, ily módon közelebb esik a perm depocentrumhoz, ezért a perm rétegsort, amelyről itt sincs konkrét adatunk, az előbbinél vastagabbnak, kb. 700 m-nek valószínűsítem (3. ábra). Ugyanakkor a nyugatabbi eredet ellenére karbon képződményeket a perm fekéjében itt sem valószínűsítek. A triász képződmények vastagsága és képződési mélysége tekintetében sem sorozatonként, sem összességében nem látok a két terület között lényeges különbséget, ezért süllyedésgörbéjük lefutását is azonosnak vettem. Más a helyzet a jura tekintetében. A zsbriki területnek nyugatabbi és egyúttal északabb származásából adódóan a liász, de a dogger rétegsor is jelentősen vastagabb, egyúttal a fedőjében levő vízoszlop vastagsága is rohamosan növekszik, vagyis a terület a rohamosan süllyedő terület része, ahol a süllyedési rátával nem tudott lépést tartani az üledékképződés, amely a felét sem éri el a süllyedési rátának. A malm folyamán még valamelyest meghaladja a süllyedési sebesség az üledékfelhalmozódást, ezért valamelyest még tovább mélyül a medence. A kora-kréta elején megáll a süllyedés, ezért a mecseki típusú (folytonosan pusztuló és épülő) atollok létrejöttével — az üledékfelhalmozódás mértékének megfelelően — az atollok közti

medence aljzatmélysége csökken. Ezeknek a viszonyoknak az állandósulása valószínűsíthető a középső-krétára is.

A pregosai (szubhercini) orogén mozgások hatására kb. 1500 m-es aljzatemelkedés játszódott le, ami 500-700 m vastag üledék lepusztulásával járt együtt. A késő-krétában ismét elborította a tenger, amelynek a vízmélysége alig haladhatta meg a 200 m-t. A paleocén elején újabb, ezúttal minden bizonnyal nagyon egyenlőtlen mértékű kiemelkedés zajlott le, amely a tárgyalt területen elérhette a 2000 m-t is, és ez legalább 1500 m üledék lepusztulását eredményezhette. Nem zárható ki, hogy a paleogén idején a hegyközi medencékben alkalmanként jelentősebb szárazföldi-folyóvízi üledékfelhalmozódás is történt, de ezek megőrződésének esélye nagyon kicsi. A miocén elején még folytatódott a dominánsan lepusztulással járó eseménysor, de a középső- és főként a késő-miocén folyamán lassan ismét elborította a tenger, amelynek vize fokozatosan tavivá édesedett. A pliocén idején a Pannon-medence részeként ez a medencerész is teljesen feltöltődött. Megjegyzem, hogy a miocén és pliocén képződmények vastagsága a kutatási területtől északra erőteljes vastagodási tendenciát mutat (Hidas Hi-53 fúrás). A pleisztocénben szárazföldi üledék-képződés és lepusztulás váltogatta egymást, talán az előbbi túlsúlyával.

Összefoglaló értékelés

A kutatási terület két, valószínűleg horizontális mozgással egymás mellé került szerkezeti egységre tagolódik. A kutatási terület nagyobbik részét a Mórággyi-rög foglalja el, amelyhez északnyugatról csatlakozik az itt „Zsbriki-blokk”-nak elkeresztelt terület. Az előbbi területen a felszínen uralkodóan negyedidőszaki, kivételesen vékony felső-miocén–pliocén képződményekkel fedetten található a Mórággyi Gránit, és a blokk északnyugati szegélyén az Ófalui Formáció. A Zsbriki-blokk felépítésére vonatkozó ismeretek hiányosak, ezért több esetben analógiákra hagykoztam a fejlődéstörténeti–süllyedéstörténeti rekonstrukció során. A két terület süllyedéstörténete alapvonásaiban természetesen megegyezik. A délebbi helyzetű (egyúttal keletebbi eredetű) területen azonban nagyobb mérvű az üledékhiány a perm és a mezozoikum során, de a legnagyobb különbség a terület általában magasabb, hátsági jellegéből adódik. Amíg tehát a kristályos képződmények felszíne a zsbriki területen a felszíntől számított 4000 m-t is meghaladta a késő-jura–kora-kréta idején, addig a Mórággyi-rög felszíne csak kevéssel sülledehetett a 2000 m-es mélység alá. Feltételezve, hogy a paleogén idején ez a terület is ugyanolyan mérvű kiemelkedést ért el, mint a zsbriki terület, a gránitból akár 1000 m is lepusztulhatott, vagyis a kristályos képződmények jelenlegi felszíne a süllyedés során elérhette a 3500-es mélységet is.