



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

# ÉVKÖNYVE

LXIX. KÖTET

SZERKESZTŐ:  
JÁMBOR ÁRON

**A MAGYARORSZÁGI KUNSÁGI EMELETBELI  
KÉPZŐDMÉNYEK FÖLDTANI JELLEMZÉSE**

---

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE  
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE  
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT  
VOL. LXIX.

**GEOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG DER ABLAGERUNGEN  
DER KUNSÁG-STUFE IN UNGARN**

Lektor:  
DR. KÖRÖSSY LÁSZLÓ

Szakreferens:  
DR. BÉRCZI ISTVÁN

Szakszerkesztő:  
ELSHOLTZ LÁSZLÓNÉ

Fordító:  
KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor:  
ifj. ELSHOLTZ LÁSZLÓ  
DR. KRETZOI MIKLÓS

ISBN 963 10 6778 5

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet  
Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA  
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában  
Budapest, 1987



Egyetemi Nyomda 86.4766 — Budapest, 1987  
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

Műszaki vezető: Kőrizs Károly  
Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor  
A könyv formátuma: B/5. Terjedelme: 40,375 A/5 + melléklet  
Példányszám: 1030. Papír minősége: 120 g műnyomó  
Betűcsalád és -méret: Extended, gm/gm. Azonosság szám: 01589

## TARTALOM — INHALT

Bevezetés .....	5
DANK V.—JÁMBOR Á.: A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények általános földtani jellegei .....	9
BALOGH K.—JÁMBOR Á.: A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények időbeli helyzetének meghatározása .....	27
JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M.—SZÉLES M.—SÜTŐNÉ SZENTAI M.: A kunsági (pannóniai s. str.) emelet magyarországi fáciessztratotípusának jellemzése .....	37
BALÁZS E.—NUSSZER A.: Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa .....	95
HORVÁTH F.: A Pannóniai-medence neogén kéregfejlődése, különös tekintettel a kunsági (pannóniai s. str.) emeletre .....	115
JÁMBOR Á.: A kunsági (pannóniai s. str.) emelet magyarországi medenceperemi kifejlődéseinek áttekintése .....	135
BARDÓCZ B.—BÍRÓ E.—DANK V.—MÉSZÁROS L.—NÉMETH G.—TORMÁSSY I.: A dunántúli medenceterületek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményei	149
BÉRCZI I.—DANK V.—GAJDOS I.—PAP S.—RÉVÉSZ I.—SZENTGYÖRGYI K.—VÖLGYI L.: Az Alföld kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményei ....	179
POGÁCSÁS GY.—VÖLGYI L.: A kelet-magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli és fiatalabb képződményegyüttesek korrelációja szénhidrogénkutató szeizmikus és kútgeofizikai szelvények alapján .....	213
BÓNA J.—GÁL M.: A kunsági (pannóniai s. str.) emeletbe tartozó képződmények Nannoplanktonja Magyarországon .....	229
HAJÓS M.: A magyarországi kunsági emeletbeli (pannóniai s. str.) képződmények Diatomái .....	259
SÜTŐNÉ SZENTAI M.: Szervesvázú mikroplankton együttesek elterjedése a magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli és fiatalabb képződményekben .....	307
NAGY E.—E. PLANDEROVÁ: A központi-Paratethys kunsági (pannóniai s. str.) emeletének palynológiai értékelése .....	325
KÖVÁRY J.: A szénhidrogénkutató fúrások által feltárt magyarországi alsó-pannóniai üledékek Thécamoeba (Testacea) faunája .....	355
KORECZNÉ LAKY I.: Foraminiferák Magyarország kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményeiben .....	363
KORECZ A.: A zsámbéki-medence kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményei Ostracoda faunájának értékelése .....	369
KORPÁSNÉ HÓDI M.: Magyarországi hegységperemi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli Mollusca fauna .....	375
KROLOPP E.: A magyarországi kunsági és balatoni (pannóniai s. l.) emeletbeli képződmények szárazföldi puhatestű faunája .....	383

KRETZOI M.: A Kárpát-medence pannóniai (s. l.) teresztrikus gerinces biokronológiája .....	393
JÁMBOR Á.: A pannóniai s. l. képződményeinek életnyom faunája Magyarországon .....	423
KORPÁSNÉ HÓDI M.: A magyarországi fiatal neogén képződmények korrelációs lehetőségei .....	435
* * *	
Einleitung .....	7
DANK V.—JÁMBOR Á.: Allgemeine geologische Merkmale der Ablagerungen des Pannonien s. str. (Kunság-Stufe) in Ungarn .....	19
BALOGH K.—JÁMBOR Á.: Radiometrische Daten zur Charakteristik postsarmatischer Ablagerungen in Ungarn .....	27
JÁMBOR Á.—KORPÁS-HÓDI M.—SZÉLES M.—SÜTŐ-SZENTAI M.: Charakterisierung des ungarischen Faziesstratotipus des Pannonien s. str. (Kunság-Stufe) .....	58
BALÁZS E.—NUSSZER A.: Unterpannonischer Vulkanismus der Beckengebiete Ungarns .....	105
HORVÁTH F.: Die Krustenbildung des Pannon-Beckens im Neogen in besonderer Hinsicht auf die Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) .....	127
JÁMBOR Á.: Übersicht der Beckenrandfazies des Pannonien s. str. (Kunság-Stufe) in Ungarn .....	143
BARDÓCZ B.—BÍRÓ E.—DANK V.—MÉSZÁROS L.—NÉMETH G.—TORMÁSSY I.: Pannonien s. str.-Bildungen der transdanubischen Beckengebiete .....	167
BÉRCZI I.—DANK V.—GAJDOS I.—PAP S.—RÉVÉSZ I.—SZENTGYÖRGYI K.—VÖLGYI L.: Ablagerungen der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) auf der Grossen Ungarischen Tiefebene .....	198
POGÁCSÁS GY.—VÖLGYI L.: Korrelation der ostungarischen Pannonien s. str. (Kunság-Stufe) und jüngeren Schichtenverbände aufgrund von für Kohlenwasserstoffprospektion errichteten seismischen und borlochgeophysikalischen Profile .....	225
BÓNA J.—GÁL M.: Kalkiges Nannoplankton im Pannonien Ungarns .....	229
HAJÓS M.: Diatomeen des Pannonien in Ungarn .....	259
SÜTŐ-SZENTAI M.: Die verbreitung organischer Mikroplanktonvergesellschaftungen in den pannonischen Schichten Ungarns .....	307
NAGY E.—PLANDEROVÁ É.: Palinologische Auswertung der Floren des Pannonien .....	325
KÖVÁRY J.: Die Thécamoeben (Testacea)-Fauna der mit Kohlenwasserschürfbohrungen aufgeschlossenen unterpannonischen Sedimenten Ungarns .....	360
KORECZ-LAKY I.: Foraminiferen im Pannonien Ungarns .....	363
KORECZA: Die Ostracodenfauna des Zsámbéker Beckens .....	369
KORPÁS-HÓDI M.: Die Molluskenfaunen an den Gebirgsrändern im Pannonien von Ungarn .....	375
KROLOPP E.: Die terrestrische Molluskenfauna der Ablagerungen der Kunság- und Balaton Stufen (Pannonien s. l.) in Ungarn .....	388
KRETZOI M.: Terrestrische Biochronologie/Stratigraphie des Karpatenbeckens im Pannonien (s. l.) .....	409
JÁMBOR Á.: Die Lebensspurenfauna der pannonischen (s. l.) Bildungen in Ungarn ...	427
KORPÁS-HÓDI M.: Korrelationsmöglichkeit der jungen Neogenbildungen Ungarns .....	445

## BEVEZETÉS

A földtan nem öncélú tudomány. Fő feladata a társadalom ásványi nyersanyagigényei kielégítéséhez szükséges ismereti feltételek megteremtése. E fő feladat megalapozását jelenti egy-egy képződményegyüttesre vonatkozó földtani ismeretek összefoglalása.

Ebben a kötetben Magyarország legnagyobb tömegű, nyersanyagkutatási — kőolaj, földgáz, hévíz, lignit, téglá- és cserépipari agyag, nemes homok stb. — szempontból egyik leglényegesebb, korábban alsó-pannóniai képződményeknek nevezett összelete földtani ismeretanyagát gyűjtöttük egybe.

E kötet összeállítását az International Geological Correlations Program 25. Projectje keretében, elsősorban J. SENEŠ-nek a Csehszlovák Tudományos Akadémia tagjának szervező tevékenysége eredményeként készülő Chronostratigraphie und Neostratotypen sorozat soronkövetkező tagja, a Pannonien s. str. kiadásának tervbevétele tette időszerűvé.

A magyar földtannak minden más országnál nagyobb érdeke fűződik a pannóniai képződmények földtani ismeretanyagának közzétételéhez, mert e képződmények többsége hazánk területén található s megkutatottságuk is valószínűleg itt a legnagyobb.

Ezért, amikor a néhai A. PAPP, a bécsi egyetem őslénytan professzora jelezte, hogy a Chronostratigraphie und Neostratotypen sorozat további kötetének kiadásával anyagi nehézségeik vannak, HÁMOR G. a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója egyrészt felajánlotta segítségét a kiadáshoz, másrészt pedig kezdeményezte a magyar viszonyok kellő súlyú megjelenítéséhez a feltételek megteremtését, azaz a pannóniai képződményekre vonatkozó magyarországi ismeretanyagának a kötet számára való összegyűjtését.

A feladat megszervezését e sorok írójára bízta. Mivel a szóban forgó képződményekkel több intézmény szakemberei foglalkoznak, ezért a tanulmánykötet anyagának összeállításába a M. Állami Földtani Intézet érdekelt geológusain kívül az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt vállalatai, az Országos Földtani Kutató- és Fúró Vállalat és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszéke munkatársait is bevontuk.

A munkában résztvevők első megbeszélésén — 1981 augusztusában — megállapodtunk abban, hogy kényszerűségből ugyan, de alkalmazkodunk a magyar viszonyokat kellően figyelembe nem vevő álláshoz és e kötetet a magyarországi alsó-pannóniai képződményekről állítjuk össze (már ahol ez technikai szempontból is lehetséges) és — későbbiekben részletesen kifejthető fenntartásaink ellenére — elnevezésül ebben a kötetben általában elfogadjuk a pannóniai s. str. megjelölést, de eltérő nevezéktant használó tanulmányokat is közlünk, megjelölve az eltérő névhasználat okát.

Ugyanekkor DANK VIKTOR az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt nevében pénzügyi támogatást ajánlott fel a munka gyorsítása érdekében. Ennek megfelelően az OKGT 1981 októberében hivatalosan is megrendelte a kötetet a Magyar Állami Földtani Intézetnél.

A kötetben 21 dolgozat foglalja össze az alsó-pannóniai (= pannóniai s. str. = kunsági emelet) képződményekre vonatkozó földtani ismereteinket, azok 1981. évi állapotában. A 21 dolgozatot németre fordítva 1982-ben átadtuk ADOLF PAPP professzornak, a Pannonien kötet tudományos szerkesztőjének. Többszöri vita után összesen 11 dolgozatot fogadott el. Ezek közül 9 öslénytani tárgyú, egy radiometrikus korbehatárolással foglalkozik. A földtani viszonyokat ismertetőket — egy kivételével — elutasította.

A Pannonien kötet nyelve német. Így itt ebben a kötetben az ott megjelent öslénytani tárgyú dolgozatokat csak magyarul, az onnan kihagyottakat ebben a „kunsági kötet”-ben magyar és német nyelven is közreadjuk, hogy azokkal a magyar és a nemzetközi szaktársadalom is megismerkedhessék.

A Magyar Rétegtani Bizottság Vezetőségének kérésére 1982 júniusában a Pannóniai Munkabizottság ülést tartott és nagyjából a szóban forgó kötet szerzőinek többsége részvételével elhatározta a korábbi pannóniai (s. l.) tagozatok formációvá való átminősítését, a Peremartoni és a Dunántúli Főcsoport általános érvényűségét, valamint a kunsági (a korábban javasolt alföldi emelet név helyett) és a balatoni emelet nevek bevezetését és ezek nemzetközi fórumokon való javaslatba hozatalának szükségességét is. Ilyen értelemben a pannóniai (s. l.) regionális kor értéket kap, amelynek használata csak a Kárpát-medencére korlátozódik.

A dolgozatokban, a témák és szerzők sokfélesége, továbbá a nemzetközi szinten is még mindig kavargó nevezéktani, szintezési, korbesorolási viták ellenére a fenti alapelveket igyekeztük — ha esetenként bizonyos rugalmassággal is — érvényesíteni. Nagyon reméljük, hogy a közreadott tanulmányok végül is olyan egységes és áttekinthető képet adnak e földtörténeti és nyersanyagkutató szempontból egyaránt fontos emelet képződményeiről, amelyre későbbi korok és szerzők is építhetnek.

Budapest, 1982. október 1.

DR. JÁMBOR ÁRON

## EINLEITUNG

Die Geologie ist keine Wissenschaft für sich selbst. Ihre Hauptaufgabe ist es, die Erkenntnisvoraussetzungen für die Befriedigung des mineralischen Rohstoffbedarfes der Gesellschaft zu schaffen. Eine Fundierung dieser Hauptaufgabe dürfte die Zusammenfassung der geologischen Kenntnisse über einzelne Formationskomplexe darstellen.

In diesem Volum haben wir die geologischen Kenntnisse über den mächtigsten und meist verbreiteten, früher unterpannonische Bildungen genannten Komplex zusammengestellt, der vom Gesichtspunkt der Suche und Erkundung von Erdöl, Erdgas, Thermalwasser, Lignit, Tone für die Ziegel- und Dachziegelindustrie, spezielle Sande usw. am wesentlichsten ist.

Die Idee, dieses Volum zustande zu bringen, wurde durch die Aktualität der Herausgabe des nächsten Bandes, Pannonien s. str., der Serie Chronostratigraphie und Neostatotypen, die im Rahmen des 25. Projektes des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes (vor allem dank der Organisationstätigkeit von J. SENEŠ, ordentlichem Mitglied der Akademie der Wissenschaften der ČSSR) erscheint, aufgeworfen.

Für die Geologie Ungarns ist die Veröffentlichung der geologischen Informationen über die pannonischen Bildungen von grösserem Interesse als für andere Länder, denn diese Bildungen sind zumeist in unserem Lande zu finden, und auch ihr Untersuchungsgrad ist wahrscheinlich hier am höchsten.

Deshalb, als Herr A. PAPP, Paläontologie-Professor der Wiener Universität auf die materiellen Schwierigkeiten der Herausgabe weiterer Bände der Serie Chronostratigraphie und Neostatotypen aufmerksam machte, bot G. HÁMOR, Direktor der Ungarischen Geologischen Anstalt einerseits seine Hilfe für die Publikation an, andererseits veranlasste er, die Voraussetzungen für die gebührende Darlegung der ungarischen Verhältnisse zu schaffen, d. h. das ungarische Tatsachenmaterial über die pannonischen Ablagerungen in einem Volum zusammenzustellen.

Mit der Organisierung dieser Arbeiten hat er mich beauftragt. Da sich mit den betroffenen Bildungen die Fachleute von mehreren Institutionen beschäftigen, wurden zur Kooperation bei dem Zusammenstellen des Materiales ausser den interessierten Geologen der Ungarischen Geologischen Anstalt die Vertreter der Kohlenwasserstoffindustrie, des Staatsunternehmens für Geologische Erkundung und Bohrung, sowie Mitarbeiter des Lehrstuhls für Geophysik der Eötvös Loránd Universität Budapest herangezogen.

Bei der ersten Besprechung mit den Teilnehmern der Arbeit im August 1981, kamen wir zur Übereinstimmung, dass wir uns — zwar notgedrungen — an den die ungarischen Verhältnisse nicht genügend berücksichtigenden

Standpunkt halten und unsere Aufsätze über die unterpannonischen Bildungen Ungarns zusammenstellen werden, selbstverständlich nur dort, wo dies auch vom technischen Gesichtspunkt möglich ist, und dass wir in diesem Volum den Begriff Pannonien s. str. benutzen werden, obwohl wir ihn nicht für richtig halten.

Gleichzeitig hat V. DANK, im Namen des Ungarischen Trusts für die Erdöl- und Gasindustrie eine finanzielle Unterstützung im Interesse der Beschleunigung der Arbeit angeboten. Dementsprechend bestellte der Ungarische Trust für die Erdöl- und Gasindustrie das Volum auch offiziell bei der Ungarischen Geologischen Anstalt.

Die folgenden 21 Aufsätze fassen unsere geologischen Kenntnisse über die Ablagerungen des Unterpannons (=Pannonien s. str.=Kunság-Stufe=Kunságien) nach dem Stande des Jahres 1981 zusammen.

Es ist erwähnenswert, dass die Subkommission Pannon im Juni 1982, auf Ersuchen der Ungarischen Stratigraphischen Kommission, unter Beteiligung der meisten Verfasser des vorliegenden Volums eine Sitzung hielt, und dort die Erhöhung der früheren pannonischen Members auf den Rang von Formationen akzeptierte, sowie die allgemeine Validität der Peremarton und Dunántúl Übergruppen, ferner die Einführung der Begriffe Kunság-Stufe (Kunságien) (statt des früher vorgeschlagenen Stufennamen Alföldien) und Balaton-Stufe (Balatonien) bestätigte und die Notwendigkeit der Unterbreitung entsprechender Vorschläge den internationalen Foren anerkannte. In solchem Sinne würde dem Pannon (s. l.) der Wert einer regionalen stratigraphischen Abteilung (Serie) zugeteilt, deren Anwendung nur auf das Karpatenbecken beschränkt wird. In den Aufsätzen wurden die obigen Prinzipien mit gewisser Flexibilität angewandt.

Budapest, 1 Oktober 1982

DR. Á. JÁMBOR



## A MAGYARORSZÁGI KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEK ÁLTALÁNOS FÖLDTANI JELLEGEI

DANK VIKTOR\* JÁMBOR ÁRON\*\*

A Kárpát-medencében a szarmata és a pleisztocén képződmények között, a Paratethys tengerág fejlődése utolsó szakaszaként sok vonatkozásban hasonló kifejlődésű, nagy területeket borító és nagy vastagságú beltengeri összlet képződött. Ezt az uralkodóan szürke agyagmárgából és homok-homokkőből álló összletet a közettani hasonlóságon túl, elsősorban jellegzetes csökkentsővízi, az ún. „pannon brakk” puhatestű fauna egyveretűsége szoros kapocccsal egyetlen egységbe fogja össze. A faunisztikai és a közettani változások által egyértelműen bizonyított közös jellege ennek a sorozatnak, az üledékgyűjtő vízének a szarmata emeltbelihez viszonyított további sótartalom-csökkenése és a medence feltöltődése.

A szarmata és pleisztocén közötti sorozatot ROTH L. 1879-ben pannóniai képződményeknek nevezte el, majd néhány évtized alatt ebből keletkezett a pannóniai emelet fogalma, amely alatt a pannóniai képződmények keletkezési időtartamát értették a magyar geológusok. Az első világháború után, a fúrásos kutatás fellendülésének eredményeként, egyre határozottabban elkülönítették az alsó-pannóniai és a felső-pannóniai képződményeket, illetve alemeleteket.

Az IGCP 25. program 1975-ös pozsonyi ülésén, a tagországok közös határozatot hoztak a szarmata és pleisztocén közötti idő nevezékτανára. Ezek szerint a pannóniai emelet fogalmát leszűkítették a magyarországi névhasználat szerinti alsó-pannóniai alemeletre, s a felső-pannóniai alemelet idejét három (pontusi, dáciai, romániai) emeletre osztották.

Hazánkban ez a nevezékταν nem gyökeresedett meg, mert egyrészt elmaradt az új emeletek pontos meghatározása, másrészt a pontusi, dáciai és romániai — Kárpátokon kívüli — emeletek adaptálásával azt a hamis hitet keltette, hogy a korreláció a Kárpát-medence pannóniai beltengere és a Pontusi tenger üledékei között befejezett, megoldott dolog. Mivel ez a korreláció a faunák és a flórák jelentős fejlődési és alaki különbségei, továbbá a tényleges összefüggés hiánya miatt megfelelő pontossággal még sokáig nem lesz elvégezhető, ugyanazon az elvi alapon, mint ahogy a Paratethys miocénje új nevezékτανának kialakításában eljárak, a pannóniai beltengeri (és az ezekkel egyidős kárpát-medencei szárazföldi) képződményekre új, a mindennapok gyakorlatának jól megfelelő regionális nevezékταν kialakítását javasoljuk (1. táblázat). Ennek értelmében az egykori pannóniai emeletet kor rangra emelve — 10 millió éves időtartama is komoly érv eljárásunkhoz — javasoljuk használni

\* Központi Földtani Hivatal Budapest, Iskola út 9—27. H—1251. Pf. 22.

\*\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.

## A pannóniai képződmények kronosztratigráfiai egységei

ROTH L. 1879	Magyarországi gyakorlat 1981-ig	Pozsonyi javaslat 1975	Az ebben a kötetben használt nevezéktan		Millió év
Pleisztocén	Pleisztocén	Pleisztocén	Pleisztocén		1,8
Pannóniai képződmények (Pannóniai emelet)	Felső- pannóniai emelet	Romániai	Pannóniai kor (Pannóniai sensu lato)	Pliocén	
		Dáciai			
Pontusi	5,5				
Alsó- pannóniai alemelet		Pannonien (sensu stricto)	Miocén	Kunsági emelet	
Szarmata emelet	Szarmata emelet	Szarmata emelet	Szarmata emelet	Szarmata emelet	11—12

a jövőben a pannóniai beltenger képződményeire. A pannóniai kor magában foglalja a miocénnek a kárpát-medencei szarmatánál fiatalabb részét (a keleti Paratethys nevezéktana szerint a felső-besszarábiai, chersoni és meoti emeletet), továbbá a teljes pliocén kort. A jelenleg alkalmazott, megbízhatónak látszó távkorrelációnk a radiometrikus K/Ar kormeghatározásokon alapul. Ezek szerint, ha elfogadjuk a mediterrán térségek vizsgálatán alapuló javaslatot a miocén—pliocén határra, akkor az a pannóniai koron belül a kunsági és a balatoni emelet határán húzódik. A pannóniai kor és két emeletének időtartama, továbbá határainak időértéke, ezáltal a Kárpátokon kívüli területekkel való korrelációja a kronosztratigráfiai módszerek tökéletesedése folytán még lényegesen változhat, pontosabbá válhat. Javaslatunk egyértelművé tételére a pannóniai kor elnevezést a kárpát-medencei szarmata és a pleisztocén közötti időre, a kunsági emeletet a Lajoskomárom I. sz. fúrás szelvényében a szarmata teteje (671 m) és a Spiniferites bentori mikroplankton zóna felső határa (502 m) közötti üledékösszlet által képviselt időre, a balatoni emeletet pedig a nemzetközileg elfogadott pliocén—pleisztocén határ és a kunsági emelet közötti időre javasoljuk használni.

Ebben a kötetben a magyarországi viszonyokat bemutató dolgozatokban a hazai megnevezés szerinti alsó-pannóniai képződményekre a pannóniai s. str. megnevezést használtuk olyan kompromisszumos megoldásként, amellyel a magyar szakemberek, s így mi sem értünk egyet. Ebben a dolgozatban a további zavarok elkerülése végett az alsó-pannóniai, tehát a pannóniai s. str. színimájaként a kunsági, a felső-pannóniai (tehát a pontusi, dáciai és romániai emelet) színimájaként a balatoni emelet megnevezést használjuk.

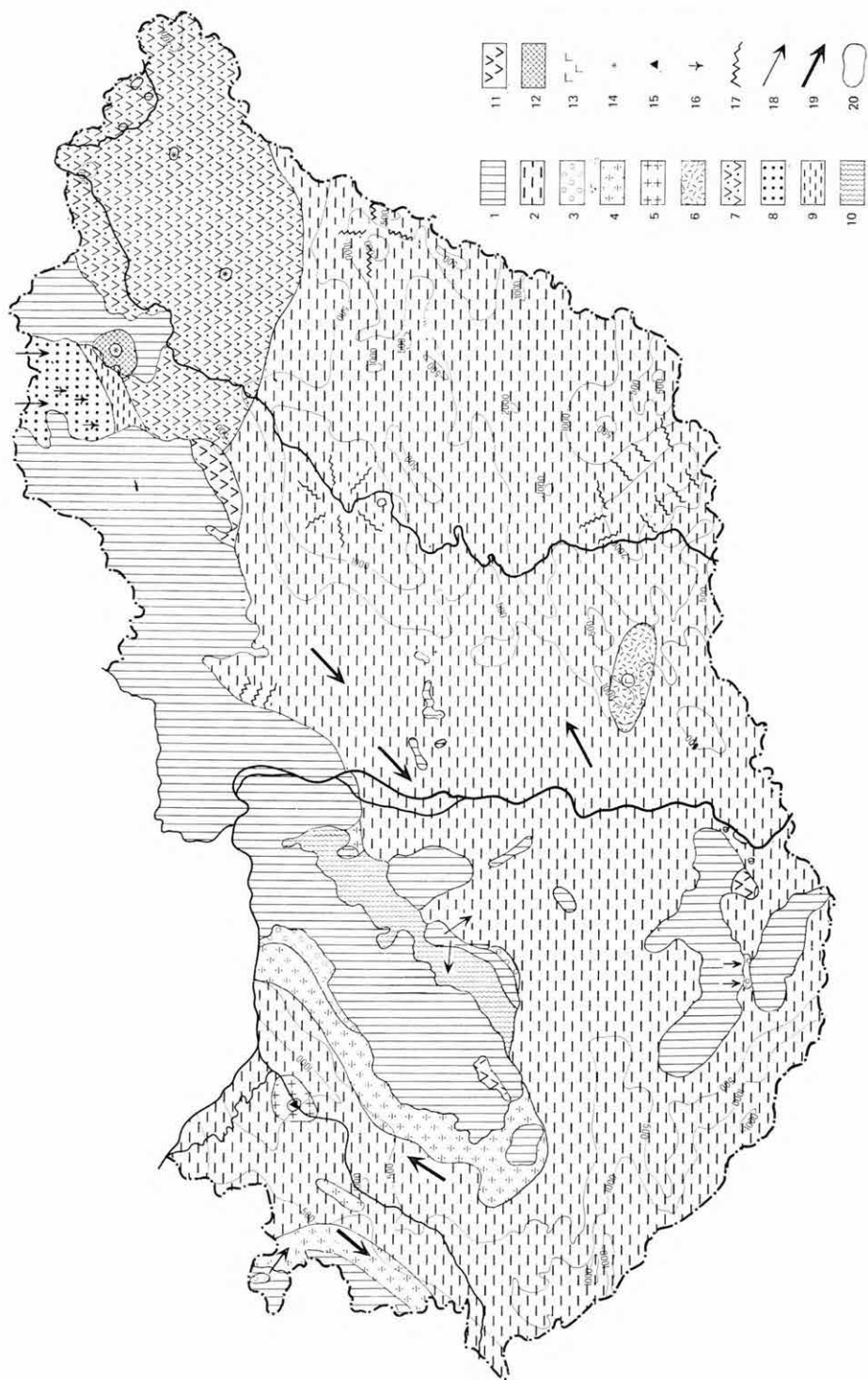
A kunsági emelet képződményei nagy elterjedésűek Magyarországon. A kiemelt középhegységeken kívül eső medence területek nagy részén megtalál-

hatók, bár egyes kiemelt övezetekre csak a balatoni emelet képződményei transzgredáltak. Ezeknek a fejlődéstörténeti szempontból fontos területeknek vizsgálata ma még folyamatban van. A legidősebb kunsági emeletbeli litosztratigráfiai egységek ugyan a medencebeli alaphegységi kiemelkedések túlnyomó többségén — az alkalmazott módszerekkel (karottázs, teljes szelvényű fúrás-mód) kimutathatóan — nincsenek meg. Korábban ezt a szakemberek egy része (KÖRÖSSY L. 1968, SZALAY Á. — SZENTGYÖRGYI K. 1979) egyértelműen a beltenger transzgressziójának késésével értelmezte. Újabbban megvizsgáltunk három ilyen kiemelt területet végig magvételes fúrásokkal (Tengelic 2., Igal 7., Paks 2.), s azokon lényegében véve teljes kunsági sorozatot tártunk fel, igaz, határozottan vékony kifejlődésben. Ez arra utal, hogy a kunsági emelet teljes kifejlődésében, de kondenzált rétegsorokkal megvan a medencebeli relatív kiemelkedések egy része felett is.

A magyarországi szarmata — kunsági határ kérdésével jelen kötet több dolgozata is foglalkozik. Itt összefoglalásként megállapítjuk, hogy a végig magfúrással feltárt, agyagmárga kifejlődésű szelvényekben — ilyenekkel egyelőre csak a kis (50–300 m) és közepes (300–1000 m) mélységű medencerészekben rendelkezünk — a szarmata és kunsági emelet között folyamatos az átmenet, a szinte észrevehetetlenül apró kőzettani változások a jellemzőek. A faunisztikai és mikroflorisztikai határ éles, a Mollusca, Ostracoda, Foraminifera, a Dinoflagellata és Diatoma maradványok is teljesen más képet mutatnak a határ két oldalán. A kunsági emelet beltengeri élővilága még a csökkenésvízi szarmatához képest is fajszegény, de egyedgazdag. Korábban ezt az elszegényedést a sótartalomnak a határon végbement erőteljes csökkenésével magyarázták. A budajenői Ostracoda szelvény értékelése, továbbá a Dinoflagellata és Diatoma flóra trópusi jellege alapján ezt inkább a szarmata végén kialakult, nyáron forró, télen erősen csapadékos éghajlat miatt évente kétszer bekövetkező erőteljes sótartalom-változással értelmezhetjük. Az élővilág nagyobb része nem bírta ki a szarmata — kunsági határon lejátszódó, végeredményben valóban általános sótartalom-csökkenést eredményező, ám gyakori, ellentétes irányú koncentráció ingadozásokból összetevődő változásokat.

A szarmata — kunsági határ helye, éppen a kőzettani azonosság, a meredekebb (3°-nál nagyobb eredeti lejtésű) medencealjzatú területeken ismételtelen megállapított iszapcsúszások miatt és a magvételek hiányában, a mélyebb Pannóniai-medence nagy részében kérdéses, a folyamatos vízzelborítottság azonban vitathatatlan.

A kunsági emelet felső határának meghúzása már lényegesen nehezebb, bár elvileg problémamentes feladat. Mint már említettük az utóbbi évek eredményei alapján lehetővé vált az egész pannóniai korban a szervesvázú mikroplankton zonáció kidolgozása. A plankton zónahatárok — csak éghajlati és nem fáciesfüggőségük következtében — az időazonos határok megközelítésére a bentosz faunáknál elvileg megfelelőbbek, s sokkal gyakoribbak is azoknál. Egyelőre azonban a mély medencék területéről egyetlen teljes Dinoflagellata zónabeosztással rendelkező fúrási szelvényünk sincs. Az eddig vizsgált szelvények egyes részeinek mikroflóra mentességét egyelőre nem tudjuk értelmezni, és természetesen a bentosz faunákkal, valamint a litosztratigráfiai egységekkel való korreláció sem problémamentes. A Marosi, a Jászkunsági Formáció csoport és a Peremartoni Főcsoport egésze, vagy túlnyomó része ebbe a zónába tartozik a medenceperemi területeken. A medencék belsejében a pelites fáciesek uralma időben — érthetően — tovább tartott, így azok felső részének



— bár kifejlődés alapján a kunsági emeletbe tartozónak tűnik — mikroflórája már a Spiniferites validus zónát jelzi, tehát a Balatoni emeletbe való besorolást indokolja.

A kunsági emeletbeli képződmények uralkodóan pelites kőzetek. A medenceperemen általában világosszürke, vagy ritkábban fehér, ősmaradványgazdag agyagmárga-mésmárga, a medencék belsejében barna, sötétszürke, fekete, ősmaradvány-szegény mészmárga-márga rétegek és az ezek között ritkábban megjelenő finomszemű homokkő, illetve a bázison alárendelten megjelenő konglomerátum rétegek töltik ki az emeletet. Különleges intramontán tavi-mocsári, folyóvízi kifejlődése ismert a Borsodi-medencében, a Hernád és Sajó közötti területen. Míg a medenceperemi sorozatok zavartalan, epikontinentális molasz jellegeket mutatnak, a medence belsejében ismételten megfigyeltek rétegfelületi jelenségeket, iszaprogysásokat, olisztolitokat, tehát elsősorban tömeg- és szemcsefolyásra jellemző jegeket.

Magyarország területén a kunsági emeletben a következő ősföldrajzi egységeket különböztethetjük meg:

— a szárazföldeket, amelyeknek azonban — mint látni fogjuk — a lepusztulási anyagtermelésben csekély szerepük volt;

— a medence-területeket, amelyeken belül az intramontán medencék, a medenceperemek és a medencebelseji kifejlődések ismerhetők fel. Utóbbi három részre bontható: meredek aljzatú süllyedékek, kiemelt vonulatok és lapos aljzatú közepes mélységű területek.

Az üledékanyag nagy részét szolgáltató, nagy kiterjedésű lepusztulási területek az ország határain kívül (Alpok, Ny-i Kárpátok, K-i Kárpátok, D-i Kárpátok, Erdélyi-középhegység) találhatóak. A mikromineralógiai vizsgálatok ezek hatáskörzeteit ma még részleteiben nem határolták le, de annyi már valószínűsíthető, hogy a Kisalföldön és a Nagyalföldön egy-egy nagy, az óramutató járásával ellentétes áramlási rendszer alakult ki, illetve létezett.

### 1. ábra. A kunsági (pannóniai s. str.) képződmények kifejlődése Magyarországon

1. Pannóniai s. str. képződmények nélküli területek. Csökkentsősvízi, beltengeri kifejlődés: 2. homok, pelit, 3. abráziósparti kavics, homok, 4. kavics, homok, pelit, 5. homok, pelit, alkáli vulkanit, 6. homok, pelit, bazalt vulkanit, 7. homok, pelit, riolit és dacit vulkanitok.

Csökkentsősvízi tavi, mocsári és kiszáradó lagúnás kifejlődés: 8. kavics, homok, pelit.

Csökkentsősvízi tavi, mocsári kifejlődés: 9. savanyú piroklastikum, pelit.

Csökkentsősvízi lagúnás kifejlődés: 10. diatomit, tarka agyag, pelit, 11. diatomit, pelit.

12. Szárazföldi savanyú vulkáni felépítmény.

Vulkáni centrumok: 13. bazalt, 14. riolit, 15. kálitracit.

Egyéb jelek: 16. lignittelepek, 17. turbiditok, iszapcsúszási jelenségek, 18. terasztrikus szállítási irányok, 19. beltengeri szállítási irányok, 20. a pannóniai s. str. képződmények vastagsága

Abb. 1. Entwicklung der Ablagerungen des Pannonien s. str. (Kunság-Stufe) in Ungarn

1. Gebiete ohne Ablagerungen des Pannonien s. str.

Brackwasser, Binnenmeer-Ablagerungen: 2. Sand, Pelit, 3. vom Abrasionsufer stammender Schotter, Sand, 4. Schotter, Sand, Pelit, 5. Sand, Pelit, Alkalivulkanit, 6. Sand, Pelit, Basaltvulkanit, 7. Sand, Pelit, Rhyolith- und Dacitvulkanit.

Brackwasser-, lakustre-, Sumpf- und ausgetrocknete Lagunenablagerungen: 8. Schotter, Sand, Pelit.

Brackwasser-, lakustre, Sumpfablagerungen: 9. saure Pyroklastite, Pelit.

Lagunäre Brackwasserentwicklung: 10. Diatomit, bunter Ton, Pelit, 11. Diatomit, Pelit.

12. terrestre saure Vulkanite.

Vulkanische Zentren: 13. Basalt, 14. Rhyolith, 15. Kalitracit

Andere Zeichen: 16. Lignitlagerstätten, 17. Turbidite, Schlammrutschungs-Erscheinungen, 18. terrestre Transportrichtungen, 19. Binnenmeer-Transportrichtungen, 20. Mächtigkeit der Bildungen des Pannonien s. str.

A vulkáni tevékenység sem szünetelt a kunsági emeletben. A Tokaji-hegység legfiatalabb savanyú—intermedier vulkáni ciklusát, a Borsodi-medence andezit piroklasztikumait, továbbá a Duna-Tisza köze D-i részén (Bordány, Kecel, Kiskunhalas, Ruzsa, Sándorfalva, Üllés) és a Szolnok melletti Nagykörűnél az emelet középső részében jelentős vastagságban kimutató bazalt rétegvulkáni sorozatot, valamint a Kisalföldön (Pásztori, Bősárkány, Tét környéki fúrások) a kunsági emelet bázisán feltárt ugyancsak jelentős vastagságú trachit rétegvulkáni sorozatot sorolhatjuk ide. A radiometrikus adatok alapján a Nyírség hatalmas (2000 m-nél vastagabb) riolittufa tömegének legfelső része is a kunsági emelet elején képződött (2. ábra).

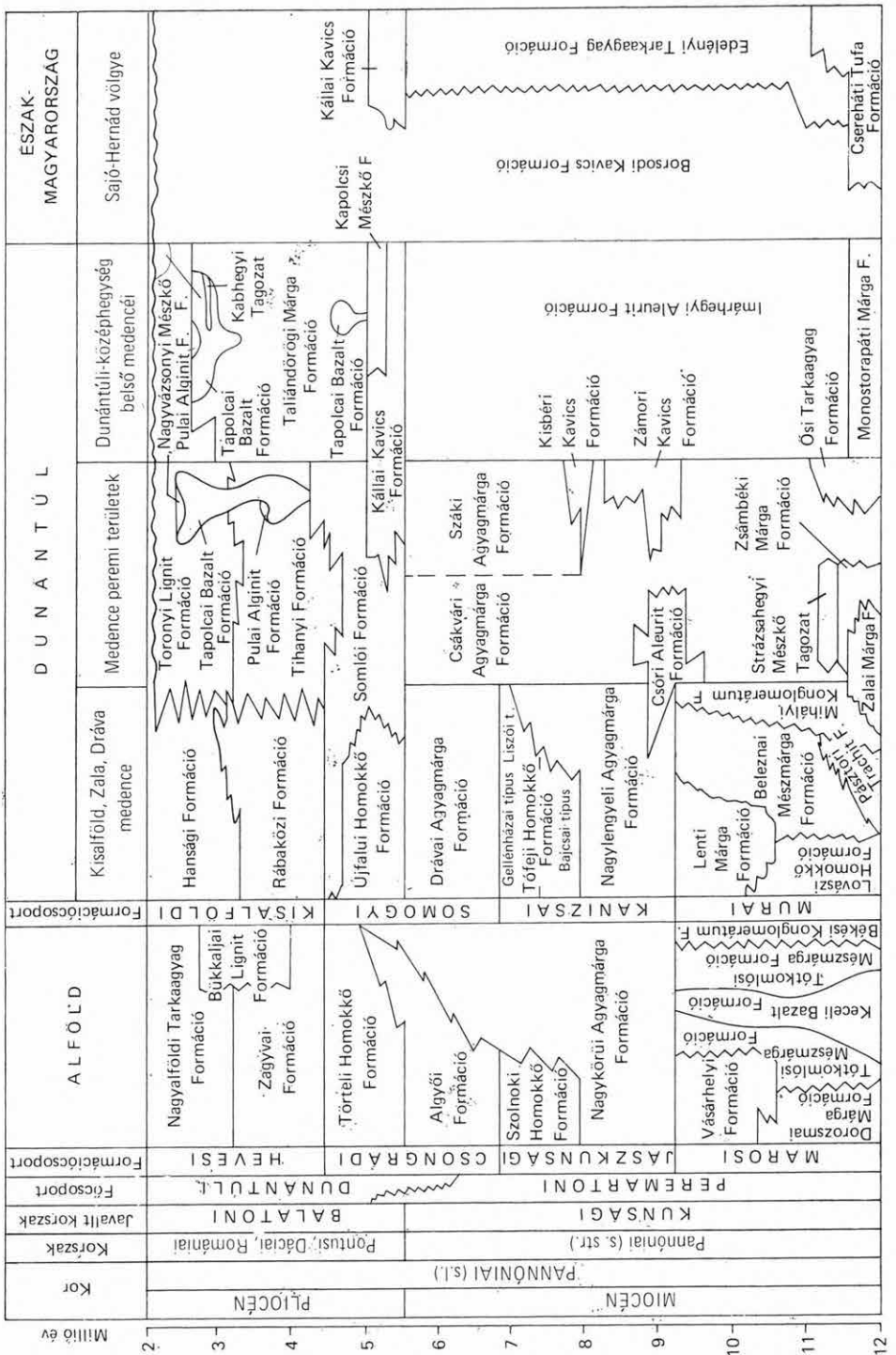
A kunsági emeletbe tartozó képződmények nagy vastagsága a szarmata — pannóniai határon a földkéregben, illetve a földköpenyben végbement jelentős változások hatására történt erőteljes süllyedés eredményeként alakult ki. Ez a folyamat nem volt egyenletes a Pannóniai-medence egész magyarországi területén, hanem hét süllyedési központ (Kisalföld, Zala-medence, Dráva-medence, Makói-árok, Békési-, Jászsági- és Derecskei-süllyedék) alakult ki. A legnagyobb mélységeket és ennek megfelelően a legnagyobb vastagságokat az Alföld DK-i szélén találjuk. Itt a kunsági emelet képződményeinek talpmélysége eléri a 4500 m-t. A süllyedés átlagos üteméről elmondhatjuk, hogy az gyorsabb volt, mint a feltöltődés, s a kiegyenlítődéssel egészében csak az emelet vége felé következett be.

A pannóniai (s. l.) kor, s így a kunsági emelet képződményeinek tagolására lito-, bio- és kronosztratigráfiai módszereket alkalmazunk. Az egyes részterületek litosztratigráfiai korrelációját a karottázsszelvények alapján végezzük. Különösen érvényes ez a medencebelseji területekre, bár az egységek ásvány-kőzettani jellemzése itt is magminták vizsgálata alapján készült. A medenceperemi területeken a litosztratigráfiai egységek kidolgozása a végig magvételes fúrási szelvények és a terepi feltárások feldolgozásán alapul. A mintegy nyolc éves munka eredményeként ma már részletes litosztratigráfiai rendszere van a medencebelseji és a medenceperemi területeknek is (2. ábra). Ezeket e kötet más dolgozatai részletesen ismertetik.

A biosztratigráfiai módszerek sokat fejlődtek az elmúlt harminc évben. Korábban kizárólag a puhatestű faunák vizsgálata (HALAVÁTS GY., LŐRENTHEY I., STRAUZS L., SÜMEGHY J., KORPÁSNÉ HÓDI M., SZÉLES M., TÓTH K., MAGYAR L.) szolgált a rétegtani besorolás alapjául. Ehhez KÓVÁRY J. munkálkodásának eredményeként a Thécamoebák léptek be azzal, hogy túlnyomórészt a kunsági emeletbeli képződményekben fordulnak elő.

A palynológiai vizsgálatok minden kor közül a pannóniaiban kezdődtek meg legelőször Magyarországon. Ezek fáciesjelentősége nagy, de sztratigráfiájuk kidolgozása még csak nagy vonásaiban történt meg (NAGY E.). A makroflóra vizsgálatok terén még ennyi rétegtani eredményről sem számolhatunk be, viszont mindkét növénytani módszer nagyban hozzájárult annak megállapításához, hogy a kunsági emelet növényzetében a maihoz viszonyítva sokkal több volt a melegkedvelő szubtrópusi elem, összhangban a plankton mikroflóra nyújtotta adatokkal.

Az Ostracodák vizsgálatában rejlő rétegtani lehetőségeket már korán vizsgálni kezdték (MÉHES GY. 1907—1908, ZALÁNYI B. 1939), de a velük való szintezést hazánkban máig sem dolgozták ki. Új eredmény a szervesvázú mikroplankton maradványokon (főként Dinoflagellaták) alapuló szintezés



2. ábra. A magyarországi pannóniai (s. l.) képződmények litosztratógráfiai tagolása  
 Abb. 2. Lithostratigraphische Gliederung der Pannonien (s. l.) - Ablagerungen von Ungarn

(SÜTÓNÉ SZENTAI M), amely az időhatárok eddiginél pontosabb megközelítésének lehetőségét jelenti számunkra.

A Diatomák vizsgálata — gyér előfordulásuk következtében — elsősorban egyes fácies, és éghajlati kérdések megoldását segítette elő (HAJÓS M. 1971).

Bár az éleltnyomok vizsgálata elsősorban a fáciesviszonyok pontosabb megközelítését teszi lehetővé, ma már nyilvánvaló, hogy ezeknek — mint bentosz lényeknek — korlátozott rétegtani jelentősége is van (JÁMBOR Á. 1980).

A gerinces maradványok vizsgálata egyelőre nem a mindennapok rétegtanának eszköze. Kiszámú és főként izolált barlangi üregekhez kötődő előfordulásaik feldolgozása elsősorban a távkorreláció kérdéseinek megoldását, vagy azok megközelítését teszi lehetővé. Egyelőre a gerinces sztratigráfia ebben a körben alkalmazott rétegtani alapelveinkkel — és tegyük hozzá az egész RCMNS munkacsoport rétegtani alapállásával — ellentétes álláspontot vall magáénak azzal, hogy a gerinces faunák alapján az egész kunsági emeletet, az amerikai felfogással egyezően, a pliocénba teszi (KREZSOI M. 1969).

A gerinces faunák vizsgálata a növénytanilag vizsgálatokkal összhangban egyértelműen bizonyította, hogy a kunsági emeletben a mainál lényegesen melegebb klímát kedvelő állatvilág élt a csekély területű szárazföldeken. A mai észak-afrikai szavannák gazdag gerinces faunájának jóformán minden genusa (zsiráf, oroszlán, párduc, hiéna, sakál, orrszarvú, víziló, elefánt, strucc stb.) képviselve volt egy-két fajjal.

A biosztratigráfiai módszerek mindegyikének eredményeiről ebben a kötetben külön dolgozatban számolnak be az arra legilletékesebb szakemberek.

A kunsági emelet képződményei szerkezeti szempontból nyugodtnak mondhatók. Dőlésük  $0 - 5^\circ$  közötti, s csak egyes iszapcsúszásokkal jelzett területeken találkozunk meredekebb helyzetű és gyüredezett rétegekkel. A legjellemzőbb szerkezeti elemek a Pannóniai-medencében az ún. települt (= kompakciós) boltozatok, amelyek néhány  $\text{km}^2$ -től  $500 \text{ km}^2$ -ig terjedő méretűek. Ezek az idősebb miocénből átöröklődött elemek, amelyek „etázsmagassága” (= a boltozat-tető és -talp közti magasság különbség) azonban a kunsági emeletben tovább nőtt, mert mélyebb környezetükben vastagabb és pelitben gazdagabb üledék-összlet rakódott le, mint felettük. Emiatt az előbbieken a rétegtömörödés mérete lényegesen nagyobb volt, így relatív kiemeltségük tovább növekedett. Ez olyan mértékű is lehetett, hogy határaikon nagyon gyakran kisebb-nagyobb (5–200 m) peremi törések alakultak ki. Ennek következtében a kiemelt szerkezetek felett a kunsági emelet rétegei enyhe dőlésű antiklinálisok képét rajzolják ki. A Pannóniai-medencében több százra tehető azoknak a boltozatoknak a száma, amelyek egyrészt határt szabtak a kunsági emelet képződményei elterjedésének, másrészt pedig azok felépítésében maguk is szerepet kapnak. A legnagyobbak és legismertebbek ezek közül a mihályi, a lovászi-budafai, az inkei, az igali, a kiskunhalasi, az üllési, az algyői, a battonyai, a sarkadkeresztúri, a mezőkeresztesi és a biharnagybajomi.

A medence fokozatos süllyedésével kapcsolatban nyilvánvalóan sok ezer, kisebb-nagyobb, felfelé rendszerint elhaló vető alakult ki a medencét kitöltő üledékösszletben. Ezek kimutatására egyelőre még a korszerű szeizmikus mérési módszerekkel sincs mindig lehetőség.

Említést érdemel, hogy a Derecskei süllyedék D-i szélén az utóbbi években mintegy 20 km hosszúságban 100–300 m széles DNy–ÉK-i csapású tö-



réses zóna (vízszintes eltolódás?) jelenlétét állapították meg szeizmikus mérésekkel.

A kunsági emeletben a medence fokozatosan (két vagy három szakaszban) felgyorsulva, erőteljesebben süllyedt. Az emelet fejlődéstörténeti lezárását a peremi területeken a balatoni emelet elején, a kiemelt szigetegységek peremén, azok tektonikus süllyedése következtében mutatkozó jelentős transzgresszió jelenti. Ennek üledékképződési hatása azonban a medencék belsejében csak jelentős késéssel mutatkozott. Ezzel egyidőben a távolabbi lepusztulási területek (Alpok, Dinaridák, Ny-i Kárpátok stb.) jelentős kiemelkedésével kell számolnunk, mert az üledékanyag lényegesen durvábbá vált és viszonylagos mennyisége is megnövekedett. A kunsági emeletben még stabil beltenger rohamos feltöltődése a balatoni emelet elején, a peremi területektől befelé haladva megindult.

A kunsági emelet képződményeinek kutatása nem öncélú földtani tevékenység. Minél alaposabb megismerésüket a medencebelseji területeken benne található kőolaj, földgáz és hévíz előfordulások, továbbá a medenceperemi területeken található téglá- és cserépipari valamint cementgyári agyag, diatomit, kvarchomok, kerámiai földpátos homok, sőt kisebb jelentőségű lignitelőfordulások (Komjáti-medence, Öskü) is indokolja. Ezek távlati kutatási lehetőségeinek megítélését csak az összlet sokoldalú földtani megismerése alapján végezhetjük el.

## IRODALOM – LITERATUR

- BALÁZS E. et al. 1981: Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken. — Földt. Int. Alk. Kiadv.: 41–54.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48 (2).
- BARTHA F. 1959: A Balaton környéki felsőpannoniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. — Földt. Közl. 89: 23–36.
- BARTHA F. 1964: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről: 175–181.
- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — In BARTHA F. et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai.: 9–172.
- DANK V. 1962: A Dél-Zalai-medence mélyföldtani vázlata. — Földt. Közl. 92: 150–159.
- DANK V. 1963: A déalföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a Délbaranyai és jugoszláviai területekhez. — Földt. Közl. 93: 304–324.
- HAJÓS M. 1971: A csákvári neogén medence alsópannoniai diatómás rétegeinek mikrofórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ről: 33–48.
- HOERNES R. 1900: Die vorpontische Erosion. — Sitzungsberichte d. k. Akad. Wien. 109: 811–858.
- JASKÓ S. 1963: A középdunai-pliocén medence lignittelepeinek térbeli elterjedése és rétegtani szintézese. — Földt. Kut. 9: 3–9.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. 1973: Möglichkeiten für die Horizontierung der pannonischen Ablagerungen im Südost-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 17: 429–467.
- JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1975: Geological conditions of the Pannonian oilshale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. — Acta Miner. Petr. Szeged 22: 9–28.

- JÁMBOR Á. — PARTÉNYI Z. — SOLTI G. 1981: A dunántúli bazalt vulkanitok földtani jellegei. — Földt. Int. Évi Jel. 1979-ről: 225—239.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — Földt. Int. Évk. 53.
- KŐRÖSSY L. 1968: Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen unterpannon. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12: 199—217.
- KRETZOI M. 1960: A magyarországi szarmata és pliocén kifejlődések rétegtani taglalása és összehasonlító áttekintése. In VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó, Budapest.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. — Földr. Közlem. 17 (3): 179—204.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. eredményei 1 (1): 1—581.
- MÉHES Gy. 1907: Adatok Magyarország pliocénkorú Ostracodáinak ismeretéhez. — Földt. Közl. 37: 429—467.
- MÉHES Gy. 1908: Adatok Magyarország pliocénkorú Ostracodáinak ismeretéhez. — Földt. Közl. 38: 537—568.
- PANTÓ G. et al. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozathoz M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. — Földt. Int. Kiadv.
- RADÓCZ Gy. 1969: Előzetes jelentés a cserháti alapfúrások eredményeiről. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről: 281—283.
- ROTH L. 1879: A rákos-rusztli hegyvonulat és a Lajta-hegység déli részének geológiai vázlata. — Földt. Közl. 9: 99—110.
- SCHRÉTER Z. 1912: A magyarországi szarmata-rétegek rétegtani helyzete. — Koch emlékkönyv: 127—137.
- STRAUSZ L. 1941: A dunántúli pannon szintezése. — Földt. Közl. 71: 220—235.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 32 (2): 67—252.
- SZALAY Á. — SZENTGYÖRGYI K. 1979: Adatok a szénhidrogénkutató fúrások által feltárt medencebeli pannon képződmények litológiai tagozódásának ismeretéhez trendelemzés alapján. — MTA X. Földr. és Bányászati Tud. Oszt. Közl. 12 (4): 401—423.
- SZÁDECEZKY-KARDOS E. 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Mitteilungen der Berg-hütten Abt. d. Univ. Sopron 10 (2).
- SZEBÉNYI L. 1955: Rétegtömörülés és szerkezetalakulás. — Földt. Közl. 85: 425—440.
- SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. In BARTHA F. et al.: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai.: 253—344. — Akad. Kiadó, Budapest.
- VITÁLIS I. 1951: Sopron környékének szármáciai és pannóniai—pontusi üledékei és kövületei. — Földt. Int. Évk. 40 (1): 3—75.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. — Földt. Közl. 95: 140—163.
- ZALÁNYI B. 1939: Bioszociológiai összefüggések a nagyalföldi neogén medencében. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről: 1621—1699.

**ALLGEMEINE GEOLOGISCHE MERKMALE DER ABLAGERUNGEN  
DES PANNONIEN S. STR. (KUNSÁG-STUFE) IN UNGARN**

VIKTOR DANK—ÁRON JÁMBOR

Im Karpaten-Becken hat sich zwischen dem Sarmat und dem Pleistozän in der letzten Phase der Entwicklung des Paratethys-Meeresszweiges ein mächtiger, auf grosse Gebiete verbreiteter und in vielen Beziehungen ähnlich entwickelter Binnenmeereskomplex gebildet. Über die Lithologischen Ähnlichkeiten hinaus ist es vor allem die Eintönigkeit der kennzeichnenden Brackwasser-Molluskenfauna (die sog. „pannonische Brackwasserfauna“), die diesen, vorwiegend aus Tonmergeln und Sanden-Sandsteinen bestehenden Komplex in eine kompakte Einheit vereinigt. Die durch faunistische und lithologische Veränderungen eindeutig bewiesenen, gemeinsamen Charakterzüge dieser Serie sind die im Vergleich zum sarmatischen Meereswasser erkennbare, weitere Salzgehaltabnahme des Wassers des Sedimentationsbeckens, und die Aufschüttung des Beckens.

Die Serie zwischen dem Sarmat und Pleistozän wurde im Jahre 1879 von L. ROTH pannonische Bildungen genannt und in einigen Jahrzehnten danach entstand davon der Begriff Pannon-Stufe, unter dem die ungarischen Geologen den Zeitraum der Entstehung der pannonischen Bildungen verstanden. Als Ergebnis des Aufschwunges der Schürfb Bohrungen wurden nach dem ersten Weltkrieg die unterpannonischen und oberpannonischen Bildungen bzw. Unterstufen immer deutlicher unterschieden.

Auf der Pressburger Sitzung des Projectes 25 les IGCP im Jahre 1975 wurde eine gemeinsame Resolution über die Nomenklatur des Zeitraumes zwischen dem Sarmat und Pleistozän angenommen. Dementsprechend wurde der Begriff Pannon-Stufe auf den Zeitraum der unterpannonischen Unterstufe im ungarischen Sinne beschränkt, und der Zeitraum der oberpannonischen Unterstufe in drei Stufen, und zwar Pont, Daz, Rumän gegliedert.

In Ungarn hat sich diese Nomenklatur nicht eingebürgert, weil einerseits die genaue Bestimmung der neuen Stufen auf sich warten lässt, andererseits weil mit der Adaptierung der ausserkarpatischen pontischen, dazischen und rumänischen Stufen der Irrglaube erweckt worden ist, als ob die Korrelation zwischen dem pannonischen Binnenmeer des Karpatenbeckens und den Ablagerungen des Pontischen Meeres abgeschlossen, d. h. eine vollkommen gelöste Aufgabe wäre. Da diese Korrelation wegen der wesentlichen genetischen und morphologischen Verschiedenheiten der Faunen und Floren und wegen des Fehlens eines tatsächlichen Zusammenhanges noch eine lange Zeit nicht durchführbar bleibt, schlagen wir vor, — aus dem gleichen prinzipiellen Grund, wie es auch bei der Erarbeitung der neuen Nomenklatur des Miozäns der Paratethys vorgegangen wurde — eine für die Alltagspraxis gut geeignete regionale Nomenklatur für die Ablagerungen des pannonischen Binnenmeers (und auch

für die damit gleichaltrigen terrestrischen Schichten innerhalb des Karpatenbeckens) einzuführen (Tab. 1). Dementsprechend wird es vorgeschlagen, die ehemalige Pannon-Stufe auf den Rang einer stratigraphischen Abteilung (Serie) zu heben — der Zeitraum von 10 Millionen Jahren ist selbst ein schwerwiegendes Argument für unseren Vorschlag — und den Begriff in diesem Sinne in der Zukunft für die Ablagerungen des pannonischen Binnenmeeres anzuwenden. Der pannonische Zeitraum umfasst den Teil des Miozäns, der jünger als das Karpatenbecken-Sarmat ist (nach der Nomenklatur der östlichen Paratethys die Stufen oberes Bessarab, Cherson und Mäot), ferner den ganzen Pliozän-Zeitraum. Die von uns zur Zeit angewandte, dem Anschein nach verlässliche interregionale Korrelation beruht sich auf radiometrischen K/Ar-Altersbestimmungen. Wenn wir dementsprechend den auf der Untersuchung der mediterranen Gebiete basierenden Vorschlag zur Grenzziehung Miozän/Pliozän akzeptieren, so wird die Grenze innerhalb der pannonischen Abteilung zwischen der Kunság- und der Balaton-Stufe gezogen. Mit Vervollständigung der chronostratigraphischen Methoden können sich der Zeitraum der Pannon-Abteilung und ihrer beiden Stufen, ferner die Zeitwerte ihrer Grenzen und dadurch auch ihre Korrelation mit den ausserkarpatischen Regionen noch wesentlich ändern, sowie präziser werden. Um unseren Vorschlag noch eindeutlicher zu machen, schlagen wir vor, den Begriff Pannon-Abteilung für den Zeitraum zwischen dem Sarmat und Pleistozän im Karpaten-Becken, den Begriff Kunság-Stufe für den durch die sedimentäre Abfolge zwischen der Oberkante des Sarmats (671 m) und der oberen Grenze der Spiniferites bentori Mikropflanztonzone (502 m) vertretenen Zeitraum, und den Begriff Balaton-Stufe für den Zeitraum zwischen der international angenommenen Pliozän/Pleistozän-Grenze und der Kunság-Stufe zu benutzen.

Tabelle 1.

## Chronostratigraphische Einheiten der pannonischen Bildungen

ROTH L. 1879	Ungarische Praxis bis 1981	Vorschlag von Bratislava 1975	Die in diesem Volum angewandte Nomenklatur		M. Jahre
Pleistozän	Pleistozän	Pleistozän	Pleistozän		1,8
Pannonische Bildungen (Pannonische Stufe)	Ober- pannonische Unterstufe	Rumän	Pannon-Abteilung (Pannonien sensu lato)	Pliozän	Balaton- Stufe
		Daz			
Pont					
	Unter- pannonische Unterstufe	Pannonien (sensu stricto)	Miozän	Kunság Stufe	5,5
Sarmat- Stufe-	Sarmat- -Stufe	Sarmat- -Stufe	Sarmat- -Stufe	Sarmat- Stufe	11—12

In diesem Volum haben wir in den Artikeln, die sich mit der Schilderung der ungarischen Verhältnisse beschäftigen, den Begriff Pannonien s. str. als ein Kompromiss angewandt, mit dem weder die ungarischen Fachleute noch wir einverstanden sind. Zur Vermeidung weiterer Missverständnisse benutzen wir in diesem Band den Begriff Kunság-Stufe als Synonym des unteren Pannons, d. h. des Pannonien s. str., den Begriff Balaton-Stufe als Synonym des oberen Pannons (also der pontischen, dazischen und rumänischen Stufen).

Die Bildungen der Kunság-Stufe sind in Ungarn weit verbreitet. Sie sind im Grossteil des Bekkens ausserhalb der Mittelgebirgsmassen von relativ höherer Lage zu finden, obwohl auf manche Hochzonen nur die Ablagerungen der Balaton-Stufe transgrediert sind. Die Untersuchung dieser Gebiete ist noch nicht abgeschlossen. Allerdings können die ältesten lithostratigraphischen Einheiten der Alföld-Stufe in der überwiegenden Mehrheit der Hochzonen des Beckenuntergrundes mit den angewandten Methoden (Bohrlochmessungen, kernloses Bohren) nicht nachgewiesen werden. Früher wurde dies von manchen Autoren (L. KÖRÖSSY 1968, Á. SZALAY — K. SZENTGYÖRGYI 1979) mit einer Verspätung der Transgression des Alföld-Binnenmeeres erklärt. In jüngster Zeit haben wir jedoch drei solche Hochzonen des Grundgebirges durch Kernbohrungen mit vollständigem Kerngewinn (Tengelic 2., Igal 7., Paks 2.) untersucht, und in ihnen haben wir eine im wesentlichen vollständige Kunság-Serie — wenn auch in ausgesprochen geringmächtiger Entwicklung — aufschliessen können.

Mit der Frage der Sarmat/Kunság-Grenze in Ungarn befassen sich mehrere Artikel in diesem Volum. Hier stellen wir zusammenfassend nur soviel fest, dass in den durchweg durch Kernbohrungen aufgeschlossenen Tonmergelprofilen — über solche verfügen wir derzeit nur in den Teilbecken von geringer (50—300 m) und mittlerer (300—1000 m) Tiefe — der Übergang zwischen der Sarmat- und der Kunság-Stufe ununterbrochen ist, und fast unmerkliche, geringfügige petrographische Veränderungen charakteristisch sind. Die faunistische und mikrofloristische Grenze ist scharf, auch die Mollusken, Ostracoden, Foraminiferen, Dinoflagellaten und Diatomeen weisen ein ganz anderes Bild auf den beiden Seiten der Grenze auf. Die Binnenmeer-Lebewelt der Kunság-Stufe ist sogar im Vergleich zum Brackwasser-Sarmat an Arten arm, aber an Individuen reich. Früher wurde diese Verarmung mit einem starken Rückfall des Salzgehaltes an der Grenze erklärt. Aufgrund der Bewertung des Ostracodenprofils von Budajenő, ferner des tropischen Charakters der Dinoflagellata- und Diatomeen-Flora dürfte sie eher mit der Ende Sarmat aufgetretenen jährlich zweimaligen starken Salzgehaltveränderung infolge des im Sommer heissen und im Winter niederschlagsreichen Klimas erklärt werden. Der grössere Teil der Fauna und Flora konnte die häufigen entgegengesetzt orientierten Veränderungen, die an der Sarmat/Kunság-Grenze stattfanden und letzten Endes eine allgemeine Salzgehaltabnahme verursachten, nicht vertragen.

Gerade wegen der lithologischen Gleichheit und der in den Zonen mit steilerem Beckenboden (mit einem Originalgefälle von mehr als 3°) wiederholt festgestellten Schlammrutschungen (Slumps) und des Fehlens von Kernbohrungen, ist die Grenzziehung Sarmat/Kunság im Grossteil des tieferen Pannonischen Beckens fraglich, aber die kontinuierliche Wasserbedeckung ist eindeutig. Die feststellung der oberen Grenze der Kunság-Stufe stellt schon eine wesentlich schwerere, zwar im Prinzip problemlose Aufgabe dar. Wie bereits erwähnt, ist den Ergebnissen der letzten Jahre zufolge die Erarbeitung der organischschaligen Mikroplankton-Zonation für die ganze Pannon-Abteilung mög-

lich geworden. Die Planktonzonengrenzen sind im Prinzip — weil sie nur klimatisch bedingt und nicht faziesabhängig sind — für die Annäherung isochroner Grenzen mehr als die benthonischen Faunen geeignet und sie sind auch viel häufiger als jene. Zur Zeit haben wir jedoch aus dem Raum der Tiefbecken kein einziges vollständiges Bohrprofil mit festgestellter Dinoflagellaten-Zonengliederung. Die Ursache des Fehlens von Mikroflora in manchen Teilen der bisher untersuchten Profile können wir derzeit nicht erklären. Ferner ergeben sich selbstverständlich gewisse Probleme auch im Zusammenhang mit der Korrelation mit den benthonischen Faunen und den lithostratigraphischen Einheiten. Die Maros, Jászkunság und Peremarton-Formationen gehören jedoch in den Beckenrandgebieten im ganzen, oder überwiegend, zu dieser Zone. Im Inneren der Becken hat das Vorherrschen der pelitischen Fazies selbstverständlich länger gedauert, so — obwohl der Oberteil von diesen, aufgrund der geologischen Merkmale noch zur Kunság-Stufe zu gehören scheint — zeigt ihre Mikroflora schon die *Spiniferites validus*-Zone an, was die Einstufung in die Balaton-Stufe berechtigt.

In der Fazies der Kunság-Bildungen herrschen die pelitischen Gesteine vor. An den Beckenrändern sind für die Kunság-Stufe im allgemeinen hellgraue oder seltener weisse, an Fossilien reiche Tonmergel-Kalkmergel, im Beckeninneren braune bis dunkelgraune, schwarze fossilarme Kalkmergel-Mergel und dazwischen geschaltete, seltener auftretende feinkörnige Sandsteine bzw. an der Basis von diesen seltener vorkommende konglomerate charakteristisch. Eine besondere intramontane lakustrisch-palustrische, fluviale Entwicklung der Kunság-Stufe ist im Borsod-Becken im Zwischenraum der Flüsse Hernád und Sajó bekannt. Während die Beckenrandserien ungestörte, epikontinentale Molassenzüge aufweisen, kann man im Beckeninneren Schichtflächenerscheinungen (*flute casts*, *sole casts* usw.), *Olistholite*, also etliche, vor allem für die Flyschsedimentation kennzeichnende Merkmale wiederholt beobachten. In Ungarn kann man in der Kunság-Stufe sieben paläogeographische Einheiten unterscheiden: die Festländer, die aber eine geringe Rolle in der Lieferung von Abtragungsgesteine spielten; die Beckengebiete, innerhalb deren die intramontanen Becken, die Beckenränder und die Beckeninnerenfazies erkennbar sind. Die letztere Einheit lässt sich in drei Teile gliedern: Senken mit steilem Boden, Hochschollenzüge, und Gebiete von mittlerer Tiefe und flachem Boden.

Die Abtragungsgebiete, die den Grossteil des Sedimentmaterials liefern, sind ausserhalb der Grenzen Ungarns (Alpen, Westkarpaten, Südkarpaten, Siebenbürgisches Mittelgebirge) zu finden. Die mikromineralogischen Untersuchungen haben deren Wirkungskreise bisher noch nicht abgrenzen können, soviel scheint jedoch offenbar zu sein, dass auf der Kleinen und der Grossen Tiefebene je ein grosses, gegen dem Uhrzeiger gerichtetes Strömungssystem zustandekam, bzw. existierte.

Auch die vulkanische Tätigkeit hat in der Kunság-Stufe nicht geruht. Hierzu können der jüngste saureintermediäre vulkanische Zyklus des Tokajer Gebirges, die Andesitpyroklastite des Borsod-Beckens, ferner die im S des Donau-Theiss-Zwischenstromlandes (Bordány, Kecel, Kiskunhalas, Ruzsa, Sándorfalva, Üllés) und in Nagykovács bei Szolnok im mittleren Teil der Kunság-Stufe vorkommende, ziemlich mächtige stratovulkanische Basaltserie sowie die in der Kleinen Tiefebene, in den Bohrungen in der Umgebung von Pásztori, Bósárkány und Tét, an der Basis der Kunság-Stufe aufgeschlossene, ebenfalls

ziemlich mächtige stratovulkanische Trachytserie gerechnet werden. Aufgrund der radiometrischen Daten hat sich der oberste Teil der mächtigen (mehr als 2000 m) Rhyolittuffmasse im Untergrund des Nyírség-Gebietes auch parallel mit der Kunság-Stufe gebildet (Abb. 2.).

Die grosse Mächtigkeit der zur Kunság-Stufe gehörenden Bildungen ist einem Senkungsvorgang zu verdanken, der den an der Sarmat/Pannon-Grenze in der Erdkruste bzw. im Erdmantel stattgefundenen, wesentlichen Veränderungen zuzuschreiben ist. Dieser Vorgang war im ganzen Beckenraum nicht gleichmässig, sondern dort haben sich sieben Absenkungszentren (Kleine Tiefebene, Zala-Becken, Drau-Becken, Makó-Graben, Békés-, Jászság-, und Derecske-Senke) entwickelt. Die grössten Tiefen, und dementsprechend die grössten Mächtigkeiten sind am SO-Rand der Grossen Tiefebene zu finden. Hier erreicht die Solentiefe der Bildungen der Kunság-Stufe 4500 m. Über die durchschnittliche Geschwindigkeit der Absenkung kann man sagen, dass sie schneller als die Aufschüttung war. Der Ausgleich fand im grossen und ganzen gegen Ende der Stufe statt.

Zur Gliederung der Abteilung Pannonien (s. l.) und dementsprechend zur Gliederung der Ablagerungen der Kunság-Stufe werden litho-, bio- und chronostratigraphische Methoden angewendet. Die Korrelationsarbeiten der einzelnen Teilgebiete werden durch Auswertung von Karottageprofilen durchgeführt. In Beckeninnerengebieten konnte man sich bei der Unterscheidung der lithostratigraphischen Einheiten vor allem auf diese Messungen stützen, obwohl die mineralogisch-petrographische Charakterisierung der Einheiten auch hier aufgrund von Kernproben durchgeführt wurde. In den Beckenrandgebieten beruht die Erarbeitung der lithostratigraphischen Skala auf der Bearbeitung von völlig mit Kernbohren erhaltenen Profile und der Bearbeitung von Geländeaufschlüssen (Übertageaufschlüssen). Im Ergebnis der ca. acht Jahre geführten Arbeiten liegt heute schon eine detaillierte lithostratigraphische Skala sowohl für die Beckeninneren- als auch die Beckenrandgebiete vor, deren ausführliche Beschreibung in anderen Artikeln dieses Bandes zu finden ist.

Die biostratigraphischen Methoden haben sich in den vergangenen dreissig Jahren viel entwickelt. Früher wurde die stratigraphische Arbeit ausschliesslich auf die Untersuchung der Molluskenfaunen basiert (GY. HALAVÁTS, I. LŐRENTHEY, L. STRAUZ, J. SÜMEGHY, M. KORPÁS-HÓDI, M. SZÉLES, K. TÓTH, L. MAGYAR).

Dank der Tätigkeit von J. KŐVÁRY kamen später die Thecamoeben hinzu, da sie überwiegend in den Ablagerungen der Kunság-Stufe vorkommen.

Mit den palynologischen Untersuchungen wurde in Ungarn zunächst in den pannonischen Ablagerungen begonnen. Diese sind von grosser faziologischer Bedeutung, aber ihre Stratigraphie ist nur noch in ihren grossen zügen erarbeitet worden (E. NAGY). Was die Makroflorauntersuchungen betrifft, können wir sich einmal über soviel stratigraphische Ergebnisse berichten, doch haben die beiden botanischen Methoden viel zur Feststellung beigetragen, dass in der Vegetation der Kunság-Stufe der Anteil der wärmeliebenden subtropischen Elemente, im Einklang mit den Angaben der planktonischen Mikroflora, grösser als heute war.

Die stratigraphischen Möglichkeiten der Ostracoden-Untersuchungen hat man ziemlich früh angefangen zu prüfen (GY. MÉHES, B. ZALÁNYI), doch wurde die darauf basierte stratigraphische Horizontierung in Ungarn nicht ausgearbeitet.

Ein neues Ergebnis stellt die auf das organischschalige Mikroplankton (hauptsächlich Dinoflagellaten) basierte Horizontierung (M. SÜTŐ-SZENTAI) dar, die uns eine, im Vergleich zur bisherigen, genauere Annäherung der Zeitgrenzen ermöglicht.

Die Untersuchung der Diatomeen hat — wegen ihres spärlichen Vorkommens — vor allem zur Lösung einiger Fazies- und Klimafragen beigetragen (M. HAJÓS).

Da die Untersuchung der Lebensspuren in erster Linie die Genauere Bestimmung der Faziesverhältnisse ermöglicht, ist es heute schon offensichtlich, dass diese, — als Bentos-Lebewesen — auch eine beschränkte stratigraphische Bedeutung haben.

Die Untersuchung der Vertebratenreste ist derzeit noch nicht zu einem stratigraphischen Instrument geworden, das in der Alltagspraxis benutzt werden könnte. Die Erarbeitung der geringzähligen und hauptsächlich an isolierte Höhlenhöhlräume gebundenen Vorkommen dieser Fossilien ermöglicht in erster Reihe die Lösung, oder Annäherung der Lösung interregionaler Korrelationsfragen. Zur Zeit vertritt die Vertebraten-Stratigraphie einen, den von uns in diesem Volum angewandten stratigraphischen Grundprinzipien — und, fügen wir es hinzu, auch der stratigraphischen Plattform der ganzen RCMNS-Arbeitsgruppe — entgegengesetzten Standpunkt, indem sie die ganze Kunság-Stufe aufgrund der Wirbeltierfaunen, in Übereinstimmung mit der amerikanischen Auffassung, in das Pliozän stellt (M. KRETZOT).

In Übereinstimmung mit den botanischen Untersuchungen hat die Untersuchung der Vertebraten-Faunen eindeutig bewiesen, dass in der Kunság-Stufe auf dem Festland von ziemlich geringer Grösse eine Tierwelt lebte, die im Vergleich zum heutigen, an ein wesentlich wärmeres Klima gebunden war, in der fast alle Gattungen der reichen Wirbeltierfauna der nordafrikanischen Savannen (Giraffe, Löwe, Panther, Hyäne, Schakal, Nashorn, Nilpferd, Strauss usw.) mit ein paar Arten vertreten waren.

Über die Ergebnisse der einzelnen biostratigraphischen Methoden wird es in diesem Volum von den dafür zuständigsten Fachkollegen in gesonderten Aufsätzen berichtet.

Die Ablagerungen der Kunság-Stufe können tektonisch als ruhig betrachtet werden. Ihr Einfallen beträgt 0 bis 5°, nur in manchen, durch Schlammrutschungen gestörten Gebieten findet man steiler lagernde und gefaltete Schichten. Die charakteristischsten Strukturelemente im Pannonischen Becken sind die sog. gelagerten Strukturen, deren Grösse von ein paar km<sup>2</sup> bis 500 km<sup>2</sup> beträgt. Das sind vom älteren Miozän vererbte Elemente, die jedoch in der Kunság-Stufe weiterwachsen, weil sich in ihrer tieferen Umgebung eine Sedimentfolge abgelagert hatte, die mächtiger und an Peliten reicher ist, als die Sedimente oberhalb dieser Elemente waren. Demzufolge erreichte die Schichtenverdickung (Kompaktion) in den ersteren einen wesentlich höheren Grad und so stieg auch ihre relative Höhe weiter an. Diese Höhezunahme konnte auch so stark sein, dass an ihren Grenzen kleinere-grössere (5–200 m) Randstörungen (Randbrüche) zustandekamen. Demzufolge zeigen die Schichten der Kunság-Stufe über den Höhestrukturen das Bild von sanft einfallenden Antiklinalen. Im Pannonbecken dürfte die Zahl der Strukturen, die einerseits der Verbreitung der Ablagerungen der Kunság-Stufe ein Limit setzten und andererseits selbst eine Rolle im Aufbau der Stufe spielen, auf mehrere hundert geschätzt werden. Die grössten und bekanntesten von diesen sind die Struk-



turen von Mihályi, Lovászi—Budafa, Inke, Igal, Kiskunhalas, Úllés, Battyanya, Sarkadkeresztúr, Mezőkeresztes und Biharnagybajom.

Im Zusammenhang mit der allmählichen Absenkung des Beckens haben sich viele tausend kleinere-grössere, in der Regel aufwärts ausklingende Verwerfungen in der Sedimentfüllung des Beckens gebildet. Diese können zur Zeit nicht einmal mit den modernen seismischen Messungssystemen nachgewiesen werden.

Es lohnt sich zu vermerken, dass in den letzten Jahren mit seismischen Messungen das Vorhandensein einer ca. 100 bis 300 m breiten, SW—NO streichenden (Horizontalverschiebung?) Bruchstörung in einer Länge von ca. 20 km am Südrand der Derecske-Depression festgestellt wurde.

Im Laufe der Kunság-Stufe sank das Becken in zwei oder drei Phasen allmählich schneller und intensiver ab. Den entwicklungsgeschichtlichen Abschluss der Stufe stellt die intensive Transgression dar, die in den Randgebieten am Rande der erhöhten Inselgebirge infolge ihrer tektonischen Absenkung zu Beginn der Balaton-Stufe stattfand. Die Sedimentationsauswirkung dieser Transgression äusserte sich jedoch im Beckeninneren mit erheblicher Verspätung. Gleichzeitig müssen wir mit beträchtlicher Erhebung der weiteren Abtragungsgebiete (Alpen, Dinariden, Westkarpaten usw.) rechnen, weil das Sedimentmaterial wesentlich gröber geworden ist, und auch seine relative Menge zugenommen hat. Zu Beginn der Balaton-Stufe setzte sich die rasche Aufschüttung des während der Kunság-Stufe noch stabilen Binnenmeeres von den Randgebieten beckeneinwärts ein.

Die Erforschung der Bildungen der Kunság-Stufe ist keine geologische Tätigkeit für sich. Den Wunsch, diese Bildungen möglichst eingehender kennenzulernen, berechtigen die daran gebundenen Erdöl- und Erdgas lagerstätten, Thermalwasservorkommen in den Beckenfaziesräumen, die Tonvorkommen als Rohstoffe für die Ziegel-, Dachziegel- und Zementindustrie, die Lagerstätten von Diatomit, Quarzsand, feldspatführendem keramischem Sand, sogar die weniger bedeutenden Lignitlagerstätten (Komjáti-Becken, Öskü), die in den Beckenrandgebieten zu finden sind. Die Beurteilung der perspektivischen Erkundungsmöglichkeiten dieser Lagerstätten wird nur aufgrund des vielseitigen geologischen Erkenntnisses des diskutierten Komplexes möglich sein.



## A MAGYARORSZÁGI KUNSAGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEK IDŐBELI HELYZETÉNEK MEGHATÁROZÁSA\*

BALOGH KADOSA\*\*—JÁMBOR ÁRON\*\*\*

A kárpát-medencei neogén és a Kárpát-medencén kívüli miocén—pliocén képződmények biosztratigráfiai módszerekkel való párhuzamosításának nehézségei közismertek. Ezért úgy tűnik, a korrelációt közöttük csak közvetett módon, a képződmények kronosztratigráfiai helyzetének kölcsönös meghatározásán keresztül lehet elvégezni.

A magyarországi neogén vulkanitok korának ilyen célú, K/Ar módszerrel való, rendszeres vizsgálata HÁMOR G. kezdeményezésére 1975-ben kezdődött a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI), az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt (OKGT) és a Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézete (ATOMKI) közreműködésével. A munkához a MÁFI, illetve az OKGT a mintákat és a vizsgált vulkanitok bio-, illetve litosztratigráfiai, valamint földrajzi helyzetére vonatkozó adatokat, az ATOMKI pedig a minták K/Ar korának meghatározását adta. A munkálatokba később a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásványtani és Földtani Tanszéke is bekapcsolódott.

A vizsgálatok eddigi eredményeiről több összefoglalás született. HÁMOR G. és munkatársai a magyarországi miocén emeletek kor adatainak behatárolását végezték el (HÁMOR et al. 1979, 1980; ÁRVA-SÓS et al. 1981), majd a pannóniai (s. l.) öszlet vulkanitjainak vizsgálata is sorra került (JÁMBOR et al. 1980; BALOGH et al. 1981).

SZÉKYNÉ FUX V. és szerzőtársai, továbbá BALOGH K. és munkatársai részben a Tokaji-hg.-ből, részben alföldi szénhidrogénkutató mélyfúrásokból származó piroklasztitok és láva kőzetek korát határozták meg (SZÉKYNÉ FUX V. et al. 1980; BALOGH et al. 1981). A vizsgálatok során természetesen nemcsak kronosztratigráfiai feladatok megoldását tűztük ki célul, hanem egyes, litosztratigráfiailag kellőképpen be nem határolt vulkanitok rétegtani helyzetének meghatározását is, radiometrikus korok meghatározása alapján.

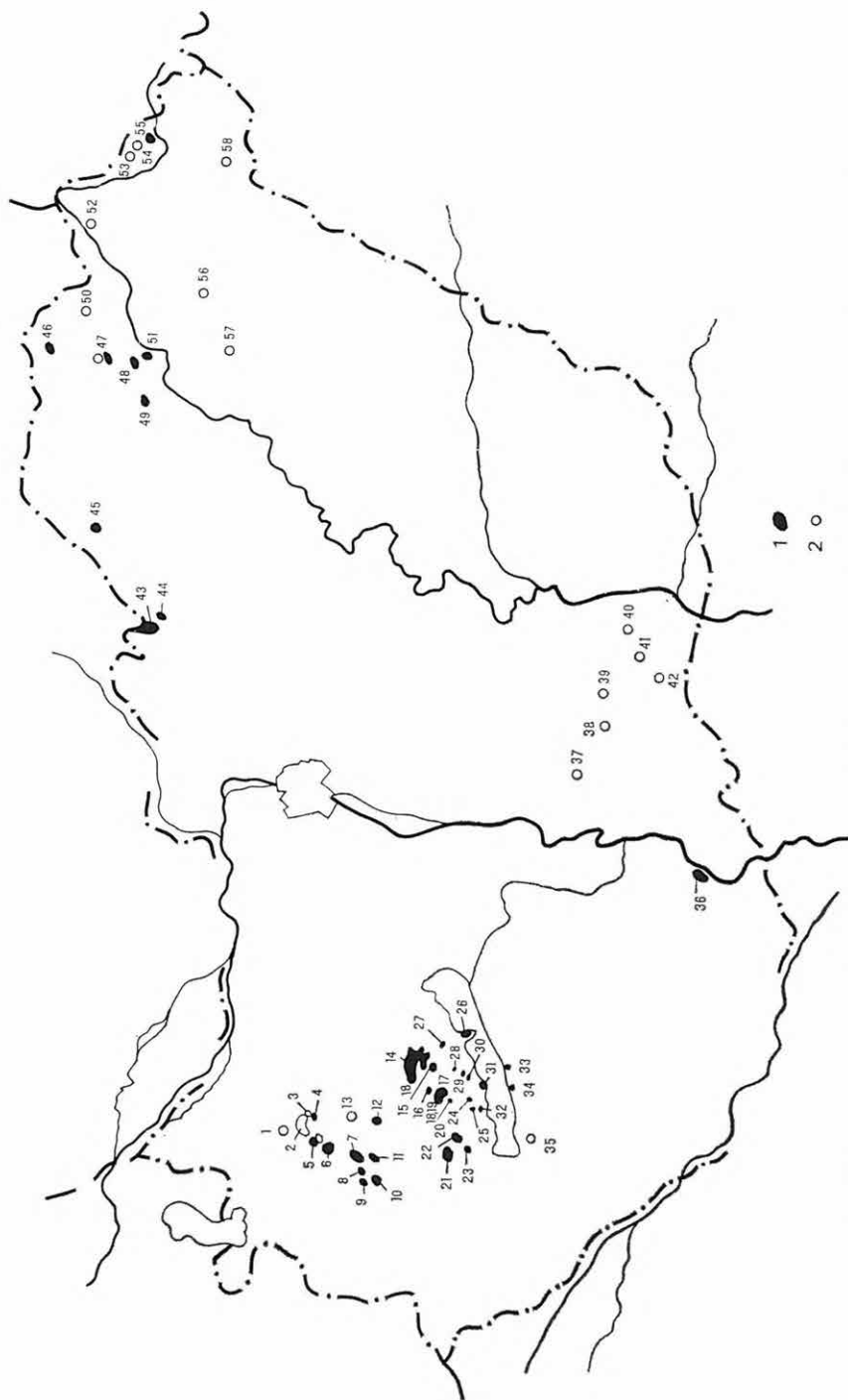
A kunsági emelet korát egyrészt a helyi lito- és biosztratigráfiai szempontból rögzített helyzetű magyarországi bazaltok, másrészt az ún. felső-riolittufa korának megállapításával határoltuk be. A rétegtanilag ismert helyzetű bazaltokból mintegy 45, a felső-riolittufából pedig 3 minta részletes elemzésére támaszkodhattunk (1. ábra, 1. táblázat).

1. A „felső-riolittufa” (= Galgavölgyi Riolittufa Formáció) Magyarországon rétegtanilag egyértelműen elhatárolt helyzetben az É-i, valamint a Dunán-

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\* MTA Atommag Kutató Intézete Debrecen, Bem tér 18/c H—4001 Pf. 51.

\*\*\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442 Pf. 106.



*J. ábra. A K/Ar vizsgálatnak alávetett pannóniai (s. 1.) képződmények elhelyezkedése Magyarországon*

*1. Felszíni elfordulások, 2. felszín alatti elfordulások*

*Abb. 1. Die Lage der mit der K/Ar Methode untersuchten Pannonien (s. 1.) Bildungen in Ungarn*

*1. Vorkommen an der Oberfläche, 2. Vorkommen unter der Oberfläche*

A kunsági (pannóniai s. str.) emelet időbeli helyzetének meghatározásához felhasznált radiometrikus koradatok

Die zur Bestimmung der zeitlichen Position der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) angewendeten radiometrischen Angaben

Sor-szám Num- mer	Leőhely Fundort	Vizsgált frakció Untersuchte Fraktion	K (%)	Kor Alter	Isokron v. átlagos kor Isochron- oder Durchschnittsalter
				(millió év)	
1.	2.	3.	4.	5.	6.

Felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció)  
Oberer Rhyolittuff

686.	Perbál 6., 179,0— 179,4 m	biotit	5,16	14,2 ± 1,3	
366.	Budajenő 3., 313,8— 314,0 m	biotit 0,1—0,2 mm	6,58	14,1 ± 1,0	
		biotit 0,2—0,3 mm	6,92	13,3 ± 0,7	
372.	Polgárdi III., 418,3— 420,0 m	biotit	3,83	14,7 ± 2,1	
		biotit	3,77	13,6 ± 1,1	
		földpát	0,93	14,7 ± 0,8	

Duna—Tisza köze, bazaltok  
Donau—Theiss Zwischenstromland, Basalte

572.	Kecel 1. fúrás, 1432— 1434 m	t. k.	0,77	8,47 ± 0,77	
629.	Kecel 2. fúrás, 1426— 1426,5 m	t. k.	1,22	8,13 ± 0,71	
463.	Kiskunhalas Ny-3. fúrás, 1162—1167 m	t. k.	1,98	9,35 ± 0,68	I(a): 9,61 ± 0,38
		gr. fr. I.	1,71	9,68 ± 0,58	
		gr. fr. II.	2,12	9,77 ± 0,71	
571.	Ruzsa 4. fúrás, 2657— 2666 m (erősen bon- tott)	t. k.	0,68	10,4 ± 1,8	

Balaton-felvidék és Kisalföld, a Balatoni emelet rétegeire  
és rétegei közé települő bazaltok

Balaton-Oberland und die Kleine Ungarische Tiefebene, die auf den Schichten  
und zwischen den Schichten der Balaton Stufe gelagerten Basalte

410/a	Vigántpetend I., 7,5 m	t. k.	1,33	5,02 ± 0,30	I(1): 4,68 ± 0,87
		mg. fr. I.	1,81	4,82 ± 0,20	
		mg. fr. II.	1,16	4,88 ± 0,25	

I. táblázat folytatása — Fortsetzung der Tabelle 1.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
410/b	Vigántpetend 1., 7,5 m	t. k.	1,48	4,93 ± 0,24	I(1): 4,89 ± 0,20
		t. k.	1,48	4,81 ± 0,23	
		mg. fr. I.	1,12	4,78 ± 0,24	
		mg. fr. II.	1,53	4,89 ± 0,20	
		mg. fr. III.	1,79	4,87 ± 0,20	
408.	Pula 1., 40,0—40,5 m	t. k.	1,88	4,23 ± 0,32	I(1): 4,25 ± 0,17
406.	Pula 1., 144,5—147,0 m	t. k.	1,86	3,92 ± 0,96	
409.	Pula 8., 51,5—55,0 m	t. k.	2,03	4,28 ± 0,26	
407.	Pula 14., 30,3—34,0 m	t. k.	1,61	4,16 ± 0,27	
469.	Kab-hegy öcsi oldala	t. k.	1,43	4,65 ± 0,23	
801.	Kab-hegy öcsi oldala	t. k.	1,39	4,75 ± 0,23	
400/a	Kapolcs 1., 45,0—50,0 m	t. k.	1,23	3,94 ± 0,35	
400/b	Kapolcs 1., 45,0—50,0 m	t. k.	1,16	4,29 ± 0,30	
			1,16	4,47 ± 0,24	
398.	Kapolcs 1., 70,0—75,0 m	t. k.	0,75	4,33 ± 0,44	
399/a	Kapolcs 1., 85,0—91,0 m	t. k.	0,98	4,62 ± 0,34	I(1): 4,66 ± 0,36
399/b	Kapolcs 1., 85,0—91,0 m	t. k.	1,00	3,48 ± 0,44	
		mg. fr. I.	0,99	4,46 ± 0,31	
		mg. fr. II.	1,03	4,17 ± 0,20	
385.	Monostorapáti 1., 39,7—41,0 m	t. k.	0,60	2,90 ± 0,61	
386/a	Monostorapáti 1., 120,8—122,4 m	t. k.	0,92	5,54 ± 0,39	
386/b	Monostorapáti 1., 120,8—122,4 m	t. k.	0,91	5,42 ± 0,26	
585.	Diszel, Délkő bányája	t. k.	1,85	3,95 ± 0,20	I(a): 2,94 ± 0,34
471.	Haláp, kőfejtő	t. k.	1,77	2,70 ± 0,36	
		t. k.	1,77	3,16 ± 0,37	
583.	Badacsony	t. k.	2,12	3,42 ± 0,20	I(1): 3,45 ± 0,23
		mg. fr. I.	1,60	3,58 ± 0,24	
		mg. fr. II.	1,94	3,63 ± 0,20	
589.	Szentgyörgy-hegy	t. k.	1,84	2,87 ± 0,34	
474.	Uzsa, kőfejtő	t. k.	2,03	4,06 ± 0,34	I(1): 3,4 ± 0,84
472.	Uzsa, kőfejtő	t. k.	2,05	3,42 ± 0,25	
464.	Uzsa, kőfejtő	t. k.	1,15	4,29 ± 2,56	
465.	Uzsa, kőfejtő	t. k.	2,07	4,50 ± 0,64	
249.	Uzsa, kőfejtő	t. k.	1,87	4,82 ± 0,66	
473.	Sümegprága, kőfejtő	t. k.	2,38	3,10 ± 0,20	I(1): 2,79 ± 0,29
467.	Sümegprága, kőfejtő	t. k.	2,82	3,52 ± 0,41	
470.	Bazsi, kőfejtő	t. k.	1,63	3,89 ± 0,63	
475.	Kissomlyó, kőfejtő	t. k.	2,15	4,04 ± 0,20	
586.	Somló	t. k.	1,26	3,51 ± 0,97	
392.	Doba 3., 47,0—48,9 m	t. k.	2,35	2,97 ± 0,21	I(1): 2,98 ± 0,19
391.	Doba 3., 71,0—72,2 m	t. k.	1,49	3,23 ± 0,36	
468.	Ság-hegy	t. k.	1,55	5,14 ± 0,25	
397.	Várkesző 1., 71,5— 76,5 m	t. k.	1,79	5,48 ± 0,26	

1. táblázat folytatása — Fortsetzung der Tabelle 1.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
396.	Várkesző 3., 26,5— 33,0 m	t. k.	2,09	3,13 ± 0,17	I(1): 4,25 ± 0,32
394.	Várkesző 4., 94,5 m	t. k.	1,00	4,32 ± 0,31	
382.	Rábaszentandrás 1., 56,0—58,5 m	t. k.	1,08	4,66 ± 0,31	
383.	Malomsok 2., 54,7— 58,1 m	t. k.	1,20	5,37 ± 0,29	
384.	Malomsok 1., 40,0— 46,5 m	t. k.	1,52	4,92 ± 0,24	I(1): 4,15 ± 0,34
387.	Marcaltó 1., 51,8— 60,5 m	t. k.	1,44	4,73 ± 0,34	
		mg. fr. I.	0,78	5,13 ± 0,25	
		mg. fr. II.	1,78	4,51 ± 0,20	

Az Alföld északkeleti része  
NO-Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene

679.	Komoró I. fúrás, 1833,7—1833,8 m andezit	t. k.	2,72	12,1 ± 0,4	I(a): 10,5 ± 0,3
680.	Komoró I. fúrás, 2395,3—2395,7 m dácitogén propilit	t. k.	1,45	12,1 ± 0,6	
678.	Komoró I. fúrás, 2438,3—2438,7 m dácitogén propilit	t. k.	2,81	11,2 ± 0,5	
737.	Barabás, kőfejtő plagioklász-riolit	t. k.	2,73	11,3 ± 0,6	
730.	Barabás I. fúrás 78 m összesült riolittufa	t. k.	2,44	11,2 ± 0,6	
578.	Gelénes I. fúrás, 631 m riolittufa (áthalmazott)	biotit	5,65	11,0 ± 0,6	
461/a	Tarpa, kőfejtő dácit	t. k.	2,10	10,6 ± 0,5	
461/b	Tarpa, kőfejtő dácit	t. k.	1,98	10,4 ± 0,6	
462.	Tarpa, kőfejtő dácit	t. k.	2,10	10,4 ± 0,5	
170.	Nagyecséd I. fúrás 1109,0—1110,5 m piroxénandezit	t. k.	1,76	11,1 ± 0,7	
176.	Nagyecséd I. fúrás, 3017—3019 m andezitogén propilit	t. k.	1,69	10,2 ± 0,6	

1. táblázat folytatása — Fortsetzung der Tabelle 1

1.	2.	3.	4.	5.	6.
508.	Nyíregyháza 5. fúrás, 1930—1932 m piroxénandezit	t. k.	2,54	10,0 ± 0,6	
346.	Hajdúnánás 1. fúrás, 1997—2000 m riolit	t. k.	3,87	11,4 ± 0,7	

Tokaji-hegység  
Tokajer Gebirge

360.	Telkibánya, Kánya-hegy és Gyepü-hegy között piroxén-amfibolandezit	t. k.	1,79	10,6 ± 0,8	
641.	Telkibánya, Baglyas- völgy amfibolandezit	t. k.	2,46	10,9 ± 0,5	
359.	Telkibánya, Magostér Ny-i vége piroxénandezit	t. k.	1,89	11,2 ± 0,5	
642.	Telkibánya, Tokár-hegy piroxénandezit	t. k.	2,00	10,7 ± 0,6	
713.	Erdőbénye, Szokolya, 605,7 m csúcs piroxénandezit	t. k.	1,38	10,9 ± 0,5	
714.	Erdőbénye, Mulató-hegy piroxénandezit	t. k.	2,78	10,8 ± 0,7	I(a): 11,3 ± 0,5
483.	Erdőbénye, Mulató-hegy piroxénandezit	t. k.	2,54	11,5 ± 0,5	
719.	Erdőbénye, 163. fúrás, 30,7—34,5 m piroxénandezit	t. k.	3,29	11,1 ± 0,6	
716.	Erdőbénye, 163. fúrás, 43,4—47,1 m piroxénandezit	t. k.	2,07	11,1 ± 0,9	
543.	Tarcal, Kopasz-hegy III. kőfejtő piroxénandezit	t. k.	2,80	10,3 ± 0,5	I(a): 10,4 ± 0,4
715.	Tokaj, Kopasz-hegy Patkóbánya piroxénandezit	t. k.	2,80	1,05 ± 0,5	
484.	Sárospatak 10. fúrás 91,2—94,9 m bazalt	t. k.	1,15	9,4 ± 0,5	
712.	Sárospatak 10. fúrás 140,0—142,6 m bazalt	t. k.	1,15	10,9 ± 1,0	



I. táblázat folytatása — Fortsetzung der Tabelle I.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
544.	Legyesbénye, kőfejtő alunit ér	alunit	7,96	11,0 ± 0,5	I(a): 10,9 ± 0,4
725.	Legyesbénye, kőfejtő alunit ér	alunit	8,11	10,8 ± 0,5	

Borsodi-medence  
Borsodbecken

613.	Sajómercese, andezit	t. k.	1,29	9,6 ± 0,8	
------	----------------------	-------	------	-----------	--

Balaton-felvidék DK-i része, triászra települő bazaltok  
SO-Teil des Balaton-Oberlandes, auf Trias gelagerte Basalte

587/a	Mencshely, Ragonya bőrcök	t. k.	1,15	7,75 ± 0,50	I(1): 7,92 ± 0,33
587/b	Mencshely, Ragonya bőrcök	t. k.	1,12	7,02 ± 0,60	
		mg. fr. I.	1,18	7,36 ± 0,50	
		mg. fr. II.	1,12	7,76 ± 0,50	
584.	Hegyestő	t. k.	2,05	7,91 ± 0,51	I(1): 7,92 ± 0,33
803.	Hegyestő	t. k.	2,09	6,74 ± 0,30	
		mg. fr. I.	2,01	6,23 ± 0,35	
		mg. fr. II.	2,26	6,70 ± 0,30	

Salgótarján környéke  
Umgebung von Salgótarján

260.	Somoskőújfalu, bánya	t. k.	1,09	2,79 ± 0,64	I(1): 2,49 ± 0,93
313.	Somoskőújfalu, bánya alsó szint	t. k.	1,54	2,54 ± 0,45	
314.	Somoskőújfalu, bánya hólyagosabb változat	t. k.	0,836	2,80 ± 0,50	I(2): 2,30 ± 0,94
315.	Somoskőújfalu, Ereszt- vény	t. k.	1,70	2,59 ± 0,65	
751.	Medves, bazalt	t. k.	1,96	3,03 ± 0,20	I(1): 2,76 ± 0,34
	Magyarbánya 5/d	mg. fr. I.	1,06	3,81 ± 0,27	
		mg. fr. II.	2,18	3,03 ± 0,20	I(2): 2,25 ± 0,31
752.	Medves, bazalt	t. k.	1,47	2,27 ± 0,20	I(1): 2,01 ± 0,96
	Középbánya 7/a	gr. fr. I.	2,01	2,47 ± 0,20	
		gr. fr. II.	1,02	2,57 ± 0,23	

$\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ év}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ év}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1,167 \cdot 10^{-4} \text{ mol/mol}$ ; Hiba:  $1\sigma$   
 t. k. = teljes kőzet; mg. fr. = mágnésesen elválasztott frakció; gr. fr. = fajsúly szerint elválasztott frakció;  
 I(1):  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ —K/ $^{36}\text{Ar}$  izokron kor; I(2):  $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ —K izokron kor; I(a): átlagos kor.  
 $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ Jahr}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ Jahr}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1,167 \cdot 10^{-4} \text{ mol/mol}$ ; Fehler:  $1\sigma$  t. k. = gesamtes Gestein;  
 mg. fr. = magnetisch getrennte Fraktion; gr. fr. = nach spezifischem Gewicht getrennte Fraktion. I(1):  
 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ —K/ $^{36}\text{Ar}$  Isochronalter; I(2):  $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ —K Isochronalter; I(a): Durchschnittsalter

túli-középhegység DK-i előterében, továbbá a Mecsek hegységben és környezetében fordul elő. Általában vékony (0,2–2,0 m). Vastagsága ÉK-i irányban a Tokaji-hegység felé növekszik. Az egyértelmű képet mutató szelvényekben a tufa mindig a tengeri (csökkentsósvízi) üledékes sorozat alsó felének középső részében jelenik meg, ahol a fekvő és fedő rétegek jellegzetes puhatestű (*Ervilia podolica*, *Cardium laticulcum*, *Loripes dujardini*) és Foraminifera (*Elphidium macellum*, *E. fichtelianum*, *E. josephinum*, *E. imperatrix*, *Cibicides dutemplei*, *Articulina sarmatica* stb.) faunája a képződmények szarmata korát egyértelműen bizonyítja. Kora a K/Ar mérések alapján 13,5–14,0 millió év.

2. Az utóbbi évek fúrásos kutatásai eredményeként tisztázódott, hogy a pannóniai (s. l.) képződményekben lévő sok bazalt előfordulás öt szintben tört a felszínre. A legidősebbek ezek közül a Duna-Tisza köze D-i részén Kiskunhalas (MESZÉNA B. 1978), továbbá Kecel, Sándorfalva, Ruzsa, Üllés, Bordány (BALÁZS E. — NUSSZER A. [l. ebben a kötetben] és PAP S. 1983) szénhidrogén-kutató mélyfúrásaiból előkerültek, amelyek itt a Peremartoni Főcsoport részeként, rétegtani szempontból egy vagy két szintben helyezkednek el. Üledékes környezetükkel egyidős voltak a piroklasztikum rétegek és az azok közé települő, faunával igazolt korú agyagmárga rétegek bizonyítják. Kormeghatározást természetesen a láva kőzeteken végeztünk. A mért korok a 8,1–9,6 millió év tartományba esnek, az erősen bontott 571. sz. minta 10,4–1,8 millió év kora meglehetősen bizonytalan.

A Bakony DNy-i részén lévő bazalt előfordulások zöme az újabb fúrási adatok és rétegtani vizsgálatok alapján a balatoni emelet (=felső-pannóniai alemelet) középső, kisebb részük annak alsó, illetve felső szintjébe tartozó üledékes képződményekre rátelepülve, illetve közéjük települve található. A három szintből gyűjtött minták kora nem minden ellentmondás nélkül 2,8–5,5 millió év közötti értékűnek adódott, a közös magmából származó kőzetekre és a minták különböző frakcióira meghatározott  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  izokron korok pedig a 2,8–4,9 millió év kortartományban szórnak. A bakonyi bazalt előfordulások DK-i szélén, a Balatonfelvidéken néhány, közvetlenül a triász képződményeken települő tömeg K/Ar kora az előbbieknél lényegesen idősebbnek, mintegy 6,2–7,9 millió éves korúnak bizonyult. Ezek azonban a pannóniai (s. l.) korú képződmények kronosztratigráfiai helyzetének lehatárolásához a fekvő és fedő közti széles időintervallum miatt nem vehetők figyelembe, s a többi balatonfelvidéki bazaltnál nyilván lényegesen idősebbek.

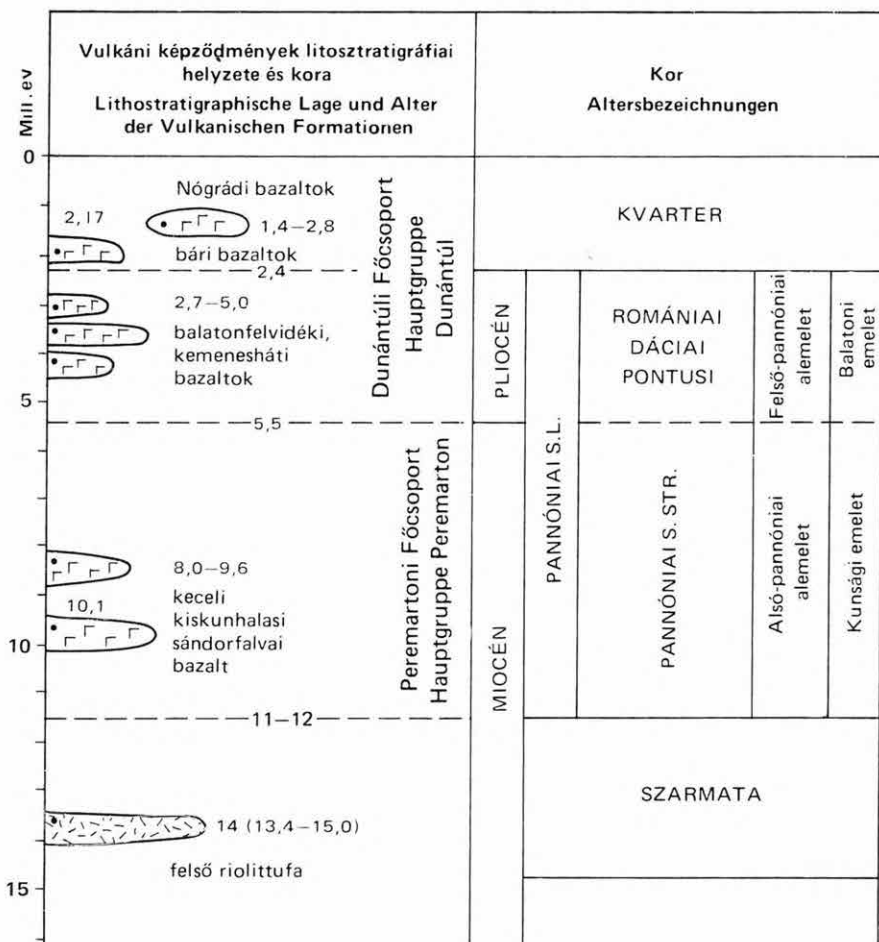
A Kisalföldről származó, megvizsgált felszíni, illetve felszín alatti bazalt-előfordulások (382., 383., 384., 387., 394., 396. és 397. sz. minták) a balatoni emelet felső részébe tartozó üledékes képződmények felett, vagy azok között települnek. Fedőjükben lito- és biosztratigráfiai alapon egyaránt alsó-pleisztocén korúnak bizonyult folyóvízi képződmények települnek diszkordánsan. Radiometrikus koradataik azonos rétegtani helyzetük ellenére a 3,1–5,5 millió év tartományban szórnak. Öt mintára, és a 387. sz. minta frakcióira illesztett izokron korok viszont a jól egyező  $4,25 \pm 0,32$  és  $4,15 \pm 0,34$  millió év értékeket szolgáltatták.

Mindezek alapján a pannóniai s. str. emelet időhatárai viszonylag jó közelítéssel megadhatók. Alsó határa a felső-riolittufa, valamint a Duna-Tisza közti bazaltok koradatai, továbbá a pelites összletekben ismételtelen észlelt üledékvastagságok alapján 11–12 millió évnél húzható meg, felső határa pedig a Duna-Tisza közti, balaton-felvidéki és kisalföldi bazaltok koradatai és az üledékvastagságok alapján jó közelítéssel egyenlőnek vehető a mediterrán terü-

letek vizsgálata alapján javasolt miocén—pliocén határral (kb. 5,5 millió év) (2. ábra).

3. Mint már említettük a pannóniai (s. l.) képződmények kronosztratigráfiai helyzetének meghatározásához felhasználható vulkanit előfordulásokon kívül egyéb vulkáni formációkat is vizsgálat tárgyává tettünk. Ilyen szempontból négy vulkanit előfordulás, illetve vulkáni terület érdemel említést.

Az Alföld ÉK-i részén lévő két kibúvás vulkanitjai valószínűleg még a pannóniai s. str. emeletbe sorolhatók, mert a barabási riolit 11,2–12,3 millió évesnek, a tarpai andezit pedig 10,4–10,6 millió évesnek adódott. Hasonlóan fiatal kort adott a gelénesi 2000 m-es fúrás riolit piroklasztit összetételének felső részéből származó kőzet is ( $11,0 \pm 0,6$ ). Erre alapozzuk azt az állításunkat,



2. ábra. A pannóniai (s. l.) képződmények időbeli helyzetének meghatározásához felhasznált földtani és radiometrikus K/Ar adatok

Abb. 2. Die zur Bestimmung der zeitlichen Lage der Pannonien (s. l.) Bildungen angewendeten geologischen und radiometrischen K/Ar-Angaben

hogy az egész Nyírség nagy vulkanit tömegének felső része már a pannóniai s. str. emelet alsó részébe tartozik és nem a szarmatában képződött.

Hasonló helyzetet mutattak a vizsgálatok a Tokaji-hegységben is. Itt a legfiatalabb vulkáni ciklus andezitje és bazaltja 9,4–11,3 millió évesnek, tehát pannóniai s. str. korúnak bizonyult. Megemlítjük, hogy a savanyú piroklasztitokkal kapcsolatos diatomitok is határozottan pannóniai s. str. kort bizonyítanak.

A Borsodi-medence andezit piroklasztikumai idősebb miocén képződmények felett díszkordánsan települnek, s fedőjükben bizonytalan szarmata—pannóniai s. str. korú folyóvízi sorozat fekszik. A piroklasztitokhoz tartozó andezit K/Ar kora 9,6 millió évnek adódott, tehát ugyancsak a pannóniai s. str. emeletbe sorolható.

A Balatonfelvidék bazaltelőfordulásai DK-i szélső tagjainak (584., 587. és 803. sz. minták) K/Ar kora kb. 6,2–7,9 millió év. Mint korábban is utaltunk rá, triász fekvőjük és würmi lösz fedőjük következtében korukat csak e mérés segítségével sorolhatjuk be a pannóniai s. str. emelet felső részébe.

### IRODALOM – LITERATUR

- ÁRVA-SÓS E.—BALOGH K.—HÁMOR G.—JÁMBOR Á.—RAVASZ-BARANYAI L. 1984: Chronology of Miocene pyroclastics and lavas of Hungary. — Anuarul Institutului de Geol. Geof. 61: 353–364.
- BALÁZS E. et al. 1981: Földtani kirándulások a magyarországi molasz területeken. — Földt. Int. Alk. Kiadv.: 41–54.
- BALOGH K.—JÁMBOR Á.—PARTÉNYI Z.—RAVASZ-BARANYAI L.—SOLTI G.—NUSSZER A. 1984: Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary. — Anuarul Institutului de Geol. Geof. 61: 365–373.
- BALOGH K.—PÉCSKAY Z.—SZÉKY-FUX V.—GYARMATI P. 1981: Chronology of Miocene volcanism in north-east Hungary. — KBGA XII. kongresszusa, Bukarest 1981. szept. 8–13. Szekció: magmatizmus és metallogenezis, kézirat.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978: A Kiskunhalas-Ny-3. szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsó-pannóniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. — Földt. Közl. 108: 53–64.
- HÁMOR G.—RAVASZ-BARANYAI L.—BALOGH K.—ÁRVA-SÓS E. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. — Ann. Geol. Pays Helléniques, Hors Série 2: 491–500.
- HÁMOR G.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—BALOGH K.—ÁRVÁNÉ SOÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolitufa szintek radiometrikus kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról: 65–73.
- JÁMBOR Á.—PARTÉNYI Z.—RAVASZ-BARANYAI L.—SOLTI G.—BALOGH K. 1980: K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary. — ATOMKI Közl. 22: 173–190.
- PAP S. 1983: Alsópannóniai bazaltvulkanizmus Balástya és Üllés—Ruzsa—Zákányszék térségében. — Földt. Közl. 113: 163–170.
- SZÉKY-FUX V.—BALOGH K.—SZAKÁL S. 1980: The age and duration of the intermediate and basic volcanism in the Tokaj Mountains, North-East Hungary, with respect to K/Ar datings. — ATOMKI Közl. 22: 191–201.

## A KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELET MAGYARORSZÁGI FÁCIESSZTRATOTÍPUSÁNAK JELLEMZÉSE

JÁMBOR ÁRON\*—KORPÁSNÉ HÓDI MARGIT\*—SZÉLES MARGIT\*\*—SÜTÓNÉ SZENTAI  
MÁRIA\*\*\*

### Bevezetés

A pannóniai s. str. emeletbe sorolt képződmények — mint a Kárpát-medencében általában — Magyarország területén is a több ezer méter vastag neogén medenceösszlet közbülső tagját képezik. Így felszíni feltárásaik csekély méretűek és rétegtani szempontból kivétel nélkül csonkák, vagy fedjük, vagy fekvőjük nincs feltárva az adott helyen. Ezért magyarországi fáciessztratotípusul egyik, viszonylag sokoldalúan feldolgozott mélyfúrási szelvényünket, a Balaton DK-i sarkától D-re telepített Lajoskomárom I. (Lk. I.) sz. fúrás rétegsorát választottuk (1. ábra). Választásunkat a fúrás viszonylagos központi helyzete, végig magvételes kivitelezési módja és a harántolt összletnek közbenső, az átlagost megközelítő kifejlődési típusa indokolja, amennyiben rétegsora jellegeiben a medenceperemi és a medencebelseji tulajdonságok egyaránt megtalálhatók. Így joggal remélhetjük, hogy segítségével a felmerülő korrelációs nehézségek jól megoldhatók lesznek.

A rétegsor közel vízszintes településű, közepes vastagságú (198,5 m), ősmaradványban gazdag, megszakítás nélküli, fekvőjéhez és fedőjéhez egyaránt fokozatos átmenet kapcsolja. Uralkodóan pelites, szublitorális fáciesű rétegekből áll.

A fúrást az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt megbízása alapján az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat mélyítette le 1968-ban. Részletes feldolgozását a Magyar Állami Földtani Intézet, az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat komlói laboratóriuma, továbbá a Magyar Szénhidrogénipari Kutató Fejlesztő Intézet földtani anyagvizsgáló laboratóriuma munkatársai végezték el 1968–69-ben, illetve 1981-ben.

### Litosztratigráfia

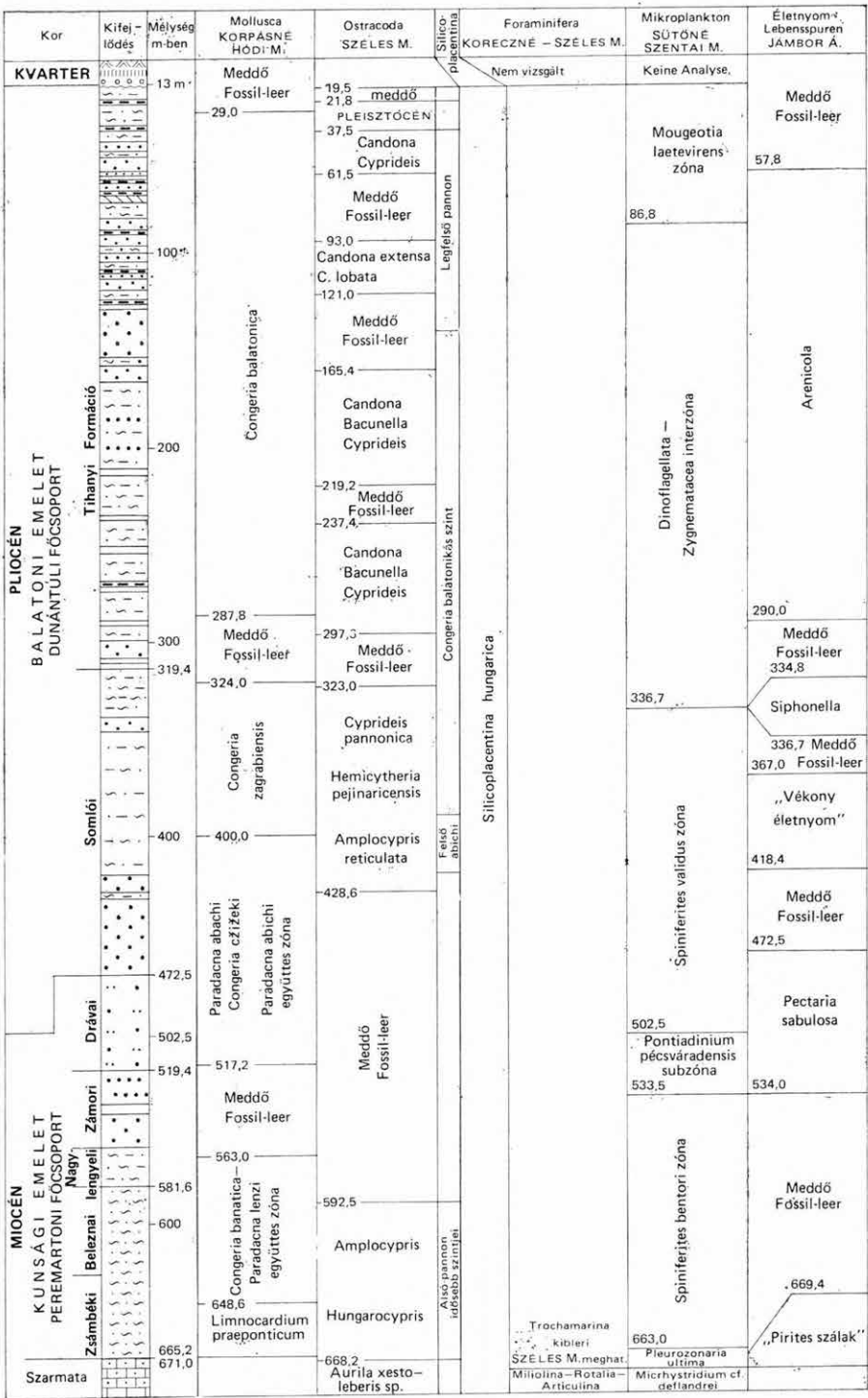
#### A pannóniai képződmények elhatárolása

A pannóniai s. str. képződmények elhatárolására jelenleg nincsenek általános érvényű szabályok. Fáciessztratotípusul természetesen olyan szelvényt választottunk, ahol a szarmata képződményekből megszakítás nélkül fejlődik ki. E megszakítás nélkülséget a szarmata és a pannóniai s. str. határközeli képződmények egyaránt szürke, lemezes, gyér molluscás, mikrofaunában gazdag, szublitorális, sekélytengeri, csökkentsósvízi pelites kifejlődése bizonyítja.

\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442 Pf. 106.

\*\* M. szénhidrogénipari Kutató-fejlesztő Intézet Százhalombatta, H—2443 Pf. 32.

\*\*\* Orsz. Földtani Kutató és Fúró V. Komló, Kossuth L. út 1. H—7301 Pf. 86.



I. ábra. A lajoskomáromi Lk. 1. sz. fúrás áttekintő rétegtani szelvénye

Abb. 1. Übersichts-Schichtprofil der Bohrung Lajoskomárom Lk. 1.

A hasonlóság ellenére a kőzettani különbség elsősorban a legfelső szarmata réteg — amely kőzettani szempontból márgás aleurolitnak minősül — sötétebb színárnyalatában és a legalsó pannóniai rétegeknél valamivel nagyobb  $\text{CaCO}_3$  tartalmában jelentkezik. Jelentős különbség mutatkozik a határ (671 m felszín alatti mélységben) kétoldalán a puhatestű faunában és a plankton mikroflórában. A Foraminifera képből az igazi nagy törés nem az említett határon, hanem annál valamivel feljebb, 665,2 m-nél jelentkezik. E felett a rétegekből teljesen hiányoznak, míg a 665,2—668,2 m közötti szakaszban *Trochammina kibleri* VENGL. maradványok, 668,2—671,0 m között pedig *Miliammina*, *Nonion* és *Elphidium* fajok jelenlétét állapította meg KORECZNÉ LAKY I. és SZÉLES M. 671 m alatt az utóbbiak mellett a szarmatára jellemző *Articulina* és *Nodophtalmidium* fajok is megjelennek. A 668,2—671,0 m-es szakaszban szarmata *Ostracoda* fajok (*Aurila*, *Xestoleberis* stb.) vannak.

A szarmata—pannóniai s. str. határ 671 m-nél való kijelölésénél a kőzettani különbségek mellett a puhatestű fauna és a plankton flóra változásait vettük figyelembe, mert a puhatestű fauna a Foraminiferáknál és az *Ostracodáknál* is feltűnőbb, a plankton flóra változása pedig elvileg sokkal inkább megközelíti az elméleti időazonos határt, mint a bentosz faunaelemek.

A specialisták ma már egyetértenek abban, hogy a *Trochammina kibleri* és a *Miliammina* fajok a pannóniai s. str. képződmények alján fordulnak elő. Kérdéses, hogyan lehetséges *Limnocardium*, továbbá szarmata Foraminifera és *Ostracoda* fajok együttes előfordulása (668,2—671,0 m). Ezt egyrészt túléléssel, másrészt vízalatti áthalmozással értelmezhetjük.

Ha figyelembe vesszük a pannóniai s. str. sorozat itteni szelvényének alulról a 2. (665,2—669,4 m-ig; aleuritos márga) és 3. (581,6—665,2 m-ig; márgás aleurolit) rétegeiben talált 11 db 2—15 mm vastag aprószemű riolitufa, illetve bentonit betelepülést, továbbá a 668,3—668,4 és 668,2—668,25 m-ben észlelt iszaproggyás okozta gyüredezettséget, valamint a néhány, viszonylag durva, vékony homokkő betelepülést, akkor bizonyítottnak tekinthetjük a földrengek kiváltotta zagyarak kialakulását a pannóniai s. str.—szarmata határ felett nem sokkal. Ezek minden bizonnyal létrehozta kisebb-nagyobb vízalatti áthalmozásokat. Szelvényünkben ez az összleten belüli áthalmozás, a mikrofauna jellegéből következtetve, csak a szarmata legfelső részét érintette és — a határ menti képződményeknek az üledékképződés dinamikája szempontjából lényegében azonos kifejlődéséből és szerkezeti zavartalanságából következően — nem haladta meg az intraformációs mértéket, s csak azért feltűnő, mert éles fauna-, illetve flóraváltással esik egybe ez a réteghatár.

Említést érdemel, hogy a turbidit jegyeket nem mutató Tengelic 2. sz. fúrás (az Lk. 1.-től DK-re, 50 km-re) rétegsorában a kunsági emeletbe (pannóniai s. str.) sorolt rétegekben csak a pannóniai trochamminás-miliamminás Foraminifera együttest, szarmata *Ostracodák* jelenlétét azonban nem észlelte SZÉLES M., míg a Budajenő 2. sz. fúrásban egyértelműen a szarmatából áthalmozott nagy *Miliolina* „szemcsékből” álló, 1—2 mm vastag „foraminifera-homok” csíkok betelepülését figyeltük meg. Tehát egyes szelvényekben ez az intraforma áthalmozás észlelhető, más szelvényeken azonban nem, nyilván az egykori medencealjzat akkori morfológiájának és áramlási viszonyainak megfelelően.

A pannóniai (s. l.) (tehát a szarmata és a pleisztocén közötti) összlet alsó, az IGC 25. programja keretében szervezett 1975-ös pozsonyi kongresszus ajánlása után az ún. pannóniai s. str. emeletbe tartozó részének kijelölése ez-

ideig nem történt meg. Sztratotípusát az adottságok következtében az ausztriai — tehát medenceperemi kifejlődésű — Inzensdorf homokos rétegsorában jelölték ki. Ennek puhatestű faunája valószínűleg a lajoskomáromi szelvényünk *Congeria banaticás* és *C. cžžekis* szintjébe illeszthető be, pontosabban meg nem határozható helyre. A puhatestű faunák összetételét a pannóniai (s. l.)-ben — különösen a melanopsisos együttesekét — ugyanis elsősorban fáciesük és csak másodsorban szintbeli helyzetük határozza meg (KORPÁSNÉ HÓDI M. 1982).

Ezért, továbbá a sokkal általánosabb elterjedtség miatt a kunsági (pannóniai s. str.) felső határát a Dinoflagellata mikroplankton flórában bekövetkező nagy változásnál a *Spiniferites bentori*—*S. validus* zónahatárnál javasoljuk meghúzni, mert ez a határ elvileg időazonos, vagy közel időazonos lehet.

A Lk. 1. sz. fúrás szelvényében ez a határ 502,5 m-nél van, tehát lényegesen lejjebb, mint azt KORPÁSNÉ HÓDI M. a puhatestű fauna alapján 472,5 m-ben a *Congeria cžžeki* szint tetején megvonta. Nem egyezik a határ ebben a szelvényben a medencebeli (szénhidrogén és víz) kutatások során az ún. alsó- és felső-pannóniai (pannóniai s. str. — pliocén) határként elfogadott, uralkodóan pelites-vastagréteges és pelites-homokos vékonyréteges összetetek határával sem, amelyet a Lk. 1. sz. fúrás szelvényében 472,5 m-ben harántoltak (JÁMBOR Á. 1969).

Számos más pannóniai (s. l.) szelvény vizsgálata alapján úgy tűnik, hogy a *Spiniferites bentori*—*S. validus* zónahatár még a nagy pannóniai beltenger uralkodóan jelentős mélységű vizében az éghajlatváltozás (= hőmérséklet csökkenés) következtében alakult ki, tehát időazonossága az adott ösföldrajzi viszonyok között elvileg kifogástalan.

A *Spiniferites bentori*—*S. validus* zónahatár az eddig vizsgált szelvényekben a *Congeria banatica*, vagy a *C. cžžeki* szintben, esetleg utóbbi tetején, továbbá az *Amplocyprises*, vagy a *Cyprideis pannonica* szintben húzódik KORPÁSNÉ HÓDI M., SÜTŐNÉ SZENTAI M. és SZÉLES M. vizsgálatainak összehasonlítása alapján.

Az eddigi vizsgálatok szerint a Mecsek hegység és a Cserhát előterében egybeesik a korábban alsó- és felső-pannóniai (pannóniai s. str. — pliocén) határként értelmezett, előbb már említett éles kőzettani litosztratigráfiai határral (SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1982), a Peremartoni—Dunántúli Főcsoport határával.

### A kunsági (pannóniai s. str.) emelet fáciesztratotípusának kőzettani jellemzése

A kunsági (pannóniai s. str.) összlet a Lajoskomárom 1. sz. fúrás szelvényében szemcseösszetételi szempontból három részre tagolódik (két pelites szakasz között egy kavicsos-homokos települ). Alsó pelites szakaszában négy jellegzetes kifejlődésű formáció különíthető el, így összesen hat formációba sorolható a rétegsor.

A legalsó szakasz, amelyet korábban Zalai Lemezes-márga Tagozatnak, ma a Magyar Rétegtani Bizottság állásfoglalása alapján Zalai Márga Formációnak nevezünk, 671,0—665,2 m-ig tart a kunsági (pannóniai s. str.) összletben. E formáció alsó része azonban rétegsorunkban a szarmata emelet felső részén 671,0—681,4 m-ig folytatódik. Itt csak kunsági (pannóniai s. str.) részét jellemezzük.



A *Zalai Márga Formáció* legjellegzetesebb tulajdonsága a párhuzamos lemezes rétegzettség, ami két különböző típusú réteg a, b, a, b, a . . . típusú váltakozásából áll. Az egyik színe a szürkétől a sötétszürkéig, a másiké a világosszürkétől a fehérig változik. A két rétegtípus vastagsága egyaránt 1–5 mm közötti, leggyakrabban 2–3 mm. A két lemez között a mész-, dolomit-, pelit- és finomeloszlású  $\text{FeS}_2$  (pirit, markazit), illetve csekély mennyiségű huminitartalom van különbség. A világos lemezeknek a karbonáttartalma nagyobb, a sötétek a többi alkotóban gazdagabbak. A két lemeztípus határa éles, illetve nagyon vékony átmenettel rendelkező sík felület.

Szelvényünkben a Zalai Márga Formáció két vastagabb rétegre volt különíthető. Alsó része 671,0–669,4 m között nem lemezes, halványszürke márgás aleurolit, aleuritós mészmárga, amelyet pirites „szálak” és néhány markazitos, egy-egy réteglapon felhalmozódott, apró *Limnocardium* félkagyló jellemez.

Felette 669,4–665,2 m között az előbbiekből leírt, lemezes szövettel jellemzett, aleuritós márga települ. Ez változatos felépítésű, amennyiben legalsó 10 cm-e középszemű jól osztályozott homokkő, továbbá tartalmaz két, iszaprogys következtében létrejött gyüredezett szakaszt (668,4–668,3 és 668,25–668,2 m között), amelyeket alulról vízszintes csúszási felületek határolnak, s gyűrt lemezei között ugyancsak előfordulnak 2–5 mm vastag, durva homokkő zsinórok. 669,4 (2 mm), 667,2 (2 mm) és 664,4 m-nél (4 mm) aprószemű dácittufa betelepülést figyelhetünk meg benne. Kevés szórt helyzetű *Limnocardium* teknő ebből a rétegből is előkerült.

A három dácittufa csík alapján megállapíthatjuk, hogy a Zalai és Zsámbéki Márga Formáció, amely utóbbit éppen a vékony dácittufa betelepülések alapján különítettünk el a fiatalabb kunsági (pannóniai s. str.) pelites összlettől, ebben a szelvényben összefogódik.

A *Zsámbéki Márga Formáció* a Zalai Márga Formáció felett következik. A felette települő és itt a *Beleznai Mészmárga Formáció*ba sorolt (korábban — a medencebeli litosztratigráfiai tagolás kialakulatlansága miatt — a kunsági [pannóniai s. str.] itteni pelites részeit egységesen a Drávai Tagozatba soroltuk be; JÁMBOR Á. 1980) összlettől csak dácittufa betelepüléseivel (626,6 m-nél 15 mm bentonit, 632,6 m-nél 3 mm durvaszemű dácittufa, 639,6 m-nél 8 mm bentonit, 641,5 m-nél 6 mm középszemű dácittufa, 645,7 m-nél 7 mm bentonit, 650,0 m-nél 3 mm aprószemű dácittufa, 655,7 m-nél 3 mm aprószemű dácittufa és felette 15 mm bentonit) üt el. Mindkét formáció közettani szempontból azonos kifejlődésű, egyúttal a kunsági (pannóniai s. str.) sorozat legegynyűbb részét jelenti. Világosszürke, halványbarna árnyalatú márgás aleurolit, amelynek rétegzése általában csak irányított törése (elválása) és ősmaradványainak helyzete által látható. A Zsámbéki Márga Formációban a tufacsíkok, a Beleznai Mészmárga Formációban pedig a 664,7–664,8 m, továbbá 664,00–664,02 m, valamint 660,8–660,9 m között települő középszemű, illetve aprószemű homokkő betelepülései révén észlelhető a rétegzettség. A 664,8–664,7 m közötti homokkőben jellemzőek a lencsealakúra préselt 1–10 mm széles aleurolit lencsék, amelyek eredetükre nézve intraform kavicsook. A 619,8–618,5 m között viszonylag sok *Congeria* teknőt és emellett magányos, 2–4 mm átmérőjű, 2-es kerekítettséggű apró kvarekavicsokat tartalmaz.

A 665,2–581,6 m közötti szakasz kőzeteinek  $\text{CaCO}_3$  tartalma átlagosan 40% körüli, alulról felfelé 45%-ról ingadozásokkal 35%-ra csökken. Agyagtartalma ezzel párhuzamosan ugyancsak csökken 40%-ról 32%-ra, míg a sorozat kőzeteinek aleurit tartalma növekszik. Ez a nagy karbonáttartalom és annak

felfelé való csökkenése tapasztalataink szerint a kunsági (pannóniai s. str.) öszlet alsó részén általánosan jellemző (HALMAI J. 1979, BÉRCZI I. et al. 1982, BÍRÓ E. et al. 1982).

A sorozat ősmaradványait elsősorban szórt helyzetű, jó megtartású kagylóteknők jelentik, de gazdag Ostracoda faunája is, amelynek egvedei áttetsző, kettősteknőjű példányok. Külön említést érdemel a 660,9–660,8 m közötti homokkő betelepülés puhatestű héjtöredékekben való gazdagsága.

Jellemzőek a 665,2–658,2 m közötti szakaszban, ezen belül különösen 662,8–658,2 m-ig gyakoriak (itt 2–3 db/cm<sup>2</sup> sűrűségűek) a 0,5–1,0 mm átmérőjű bakteriopirit kiválások, amelyek mindegyike több tucat, tökéletesen gömbalakú szemcséből áll.

Az említett vékony dácittufa betelepüléseket – amelyek rendkívül feltűnőek a pelites rétegekben – eddig a Délalföldtől (Bácsalmás) a Dunántúli-középhegység környezetéig összesen 20 fúrásban (JÁMBOR Á. 1980, JÁMBOR Á. in BALÁZS E. et al. 1981 és JÁMBOR Á. in HALMAI J. et al. 1982) találtuk meg. Sok, ugyanezen a területen megismert fúrási szelvényből azonban, eddig pontosan nem ismert ok miatt, hiányoznak.

A *Nagylyengyeli Agyagmárga Formáció*ba soroltuk a szelvény 581,6–559,4 m közötti szakaszát, amely a Beleznai Mészmárga Formációhoz hasonlóan pelites összetételű kőzetekből áll. Ezek szürke színűek, lemezes-kagylós elválásúak, CaCO<sub>3</sub> tartalmuk valamivel kisebb (30%), agyagfrakció tartalmuk viszont nagyobb (45%), így aleurit tartalmuk viszont néhány százalékkal kevesebb, mint az előző.

Említést érdemel az 561,6–561,5, továbbá az 561,15–561,10 m között a Nagylyengyeli Agyagmárga Formációban harántolt két vékony finomkavicsos aprószemű homokkő betelepülés, amelyek a fedő Zámori Kavics Formációba való rétegváltakozásos átmenetet jelzik. 2–12 mm, átlagosan 4 mm átmérőjű 1–2-es kerekítettségű kvarc, és 3–4-es kerekítettségű szürke mikrokristályos dolomit kavicsai azonosak a fedő formációban lévőkkel.

A Nagylyengyeli Agyagmárga Formáció ősmaradványainak megtartása és alapvető jellege a Beleznai Mészmárga Formációban leírtakkal azonos, a fajokban, sőt a kagylók itteni – általában réteglapokon való – felhalmozódásában mutatkoznak eltérések.

A *Zámori Kavics Formáció*ba\* soroljuk az 559,4–519,4 m közötti homokkő, kavicsos homokkő váltakozásából felépített 70 m vastag öszletet. Uralkodóan homokos felépítése alapján a medencebeli területeken alkalmazott Tófeji Homokkő Formációba is sorolhatnánk, de éppen kavicsai – megítélésünk szerint idegen eredetű kavicsai – miatt azonosítottuk a Zámori Kavics Formációval.

Felépítésében elsősorban világosszürke 0,1–15,0 m vastag, viszonylag csekély mennyiségű (átlag 18%) CaCO<sub>3</sub> kötőanyaggal többé kevésbé cementált aprószemű, alárendelten középszemű homok, ritkábban kavicsos homokkő rétegek vesznek részt. A homokszemcsék uralkodóan kvarc anyagúak, gyakoriak a földpát, ritkák a csillám (muszkovit, klorit) ásványok.

\* Korábban Tinnyeí Tagozat néven írta le JÁMBOR Á. 1980-ban, de a Magyar Régészeti Bizottság állásfoglalása formáció rangra emelte ezt a litosztratigráfiai egységet is. Így azonban azonos neve lett a magyarországi szarmata, HÁMBOR G. 1979 által Tinnyeí Formációnak nevezett egységével, ezért nevét az egyik jellegzetes, a Budai-hegység DK-i előterében levő előfordulása alapján változtattuk meg.

A kavicsos betelepülések a formáció alsó felében jellemzőek, de alsó harmadában csak 1–10 cm vastag kavicsos rétegeket harántoltak, míg 544,2–537,3 m között 6,9 m vastag homokos kavicsréteg volt elkülöníthető. A kavicsok leggyakoribb átmérője 8–10 mm közötti. Az egyes kavicsos rétegekben a legnagyobb átmérő 1–7 cm között változik. A legnagyobb kavicsokat az 549,6–549,5 m-nél harántolt homokkőben találtuk.

A kavicsok finom frakciójában a kvarc uralkodó szerepű, bár mellette fehér, sőt vörös földpát is megfigyelhető volt. A durvább (1 cm feletti) frakciókban a karbonátos kőzetek (triász dolomit és mészkő) kavicsainak részaránya eléri az 50%-ot. Míg előbbieket gyengén, addig utóbbiak már jól, illetve kiválóan kerekítettek. Említést érdemel, hogy az 558,2–558,0 m között feltárt középszemű homokkőrétegben 2–5 cm átmérőjű, kissé összepréselt márgás aleurit anyagú, intraform kavicsok jelenléte volt megfigyelhető.

A Zámori Kavics Formációban az elkülönített homok-homokkő többsége rétegzetlen. Az egész formáció jó rétegzettségét az éles szemcsenagyság változások, továbbá a kötőanyag mennyiségének különbségei hozták létre.

Ősmeradványokban – eltekintve az életnyomoktól – a sorozat szegényes. Puhatestű és Ostracoda maradványokat alig tartalmaz. Előfordulnak viszont kisebb-nagyobb uszadékfa darabok és gyakoriak a növényi törmelékanyag felhalmozódások. Az 534,41–534,40 m-ben harántolt, 1 cm vastag, viszonylag tiszta ilyen felhalmozódás figyelemre méltó nagyságú Mo, Ge, Be és Zr dúsulás miatt nevezetes.

A Zámori Kavics Formáció alsó és felső határa is éles sík felület.

A Drávai Agyagmárga Formációba soroltuk a kunsági (pannóniai s. str.) emelet itt harántolt felső részét és a balatoni emelet alsó részét. Azaz a Spiniferites bentori–S. validus határ az 519,4–472,0 m közötti ismét pelitgazdag sorozat középső részén húzódik.

A Drávai Agyagmárga Formáció a Beleznai Mészmárga formációhoz hasonlóan egynemű, de kőzeteinek  $\text{CaCO}_3$  és agyagtartalma kisebb (30–32%, illetve 20–25%), aleurit tartalma ennek megfelelően valamivel nagyobb. Így egyértelműen agyagmárgás aleuritnak minősül az egész sorozat, bár néhány %-nyi homokfrakcióba tartozó részt is tartalmaz, amelynek mindegyik tagja világosszürke, lemezes-kagylós elválású és több-kevesebb Congeria, illetve Linnocardium maradványokban gazdag, vékony (2–5 mm) betelepülést tartalmaz. Kagylómaradványai természetesen párhuzamosak a rétegzéssel.

A Drávai Agyagmárga Formáció felső határa is éles sík felület, amely felett a korábban felső-pannóniai alemeletbe, jelenleg a balatoni emeletbe sorolt vékonyréteges, változatos felépítésű homok, agyagmárga, aleurit agyag, szenesagyag rétegek váltakozásából felépített sorozat következik.

### A puhatestű fauna

A kunsági (pannóniai s. str.) emeletbe tartozó képződmények kronosztratigráfiai határát a magyarországi gyakorlatban a szervesvázú mikroplankton zónák alapján jelöljük ki. A Pleurozonaria ultima zóna alsó határát azonosítjuk a szarmata – pannóniai s. str. határával. Ez eddigi gyakorlatunkban 1–2 m-es eltéréssel egybeesett a Linnocardium praeponiticum puhatestű fauna megjelenésével. A Spiniferites bentori zóna felső határát azonosítjuk a kunsági (pannóniai s. str.) emelet felső határával. Ez a mikroplankton zónahatár már

lényeges eltérést mutat a puhatestű, nevezetesen a *Congeria* cőzjéki faunával kijelölhető határhoz képest. Hegységperemi helyzetben még többé-kevésbé egybeesnek, a medencék belsejében azonban a szervesvázú mikroplanktonnal kijelölhető határ mélyebben helyezkedik el, mint a puhatestű fauna alapján megvonható határ. A lajoskomáromi szelvényben a *Congeria banatica* és a *Congeria cőzjéki* faunaváltás közelében, 503 m-ben húzódik (1. ábra).

A Lajoskomárom 1. sz. fúrás kunsági (pannóniai s. str.) rétegeinek puhatestű faunája (2. ábra) medenceperemi kifejlődést jelez. Az inzensdorfi sztratotípus faunájától annak csonka volta és a fácies-különbség következtében teljesen különbözik, azzal csak egy közös faja van: a *Congeria cőzjéki*. A fúrás puhatestű együttesét az alábbiakban ismertetjük.

### **Cardium pium—Limnocardium praeponiticum**

*Előfordulás:* 671,0—669,5 m

*Megtartási állapot és beágyazódás:* e réteg faunája semi-allochton. Szórt helyzetben egyes teknők, teknő töredékek találhatóak. Kettős teknővel csak a III. tábla 2. ábrán bemutatott? *Cardium* került elő. A héjak mállottak, többnyire csak lenyomatban maradtak fenn.

*Jellemzés:* az együttesre a szarmata reliktum fajok domináns előfordulása mellett a pannóniai *Limnocardium*ok fellépte a jellemző. Leggyakoribb faja a *Cardium pium*, mely a lajoskomáromi szarmata rétegekből nem ismert. Ettől É-ra, a budajenői fúrások szarmata rétegeinek legfelső részéből került elő igen nagy egyedszámmal (BOHNÉ HAVAS M. 1981). A *Cardium pium* példányok a lajoskomáromi rétegekben apró termetűek, elvéve találunk csak fejlett egyedeket. A faj formai változékonysága a hátsó mező kissé homorú lejtésében, a körvonal rombikussá válásában mutatkozik. E bélyegek a *Limnocardium praeponiticum* felé mutatnak (I. tábla 4. ábra). A II. tábla 2. ábráján *Limnocardium praeponiticum*ként meghatározott egyed bordáinak jellege már egyértelmű eltérést mutat a *Cardium pium*tól.

*Fácies:* a fauna semi-allochton jellege miatt a fáciesre csak következtetni tudunk. A *Cardium pium*os fauna sekélyvízi, tengeri brakk környezetet jelez (BOHNÉ HAVAS M. 1981). Az összemosódott faunában brakkvizű sekély, szublitóralis zónában élő fajok találhatóak együtt, más élettérre utaló nyomok nem lelhetők fel. A beágyazódás helyeként így a brakkvizű sekély, szublitóralis zónát jelölhetjük ki.

### **Limnocardium praeponiticum**

*Előfordulás:* 669,5—662,8 m

*Beágyazódás, megtartási állapot:* a kagylók elvéve zárt vagy pillangószerűen nyitott kettős teknővel, de általában egyes teknővel fekszenek a réteglapon. 663,2—662,8 m-ben viszonylag gyakori a kettős teknővel való beágyazódás. Egy-egy réteglapon csak egy-két egyed található, irányítottság nem állapítható meg. A kagylóhéjak igen vékonyak, többnyire csak lenyomat formájában vizsgálhatók.

*Jellemzés:* gazdag, jellemző *limnocardium*os fauna 663,2—662,8 m-közből vizsgálható. A vrabcei típusfaunától eltérést mutat a *Limnocardium praepon-*

*ticum* kisebb gyakoriságával és a *Limnocardium krambergeri* (= *Pisidium costatum*), illetve *Paradacna lenzi* jelenlétével. Lényeges különbség, hogy a vrabcei fauna mészmárgában található, a lajoskomáromi agyagmárgában. A típusfaunához viszonyítva a lajoskomáromi előfordulás általában faj és egyedszegeny. A kagyló – csiga arányában kisebb változás figyelhető meg a szelvény e szakaszában. A szuszpenziótó filtráló Cardidaek dominanciája mellett 663,2 m-től nő a növényt (algát), illetve növényi detrituszt evő Gastropodák faj és egyedszáma.

**Fácies:** sekély szublitorális zóna gyengén mozzgatott vizű iszapos aljzat, pliohalin sótartalom, növekvő mennyiségű növényi eredetű táplálékkal.

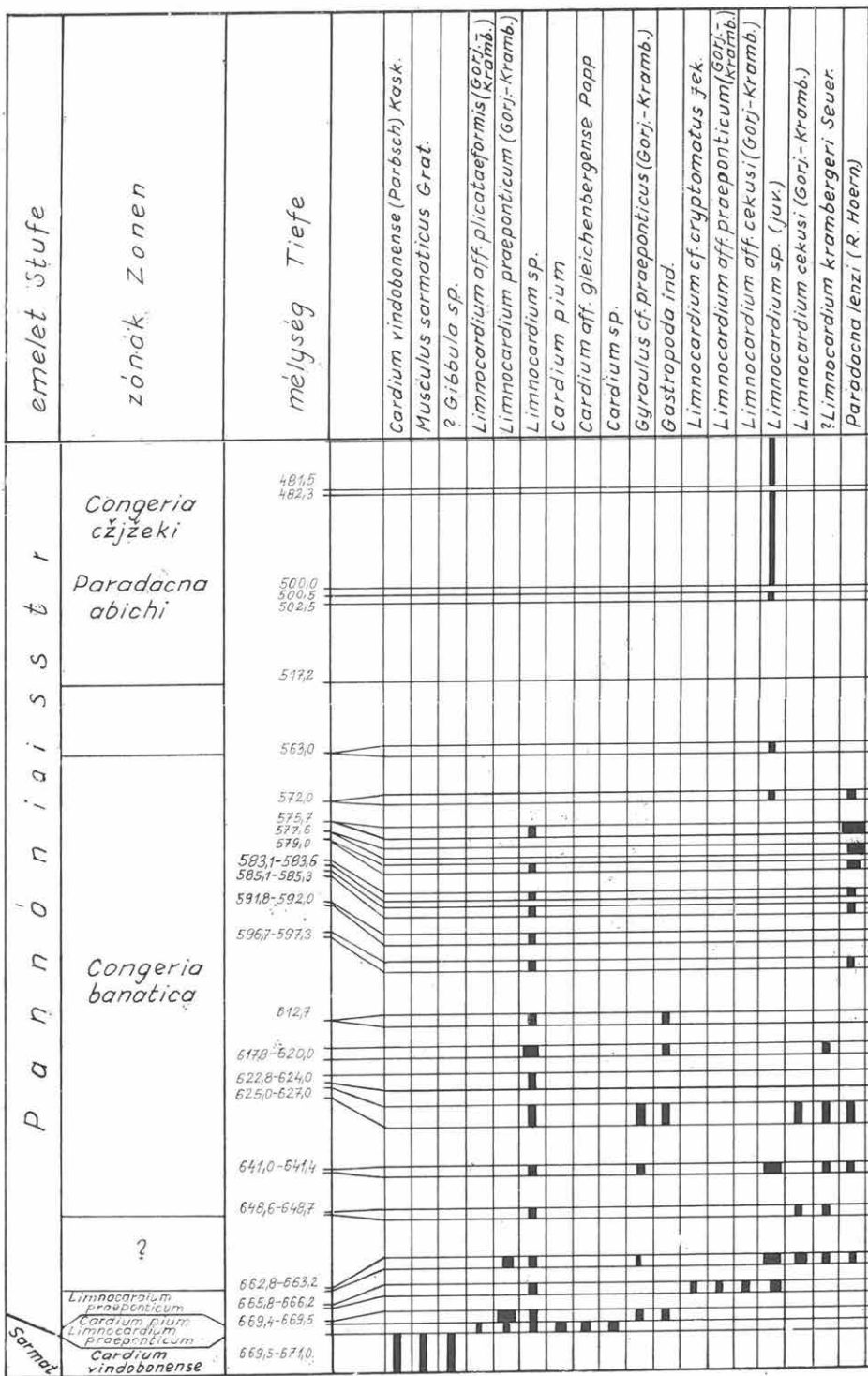
### **Congeria banatica**

**Előfordulás:** 648,7 – 563,0 m-ig

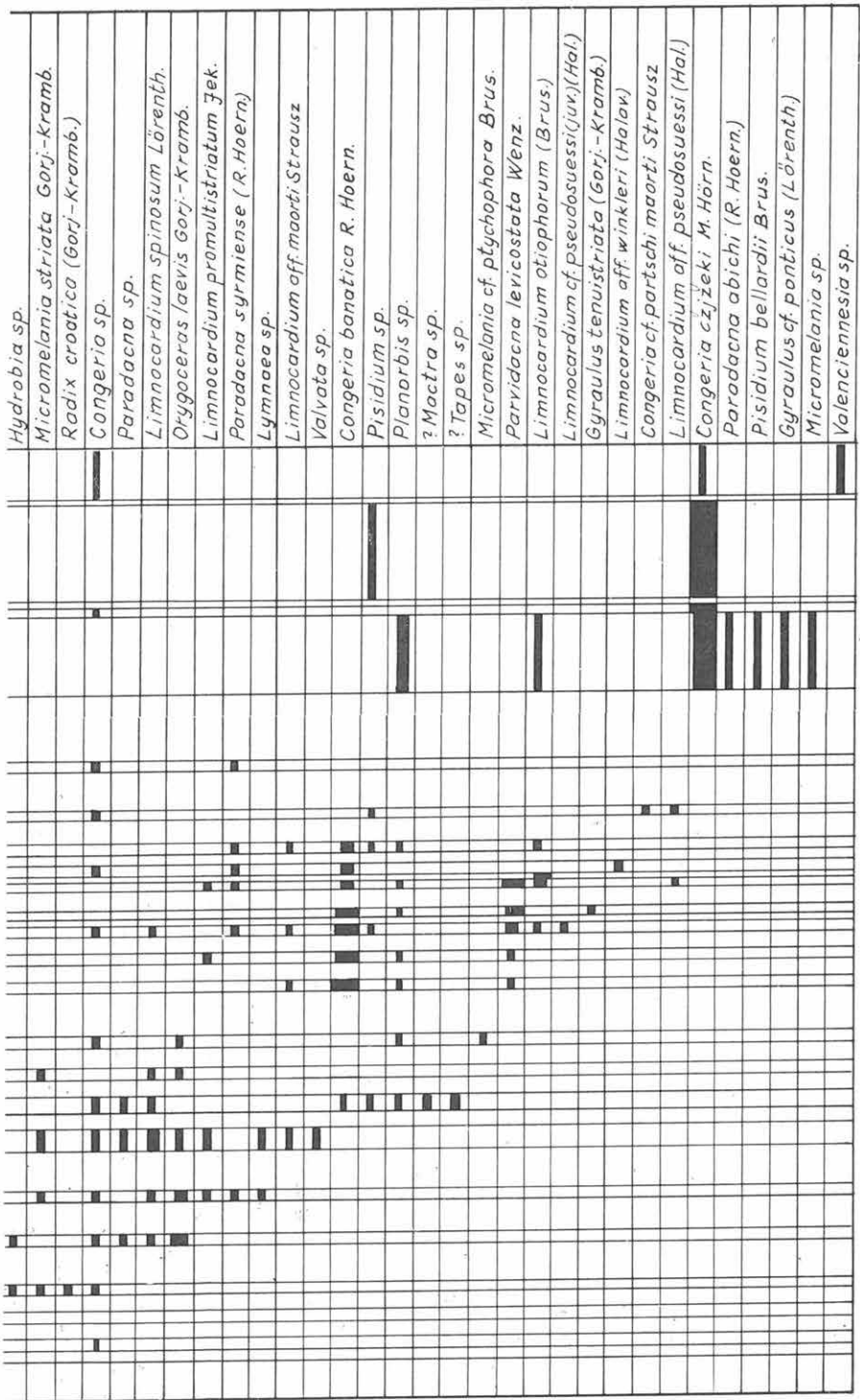
**Beágyazódás, megtartási állapot:** a szelvény 648,6 – 612,7 m-ig terjedő szakaszában a fauna semi-allochton beágyazódású, 597,3 m-től gyakori a kagylók kettős zárt teknővel való beágyazódása. Ebben a szakaszban a puhatestű héjak a réteglapokon irányítatlan helyzetben fekszenek. Egy-egy réteglapon igen nagy egyedszámmal felhalmozódva, paraautochton helyzetben észlelhetők. Nyomás hatására a héjak deformálódtak. Ritka a héjas példány, a héj általában kioldódott, többnyire csak lenyomatok vizsgálhatók.

**Jellemzés:** A szelvény 648,7 – 563,0 m-es szakaszát a *Congeria banatica*, *Paradacna lenzi* előfordulása kapcsolja egy egységbe. E szakaszban a faji összetétel változó. 648,7 – 612,7 m között még előfordul a *Limnocardium krambergeri*, a *Gyraulus praeponticum*, a *Micromelania striata*, de fellép a *Congeria banatica*, *Limnocardium spinosum* és az *Orygoceras laevis*, jellemző a *Paradacna lenzi* előfordulása is. A 648,7 – 612,7 m közötti szakasz faunájában a *Limnocardium praeponticum*, az *Orygoceras* és a *Congeria banaticus* társulások fajai vesznek részt. A semi-allochton beágyazódás következtében csak a változás tendenciáját rögzíthetjük, az egyes társulások nem különíthetők el. A környezetben bekövetkező fizikai változások lehetővé tették a típusos *Congeria banaticus* fauna térhódítását, amely fauna 597,3 – 563,0 m között jellemző. E mélységközben a *Congeria banaticus* fauna összefogazódik a *Parvidacna laevicostata* faunával. E felső szakaszt a *Congeria banatica*, *Parvidacna laevicostata*, *Paradacna lenzi*, *Paradacna syrmiense* gyakorisága jellemzi. A 622,8 – 624,0 m között talált? *Maetra* sp. és ? *Tapes* sp. (2. ábra) előfordulását bemosottnak minősítjük, a faunában idegen elem. Jelenlétük még így is figyelemre méltó, mivel e sztratigráfiai helyzetben idősebb puhatestű fajok eddig nem voltak ismertek. A III. tábla 4. ábráján bemutatott (korábban ? *Limnocardium krambergeri* névvel határozott) fajjal kapcsolatban szükségesnek tartjuk a diagnózis bizonytalanságára felhívni a figyelmet. Igen nagy morfológiai hasonlóságot mutat a *Cryptomactra* genus felé, így a *Cryptomactra* aff. *pseudotellina* (ANDR.) fajjal azonosítjuk.

**Fácies:** a faunakép a fáciesek fokozatos változását tükrözi. 648,7 – 625,0 m-közben a Cardidaek gyakorisága mellett még jelentős a Gastropodák szerepe. A Gastropodák jelenléte növényi tenyészet közelségére, illetve töredékben való előfordulásuk bemosásra utal. Bár 625,0 m-től a közetanyagban jelentős változás nem észlelhető, e mélységből a Gastropodák csak elvétve találhatók, s a faunát a szuszpenziótó filtráló Congeriák és Cardidaek uralják. A faunakép-



- Cardium vindobonense* (Parbsch) Kask.
- Musculus sarmaticus* Grat.
- ? *Gibbula* sp.
- Limnocardium* aff. *plicataeformis* (Gorj.) Kramb.
- Limnocardium praeponticum* (Gorj.) Kramb.
- Limnocardium* sp.
- Cardium pium*
- Cardium* aff. *gleichenbergense* Papp
- Cardium* sp.
- Gyraulus* cf. *praeponticus* (Gorj.) Kramb.
- Gastropoda* ind.
- Limnocardium* cf. *cryptotomatus* Jek.
- Limnocardium* aff. *praeponticum* (Gorj.) Kramb.
- Limnocardium* aff. *cekusi* (Gorj.) Kramb.
- Limnocardium* sp. (juv.)
- Limnocardium* *cekusi* (Gorj.) Kramb.
- ? *Limnocardium krambergeri* Seuer.
- Paradocha lenzi* (R. Hoern)



2. ábra. A lajoskomáromi Lk. 1. sz. fúrás pannóniai s. str. rétegeinek Mollusca faunája

1. 1–2 db., 2. 3–5 db., 3. 6–15 db., 4. 15 db felett

Abb. 2. Molluskenfauna der Pannonien s. str. — Schichten der Bohrung Lajoskomárom Lk. 1.

1. 1–2 Stücke, 2. 3–5 Stücke, 3. 6–15 Stücke, 4. mehr als 15 Stücke

ben bekövetkezett változást a tóvíz előrenyomulásával, a vízmélység növekedésével magyarázzuk. A beágyazódás helyéül a pliohalin sótartalmú medence-szegély sekély-középmély szublitorális zónáját jelölhetjük ki. A víz mélységére a *Pectinaria* sp. gazdag jelenléte (612,7 m-ben) adja a legfontosabb adatot. Ma a genus 60 m-es mélységig húzódik le G. THORSON (1957), de optimális élettere 20–30 m-es (W. SCHAFER 1962) mélységben van.

### *Congeria* cžjžeki—*Paradacna* abichi

*Előfordulás:* 517,2—472,5 m

*Beágyazódás, megtartási állapot:* a puhatestű fauna a réteglappal párhuzamosan, irányítatlan helyzetben fekszik. Előfordul a zárt kettős teknővel való betemetődés, de gyakrabban összemosódott helyzetben, tömegesen, egyes teknők és töredékek formájában csaknem lumachellát alkotó mennyiségben halmozódnak fel a *Congeria* cžjžeki példányok a réteglapon. A puhatestű héjak fehér, kissé porló, nyomás hatására deformált megtartásúak.

*Jellemzés:* a *Congeria* banaticás faunát 50 m-es, puhatestűektől mentes szakasz választja el a *Congeria* cžjžekis faunától. Ez utóbbi együttes feltűnően fajszegény, itt a másutt szokásos kísérő fajok is hiányoznak. Még a *Paradacna* *abichi* is csak elvétve található. A *Congeria* cžjžeki egyedekre jellemző, hogy eltérést mutatnak a típustól a következőkben: a héj kevésbé domború, a gerinc gyengébb, s kissé közép felé eltolódott. Egy-egy példánynál a hátsó és felső perem érintkezésénél gyengén kiszögélő sarok is megfigyelhető. A *Congeria* *zagrabiensis*-től való elhatárolás esetenként bizonytalan.

*Fácies:* sekély, gyengén vagy közepesen mozgatott vizű, iszapos aljzatú, plio-mezohalin környezetet jelez a fauna.

### Ostracoda vizsgálatok

A fúrás felső 37 m-ből vett három minta közül az első (19,5—21,5 m) Ostracodákat nem tartalmazott. A másik két minta is csak szegényes anyagot szolgáltatott:

	21,8—28,8 m	31—37 m
<i>Candona parallela</i> G. W. MÜLLER	8 db	
<i>Candona neglecta</i> G. O. SÆRS	2 db	
<i>Candona protzi</i> HARTWIG		2 db
<i>Candona rostrata</i> BRADY-NORM.	3 db	

Valamennyi faj az egész hazai pleisztocénben elterjedt, így a pleisztocénen belüli szintezésre alapot nem nyújt.

A 37,5 m-től 668,2 m-ig tartó rétegsorban a fauna eloszlása nagyon egyenetlen, egy vastagabb (163,4 m vastag) és négy vékonyabb (18,2—44,4 m vastagságú) ósmaradvány-mentes sáv ékelődik közbe. Az 1. táblázaton feltüntetjük az Ostracodákat nem tartalmazó sávok helyzetét és a közéjük eső szintekben az ott uralkodó (tíznel nagyobb példányszámban talált) fajok neveit, megjelölve a pannóniai s. str. térbeli helyzetét is.



**A lajoskomáromi Lk. 1. sz. fúrás faunaeloszlása**  
**Verteilung der Fauna in der Bohrung Lajoskomárom Lk. 1.**

Kunsági (pannóniai s. str.) emelet	37,5 m		<i>Candona extensa, C. hungarica, C. lobata, Cyprideis semimulum</i>
	61,5 m		
	93,0 m		<i>Candona extensa, C. lobata</i>
	121,0 m		
	165,4 m		<i>Candona extensa, C. hungarica, C. lobata, C. labiata, Bacunella abchazica, Cyprideis semimulum</i>
	219,2 m		
	237,4 m		<i>Candona balcanica, C. extensa, C. lobata, C. alta, C. labiata, Bacunella abchazica, Cyprideis banatica, C. pannonica</i>
	297,6 m		
	323,0 m		<i>Candona extensa, Amplocypris reticulata, Cyprideis pannonica, Hemicytheria pejinovicensis</i>
	428,6 m		
592,0 m	↑	<i>Cyprideis pannonica, Leptocythere monotuberculata, Hungarocypris sp., Amplocypris sp.</i>	
668,2 m			

Az uralkodó fajok eloszlása mutatja ugyan, hogy a hat, Ostracodákat tartalmazó összlet faunája közt jelentős eltérések vannak, de nem elég annak bizonyítására, hogy a meddő sávok kronosztratigráfiai határoknak felelnének meg. A 2. táblázat a fajok többségének szintbeli elterjedését és gyakoriságát tünteti fel. Nagyjából egyforma vastag (30–40 m körüli) egységekre tagoltuk a rétegsort (a 418, 4 és 592,0 m közti, Ostracodákat nem tartalmazó sáv kivételével). Az egységeken belül a fajok gyakoriságát a következőképpen jelezzük: egy vonal 1–10 példány, kettős vonal 11–100 példány, hármas vonal száznál több példány. Az 592 m alatt következő rétegek jelentik a pannóniai s. str.-t. Idősebb korát mutatja a Candonák hiánya, Hungarocyprisek és Amplocyprisek gyakorisága, *Cyprideis pannonica* és *Lepthocytherék* kisebb példányszámában való jelenléte. Hozzátehetjük, hogy általában a pannóniai s. str. egyik eléggé állandó jellegének kell tekinteni az Ostracoda-fauna szegénységét, a felső-abichi-szinthez és a pliocén alsó részéhez viszonyítva.

Meg kell említeni, hogy 665,2 és 668,2 m közt (tehát a pannon rétegsor talpán), agglutinált vázú Foraminiferákat is találtunk (*Trochammina kibleri* VENGEL). Ezeknek jelenléte magyarázható azzal is, hogy elviselték a beltenger sótartalmának jelentős csökkenését, vagy azzal, hogy másodlagosan, a szarmata üledékből átmosottan kerültek mostani helyükre. Az első magyarázat a szarmata és pannon közt folyamatos üledékképződést, a másik a szarmata és az itteni pannon üledékképződés közt megszakítást feltételezne. Bármelyiket is fogadjuk el, a 668,2–681,4 m közti szakasz szarmata korát jellemző Foraminifera és Ostracoda együttes bizonyítja. A Foraminiferákat BÉRCZI ISTVÁNNÉ



és KŐVÁRY JÓZSEF határozták meg. *Quinqueloculina akneriana* d'ORB., *Nonion depressulum* W.—J., Elphidiumok több faja országosan elterjedt alakok a szarmatában. Az Ostracodák közül 668,2 és 671,0 m közt *Aurila* és *Xestoleberis*-fajok fellépése szól a szarmata kor mellett (3. ábra).

### Szervesvázú mikroplankton vizsgálatok

Szervesvázú mikroplankton vizsgálat a 13,0–680,5 m-es mélységközből 89 mintából készült (4. ábra). A szarmata feletti pannóniai réteggösszlet hat szervesvázú mikroplankton biozónára tagolódik:

- 670,4–663,0 m *Pleurozonaria ultima* zóna
- 663,0–502,5 m *Spiniferites bentori* zóna
- 533,5–502,5 m *Pontiadinium pécsváradensis* subzóna
- 502,5–336,7 m *Spiniferites validus* zóna
- 334,8–86,8 m *Dinoflagellata-Zygnemataceae* interzóna
- 77,0–13,0 m *Mougeotia laetecirens* zóna

Ezek közül a legalsó kettő jelenti a kusági (pannóniai s. str.) időtartamot.

### *Pleurozonaria ultima* biozóna

A Zalai Marga Formációban a 671,0–663,0 m-es mélységközön belül fordultak elő a *Pleurozonaria* sp. ind. 20–30 mikronos formái. A *Pleurozonaria* nemzetséghez tartozásuk bizonytalan, projekciójuk csak homályosan látszik. A *Pleurozonaria ultima* faj első, biztosan meghatározható formáit a 669,4–670,4 m-es mintákban lehetett megfigyelni. Ez a forma, valamint a 668,2–670,4 m-ben előforduló *Cymatosphaera* (IX. tábla, 4–5. ábrák) fajok azonosak a Tengelic 2. sz. fúrás 663,9–665,0 m-es mélységközében előfordult fajokkal.

A Zalai Marga Formáció 669,4–670,4 m-es mélységközből külön tártuk fel a növénymaradványos, szervesanyagban dús kőzetrészeket és a fehér színű, hártýaszerűen vékony, meszes részeket. A fehér, meszes kőzetanyagból gyakorlatilag hiányoztak a mikroplankton és sporomorpha szemcsék, míg a növénymaradványos szürke márgában tömegesek voltak, főleg a pollen szemcsék. (Az együttesben a mocsári-láperdei vegetáció *Taxodiaceae-Myricaceae* együttese domináns, a trópusi *Myricaceae* fajok nagy gyakorisága különösen fontos lehet az éghajlat megállapítása szempontjából.)

A *Pleurozonaria ultima* zóna együttese a Zalai Marga és Zsámbéki Marga Formáció alsó részét jellemzi. A zónajelző faj kísérőegyüttesében a *Cymatosphaera* sp., a *Hemicystodinium zoharyi*, *Lingulodinium machaerophorum* só-sabb miocén tenger algaegyüttesének túlélő egyedeit képviselik.

3. ábra. A lajoskomáromi Lk. 1. sz. fúrás rétegeinek Ostracoda faunája

1. 1–2 db, 2. 3–5 db, 3. 6–15 db, 4. 15 db felett

Abb. 3. Ostracodenfauna der Bohrung Lajoskomárom Lk. 1.

1. 1–2 Stücke, 2. 3–5 Stücke, 3. 6–15 Stücke, 4. mehr als 15 Stücke

KUNSAĞI EMELET

BALATONI EMELET

m

671,0

600

500

472,5

400

300

669,4-671,0

671,0-673,5

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

669,2-669,4

602,0-612,0

592,0-602,2

519,4-621,2

428,0-428,6

409,0-418,4

406,1-408,0

399,8-399,8

395,8-397,0

385,8-393,1

378,3-379,0

375,0-377,0

367,0-368,0

353,7-360,0

343,4-344,8

335,0-336,7

328,2-332,6

323,0-324,0

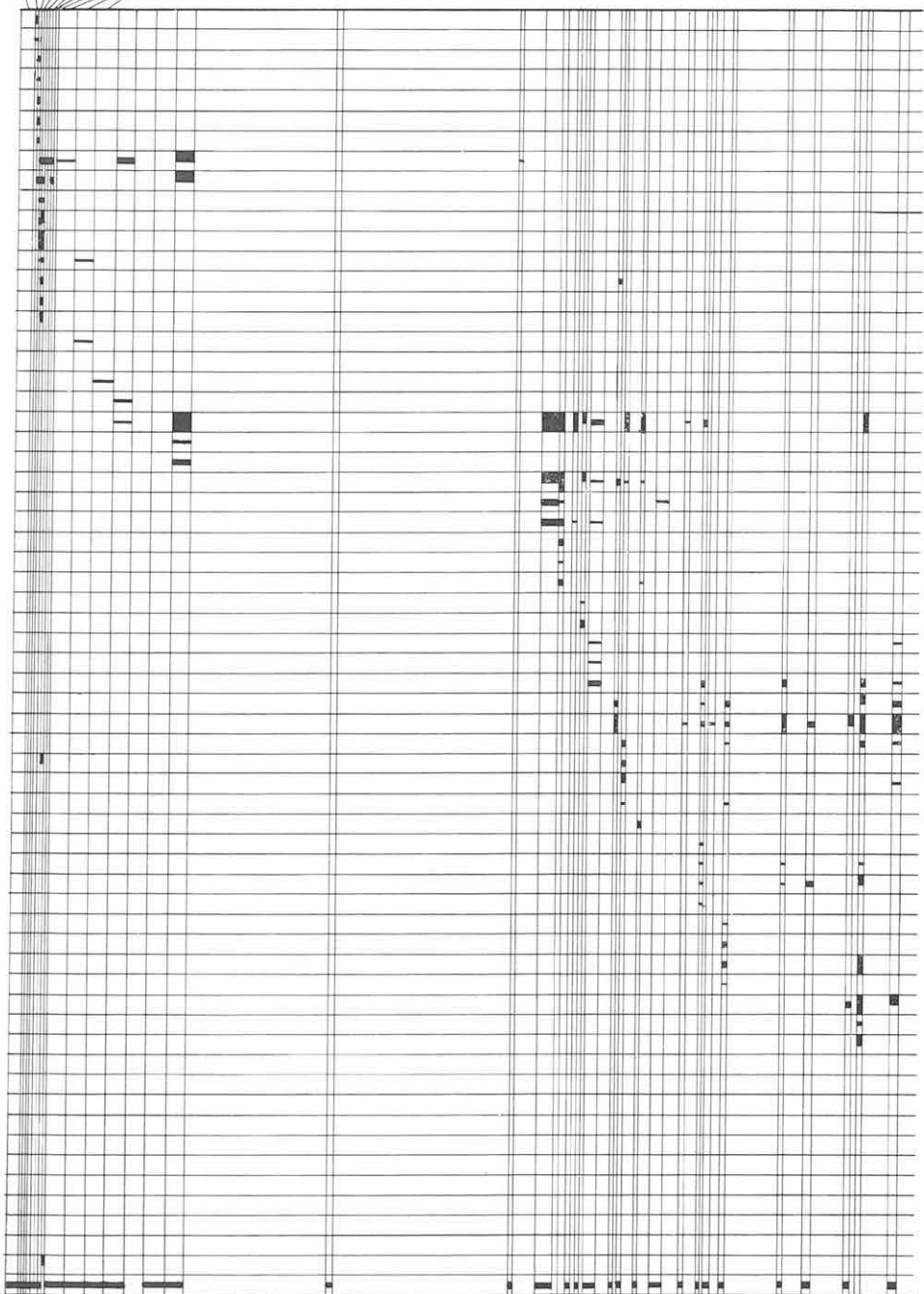
295,3-297,6

280,2-283,5

280,3-281,5

255,0-259,8

237,4-241,0

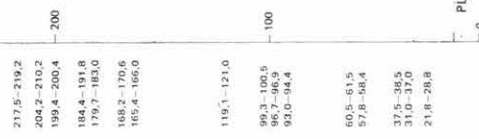


1

2

3

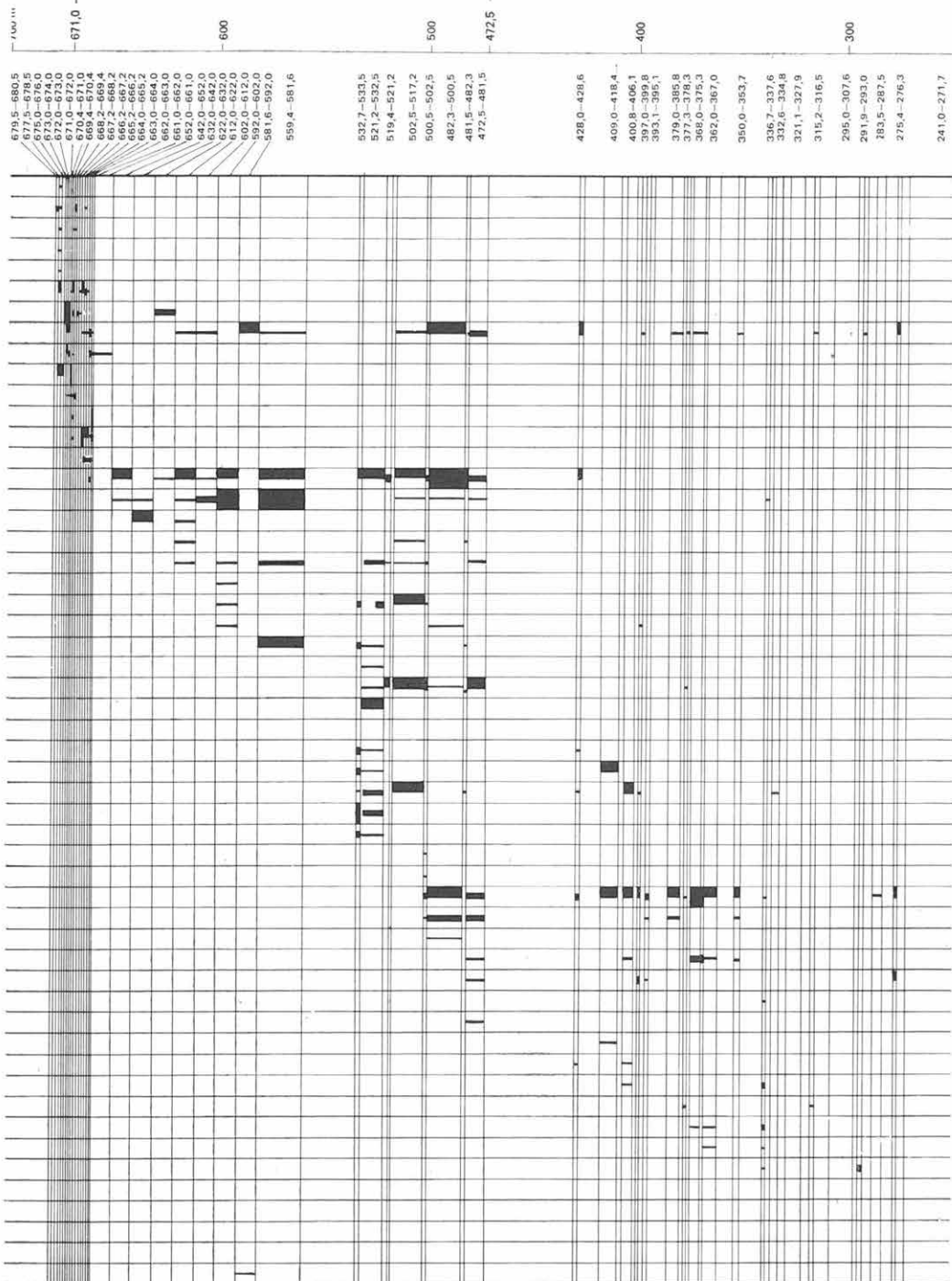
4



	<i>Aurila</i> sp.
	<i>Xestoleberis</i> sp.
	<i>Aurila mēhesi</i> Zal.
	<i>Aurila cf. convexa</i> Baird
	<i>Loxococoncha impressa</i> Brady
	<i>Xestoleberis lutrae</i> Schneider
	<i>Buthocypris arcuata</i> Münster
	<i>Amplocypris</i> sp.
	<i>Hungarocypris</i> sp.
	<i>Paralimnocythere aff. tenera</i> Sokač
	<i>Leptocythere bituberculata</i> Seremata
	<i>Leptocythere monotuberculata</i> Sokač
	<i>Amplocypris sinuosa</i> Zal.
	<i>Leptocythere parallela</i> Mēhes
	<i>Hungarocypris auriculata</i> Mēhes
	<i>Hungarocypris hieroglyphica</i> Mēhes
	<i>Candona (Pontoniella) sp.</i>
	<i>Amplocypris cf. sinuosa</i> Zal.
	<i>Candona (Pontoniella) cf. unguiculus</i> Reuss
	<i>Hemicytheria aff. hungarica</i> Mēhes
	<i>Cyprideis ex gr. panonica</i> Mēhes
	<i>Cypria facorjesscui</i> Hanganu
	<i>Amplocypris cf. abscissa</i> Reuss
	<i>Hemicytheria pejinovicensis</i> Zal.
	<i>Candona (Pontoniella) acuminata</i> Zal.
	<i>Amplocypris reticulata</i> Zal.
	<i>Hemicytheria dubokensis</i> Krstič
	<i>Cypria siboviki</i> Krstič
	<i>Amplocypris cf. reticulata</i> Zal.
	<i>Leptocythere cf. microlata</i> Liv.
	<i>Candona (Caspioocypris) cf. filosa</i> Liv.
	<i>Candona (Lineocypris) trapezoidea</i> Zal.
	<i>Loxococoncha rhombivalis</i> Pokorný
	<i>Bacunella abchazica</i> Vekua
	<i>Candona (Caspioocypris) labiata</i> Zal.
	<i>Candona (Camptocypris) extensa</i> Zal.
	<i>Leptocythere cymbulum</i> Liv.
	<i>Leptocythere multituberculata</i> Liv.
	<i>Loxococoncha cumsacui</i> Krstič
	<i>Candona (Camptocypris) sp.</i>
	<i>Cyprideis ex gr. panonica tuberculata</i> Mēhes
	<i>Leptocythere egregia</i> Mēhes
	<i>Candona (Camptocypris) hungarica</i> Zal.
	<i>Candona (Camptocypris) lobata</i> Zal.
	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> Zal.
	<i>Candona (Typhlocypris) cf. akea</i> Krstič
	<i>Loxococoncha cf. subrugosa</i> Zal.
	<i>Candona (Caspioocypris) alta</i> Zal.
	<i>Darwinula daday</i> Mēhes
	<i>Cyprideis banatica</i> Mēhes
	<i>Candona (Typhlocypris) centropunctata</i> Suzin
	<i>Candona (Camptocypris) balcanica</i> Zal.
	<i>Cyprideis</i> sp.
	<i>Candona (Camptocypris) venusta</i> Zal.
	<i>Hemicytheria aff. pejinovicensis</i> Zal.
	<i>Cyprideis seminulum</i> Reuss
	<i>Candona (Camptocypris) granulosa</i> Zal.
	<i>Candona parallela panonica</i> Zal.
	<i>Candona rostrata</i> Brady-Norm.
	<i>Candona protzi</i> Hartwig
	<i>Candona neglecta</i> G.O. Sors
	<i>Candona parallela</i> G.W. Müller
	<i>Ostracoden - Schalen (stark zusammengepresst)</i>
	<i>Ostracoden - Schale</i>

## KUNSAGI EMELET

## BALATONI EMELET



1

2

3

4

4. ábra. A lajoskomáromi Lk. sz. fúrás rétegeinek mikroplankton flórája

1. 1–2 db, 2. 3–5 db, 3. 6–15 db, 4. 15 db felett

200

100

130-39,0

220,0-230,4  
212,0-212,8  
201,0-201,4  
177,4-197,8  
171,0-171,6  
166,0-167,0  
154,0-154,6  
151,5-153,0  
117,4-124,9  
107,8-110,5  
96,0-96,3  
96,0-96,7  
86,8-87,6  
64,5-77,0  
62,3-65,5  
43,6-58,6  
40,8-41,7  
13,0-39,0

	<i>Pterospermopsis cf. helios</i>
	<i>Tasmanites</i> sp.
	<i>Cymatiosphaera</i> sp.
	<i>Hystrichosphaeridium chaanophorum</i>
	<i>Hystrichosphaeridae</i> egyéb forma
	<i>Pleurozonaria</i> sp. indet.
	<i>Michhystridium cf. deflandrei</i>
	<i>Botryococcus braunii</i>
	<i>Spiniferites aff. bentori</i>
	<i>Microplankton</i> indet.
	<i>Lingulodinium machaerophorium</i>
	<i>Hemicystodinium zaharyi</i>
	<i>Pleurozonaria ultima</i>
	<i>Leiosphaeridium</i> sp.
	<i>Spirogyra</i> 1. típus
	<i>Spiniferites bentori</i>
	<i>Dinoflagellata</i> 24-es forma
	<i>Dinoflagellata</i> 41-es forma
	<i>Gonyaulax digitale</i>
	<i>Spiniferites</i> sp. indet.
	<i>Dinoflagellata</i> 70-es forma
	<i>Dinoflagellata</i> 38-as forma
	<i>Dinoflagellata</i> 72-es forma
	<i>Dinoflagellata</i> 218-as forma
	<i>Chytræisphaeridia cariacensis</i>
	<i>Pontiadinium pécsváradensis</i>
	<i>Pontiadinium inequicornutum</i>
	<i>Spirogyra</i> 30. típus
	<i>Dinoflagellata</i> 220-as forma
	<i>Dinoflagellata</i> 42-es forma
	<i>Pontiadinium cf. obesum</i>
	<i>Gonyaulax digitale</i> prevalvát stádiuma
	<i>Heliospermopsis hungaricus</i>
	<i>Tectalodinium pellitum</i>
	<i>Impagidinium globosum</i>
	<i>Impagidinium spongianum</i>
	<i>Spiniferites</i> sp. 90-es forma
	<i>Dinoflagellata</i> 66-as forma
	<i>Chytræisphaeridia tuberosa</i>
	<i>Gonyaulax digitale</i> (megrastagodott forma)
	<i>Spiniferites paradoxus</i>
	<i>Dinoflagellata</i> 129-es forma
	<i>Dinoflagellata</i> 67-es forma
	<i>Spiniferites validus</i>
	<i>Cooksanello circularis</i>
	<i>Pontiadinium</i> sp. (vékony thecdval)
	<i>Pediastrum simplex</i> Meyen
	<i>Spiniferites</i> sp. 75-ös forma
	<i>Mougeotia laetevirens</i>
	<i>Closterium kützingii</i>
	<i>Dinoflagellata</i> (által., umgelagerte Form.)
	<i>Deflandrea</i> sp. (által., umgelagerte Form.)
	Innere organisches Gehäuse der Foraminifera

Abb. 4. Mikroplankton-Flora der Bohrung Lajoskomárom Lk. 1.

1. 1-2 Stücke, 2. 3-5 Stücke, 3. 6-15 Stücke, 4. mehr als 15 Stücke

### Spiniferites bentori zóna

A Zsámbéki Márga Formáció felső része és a Drávai Agyagmárga Formáció középső része közötti sorozaton belül jellemző a Dinoflagellata együttes, amelynek jó megtartású, fajokban gazdag együttese vertikálisan és horizontálisan is biztosan jelzi a kunsági (pannóniai s. str.) rétegeket.

Szórványos első előfordulása a Limmocardium praeponticum faunával jellemzett rétegekben indul, majd a Beleznai Márga Formáció, a Zámori Kavics és a Drávai Agyagmárga Formáció rétegeiben a fáciestől függően már gyakori.

A zóna alsó részében a 663,0–559,4 m-es mélységközön belül a *S. bentori*-val a *Gonyaulax digitale* (X. tábla), a 70-es, 38-as, 72-es thecás formák fordulnak elő. A zónajelző faj leggyakoribb az 592,0–602,0, 559,4–581,6 m-es mintákban. A biozóna felső részén az 533,5–502,5 m-ben a Pontiadinium nemzetség kialakulása és tömeges előfordulása új szubzóna elkülönítését indokolja. A *Pontiadinium pécsváradensis* Szentai-val (X. tábla, 14. ábra) jellemezhető szubzóna együttesét ezt megelőzően a Szirák 2., Tengelic 2., Pécsvárad–15/T 22., Szólád 1. sz. fúrásokban figyeltem meg. A Pontiadiniumok nagy gyakorisága mindig egy vékony rétegösszletre korlátozott, a Congeria cžžeki faunával jellemzett rétegekben. Ebben a fúrásban a Pontiadiniumok gyakorisági maximuma az 533,5–521,2 m-es mélységközre esik. E felett a *Spiniferites bentori* – *Gonyaulax digitale*, *Chytroesphaeridia cariacensis* 42-es, 70-es thecás formák üde, jó megtartású példányai még az alsó-pannóniai rétegek felső részét jelzik. Az 502,5–532,5 m-es mélységköz együttese azonosítható a Tengelic 2. sz. fúrás 620,0–640,7 m-es rétegösszletével.

### Fejlődéstörténeti összefoglalás

A kunsági (pannóniai s. str.) emeletbe sorolt, itt harántolt összlet fejlődéstörténetét a közettani és az óslénytani adatok alapján az alábbiakban foglalhatjuk össze.

A szarmata középső részében az oolitos mészkő és homokkő rétegek lelegei alapján csökkentsósvízi, litorális-sekély szublitorális fáciesviszonyok voltak, majd ezt határozott süllyedés követte és közepes mélységű szublitorális körülmények alakultak ki. A lemezes márga már teljesen kívül esett a hullámbázis szintjén, amely itt 10–20 m körüli lehetett. A süllyedéssel egyidőben távoli dácitos vulkáni tevékenység indult, amely itt csak csekély, de ismétlődő tufaszórásban jelentkezett.

A kunsági (pannóniai s. str.) elején azonos morfológiai fáciesviszonyok voltak, de a beltenger vízenek sótartalma erőteljes és gyakori ingadozás után jelentősen kisebb lett. Az ingadozást nyáron forró, száraz, télen nedves, hűvös éghajlati viszonyok alakíthatták ki. A lemezes márga feletti szakaszban az eddiginél mélyebb vízi viszonyok alakultak ki és egyenlőtlen, a süllyedés következtében a mai domborzati képhez hasonló üledékgyűjtő viszonyok jöttek létre. A lajoskomáromi süllyedéktől ÉNy-ra kiemelt, de beltengerrel borított terület alakult ki, amelynek DK-i oldaláról a megélnkülő távoli – a szarmatabelivel valószínűleg azonos helyzetű – dácitos vulkanizmussal egyidőben lezajlott földrengések hatására több alkalommal, kisebb-nagyobb üledéktömegek zúdultak le. Ilyen módon érkezhettek a Zámori Kavics Formáció durva és területidegen (egzotikus) anyaga is.



A pannóniai s. str. elejének egyhangú Limnocardium és Ostracoda faunáját — a beltenger vize kémiai és hőmérsékleti tulajdonságainak változása nyomán — fajgazdag Limnocardium, Congeria és fajgazdag Ostracoda fauna váltotta fel. A hőmérséklet csökkenése miatt végbement gyökeres változásra a plankton (*Spiniferites bentori* — *S. validus* flóra váltás) ebben a szelvényben nem reagált. A nagyobb vízmélység miatt itt a pannóniai s. str. — balatoni emelet határán végbement tektonikai, morfológiai és kőzettani változások csak később következtek be.

## CHARAKTERISIERUNG DES UNGARISCHEN FAZIESSTRATOTYPUS DES PANNONIEN S. STR. (KUNSÁG-STUFE)

von

ÁRON JÁMBOR—MARGIT KÖRPÁS-HÓDI—MARGIT SZÉLES—MÁRIA SÜTŐ-SZENTAI

### Einleitung

Die zum Pannonien s. str. gerechneten Ablagerungen bilden in Ungarn, wie im Karpatenbecken im allgemeinen, das Zwischenglied der mehrere tausend m mächtigen neogenen Beckenfüllung. So sind ihre Übertageaufschlüsse von geringer Grösse und stratigraphisch ausnahmslos rumpf, indem entweder ihr Liegendes oder ihr Hangendes an der gegebenen Stelle nicht aufgeschlossen ist. Demzufolge haben wir als ungarischer Faziesstratotypus, eines der verhältnismässig vielseitig bearbeiteten Tiefbohrprofile, die Schichtenfolge der südlich von der SO-Ecke des Balatons abgeteufte Bohrung Lk 1. von Lajoskomárom gewählt. Unsere Auswahl ist durch die relativ zentrale Lage der Bohrung, ihr Niederbringen mit vollem Kerngewinn und den intermediären, dem nahezu durchschnittlichen Faziestypus des durchteufte Komplexes berechtigt, weil in den Merkmalen ihrer Schichtenfolge sowohl die Beckeninneren-Charakterzüge, als auch die Charakteristiken der Beckenrändern zu erkennen sind. So können wir mit Recht hoffen, dass die auftauchenden Korrelationsprobleme mit Hilfe des Faziesstratotypus wohl gelöst werden können.

Die Schichtenfolge ist fast horizontal gelagert, von mittlerer Mächtigkeit (169 m), reich an Fossilien, ohne Unterbrechung sedimentiert, sowohl mit dem Hangenden, als auch mit dem Liegenden durch einen allmählichen Übergang verbunden, und vorwiegend aus pelitischen sublitoralen Sedimenten aufgebaut.

Die Bohrung wurde im Auftrage des Ungarischen Trusts für die Erdöl und Erdgasindustrie von dem Unternehmen für Geologische Erkundung und Bohrung in 1968 abgeteufte. Ihre detaillierte Bearbeitung wurde von der Ungarischen Geologischen Anstalt, dem Laboratorium von Komló des Unternehmens für Geologische Erkundung und Bohrung sowie dem Geologischen Analytischen Laboratorium des Forschungs- und Entwicklungsinstitutes für die Ungarische Kohlenwasserstoffindustrie in den Jahren 1968—1969 bzw. 1981 durchgeführt.

### Litostratigraphie

#### Abgrenzung der pannonischen Bildungen

Für die Abgrenzung der Ablagerungen des Pannonien s. str. liegen derzeit keine allgemein gültigen Regeln vor. Zum Faziesstratotypus haben wir selbstverständlich ein Profil gewählt, wo sich das Pannonien s. str. ohne Unterbrechung aus den Sarmatablagerungen entwickelt. Diese Kontinuität ist dadurch bewiesen, dass die Bildungen auf den beiden Seiten der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze durch graue, plattige, molluskenarme, mikrofaunenreiche, sublitorale, meritische, pelitische Brackwassersedimente ver-

treten sind. Trotz der Ähnlichkeit zeigt sich ein lithologischer Unterschied vor allem in der dunkleren Tonalität und in dem etwas höheren  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt der obersten sarmatischen Schicht, die lithologisch als mergeliger Siltstein zu betrachten ist. Ein wesentlicher Unterschied lässt sich an den beiden Seiten der Grenze (in einer Tiefe von mehr als 671 m) in der Molluskenfauna und der planktonischen Mikroflora erkennen. Die wirklich grosse Zäsur im Foraminiferenbild zeigt sich nicht bei der erwähnten Grenze, sondern etwas höher, bei 665,2 m. Aus den Schichten oberhalb dieser Tiefe fehlen die Foraminiferen vollkommen, während das Intervall von 665,2 m bis 668,2 m Reste von *Trochammina kibleri* VENGL., das 668,2 bis 671,0 m-Intervall *Miliammina*-, *Nonion*- und *Elphidium*-Arten enthält, wie das von I. KORECZ-LAKY und M. SZÉLES festgestellt wurde. Unterhalb von 671 m erscheinen dann auch schon die für das Sarmat – neben den letzteren – charakteristischen *Articulina*- und *Nodophthalmidium*-Arten. Im Intervall von 668,2 bis 671,0 m gibt es sarmatische Ostracoden-Arten (*Aurila*, *Xestoleberis* usw.). Bei der Fixierung der Sarmat – Pannonien s. str.-Grenze bei 671 m haben wir neben den lithologischen Unterschieden auch die Veränderungen der Molluskenfauna und der Planktonflora berücksichtigt, da die Molluskenfauna sogar im Vergleich zu den Foraminiferen und den Ostracoden auffallender ist und die Veränderung der Planktonflora im Prinzip viel mehr der theoretischen isochronen Grenze als die benthonischen Faunenelemente nahekommmt.

Die Spezialisten sind heutzutage darüber schon einig, dass die Arten *Trochammina kibleri* und *Miliammina* an der Basis des Pannonien s. str. vorkommen. Nun taucht die Frage auf, wie das gemeinsame Vorkommen von *Limnocardien*, ferner von sarmatischen Foraminiferen- und Ostracoden-Arten möglich ist (668,2–671,0 m)? Das könnte einerseits mit Überleben, andererseits mit subaquatischer Umhäufung erklärt werden.

Berücksichtigt man die im hiesigen Profil des Pannonien s. str.-Serie die 11, in dem von unten gerechnet 2. (665,2–669,4 m; siltführender Mergel) und 3. (581,6–665,2 m: mergeliger Siltstein) Schicht gefundenen 2 bis 21 mm mächtigen, feinkörnigen Rhyolithuff- bzw. Bentonitlagen, ferner die in den Intervallen von 668,3 bis 668,4 und von 668,2 bis 668,25 m beobachtete, durch Schlammrutschung ausgelöste Fältelung, sowie die wenigen, relativ grobkörnigen, geringmächtigen Sandsteinzwischenlagerungen, so ergibt es sich für bewiesen, dass etwas oberhalb der Pannonien s. str.-Sarmatien-Grenze durch Erdbeben hervorgerufene Suspensionsströme entstanden waren. Diese haben, aller Wahrscheinlichkeit nach, zu kleineren oder grösseren subaquatischen Umhäufungen geführt. In unserem Profil hat die intrafirmationelle Umhäufung – wie es dem Charakter der Mikrofauna zu entnehmen ist – nur den obersten Teil des Sarmats getroffen, und die hinsichtlich der Sedimentationsdynamik im wesentlichen gleiche Entwicklung der Schichten beiderseits der Grenze und ihre tektonische Ungestörtheit lassen darauf schliessen dass diese Umhäufung die intraformationelle Grössenordnung nicht überstieg, und nur deswegen auffallend ist, weil diese Schichtgrenze mit einer scharfen Zäsur in der Fauna bzw. Flora zusammenfällt.

Es ist erwähnenswert, dass in der Schichtenfolge der keine Turbiditmerkmale aufweisenden Bohrung Tengelic 2 (50 km SO von Lk. 1.) in den zum Pannonien s. str. gerechneten M. SZÉLES nur die pannonische Trochamminen-Miliamminen-Foraminiferen-Gesellschaft, aber nicht das Vorhandensein von Ostracoden feststellen konnte, während wir in der Bohrung

Budajenő 2 die Einschaltung von 1 bis 2 mm mächtigen „Foraminiferen-sand“-Streifen beobachtet haben, die zweifellos aus Miliolinen-„Körnern“ bestehen, die vom Sarmat umgehäuft wurden. Also in manchen Profilen lässt sich diese intraformationelle Umhäufung beobachten, in anderen ist das aber nicht der Fall, was auf die damalige Morphologie des einstigen Beckenbodens und die entsprechenden Strömungsverhältnisse zurückzuführen ist.

Der Faziostratotypus des unteren, nach den Empfehlungen der im Rahmen des 25. Projektes des IGCP im Jahre 1975 in Pressburg gehaltenen Tagung Pannonien s. str. genannten Teiles des Komplexes Pannonien (s. l.) (d. h. zwischen dem Sarmat und dem Pleistozän) ist bisher noch nicht ausgewählt. Der Stratotypus wurde in der sandigen Schichtenfolge von Inzensdorf in Österreich festgelegt, die den Gegebenheiten zufolge in Beckenrandfazies ausgebildet ist. Die Molluskenfauna von Inzensdorf dürfte wahrscheinlich in den *Congeria banatica*- und *C. čížeki*-Horizont unsere Profils von Lajoskomárom, in eine genauer nicht bestimmbare Position eingereiht werden. Die Zusammensetzung der Molluskenfaunen im Pannonien (s. l.) besonders die der Gesellschaften mit *Melanopsis*, ist nämlich vor allem durch ihre Fazies und nur in zweiter Linie durch ihre stratigraphische Position determiniert (M. KÖRPÁS-HÓDI 1982).

Deshalb und wegen der viel weiteren Verbreitung schlagen wir vor, die obere Grenze des Pannonien s. str. bei der grossen Veränderung in der Dinoflagellata-Mikroplanktonflora, bei der Zonengrenze *Spiniferites bentori*—*S. validus* zu ziehen, da diese Grenze im Prinzip isochron oder beinahe isochron sein kann.

Im Profil der Bohrung Lk. 1. in Lajoskomárom liegt diese Grenze bei 502,5 m, also wesentlich tiefer, als sie von M. KÖRPÁS-HÓDI an der Oberkante des *Congeria čížeki*-Horizontes, aufgrund der Molluskenfauna gezogen hat (bei 472,5 m). In diesem Profil stimmt die Grenze auch mit der im Laufe der im Beckeninneren durchgeführten Prospektionsarbeiten (Kohlenwasserstoff und Wasser) als Unter-Oberpannon-Grenze angenommenen Grenze zwischen den vorwiegend pelitischen-dickbankigen und pelitisch-sandigen, dünn-geschichteten Komplexen nicht überein, die im Profil der Bohrung Lk. 1. bei 472,5 m durchteuft wurde (Á. JÁMBOR 1969).

Aufgrund der Untersuchung von zahlreichen anderen Pannonien (s. l.)-Profilen scheint es, dass die Zonengrenze *S. bentori*—*S. validus* noch im vorwiegend ziemlich tiefen Wasser des grossen pannonischen Binnenmeeres infolge der Klimaveränderung (Temperaturabnahme) zustandekam, also ihre Isochronie unter den gegebenen paläogeographischen Verhältnissen im Prinzip einwandfrei ist.

Im bisher untersuchten Profil liegt die Zonengrenze *S. bentori*—*S. validus* aufgrund des Vergleiches der Ergebnisse von M. KÖRPÁS-HÓDI, M. SÜTŐ-SZENTAI und M. SZÉLES im *C. banatica*-Horizont oder im *C. čížeki*-Horizont oder eventuell an dessen Oberkante, ferner im *Amplocypris*- oder *Cyprideis pannonica*-Horizont.

Nach den bisherigen Untersuchungen stimmt sie im Vorland des Mecsek-Gebirges und des Cserhát mit der schon erwähnten, früher als Unter-Oberpannon-Grenze gedeuteten, scharfen lithologischen, lithostratigraphischen Grenze (M. SÜTŐ-SZENTAI 1982), der Grenze zwischen der Peremarton—Dunántúl Übergruppen überein.

### Lithologische Charakterisierung des Faziostratotypus des Pannonien s. str. (Kunság-Stufe)

Im Profil der Bohrung Lk. 1. in Lajoskomárom gliedert sich der Pannonien s. str.-Komplex in drei Teile. (Zwischen zwei Teilen lagert ein schotziger-sandiger Teil.) In seinem unteren pelitischen Abschnitt lassen sich vier charakteristisch ausgebildete Formationen unterscheiden.

Der basale Abschnitt, den man früher Zala Marl Member (Plattenmergel) nannte und der heute, gemäss dem Standpunkt der Ungarischen Stratigraphischen Kommission, Zala Formation (Mergel) genannt wird, reicht von 671,0 bis 665,2 m im Pannonien s. str.-Komplex. Der untere Teil dieser Formation setzt sich aber in unserer Schichtenfolge im Oberteil des Sarmats von 671,0 bis 681,4 m fort. Hier wollen wir nur den Pannonien s. str.-Teil charakterisieren.

Die Zala Formation lässt sich am besten durch ihre parallele Lamination charakterisieren. Die Formation besteht aus der Wechsellagerung Typs a, b, a, b, a... von Schichten zwei verschiedener Typen. Die Farbe des einen Typs ändert sich von grau bis dunkelgrau, die des anderen von hellgrau bis weiss. Die Mächtigkeit der beiden Schichtentypen beträgt gleichweise 1 bis 5 mm, am meisten 2 bis 3 mm. Der Unterschied zwischen den beiden Laminen besteht im Kalk-, Dolomit-, Pelit- und feindispersierten FeS<sub>2</sub> (Pyrit, Markasit)-Gehalt bzw. im geringen Gehalt an huminitischer organischer Substanz. Die hellen Laminen haben einen höheren Karbonatgehalt, die dunkleren sind an anderen Komponenten reicher. Die Gränze zwischen den beiden Laminentypen ist scharf, oder besteht aus einer Ebene mit sehr dünnem Übergang.

In unserem Profil konnte die Zala Formation in zwei mächtigere Schichten gegliedert werden. Ihr unterer, 1,7 m mächtiger Teil zwischen 671,0 und 669,4 m ist nicht laminös, er ist hellgrauer mergeliger Siltstein, siltführender Kalkmergel, der von pyritführenden „Fasern“ und einigen markasitischen, an den einzelnen Schichtflächen angehäuften winzigen *Limnocardium*-Einzelklappen gekennzeichnet ist.

Darüber lagert, zwischen 669,4 und 665,2 m ein, im vorangehenden beschriebenes, laminöses Gefüge aufweisender siltführender Mergel. Dies ist mannigfaltig aufgebaut, indem die untersten 10 cm durch mittelkörniges, gut sortiertes Sandstein gekennzeichnet sind; ferner (zwischen 668,4–668,3 und 668,25–668,2 m) kommen diesem noch zwei, infolge Schlammrutschungen gefaltete Abschnitte hinzu, die unten durch horizontale Gleitflächen begrenzt sind, und zwischen den gefalteten Laminen kommen 2–5 mm mächtige grobkörnige Sandsteinschnüre ebenfalls vor. Ausserdem konnte bei 669,4 (2 mm), 667,2 (2 mm) und 664,4 m (4 mm) die Einschaltung von feinkörnigem Dazittuff beobachtet werden. Wenige vereinzelte *Limnocardium*-Einzelklappen sind auch aus diesem Schicht zum Vorschein gekommen.

Aufgrund der drei Dazittuffschnüre können wir feststellen, dass sich die Zala und Zsámbék Formationen (letztere ist gerade aufgrund der dünnen Dazittufflagen von den jüngeren pelitischen Abfolgen des Pannonien s. str. getrennt worden) in diesem Profil verzahnen.

Die Zsámbék Formation (Mergel) befindet sich über der Zala Formation, die von dem darüber lagernden und hier zur *Belezna Formation* gerechneten Komplex (früher wurden — wegen der Mangelhaftigkeit der lithostratigra-

phischen Gliederung der Beckenfazies — die hiesigen pelitischen Partien des Pannonien s. str. einheitlich in das Dráva Member eingereiht Á. JÁMBOR 1980) nur mit ihren Dazittufflagen (bei 626,6 m 15 mm Bentonit, bei 632,6 m 3 mm grobkörniger Dazittuff, bei 645,7 m 7 mm Bentonit, bei 650 m 3 mm feinkörniger Dazittuff, bei 655,7 m 3 mm feinkörniger Dazittuff und darüber 15 mm Bentonit) abweicht. Die beiden Formationen sind lithologisch gleich aufgebaut und stellen zugleich den homogensten Teil der Pannonien s. str.-Serie dar. Das sind hellgraue bis blassbraune mergelige Siltsteinschichten, deren Schichtung im allgemeinen nur ihrem orientiertem Bruch (Trennbarkeit) und der Lage ihrer Fossilien zu entnehmen ist. In der Zsámbék Formation lässt sich die Schichtung nur durch die Tuffschnüre, in der Belezna Formation durch das in den Intervallen 664,00–664,02 und 660,8–660,9 m lagernde mittelkörnige bis feinkörnige Sandstein erkennen. Im Sandstein zwischen 664,8–664,7 m sind die linsenförmig zusammengepressten 1 bis 10 mm breiten Siltsteinlinsen kennzeichnend, die ihrem Ursprung nach intraformationelle Gerölle sind. Zwischen 619,8 und 618,5 m enthält das Gestein ziemlich viele Einzelklappen von Congerien und daneben vereinzelte Quarzgeröllchen von 2 bis 4 mm-Durchmesser mit einem Abrollungsgrad von 2.

Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt des 665,2–581,6 m-Intervalles beträgt im Durchschnitt ca. 40%, wobei er mit gewissen Schwankungen von unten nach oben von 45% auf 35% abnimmt. Der Tongehalt nimmt parallel damit von 40% auf 32% ab, während der Siltsteingehalt des Gesteins zunimmt. Dieser grosse Karbonatgehalt und dessen Abnahme profilaufwärts ist für den unteren Teil des Pannonien s. str.-Komplexes nach unseren Erfahrungen allgemein charakteristisch (J. HALMAI 1979, I. BÉRCZI et al. 1982, E. BÍRÓ et al. 1982).

Die Fossilien der Serie sind vor allem durch gut erhaltenen Einzelklappen von vereinzelt Vorkommen vertreten, doch ist auch ihre Ostracoden-Fauna reich, deren Individuen durchsichtige, doppelschalige Exemplare sind. Besonderer Erwähnung wert ist der Reichtum an Molluskenschalen-Fragmenten der Sandsteinlage des 660,9–660,8 m-Intervalles.

Kennzeichnend sind im Intervall von 665,2 bis 581,6 m und besonders zwischen 662,8 und 658,2 m (hier von 2–3 Stücke/cm<sup>2</sup> Dichte die Bakterio-pyrit-Lagen mit einem Durchmesser von 0,5 bis 1,0 mm), jede von denen aus mehreren Duzenden vollkommen sphäroidalen Körnern besteht.

Die erwähnten dünnen Dazittufflagen — die in den pelitischen Schichten äusserst auffallend sind — sind bisher in insgesamt 20 Bohrungen von Südteil der Grossen Tiefebene (Bácsalmás) bis zur Region des Transdanubischen Mittelgebirges angetroffen worden (Á. JÁMBOR 1980, 1981 und 1982). Im vielen, in diesem Raum kennengelernten Bohrprofilen fehlen sie jedoch aus derzeit nicht genau gekannten Gründen.

Zur *Nagylengyel Formation* haben wir den Abschnitt von 581,6 bis 559,4 m gerechnet, der der Belezna Formation ähnlich aus Gesteinen pelitischer Zusammensetzung besteht; die sind aber grau mit plattig-muscheligem Bruch; ihr  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt ist etwas geringer (30%); ihre Tonfraktion ist jedoch grösser (45%). Demzufolge liegt ihr Siltgehalt um ein paar Prozent niedriger, als im Falle der Belezna Formation.

Erwähnenswert sind die zwischen 561,6 und 261,5 m sowie zwischen 561,15 und 561,10 m in der Nagylengyel Formation durchteuften zwei feinschottrigen, feinkörnigen Sandsteinlagen, die einen mit lithologischen Wechsel verbundenen Übergang in die hangende Zámor Formation zeigen. Ihre Quarz-

gerölle, mit einem Durchmesser von 2 bis 12, im Durchschnitt aber von 4 mm und mit einem Abrollungsgrad von 1–2 sowie ihre grauen, mikrokristallischen Dolomitgerölle mit einem Abrollungsgrad von 3–4 sind denen der hangenden Formation gleich.

Der erhaltungszustand und die grundsätzlichen Merkmale der Fossilien der Nagylengyel Formation sind mit denen der Belezna Formation identisch. Unterschiede zeigen sich nur in dem Artenbestand, sowie darin, dass die Muscheln hier im allgemeinen auf den Schichtflächen angehäuft vorkommen.

Zur *Zámor Formation* (früher von Á. JÁMBOR 1980 Tinnye Member genannt allerdings wurde durch die Stellungnahme der Ungarischen Stratigraphischen Kommission auch diese lithostratigraphische Einheit auf Formationsrang gehoben. Demzufolge wurde jedoch ihr Name dem Namen der von G. HÁMOR 1979 Tinnye Formation genannten Einheit gleich; deshalb haben wir ihren Namen, aufgrund eines ihrer charakteristischen Vorkommen im SO-Vorland des Budaer Gebirges, geändert) rechnen wir den aus der Auswechslung Sandstein-schottriger Sandstein bestehenden, 70 m mächtigen Komplex zwischen 559,4–519,4 m. Aufgrund seiner vorwiegend sandigen Fazies könnten wir ihn auch in die, für die Beckengebiete aufgestellte Tófej Formation einstufen, doch gerade wegen seiner Gerölle – nach unseren Vorstellungen handelt es sich dabei um fremde Gerölle – haben wir ihn mit der Zámor Formation identifiziert.

Für ihren Aufbau sind vor allem 0,1 bis 15,0 m mächtige, hellgraue, feinkörnige, mit verhältnismässig geringem (im Durchschnitt 18%)  $\text{CaCO}_3$ -Bindemittel mehr oder weniger zementierte Sande, seltener schottrige Sandsteine charakteristisch. Die Sandkörner bestehen vorwiegend aus Quarz, häufig ist der Feldspat, spärlich sind die Glimmer (Muskovit, Chlorit)-Mineralien.

Die schottrigen Einlagerungen sind in der unteren Hälfte der Formation kennzeichnend, aber in ihrem unteren Drittel wurden nur 1 bis 10 cm mächtige schottrige Schichten durchteuft, während im Tiefenbereich von 544,2 bis 537,3 m eine 6,9 m mächtige sandige Schotterebene unterschieden werden konnte. Das Durchmesser der Gerölle beträgt am meisten 8 bis 10 mm, in einzelnen schottrigen Schichten aber nur höchstens 1 bis 7 cm. Die grössten Gerölle wurden im Sandstein gefunden, der im Tiefenbereich 549,6–549,5 m durchteuft wurde.

In der Feinfraktion der Gerölle spielt der Quarz die dominante Rolle, obwohl neben ihm auch aus weissem, sogar rotem Feldspat bestehende Gerölle beobachtet werden konnten. In den gröberen (über 1 cm) Fraktionen erreicht der Anteil der Gerölle von Karbonatgesteinen (triadischer Dolomit und Kalkstein) 50%. Während die ersteren schwach abgerundet sind, ist die Abrollung der letzteren als gut bzw. ausgezeichnet zu verzeichnen. Es lohnt sich zu erwähnen, dass in der mittelkörnigen Sandsteinschicht des 558,2–558,0 m-Intervalles das Vorhandensein von intraformationellen, ein wenig zusammengepressten mergeligen Siltsteingeröllen von 2 bis 5 cm-Durchmesser beobachtet werden konnte.

In der Zámor Formation ist die Mehrheit der unterschiedenen Sand- und Sandsteinlagen ungeschichtet, aber die Formation ist im grossen und ganzen gut geschichtet, was auf scharfe Korngrössenveränderungen, sowie auf die unterschiedliche Bindemittelmenge zurückzuführen ist.

An Fossilien – von den Lebensspuren abgesehen – ist die Serie arm. Sie führt kaum einige Mollusken und Ostracoden. Dagegen kommen in ihr kleine-

re-grössere Treibholzfragmente vor und häufig sind die Anhäufungen von pflanzlichem Detritus. Die im 534,41–534,40 m durchteufte, 1 cm mächtige, relativ reine solche Anhäufung enthält eine merkwürdige Konzentration von Spurenelementen wie Mo, Ge, Be und Zr.

Sowohl die untere, als auch die obere Grenze der Zámor Formation bilden eine scharfe Ebene.

In die *Dráva Formation* wurden der hier durchteufte Oberteil des Pannonien s. str. und der untere Teil des Balatonien eingestuft. Das heisst, dass die *Spiniferites bentori*—*S. validus*-Grenze in der Mitte des zwischen 519,4 und 472,0 m befindlichen und wiederum pelitreichen Abschnittes liegt.

Ähnlich wie die *Belezna Formation* ist auch die *Dráva Formation* homogen, aber der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt und die Tonfraktion ihrer Gesteine ist niedriger (30–32%, bzw. 20–25%), und ihr Siltgehalt ist dementsprechend etwas grösser. So erweist sich die ganze Serie eindeutig als tonmergeliger Silt, obwohl in ihr auch ein paar % Sandfraktion enthalten ist. Jede hierzu gehörende Partie stellt hellgraue Lagen von plattig-muscheligem Bruch von 2 bis 5 mm-Mächtigkeit dar, die mehr oder weniger *Congerien* bzw. eine reiche *Limnocardium*-Fauna enthalten. Die Muschelklappen sind selbstverständlich parallel mit der Schichtung gelegen.

Auch die Obergrenze der *Dráva Formation* ist eine ebene Fläche, über welcher die früher in die oberpannonische Unterstufe, jetzt aber ins Balatonien eingestufte, dünnsschichtige Serie liegt, die aus einer Wechsellagerung von mannigfaltig aufgebauten Sand-, Tonmergel-, Silt- und kohlenführenden Ton-schichten besteht.

### Die Molluskenfauna

Die chronostratigraphische Grenze der zum Pannonien s. str. gehörenden Ablagerungen wird in der ungarischen Praxis aufgrund der organischen Mikroplankton-Zonen gezogen. Die untere Grenze der *Pleurozonaria ultima*-Zone wird mit der Sarmat—Pannonien s. str. Grenze identifiziert. In unserer bisherigen Praxis fiel diese mit Abweichungen von 1–2 m mit dem Einsetzen der Molluskenfauna, *Limnocardium praeponticum* überein. Die Obere Grenze der *Spiniferites bentori*-Zone wird der oberen Grenze des Pannonien s. str. gleichgestellt. Diese mikroplanktonische Zonengrenze weist schon eine wesentliche Abweichung von der Mollusken-Grenze auf, d. h. von der Grenze, die anhand der *Congeria čížěki* Fauna gezogen werden kann. In der Gebirgsrandposition fallen die beiden Grenzen mehr oder weniger zusammen, im Inneren der Becken lässt sich jedoch die mit dem organischskelettigen Mikroplankton bestimmbare Grenze tiefer ziehen als die Mollusken-Grenze. Im Profil von Lajoskomárom liegt die Grenze bei 503 m, in der Nähe des Faunenwechsels *Congeria banatica*—*Congeria čížěki* (Abb. 1).

Die Molluskenarten der Pannonien s. str.-Schichten, die in der Bohrung Lajoskomárom 1. durchteuft sind, werden in Abb. 2 angeführt. Die Molluskenfauna beweist eine Beckenrandfazies. Von der Fauna des Stratotypus von Inzensdorf unterscheidet sie sich wegen ihrer Unvollständigkeit und des bestehenden Faziesunterschiedes vollkommen. Die einzige Art, die gemeinsam mit ihr ist, ist *Congeria čížěki*. Die Molluskenvergesellschaftungen der Bohrung wird wie folgt bekannt gegeben.



**Cardium pium—Limnocardium praeponticum**

*Vorkommen:* 671,0—669,5 m.

*Erhaltungszustand und Einbettung:* die Fauna dieser Schicht ist semiallochton. Vereinzelt sind Einzelklappen und Klappenbruchstücke zu finden. Mit Doppelklappe ist allein das in T. III. Fig. 2. vorgelegte *Cardium?* zum Vorschein gekommen. Die Schalen sind verwittert, die Fossilien sind meist nur in Form von Abdrücken erhaltengeblieben.

*Charakterisierung:* für die Gesellschaft ist neben dem dominanten Vorkommen sarmatischer Reliktenarten das Auftreten der pannonischen Limnocardien kennzeichnend. Die häufigste Art ist *Cardium pium*, die aus den sarmatischen Schichten von Lajoskomárom nicht bekannt ist. Sie ist nördlich von hier mit grosser Exemplarzahl aus dem obersten Teil der sarmatischen Schichten der bei Budajenő abgeteufte Bohrungen zum Vorschein gekommen (M. BOHN-HAVAS 1981). Die Vertreter von *Cardium pium* in den Schichten von Lajoskomárom sind kleinwüchsig, nur vereinzelt findet man entwickelte Individuen. Die morphologische Variabilität der Art zeigt sich in dem etwas konkaven Gefälle des hinteren Feldes und darin, dass der Umriss rhombisch wird. Diese Merkmale deuten auf eine Verwandtschaft mit *Limnocardium praeponticum* hin (Tafel I., Fig. 4.). Der Charakter der Rippen des in Taf. II., Fig. 2. als *Limnocardium praeponticum* bestimmten Individuums weist bereits einen deutlichen Unterschied zum *Cardium pium* auf.

*Fazies:* Wegen des semiallochtonen Charakters der Fauna können wir auf die Fazies nur folgern. Die Fauna mit *Cardium pium* zeigt eine Seichtwasser-, marin-Brackwasser-Umwelt (M. BOHN-HAVAS 1981). In der gemischten Fauna finden sich Arten zusammen, die in der seicht-sublitoralen Brackwasserzone lebten; es gibt keine Spuren von Vertretern eines anderen Biotops. Als Stelle der Einbettung kann so die seicht-sublitorale Brackwasserzone bezeichnet werden.

**Limnocardium praeponticum**

*Vorkommen:* 669,5—662,8 m.

*Einbettung, Erhaltungszustand:* die Muscheln liegen vereinzelt mit geschlossenen oder schmetterlingsartig geöffneten Doppelklappen auf den Schichtflächen. Bei 663,2—662,8 m ist die Einbettung mit Doppelklappen relativ häufig. Auf jeder einzelnen Schichtfläche gibt es nur ein oder zwei Individuen; es kann keine Orientation festgestellt werden. Die Schalen sind sehr dünn, zu meist nur in Form von Abdrücken studierbar.

*Charakterisierung:* eine reiche, charakteristische Limnocardium Fauna lässt sich aus dem 663,2—662,8 m-Intervall prüfen. Von der Typusfauna von Vrabce unterscheidet sich unsere Fauna mit der geringeren Häufigkeit von *Limnocardium praeponticum* und der Anwesenheit von *Limnocardium krambergeri* sowie *Paradacna lenzi*. Ein wesentlicher Unterschied besteht darin, dass die Fauna von Vrabce an Kalkmergel, die von Lajoskomárom aber an Tonmergel gebunden ist. Im Vergleich zum Typusfauna ist das Vorkommen bei Lajoskomárom im allgemeinen arm an Arten und Individuen. Eine geringe Veränderung im Muschel-Schnecken-Verhältniss lässt sich in diesem Abschnitt des Profils erkennen. Beim Vorherrschen der suspensionsfiltrierenden Cardidae nimmt die Arten- und Individuenzahl der Pflanzen (Algen) bzw. Pflanzendetritus fressenden Gastropoden ab 663,2 m zu.

*Fazies:* seicht-sublitorale Zone, Schlamm Boden mit leicht durchbewegten Wasser, pliohaliner Salzgehalt, mit zunehmender Menge von Nährstoffen pflanzlichen Ursprungs.

### *Congeria banatica*

*Vorkommen:* 648,7–563,0 m.

*Einbettung, Erhaltungszustand:* im 648,6 bis 612,7 m Intervall des Profils ist die Fauna semiallochton eingebettet, von 597,3 m an lässt sich die Einbettung der Muscheln mit Doppelklappen häufig beobachten. In diesem Intervall liegen die Molluskenschalen ohne Orientation auf den Schichtflächen. Sie können in sehr grosser Zahl auf jeder Schichtfläche angehäuft, in paraautochtoner Lage beobachtet werden. Auf Druckbeanspruchung deformierten sich die Schalen. Schalenexemplare sind spärlich, die Schale ist im allgemeinen aufgelöst, meistens lassen sich nur Abdrücke studieren.

*Charakterisierung:* Das 648,7–563,0 m-Intervall des Profils wird durch das Vorkommen von *Congeria banatica* und *Paradacna lenzi* vereinigt. In diesem Abschnitt ist die Artenzusammensetzung, der Artenbestand variabel. Im 648,7–612,7 m-Intervall kommen noch *Limnocardium krambergeri*, *Gyraulus praeponticum* und *Micromelania striata* vor, doch treten auch *Congeria banatica*, *Limnocardium spinosum* und *Oxygoceras laevis* auf. Charakteristisch ist auch das Vorkommen von *Cryptomacra aff. pseudotellina*, *Paradacna lenzi*. In der Fauna des 648,7–612,7 m-Intervall sind die Arten von *Limnocardium praeponticum*, *Oxygoceras*- und *Congeria banatica* Vergesellschaftung vertreten. Die physikalischen Veränderungen in der Umwelt haben eine Expansion der *Congeria banatica* Fauna ermöglicht, die für das Intervall 597,3–563,0 m kennzeichnend ist. In diesem Intervall verzahnt sich die *Congeria banatica* Fauna mit der *Parvidacna laevicostata* Fauna. Dieses obere Intervall ist durch das häufige Vorkommen von *Congeria banatica*, *Parvidacna laevicostata*, *Paradacna lenzi* und *Paradacna syrmienae* gekennzeichnet. Die im Intervall 622,8–624,0 m gefundenen *?Macra* sp. und *Tapas* sp. (Abb. I., 6.) werden als allochton geklärt, da es sich um Elemente handelt, die in der Fauna fremd sind. Ihre Anwesenheit ist trotz dieser Tatsache beachtenswert, denn in dieser stratigraphischen Position waren bisher keine älteren Molluskenarten bekannt. Bezüglich der in T. III., F. 4. vorgelegten und als *?Limnocardium krambergeri* bestimmten Art halten wir es für notwendig, die Aufmerksamkeit auf die Ungewissheit der Diagnose zu lenken. Die Bestimmung beruht auf der morphologischen Ähnlichkeit. Gleichzeitig besteht aber eine ziemlich grosse Ähnlichkeit auch mit dem *Cryptomacra* Genus. Unsere Exemplare sind Abdrücke, so kann der Schloß nicht untersucht und das Genus nicht zuverlässig diagnostiziert werden.

*Fazies:* Das Faunenbild widerspiegelt die allmähliche Veränderung der Fazies. Im Tiefenbereich von 648,7 bis 625,0 m spielen neben der Häufigkeit der Cardidae auch noch die Gastropoden eine wichtige Rolle. Das Vorhandensein von Gastropoden zeigt die Nähe der Vegetation bzw. ihr Vorkommen in Bruchstücken eine Allochtonie an. Obwohl ab 625,0 m keine wesentliche Veränderung im Gestein beobachtbar ist, kommen aus dieser Tiefe die Gastropoden nur vereinzelt zum Vorschein, und die Fauna wird in erster Linie durch die suspensionsfiltrierenden Congeriae und Cardidae gekennzeichnet. Der Wechsel im Faunenbild lässt sich mit dem Vorrücken des Seewassers und der

Zunahme der Wassertiefe erklären. Die Stelle der Einbettung scheint die seichte bis mitteltiefe sublitorale Zone des Beckensaumes mit einem pliohalinen Salzgehalt gewesen zu sein. Über die Wassertiefe liefert das reiche Vorhandensein (in 612,7 m) der *Pectinaria* sp. die Wichtigste Angabe. Heute reicht die Gattung bis zur 60 m Tiefe hinab (G. THORSON 1957), doch liegt ihr optimaler Lebensraum in 20 bis 30 m-Tiefe (W. SCHÄFER 1962).

#### *Congeria czjzeki*—*Paradacna abichi*

*Vorkommen*: 517,2—472,5 m.

*Einbettung, Erhaltungszustand*: die Molluskenfauna befindet sich in unorientierter Lage, parallel mit der Schichtfläche. Die Einbettung mit geschlossenen Doppelklappen kommt auch vor, doch sind die Individuen von *Congeria czjzeki* in fast lumachellenbildender Menge öfters vorzufinden, massenhaft in allochtoner Position zusammengehäuft, wobei auf der Schichtfläche Einzelklappen und Bruchstücke zu sehen sind. Die Molluskenschalen sind weiss, etwas zerstäubend, auf Druckbeanspruchung deformiert.

*Charakterisierung*: Die *Congeria banatica* Fauna wird durch einen 50 m breiten molluskenfreien Tiefenbereich von der *Congeria czjzeki* Fauna getrennt. Diese letztere Vergesellschaftung ist auffallend artenarm, hier fehlen sogar die übrigens gewöhnliche Begleitsarten vollkommen. Sogar *Paradacna abichi* ist nur vereinzelt vorzufinden. Für die Individuen von *Congeria czjzeki* ist es charakteristisch, dass sie folgenden Unterschied vom Typus aufweisen: die Schale ist weniger konvex, der Kiel schwächer, etwas der Mitte zu versetzt. Bei manchen Exemplaren lässt sich auch ein leicht vorspringender Winkel beim Kontakt zwischen dem hinteren und oberen Rand beobachten. Die Abgrenzung von *Congeria zagrabiensis* ist in manchen Fällen unsicher.

*Facies*: die Fauna zeigt eine plio-mesohaline Umwelt mit seichtem, leicht bis mittelmässig durchbewegtem Wasser und schlammigem Boden an.

#### Stratigraphische Auswertung der Ostracoden-Fauna

Von den vom obersten 37 m-Abschnitt der Bohrung genommenen drei Proben enthielt die erste (19,5—21,5 m) keine Ostracoden. Auch die anderen zwei Proben haben nur ein armseliges Material geliefert:

	21,8—28,8 m	31—37 m
<i>Candona parallela</i> G. W. MÜLLER	8 St.	
<i>Candona neglecta</i> G. O. SÆRS	2 St.	
<i>Candona protzi</i> HARTWIG		2 St.
<i>Candona rostrata</i> BRADY—NORM.	3 St.	

Alle Arten sind im ganzen Pleistozän Ungarns verbreitet, so bieten sie keinen Anhaltspunkt für die feinere Gliederung innerhalb des Pleistozäns.

Die Verteilung der Fauna in der Schichtenfolge von 37,5 bis 668,2 m ist sehr ungleichmässig, dazwischen sind ein mächtigerer (163,4) und vier weniger mächtige (von 18,2 bis 44,4 m mächtig) fossilere Abschnitte geschaltet. In der Tabelle 1. haben wir die Lage der ostracodenfreien Zonen und die Namen der in den dazwischen geschalteten Horizonten dominanten (in einer Exemplarzahl von mehr als 10 vorgefundenen) Arten angeführt.

Obwohl die Verteilung der vorherrschenden Arten zeigt, dass es wesentliche Unterschiede in der Fauna der ostracodenführenden Horizonte bestehen, ist das nicht ausreichend, um zu beweisen, dass die tauben Zonen chronostratigraphischen Grenzen entsprechen. Die Tabelle 2. zeigt die Reichweite und Häufigkeit der Mehrheit der Arten. In der Tabelle ist die Schichtenfolge in beinahe gleiche (ca. 30 bis 40 m) Einheiten gegliedert worden (mit Ausnahme der ostracodenfreien Zone zwischen 418,4 und 592 m).

Die Häufigkeit der Arten innerhalb der einzelnen Einheiten wird auf folgende Weise dargestellt: Einzellinie = 1 bis 10 Exemplare, Doppellinie = = 11 bis 100 Exemplare, Dreierlinie = mehr als hundert Exemplare.

Das Fehlen der Candonen zeigt, dass die Schichten unterhalb 592 m von älterem pannonischem Alter sind. Davon zeugt auch die Häufigkeit der *Hungarocypris* und *Amplocypris* sowie das Vorhandensein von *Cyprideis pannonica* und *Leptocythere* in geringerer Exemplarzahl. Wir dürften noch hinzufügen, dass der Ostracoden-Armut im Vergleich zum Oberen Abichi-Horizont und zum unteren Teil des Oberpannons als einer der ziemlich allgemeinen Merkmale des tieferen Pannons zu betrachten ist.

Es sollte noch erwähnt werden, dass zwischen 665,2 und 668,2 m (also an der Unterkante der Pannonschichtenfolge) auch agglutinierte Foraminiferen angetroffen wurden (*Trochammina kibleri* VENGL.), deren Anwesenheit sich auch damit erklären lässt, dass sie eine beträchtliche Salzgehaltabnahme des Binnenmeeres vertragen konnten, oder dass sie sekundär, aus sarmatischen Sedimenten an ihre gegenwärtige Stelle umgelagert wurden. Die erste Erklärung würde eine kontinuierliche Sedimentation zwischen dem Sarmat und dem Pannon, die zweite eine Unterbrechung der Sedimentation zwischen dem Sarmat und dem hiesigen Pannon voraussetzen. Eine charakteristische Foraminiferen-Fauna beweist das sarmatische Alter des Sedimentes zwischen 668,2 und 681,4 m. Die Foraminiferen wurden von Frau BÉRCZI und J. KÓVÁRY bestimmt. *Quinqueloculina akneriana* D'ORB., *Nonion depressulum* W.-J. und mehrere Elphidium-Arten sind in ganz Ungarn verbreitete Formen im Sarmat. Von den Ostracoden spricht das Auftreten von *Aurila*- und *Xestoleberis*-Arten im 668,2–671 m-Intervall ebenfalls für ein sarmatisches Alter.

### Auswertung der Ergebnisse über das organische Mikroplankton

Der Schichtenkomplex oberhalb des Sarmats gliedert sich in sechs organische Mikroplankton-Biozonen:

- 670,40 – 663,00 m *Pleurozonaria ultima*-Zone
- 663,00 – 502,50 m *Spiniferites bentori*-Zone
- 533,50 – 502,50 m *Pontiadinium pécsváradensis*-Subzone
- 502,50 – 336,70 m *Spiniferites validus*-Zone
- 334,80 – 86,80 m *Dinoflagellata-Zygnemataceae*-Interzone
- 77,00 – 13,00 m *Mougeotia laetevirens*-Zone

### Pleurozonaria ultima-Biozone

In der Zala Formation, innerhalb des Intervalles von 671,0 bis 663,00 m kamen 20 bis 30  $\mu$  grosse Exemplare von *Pleurozonaria* sp. indet. vor. Ihre Zugehörigkeit zur Gattung *Pleurozonaria* ist unsicher, ihre Projektion ist nur undeutlich sichtbar. Die ersten, mit Gewissheit bestimmbaren Formen der Art *Pleurozonaria ultima* wurden in den Proben des 669,4–670,4 m-Intervalls beobachtet. Diese Form sowie die im Intervall von 668,2 bis 670,4 m vorkommenden Arten von *Cymatiosphaera* (Tafel I., Figs. 4–5) sind den im Intervall von 663,9 bis 665,0 m der Bohrung Tengelic 2 angetroffenen Arten gleich.

Aus dem Tiefenbereich der Zala Formation von 669,4 bis 670,4 m wurden die Pflanzenreste führenden, an organischem Stoff reichen, Steinpartien sowie die weissen, filmartig dünnen, kalkigen Teile gesondert herausgewonnen. Im weissen, kalkigen Bindemittel fehlten praktisch die Mirkoplankton- und Sporomorphenkörner, während sie — besonders die Pollenkörner — im grauen Mergel mit Pflanzenresten massenhaft auftraten. (In der Vergesellschaftung dominiert die Taxodiaceae-Myricaceae-Assoziation der Sumpf-Moorwald-Vegetation, die Häufigkeit der tropischen Myricaceae-Arten kann vom Gesichtspunkt der Bestimmung des Klimas besonders wichtig sein.)

Die Assoziation der *Pleurozonaria ultima*-Zone charakterisiert den unteren Teil der Zala und Zsámbék Formationen. *Cymatiosphaera* sp., *Hemicystodinium zoharyi* und *Lingulodinium machaerophorum* vertreten in der Begleitvergesellschaftung der Art die überlebenden Individuen der Algengesellschaft des salzigeren Miozänmeeres.

### Spiniferites bentori-Zone

Innerhalb der Serie zwischen dem Oberteil der Zsámbék Formation und dem mittleren Teil der Dráva Formation ist die Dinoflagellata-Vergesellschaftung charakteristisch, deren gut erhaltene und artenreiche Population die unterpannonischen Schichten sowohl vertikal, als auch horizontal deutlich markiert.

Das erste sporadische Vorkommen der Zone setzt sich in den mit der *Limnocardium praeponticum* Fauna gekennzeichneten Schichten ein, und in den Schichten der Belezna, Zámor und Dráva Formationen ist ihr Vorkommen von der Fazies abhängig schon häufig zu beobachten.

Im unteren Teil der Zone, innerhalb des Tiefenbereiches von 663,00 bis 559,40 m kommen mit *S. bentori* *Gonyaulax digitale* sowie die mit *Theca* versehenen (70, 38, 72) Formen vor. Das zonale Leitfossil ist in den Proben des 592,00–602,00 und 559,40–581,60 m-Intervalles am häufigsten. Die Entstehung und das massenhafte Vorkommen der Gattung *Pontiadinium* im Oberteil der Zone, im 533,50 bis 502,50 m-Intervall macht die Absonderung einer neuen Subzone notwendig. Die Assoziation der mit *Pontiadinium pécsváradensis* n. sp. charakterisierbaren Subzone wurde früher in den Bohrungen Szirák 2, Tengelic 2, Pécsvárad 15/T-22 und Szólád 1 beobachtet. Die grosse Häufigkeit der Vertreter von *Pontiadinium* ist immer auf einen geringmächtigen Komplex in den Schichten mit *Congeria czjžeki*-Fauna beschränkt. In dieser Bohrung fällt das Häufigkeitsmaximum der *Pontiadinien* auf das Intervall von 533,5 bis 521,2 m. Oberhalb dieses Intervalles indizieren die frischen, gut

erhaltenen Exemplare von *Spiniferites bentori*—*Gonyaulax digitale*, *Chytroispharidia cariacensis* Theca 42 und 70 noch den oberen Teil des Unterpannon. Die Vergesellschaftung des 502,5—532,5 m-Intervalles kann mit der des Intervalles von 620,0 bis 640,7 m der Bohrung Tengelic 2 identifiziert werden.

### Entwicklungsgeschichtliche Zusammenfassung

Die Entwicklungsgeschichte des in die Kunság Stufe (Pannonien s. str.) eingereichten, hier durchteuften Komplexes kann aufgrund der lithologischen und paläontologischen Angaben wie folgt zusammengefasst werden.

In der mittleren Zone des Sarmats herrschten, aufgrund des Charakters der oolitischen Kalkstein- und Sandsteinschichten, Brackwasser-, litoral-seichte sublitorale Faziesverhältnisse vor. Darauf folgte eine ausdrückliche Senkung, und es entstanden mitteltiefe sublitorale Verhältnisse. Der Plattenmergel befand sich schon ganz ausserhalb des Niveaus der Wellenbasis, die hier wahrscheinlich 10—20 m betrug. Parallel mit der Senkung begann eine weite, dazitvulkanische Tätigkeit, die sich hier nur in geringen aber sich wiederholenden Tuffvorkommen zeigte.

Zu Beginn der Kunság Stufe (Pannonien s. str.) gab es gleiche morphologische Faziesverhältnisse, aber der Salzgehalt des Binnenmeereswassers nahm nach bedeutenden und häufigen Schwankungen wesentlich ab. Die Schwankungen kamen wahrscheinlich infolge der im Sommer heissen und im Winter nassen, kalten Witterungsverhältnissen zustande. In dem Abschnitt oberhalb des Plattenmergels entstanden Wasserverhältnisse, die tiefer als die bisherigen waren, und es kam ein, dem heutigen Relief ähnliches ungleichmässiges Ablagerungsbecken zustande. Nordwestlich der Senkung von Lajoskomárom entstand ein herausgehobenes, aber mit Binnenmeer bedecktes Gebiet. Von der SO-Seite dieses Gebietes strömten als Wirkung von weiten, stärker werdenden, gleichzeitig mit dem Dazitvulkanismus (das warscheinlich eine gleiche Lage hatte, wie das Vulkanismus im Sarmat) stattgefundenen Erdbeben, kleinere-grössere Sedimentmassen herab. Auf solche Weise kann wahrscheinlich auch das Vorhandensein der groben und gebietfremden (egsotischen) Materialien der Zámor Formation erklärt werden.

Die monotone Limnocardium- und Ostracodenfauna zu Beginn des Pannonien s. str. wurde — infolge der Veränderung der chemischen und Temperatureigenschaften des Binnenmeeres — von an Arten reichem Limnocardium, Congeria sowie von an Arten reicher Ostracodenfaune aufgelöst. Auf die, wegen der Temperaturabnahme erfolgte radikale Veränderung reagierte das Plankton (Florawechsel *Spiniferites bentori*—*S. validus*) in diesem Profil nicht. Infolge der grösseren Wassertiefe erfolgten hier die am Grenze des Pannonien s. str. und der Balaton Stufe vollgezogenen tektonischen, morphologischen und lithologischen Veränderungen erst später.

## IRODALOM – LITERATUR

- BALÁZS E. et al. 1981: Földtani kirándulások a magyarországi molasz-területeken. — Földt. Int. Alk. Kiadv. Budapest.
- BÁLDI T. et al. 1969: Földtani kirándulások a magyarországi neogén területeken. — Földt. Társ. kiadv.
- BÉRCZI I. et al. 1982: Az Alföld pannonien s. str. (kunsági) emeletbeli képződményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BÍRÓ E. et al. 1982: A dunántúli medenceterületek pannonien s. str. (kunsági) emeletbeli képződményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BOHNÉ HAVAS M. 1983: Új típusú szarmata Cardiumok a Zsámbéki-medencéből (Budajenő 2. sz. fúrás). — Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről: 335–367.
- HALMAI J. et al. 1982: A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Int. Évk. 65: 113.
- HÁMOR G. et al. 1979: A magyarországi miocén képződmények litosztratigráfiai beosztása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á. 1969: A lajoskomáromi Lk-1. sz. fúrás földtani értékelése. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS-HÓDI M. 1973: Möglichkeiten für die Horizontierung der pannonischen Ablagerungen im Südost-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 17: 429–467.
- JÁMBOR Á. et al. 1976: A budajenői Bó-2. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á. et al. 1982: Az igali Ig-7. sz. fúrás földtani eredményei. (Neogén és kvarter képződmények.) — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á. et al. 1982: A Paks-2. sz. fúrás földtani eredményei. (Neogén és kvarter képződmények.) — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1982: A Dunántúli-középhegység É-i előtere pannóniai Mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SCHÄFER W. 1962: Aktuo-paleontologie nach Studien in dr Nordsee. — Frankfurt am Main.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 1982a: A Szirák-2. sz. fúrás pannóniai képződményei mikroplankton flórája. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 1982b: Szervesvázú mikroplankton együttesek elterjedése a magyarországi pannonien s. str. korú képződményekben. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- THORSON G. 1957: Bottom Communities (Sublittoral or Shallow-Shelf). — In Treatise on Marine Ecology and Paleocology I. — Geol. Soc. Am. Mem. 67: 461–534.

## I. tábla — Tafel I

1. *Cardium* aff. *gleichenbergense* PAPP 6×  
669,4—672,0 m
2. *Cardium pium* ZHIZHTCH. 5×  
669,4—671,0 m
3. *Cardium pium* ZHIZHTCH. 3×  
669,4—671,0 m
4. *Cardium pium* ZHIZHTCH. 7×  
669,4—671,0 m
5. *Cardium pium* ZHIZHTCH. 6×  
669,4—671,0 m
6. ?*Macra* sp. 6×  
622,8—624,0 m
7. *Cardium pium* ZHIZHTCH. 10×  
669,4—671,0 m

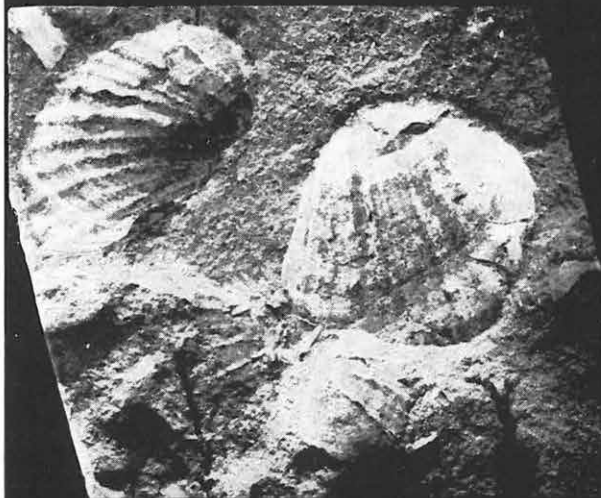




1



2



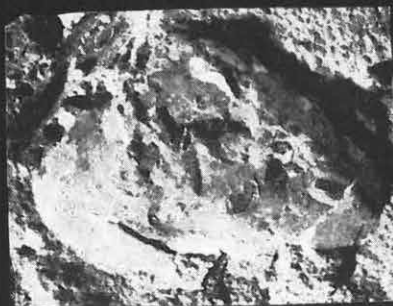
3



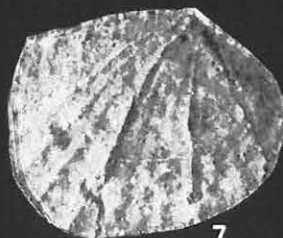
4



5



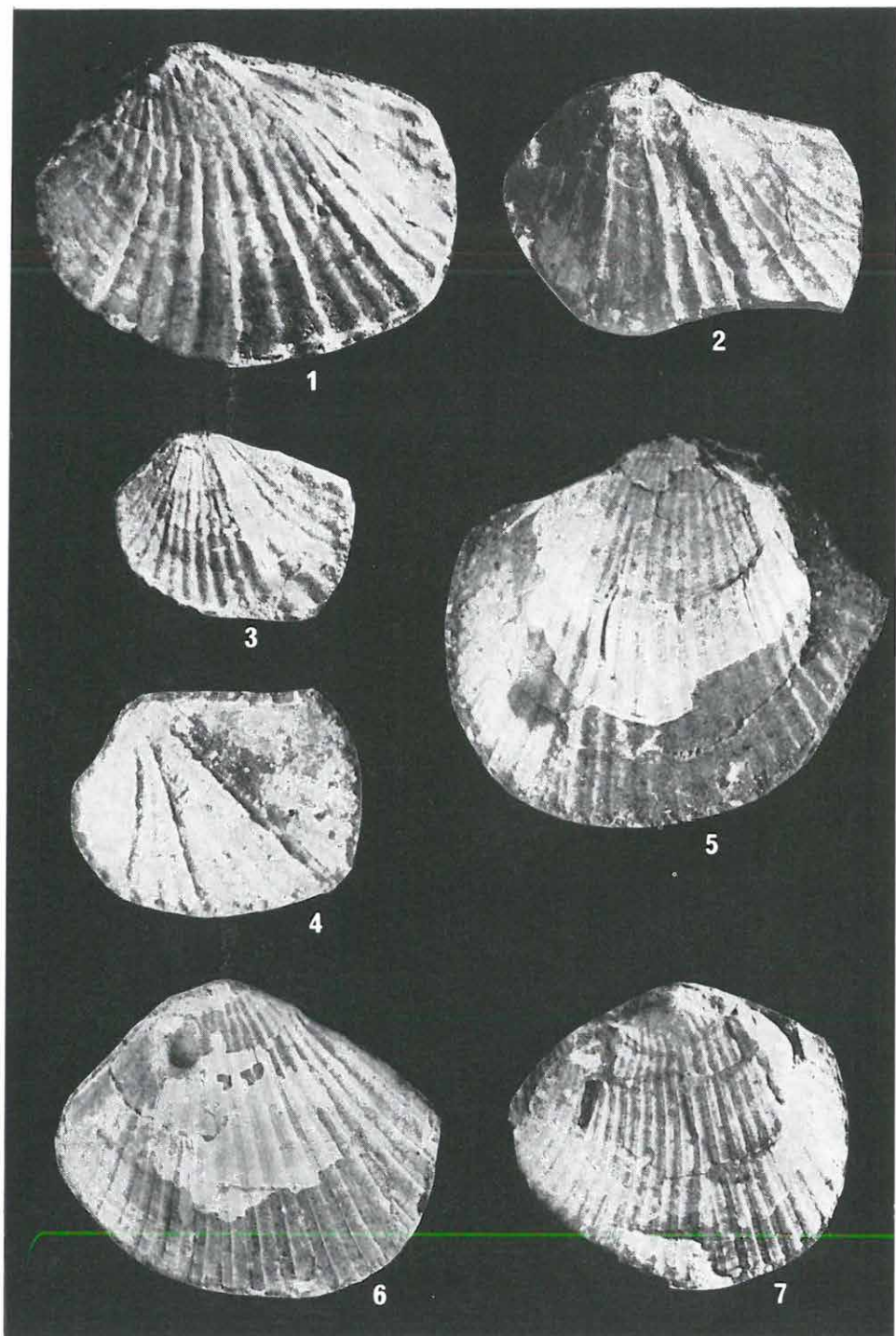
6



7

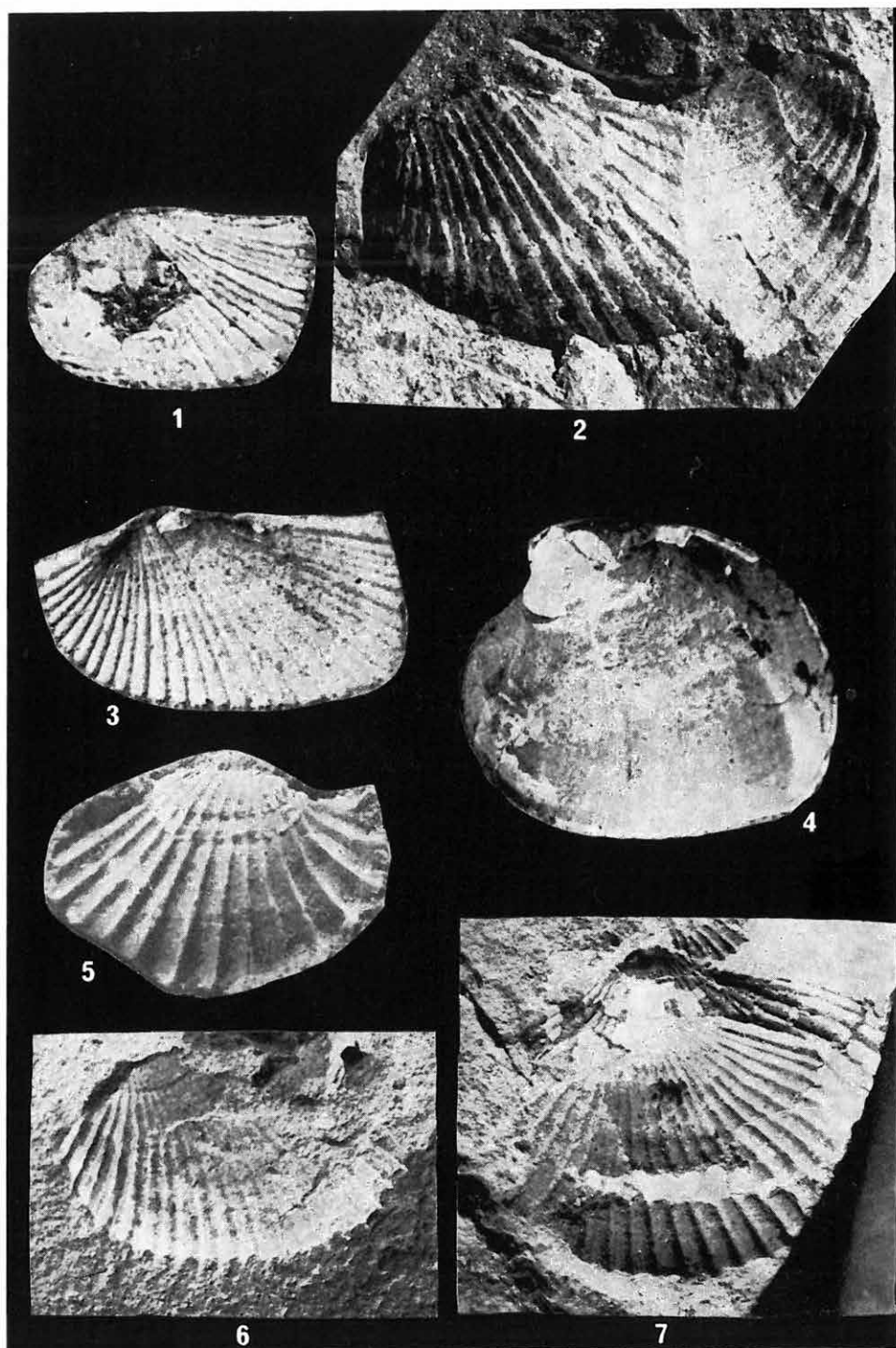
## II. tábla — Tafel II

1. *Limnocardium praeponticum* (GORJ.—KRAMB.) 5×  
662,8—663,2 m
2. *Limnocardium praeponticum* (GORJ.—KRAMB.) 4×  
669,4—671,0 m
3. *Limnocardium praeponticum* (GORJ.—KRAMB.) 8×  
662,8—663,2 m
4. *Limnocardium praeponticum* (GORJ.—KRAMB.) 12×  
662,8—663,2 m
5. *Limnocardium* sp. 6×  
662,8—663,2 m
6. *Limnocardium* sp. 6×  
662,8—663,2 m
7. *Limnocardium cekusi* (GORJ.—KRAMB.) 5×  
662,8—663,2 m



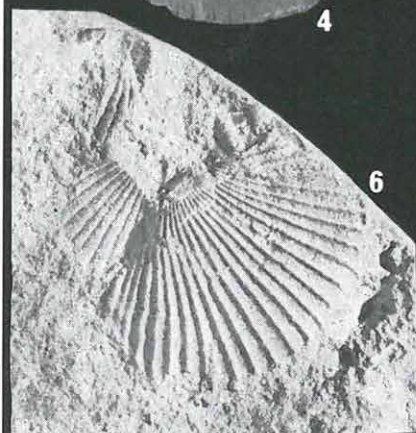
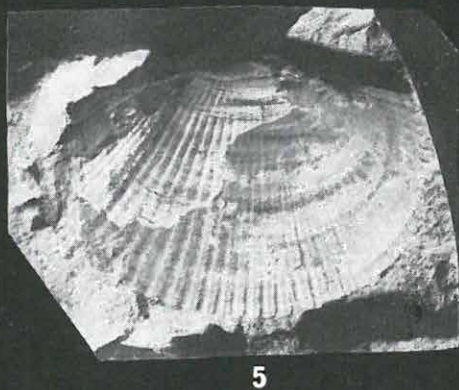
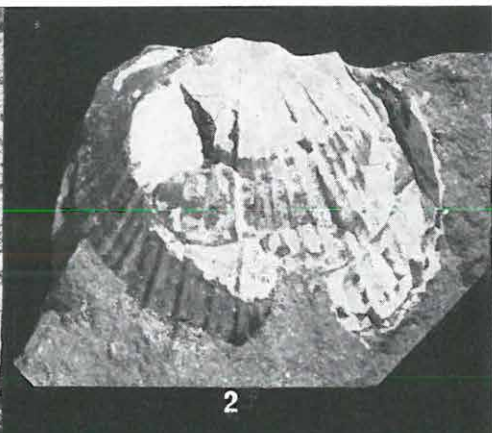
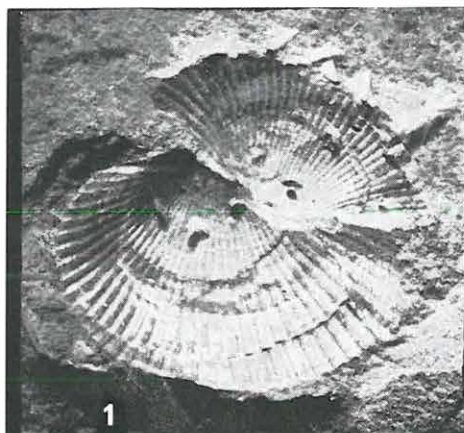
## III. tábla — Tafel III

1. *Limnocardium spinosum* LŐRENTH. 8,5×  
622,8—624,0 m
2. ?*Cardium* sp. 3,2×  
669,4—671,0 m
3. *Limnocardium spinosum* LŐRENTH. 10×  
617,8—620,0 m
4. *Cryptomactra* aff. *pseudotellina* (ANDR.) 5×  
662,8—663,2 m
5. *Paradacna* sp. 6,5×  
648,6—648,7 m
6. *Paradacna lenzi* (R. HOERN.) 6,5×  
662,8—663,2 m
7. *Paradacna lenzi* (R. HOERN.) 4×  
641,0—641,7 m



## IV. tábla — Tafel IV

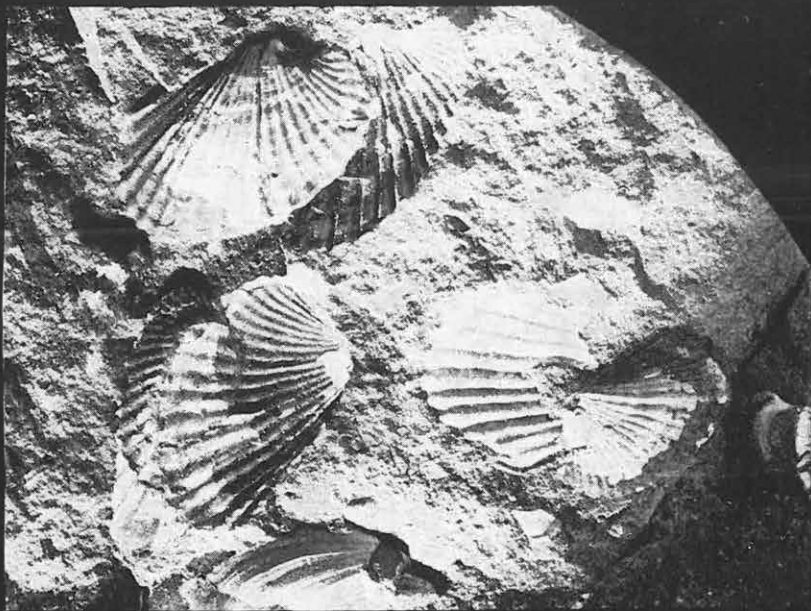
1. *Limnocardium maorti* STRAUZ 2,5×  
575,7 m
2. *Limnocardium pseudosuessi* (HALAV.) 2×  
572,0 m
3. *Limnocardium winkleri lukae* STEV. 3,2×  
577,6 m
4. *Limnocardium promultistriatum* JEK. 2×  
579,0 m
5. *Limnocardium maorti* STRAUZ 2,5×  
585,1—585,3 m
6. *Paradacna syrmense* (R. HOERN.) 3,2×  
563,0 m
7. *Limnocardium promultistriatum* JEK. 2,5×  
591,8—592,0 m



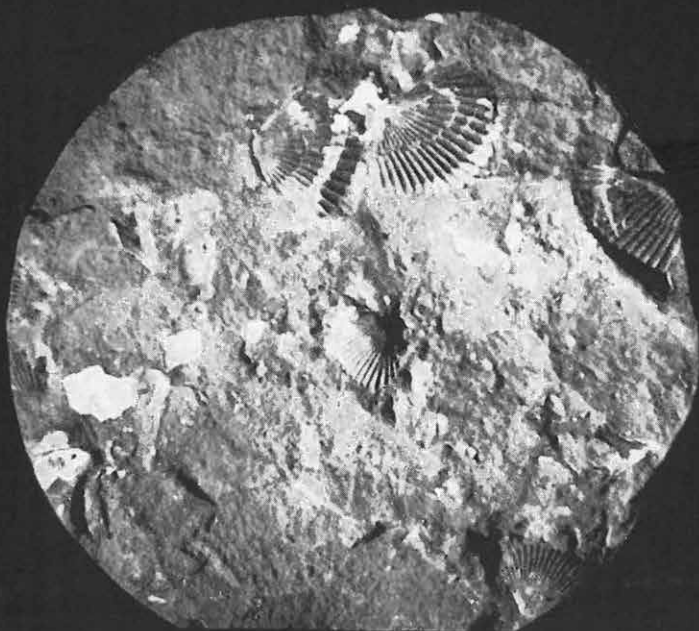
## V. tábla — Tafel V

1. *Parvidacna laevicostata* WENZ. 3×  
583,1—583,6 m
2. *Paradacna lenzi* (R. HOERN.) 1,5×  
575,7 m





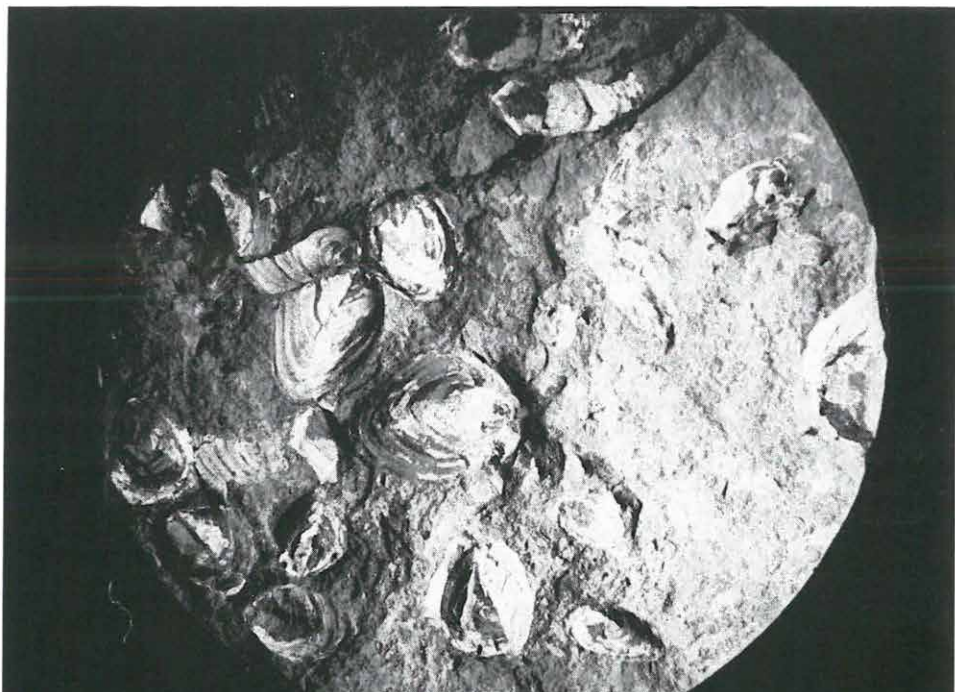
1



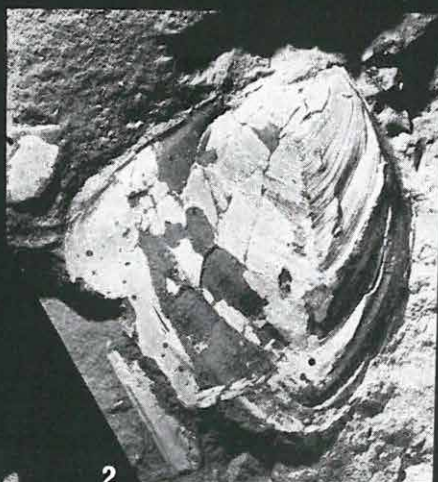
2

## VI. tábla — Tafel VI

1. *Congerina banatica* R. HOERN. 1,7×  
583,1—583,6 m
2. *Congerina banatica* R. HOERN. 2,5×  
641,0—641,4 m
3. *Congerina* cf. *partschi maorti* STRAUSZ 1,5×  
572,0 m



1



2



3

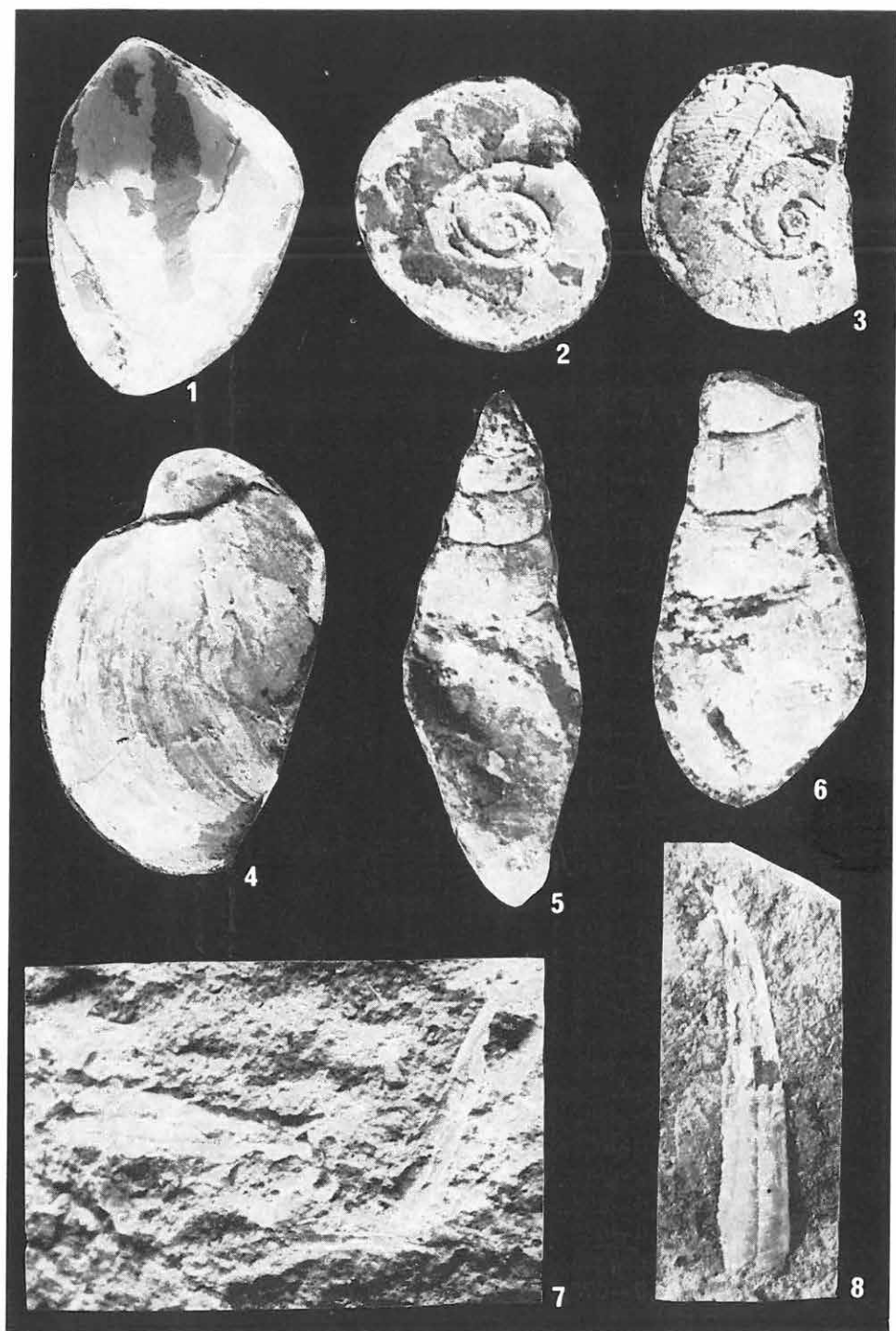
## VII. tábla — Tafel VII

1. *Congerina cžjžeki* M. HÖRN. 1,5×  
502,5—517,2 m
2. *Congerina cžjžeki* M. HÖRN. 1,5×  
482,3—500,5 m



## VIII. tábla — Tafel VIII

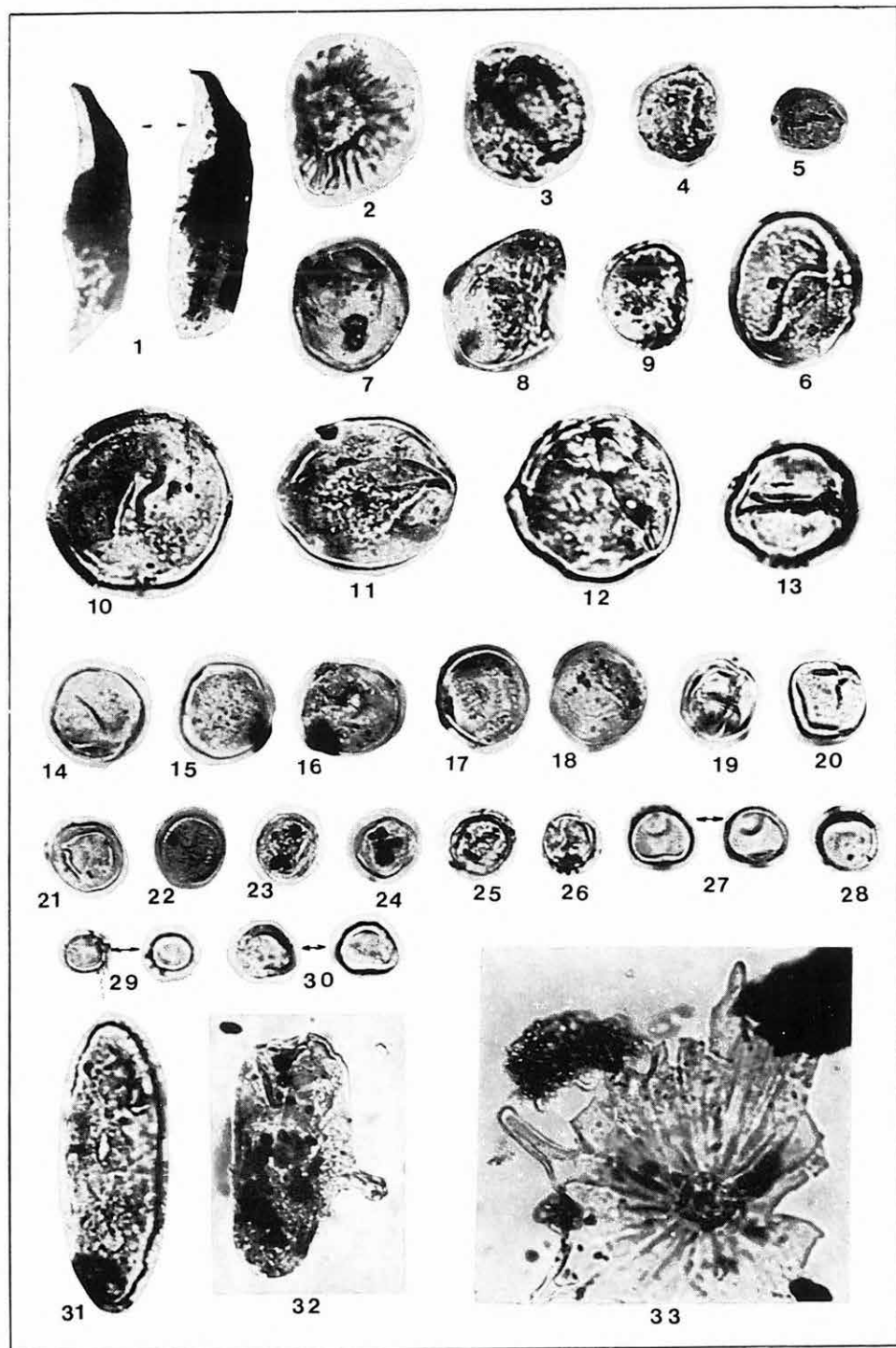
1. *Congerina* sp. 4×  
662,8—663,2 m
2. *Gyraulus* cf. *praeponticus* (GORJ.—KRAMB.) 10×  
641,1—641,4
3. *Gyraulus tenuistriatus* (GORJ.—KRAMB.) 6×  
583,1—583,6 m
4. *Radix croatica* (GORJ.—KRAMB.) 5×  
662,8—663,2 m
5. *Micromelania striata* GORJ.—KRAMB. 12×  
662,8—663,2 m
6. *Micromelania striata* GORJ.—KRAMB 18×  
662,8—663,2 m
7. *Orygoceras laevis* GORJ.—KRAMB. 6×  
648,6—648,7 m
8. *Orygoceras laevis* GORJ.—KRAMB. 12×  
641,0—641,4 m



## IX. tábla — Tafel IX

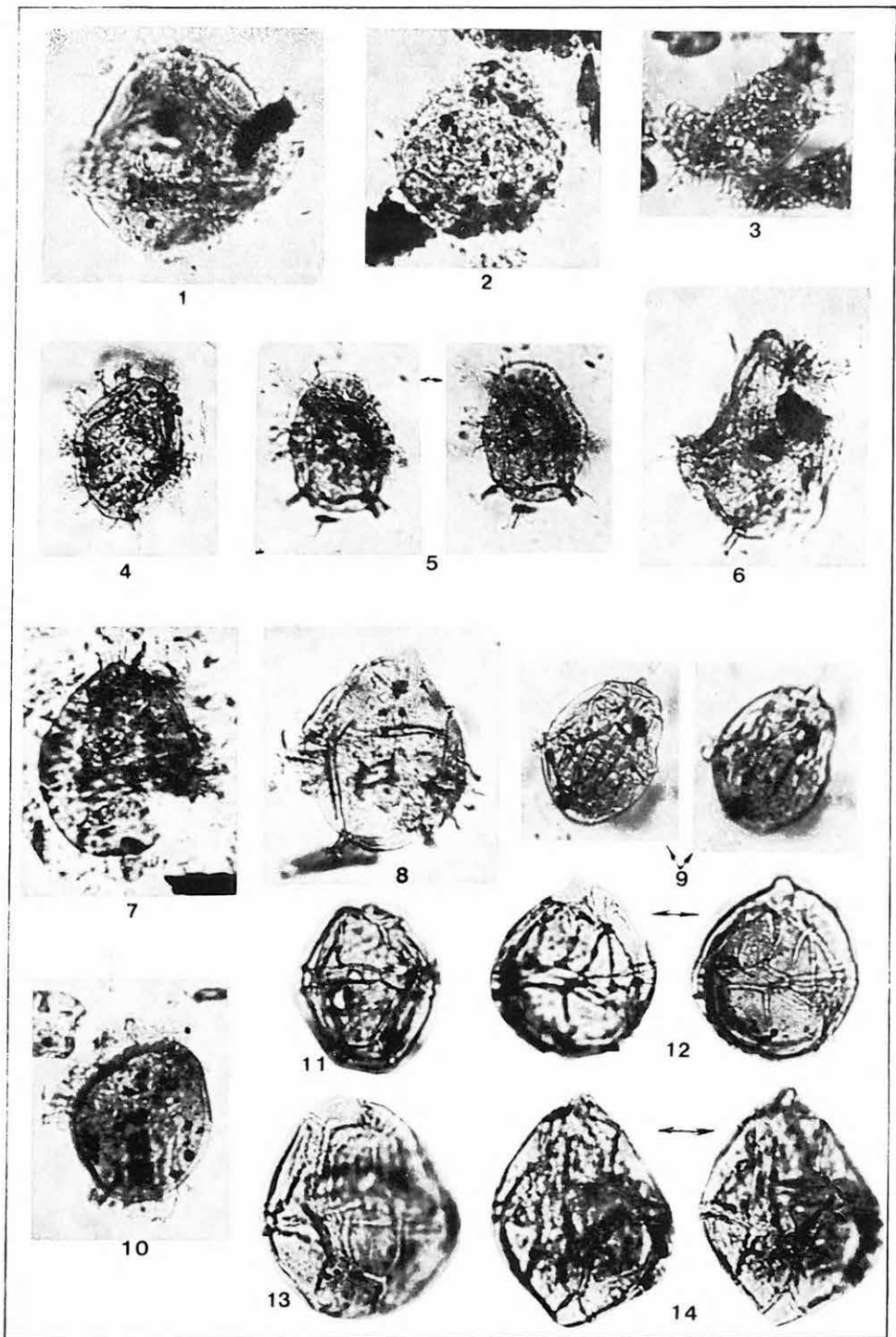
1. *Scolecodonta*  
670,4—671,0 m
2. *Pterospermopsis* cf. *helios* SARJEANT 1959  
677,5—678,5 m
- 3—6. *Cymatiosphaera* sp.  
3. 677,5—678,5 m
- 4., 5. 669,4—670,4 m
6. 668,2—669,2 m
- 7—9. ?*Microplankton* indet.  
7. 675,0—676,0 m
- 8., 9. 670,4—671,0 m
- 10., 11., 13., 19. *Tasmanites* sp.  
10. 668,2—669,4 m
11. 664,0—665,2 m
- 13., 19. 679,5—680,5 m
- 12., 14—18., 20. *Pleurozonaria* sp. indet.  
12. 664,0—665,2 m (?áthalmazott idősebb forma)
- 14—18., 20. 677,5—678,5 m
- 21—26. *Pleurozonaria ultima* SZENTAI  
21. 670,4—671,0 m
22. 665,2—666,2 m
- 23., 25. 669,4—670,4 m
24. 664,0—665,2 m
26. 663,0—664,0 m
- 27—30. *Michrystidium* cf. *deflandrei* VALENSI  
27., 28. 672,0—673,0 m
29. 671,0—672,0 m
30. 622,0—632,0 m
- 31., 32. *Spirogyra* 1. típus B. VAN GEEL—T. VAN DER HAMMEN  
31. 663,0—664,0 m
32. 662,0—663,0 m (osztódó sejt)
33. *Heliospermopsis hungaricus* NAGY  
677,5—678,5 m





## X. tábla — Tábla X

1. *Hystrichosphaeridae* egyéb forma  
677,50 — 678,50 m
2. *Lingulodinium machaerophorum* (DEFL. — COOKSON) WALL  
669,40 — 670,40 m
3. *Hemicystodinium zoharyi* (ROSSIGNOL) WALL  
669,40 — 670,40 m
- 4 — 5. *Spiniferites* aff. *bentori* (ROSS.) SARJEANT 1970
4. 662,00 — 663,00 m
5. 672,00 — 673,00 m
- 6 — 8. *Spiniferites bentori* (ROSS.) SARJEANT 1970
6. 662,00 — 663,00 m
7. 632,00 — 642,00 m
8. 592,00 — 602,00 m
- 9., 12. *Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID
9. 592,00 — 602,00 m
12. 559,40 — 581,60 m
10. *Spiniferites* sp.  
592,00 — 602,00 m
11. Dinoflagellata 70-es forma  
592,00 — 602,00 m
13. Dinoflagellata 42-es forma  
502,50 — 517,20 m
14. *Pontiadinium pécsváradensis* SZENTAI  
532,70 — 533,50 m

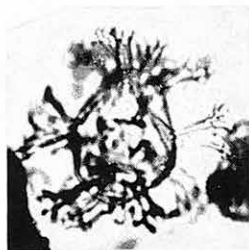
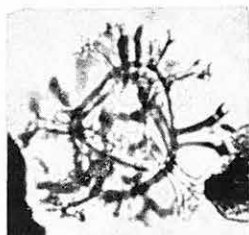


## XI. tábla — Tafel XI

1. *Spiniferites validus* SZENTAI  
336,7 — 337,6 m
2. *Spiniferites* sp. 75-ös forma  
336,7 — 337,6 m
- 3., 4. *Impagidinium globosum* SZENTAI  
3. 500,5 — 502,5 m  
4. 428,0 — 428,6 m
- 5., 6. *Impagidinium spongianum* SZENTAI  
5. 482,3 — 502,5 m  
6. 500,5 — 502,5 m
7. *Chytroeisphaeridia tuberosa* SZENTAI  
397,0 — 399,8 m
8. Dinoflagellata 129-es forma  
409,0 — 418,4 m
9. Dinoflagellata 66-os forma  
472,5 — 481,5 m
10. Dinoflagellata 38-as forma  
397,0 — 399,8 m
- 11., 12. *Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID  
11. 336,7 — 337,6 m (megvastagodott példány)  
12. 472,5 — 481,5 m
- 13., 14. *Pontiadinium* sp. (elvékonyodott thecával)  
336,7 — 337,6 m



1



2



3



4



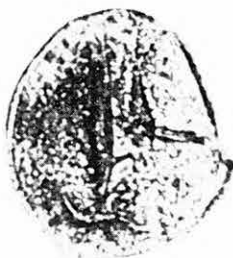
5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



## MAGYARORSZÁG MEDENCETERÜLETEINEK KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI VULKANIZMUSA

BALÁZS ENDRE\* — NUSSZER ANDRÁS\*

### Bevezetés

A magyarországi nagy neogén depressziók kunsági emeletbeli (pannóniai s. str.) üledékeit a szénhidrogénkutatás közel ötven éve hozza jelentős mennyiségben a felszínre, az üledékképződéssel egyidejű vulkáni működést mégis csak az elmúlt években sikerült egyértelműen bizonyítani. A dunántúli és a nagyalföldi vulkanitok jellegükben, ill. genetikájukban is eltérnek egymástól.

A nagyalföldi pannóniai vulkanitokat először CSEREPESNÉ MESZÉNA B. ismerte fel, majd részletes kőzettani vizsgálatukat NUSSZER ANDRÁS végezte el, míg a dunántúli medencebeli vulkanitok feldolgozója BALÁZS ENDRE. BALOGH KADOSA mindkét területről több mintán végzett radioaktív korhatározást K/Ar módszerrel.

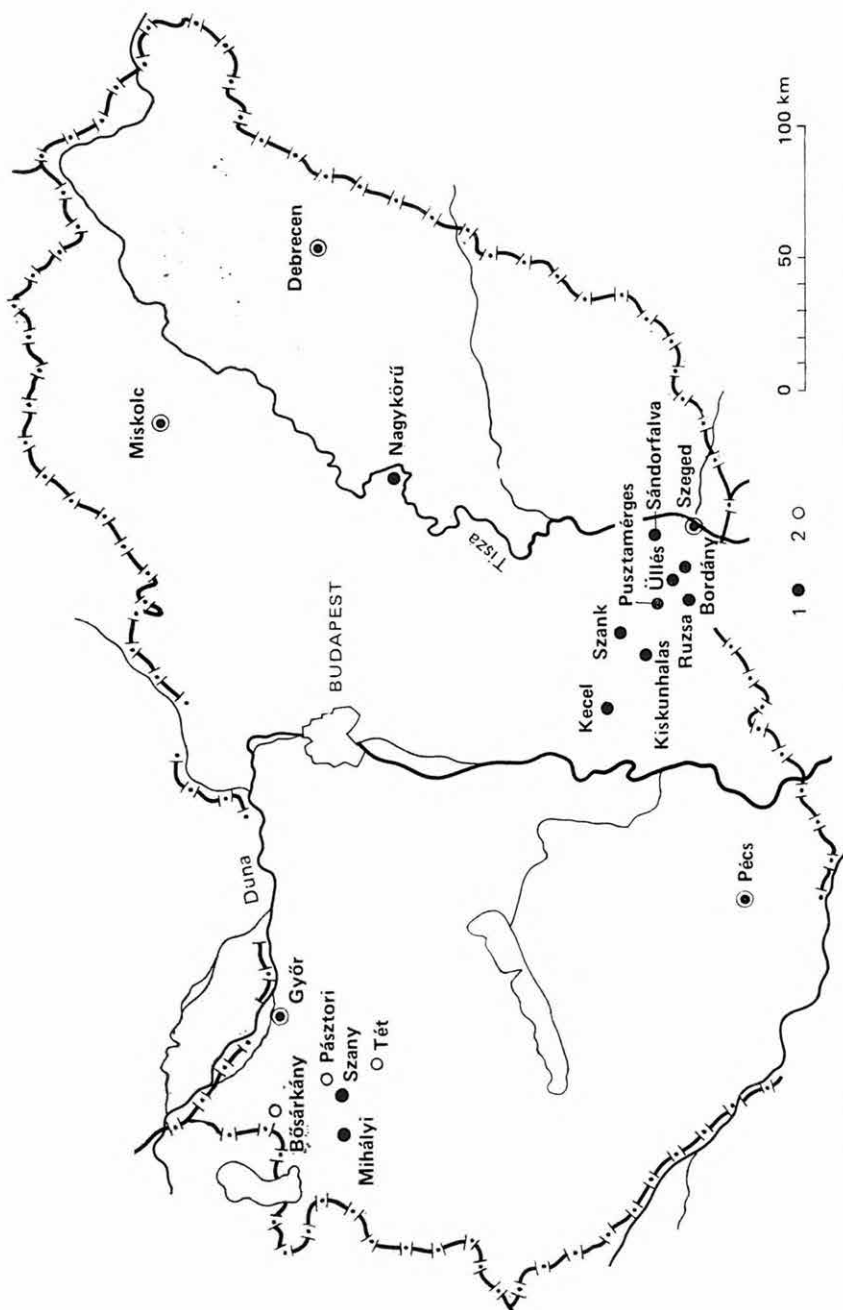
### A Nagyalföld kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa

A Nagyalföldön eddig a Duna–Tisza közén ismertünk meg — a szénhidrogénkutató fúrások révén — a kunsági emeletbe sorolható bazaltos kőzeteket. Ezek zömmel a terület déli felén található Kecel, Szank, Kiskunhalas, Sándorfalva, Pusztamérges, Üllés, Ruzsa és Bordány helységek közelében. Újabban azonban a korábban ismerteknél jóval északabbra, Nagykörűnél is előkerültek (1. ábra).

### Rétegtani viszonyok és általános jellemzés

A legvastagabb és legkiterjedtebb vulkáni sorozatot Kecelnél fúrták meg. A több mint 600 m összvastagságú teljesen átfúrt összlet főleg piroklasztikumából áll, amelyet helyenként bazalt lávapadok tagolnak (sztratovulkáni szerkezet). A sorozat alsó szakasza pannóniai s. str. barnásszürke mészmárga, homokkő, valamint bazalttufa rétegek váltakozásából áll. Bázisán közvetlenül középső-miocén üledékes kőzetek találhatóak. A vulkáni összletet az egyes fúrások a következő vastagságban tárták fel: Kecel 1. sz. fúrás: 540 m; Kecel 2. sz. fúrás: 616 m; Kecel 3. sz. fúrás: 120 m; Kecel 4. sz. fúrás: 559 m. A pannóniai s. str. üledékes összlet legalján levő ún. barnásszürke mészmárga szintben települ közbe a Pusztamérges ÉNy 1. sz. fúrás 47 m vastag bazaltagglomerátuma. A Ruzsa 4., Sándorfalva I., Bordány 2. sz. fúrások piroklasztikumai — amelyeket 174,44 és 139 m vastagságban harántoltak a pannóniai

\* M. Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet Százhalombatta, H-2443 Pf. 32.



1. ábra. A kunsági (pannóniai s. str.) emelet vulkáni képződményeit feltáró kutatási területek

1. Bazalt (dolerit), 2. trachit

Abb. 1. Die die vulkanischen Sedimente der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) aufschließenden Schürfungsbiete

1. Basalt (Dolerit), 2. Trachit



s. str. üledékes rétegsor alatt — a középső-miocén összlet felszínén települnek. Az Üllés 28. sz. fúrás bazaltlávái részben telérek formájában bádeni (?) üledékes kőzetekben, részben bazaltpadként (testként) a bádeni (?) összlet felszínén helyezkednek el. A középső-miocén összlet felszínén települő lávakőzettest pannóniai s. str. barnásszürke mészmárga zárványokat tartalmaz, ezek a mészmárga zárványok maguk is tartalmaznak szórt vulkáni anyagot. Feltehetően a kiömlő láva a tófenék részben konszolidált üledékét magába „gyűrte” és így jöttek létre e zárványok. A Nagykőrű II. sz. fúrás (több mint 45 m vastag), a Szank 108. sz. fúrás (feltehetően néhány cm vastag) és a Kiskunhalas-Ny 3. sz. fúrás (2 m vastag) lávakőzetei bádeni, ill. pannóniai s. str. üledékes képződményekben helyezkednek el.

A pannóniai s. str. bázisán levő üledékes kőzetekkel bizonyíthatóan egykorú vulkanitok (Kecel, Üllés, Pusztamérges) közül az üledékes rétegek ősmaradványtartalma alapján eddig egyedül Kecelnél lehetett a vulkanizmus korát pontosan megállapítani a pannóniai s. str. felső részében. A vulkanitok felett elhelyezkedő, ill. az azokkal váltakozó üledékes kőzetekből a következő ősmaradványokat határozta meg KÖVÁRY J. és SZÉLES M.:

*Congeria cžjžeki* M. HÖRN., *Congeria* sp., *Limnocardium abichi* R. HOERN. var., *L.* cfr. *abichi* R. HOERN., *L. desertum* STOL., *L.* cf. *desertum* STOL., *L. triangul costatum* MAL., *Limnocardium* sp., *Amplocypris* sp., *Candona* (*Pontoniella*) *acuminata* ZALÁNYI, *C.* (*Bacunella*) sp., *C.* (*Pontoniella*) *sagittosa* KRSTIĆ, *C.* (*Camptocypris*) sp., *Cyprideis* ex gr. *macrostigma* KOLLMANN, *C. Heterostigma obesa* REUSS, *Hemicytheria pejinovicensis* (ZALÁNYI), *Hemicytheria* sp., *Leptocythere andrusovi* LIVENTAL, *L.* cf. *egregia* (MÉHES), *L. aff naca* MÉHES, *Silicoplaentina majzoni* KÖVÁRY, *S. hungarica* KÖVÁRY, *Silicoplaentina* sp. MÉHES

A Kiskunhalas-Ny 3. sz. fúrás lávakőzete — mely faunával bizonyítottan a pannóniai s. str. felső-középső részébe tartozó üledékes rétegek közt helyezkedik el — valószínűleg a keceliéhez hasonló korú. A többi előfordulásnál a vulkanitok pannóniai s. str.-n belül elfoglalt helyzete nem pontosítható, így kőzettani analógiák, valamint a radiometrikus adatok alapján sorolhatók egyáltalán a pannóniai s. str. vulkanizmushoz.

### Kőzettani jellegek

Legnagyobb mennyiségben piroklasztikumok fordulnak elő, melyek közt a mm-nél kisebb szemcsékből álló portufáktól a 6–8 cm-es törmelékdarabokat is tartalmazó tömbtufáig minden típus megfigyelhető. Valamennyi szinte kizárólag bazalt lávakőzet lapillikból ill. vulkáni tömbökből áll. Szemcséközi terükben sok esetben igen nagy mennyiségben vált ki utólag kalcit, valamint zeolit (főleg analcim), ezek cementálják a kőzetet.

A lávakőzetek — teléres formában vagy lávatakaróként, tufában lávapadként előfordulva — lényegesen kisebb tömeget jelentenek, kb. 20%-át a vulkanit össz mennyiségének.

A tufák lávakőzet lapillijeinek és a lávakőzeteknek makroszkópikus és mikroszkópikus vizsgálata során kitűnt, hogy valamennyi könnyenillók hatására erősen átalakult magmából kivált ún. hipovulkanit, pontosabban hipobazalt.

Az átalakulás jellege szerint két típus különíthető el: az ún. karbobazaltok (karbo-hipobazaltok) és az ún. klorobazaltok (kloro-hipobazaltok). Ez a

két típus primer ásványos összetételében is némiképp eltér egymástól. Megjegyezzük, hogy az elkülönítés a domináns átalakulási jelleg alapján történt, enyhe klorovulkanit jelleget a karbobazaltok is mutatnak és fordítva.

A karbobazaltok (Sándorfalva I. sz. fúrás: bazalt tömbtufa és tufa; Kiskunhalas-Ny 1. és Nagykörű 11. sz. fúrás: lávaközetek) általában szürke, zöldes árnyalatú szürke kőzetek, melyek elsősorban a magma által felvett  $\text{CO}_2$  hatására történt átalakulást mutatnak. A plagioklászok erősen kalcitosodtak és az alapanyagban is sűrűn váltak ki — sokszor kolloidális szerkezetű — karbonát-szemcsék. A hólyagüregek (mandulakövek) zömmel karbonáttal, kisebb mennyiségben zeolit ásványokkal és klorittal töltődtek ki.

E bazaltok szövete, ásványos összetétele nagyon hasonló egymáshoz. Valamennyit uralkodóan kb. azonos méretű, átlag 0,1–0,2 mm-es nyúlt plagioklászlecek alkotják (összetételük labradorit, An% 60–70), melyek gyakran „folyásosan” rendezettek. Ezen kívül jelentős mennyiségű opak szemcse (magnetit, ilmenit), kevés titánaugit (Kiha-Ny 3. sz. fúrás kőzetének alapanyagában), kőzetüveg, nagy fénytörésű kristálycsírák és halványzöld klorit kiválások észlelhetők még az egyes kőzetekben.

Három jellegzetes minta térfogatszázalékos összetétele a következő:

*Kiha-Ny 3. sz. fúrás 1162,0–1167,0 méterközből:* kb. 48% plagioklász, 30% karbonát, 13% klorit, 7% zeolit, 2% augit.

*Nagykörű 11. sz. fúrás 2763,0–2769,0 méterközből:* kb. 64% plagioklász, 24% opakszemcse, 12% karbonát.

*Sándorfalva I. sz. fúrás 3688,0–3699,0 méterközből:* kb. 65% plagioklász, 10% karbonát, 25% szubmikroszkópos kristálycsíra és kőzetüveg.

A klorobazaltok (Bordány 2., Kecel 1–4., Üllés 28., Pusztamérges-ÉNY 1. és Ruzsa 4. sz. fúrások lávaközetei, ill. a tufák lávaközet lapillije) zöld, zöldesbarna, barnásszürke színűek, gyakran igen kis keménységűek, kézzel morzsolhatók.

Itt a magma által felvett  $\text{H}_2\text{O}$  hatására történt átalakulás a domináns. Az átalakultság foka sokszor erősebb a karbobazaltokénál, innen ered a minták jelentős részének morzsalékonyága.

Porfiros, folyásos szövetűek, a kevésbé átalakultak — kőzetüveg tartalmuk miatt — interszertális szövetűek. Fő — a könnyenillók felvétele előtt már részben kivált — ásványos elegyrészeik: plagioklász (56–75% anortit tartalom), a karbobazaltokénál némileg nagyobb mennyiségben és a fenokristályok közt is szereplő augit, titánaugit, valamint a magnetit és az egyik mintából előkerült barnaamfibol és biotit is.

A szövetre és ásványos összetételre igen erősen rányomja bélyegét a hipomagmás átalakulás. Az alapanyagban szigetszerű foltokban vagy összefüggő mezőben — sokszor egyedüli alapanyagalkotóként — klorit-agyagásványok (limonit?) alkotta szubmikroszkópos ásványtömeg, illetve sugaras-tűs klorithalmazok figyelhetők meg. A klorit mandulakövekben is gyakori, némelyik kőzettípust szinte csak kizárólag mikroszkópi méretű klorit mandulakövecskék tömege építi fel.

A nagy mennyiségű könnyenilló felszínközélen felszabadulva mintegy „felfújta” a magmát, s megszilárdulva így keletkezett az apró kigázosodási hólyagüregekben gazdag „szivacszerű” kőzet. Ezek különösen a piroklasztikumok lapillije között gyakoriak.

A korábban kivált ásványos elegyrészek közt megfigyelhető a színes elegyrészek kloritosodása, valamint kloritból és karbonátszemcsékből álló pszeudomorfózák, amelyek morfológiai bélyegeik alapján feltehetően olivinek voltak. A plagioklászokra szinte általánosan jellemző a gyakran pszeudomorfóza-képződést is eredményező zeolitosis. Főleg az analcim szorítja ki a földpátokat, de más zeolitfélék is megfigyelhetők bennük. Sűrűn fordulnak elő zeolit ásványok által kitöltött mandulakövek. Néhány jellemző minta térfogat %-os összetétele a következő:

*Bordány 2. sz. fúrás 2525,0–2531,0 méterközből:* kb. 57% plagioklász, 11% augit, 32% klorit + agyagásvány (+ limonit?).

*Kecel 1. sz. fúrás 1495,0–1500,0 méterközből:* kb. 21% plagioklász, 4% augit, 75% klorit + agyagásvány (+ limonit?). *Az 1432,0–1434,0 méterközből:* kb. 46% plagioklász, 2% augit, 52% klorit + agyagásvány (+ limonit?).

*Kecel 2. sz. fúrás 1426,0–1426,5 méterközből:* kb. 70% plagioklász, 15% augit, 8% klorit, 4% magnetit, 3% üveg. *Az 1461,5–1466,5 méterközből:* kb. 29% plagioklász, 71% klorit + agyagásvány (+ limonit?). *Az 1063,0–1068,0 méterközből:* kb. 15% plagioklász, 85% klorit + agyagásvány (+ limonit?).

#### K/Ar radioaktív kormeghatározások

A korvizsgálatok az erősen bontott külsejű mintákból is reális eredményeket adtak, ami megerősíti a kőzetek hipomagmatit jellegét, az átalakulás szinogenetikus és nem utólagos voltát (1. táblázat).

#### Genetikai értékelés

A Duna–Tisza közén feltárt bazalt hipovulkanitok, az összetek helyenkénti igen nagy vastagsága és a piroklasztikumok dominanciája alapján, nagy volumenű és intenzív vulkáni tevékenységre utalnak.

A magma feltehetően az Alföld késő-miocén pannóniai s. str. süllyedése során kialakult, vagy kiújult mélytörések mentén tört fel. Az ezáltal kiváltott vulkáni működés a pannóniai s. str. üledékképződés megindulása idején, illetve azt megelőzően, az erős hipomagmás jellegek alapján mindenképpen vízzel borított környezetben történt. A vulkáni tevékenység – mint a radioaktív koradatok is mutatják – helyenként kissé eltérő időben folyt, illetve – pl. Kecelnél – kisebb szünetekkel hosszabb ideig zajlott.

A felfelé hatoló magma a beltó vize és a vízdús üledékek hatására nagy mennyiségű könnyenillót vett fel. A már kivált ásványos elegyrészek ennek következtében erősen átalakultak, a még olvadék részből pedig primer hidroszilikát, limonit, karbonát vált ki a megszilárdulás során. A vulkáni tevékenység intenzitása is a magma hipojellegeből következett, felszínközelen a hirtelen felszabaduló gáz–gőz fázis robbanásszerű kitörésekhez, tufaszóráshoz vezetett.

Az átalakulás miatt képződményeinknek a bazalt kategórián belüli pontosabb kőzettani megítélése igen nehéz. Egyes ásvány- kőzettani bélyegek – valamint itt nem ismertetett előzetes vizsgálati adatok alapján a kőzetek egy része feltehetően alkáli jellegű bazalt.

**K/Ar radioaktív kormeghatározások**  
**K/Ar Radioaktive Altersbestimmungen**

Fúrás jele Bohrung	Vizsgált anyag Untersuchtes Material	K (%)	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> normál cm <sup>3</sup> /g	%	Kor (millió év) Alter (mill. Jahre)
Kecel 1. 1432—1434 m	teljes kőzet	0,77	2,548·10 <sup>-7</sup>	13	8,50 ± 0,94
	Gesamtgestein				
Kecel 2. 1426,0—1426,5	teljes kőzet	1,22	3,863·10 <sup>-7</sup>	13	8,13 ± 0,71
	Gesamtgestein				
Kiskunhalas-Ny 3. 1162—1167 m	teljes kőzet	1,98	7,205·10 <sup>-7</sup>	24	9,35 ± 0,68
	nagyobb fajsúlyú frakció	1,71	6,447·10 <sup>-7</sup>	25	9,68 ± 0,58
	Fraktion mit hö- herem spezifischem Gewicht.				
	kisebb fajsúlyú frakció	2,12	8,065·10 <sup>-7</sup>	22	9,77 ± 0,71
	Fraktion mit niedrigerem spezi- fischem Gewicht				
Ruzsa 4. 2657—2666 m	teljes kőzet (bontott) Gesamtgestein	0,68	2,753·10 <sup>-7</sup>	7,8	10,4 ± 1,8

} 8,47 ± 0,77

} 9,61 ± 0,38

**A dunántúli medencék kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa**

**Rétegtani viszonyok és általános jellemzés**

Szarmatánál fiatalabb vulkanizmust eddig a dunántúli medencék közül csak a Kisalföldön sikerült kimutatni.

A felszíni geofizikai felvételek — elsősorban a mágneses és a gravitációs anomália térképek — Szany és Pásztori között jelentős nagyságú, szabályosan záródó izovonalakkal jelentkező, erős anomáliát jeleznek, amelyet a mélyfúrásos kutatás megindulása előtt jelentős, felszín alatti bazalttömegnek tulajdonítottak.

A lemélyített mélyfúrások alapján kétféle, egymástól anyagában látszólag lényegesen különböző vulkáni működést sikerült rekonstruálni. A fiatalabb, bazaltos vulkanizmus központja a „Mihályi-hátság” és a Szany—Pásztori tengely közé esik, míg az idősebb, trachitosé Pásztori környékén valószínűsíthető. A trachitos vulkanizmus törmelékszórása sokkal jelentősebb horizon-

tálisan és vertikálisan is, a trachitlapillis tufa É-on a bősárkányi, DK-en a tétí fúrásban is megtalálható. Ez utóbbiak a vulkáni működés korára nézve szolgáltatnak jó támpontot.

A bazaltos kőzeteket a Szany 1., Pásztori 1. és 4. sz. fúrások tárták fel, míg a trachitösszet a Pásztori 1., 2. és 4. sz. fúrásokban tanulmányozható.

A *Pásztori 1. sz. fúrás* 1760 m-től 3500 m mélységig több szintben tárt fel vulkáni képződményeket, melyeket változó vastagságú üledékes tömegek választanak el egymástól. Legfelül közel 300 m vastag trachit-, ill. trachiandezit agglomerátum helyezkedik el, 1880 m mélységben egy bázisos kőzettelérral (dolerit), 2325 m és 2515 m körül trachittufa figyelhető meg, majd 2681–2683 m között ismét egy bázisos kőzettelér. 2775 m mélységben egy vékonyabb, majd 3030 m alatt közel 500 m vastag trachittömeg helyezkedik el. A vulkanit fekjét a fúrás nem érte el.

A *Pásztori 2. sz. fúrásban* 1800 m alatt közel 1000 m vastag trachitból, trachittufás agglomerátumból álló összletet harántoltak, majd a fúrás 2800 m-ben trachit agglomerátumban fejeződött be.

A *Pásztori 4. sz. fúrásban* vékony pannóniai s. str. üledékes összlet alatt 2020 m-től lefelé 50 m vastag trachit agglomerátum, ill. tufa, majd 100 m vastag bazalt figyelhető meg, alatta több mint 600 m vastag trachit agglomerátum található, melynek alsó részét vékonyabb-vastagabb agyagrétegek tagolják. Ebben az alsó, agglomerátumos sorozatban 2500 m mélységben igen durva szemcsés, szubvulkáni trachit, ill. szienit törmelék is megfigyelhető. A vulkanit fekjét itt sem érték el.

A *Tét 1. sz. fúrásban* a pannóniai s. str. rétegek alsó részén, 2030–2086 m mélységben trachitlapillis, kevés kvarcot, biotitot és sok plagioklász, ill. szanidin kristályt tartalmazó tufaréteg helyezkedik el, melynek trachitlapillijeit minden kétséget kizáróan a pásztori tömegekből származnak.

A *Bősárkány 1. sz. fúrásban* vastag szarmata összlet tetején, már a pannóniai s. str. üledékek között 3600 m mélységben 2–8 mm nagyságú trachitlapilliket tartalmazó, sok szanidinból és plagioklász kristályból álló tufaréteg van. A szakaszos mintavétel miatt a tufa pontos vastagságát nem ismerjük, feltételezésünk szerint nem túl jelentős, kb. 5–10 m körüli.

### Kőzettani jellegek

#### *Bazaltok*

A *Pásztori 4. sz. fúrás* 100 m vastag bazaltösszletének legfelső mintája mikroholokristályos-szemcsés, enyhén porfiros jellegű. Az elegyrészek átlagos nagysága 0,1–0,4 mm közötti, de 2 mm-t is elérhet. Itt a legnagyobb fenokristályok szinte kivétel nélkül augitok. Ezek között egy-két jellegzetes ibolyás színű, homokóraszerkezetű titánaugit is megfigyelhető ( $2V = 60-61^\circ$ ).

A nagyobb augit kristályoknál a külső szegély egirines augit jellegű. Az augitból, oxiamfibolból és bázisos plagioklászból álló alapanyagban egy-két olivin kristály is előfordul. Az összlet középső részén a szövet már közelít a mikroholokristályos porfiroshoz, a fenokristályok nagyobbak és fele-fele arányban állnak bázisos plagioklászhoz és augitból. A legelső mintában a fenokristályok szinte kivétel nélkül bázisos plagioklászok.

A *Pásztori 1. sz. fúrás* dolerites telérközetei lényegében hasonlóak, azonban ásványos összetételüket tekintve alkáli jellegű plagioklász bazaltoknak felelnek

2. táblázat — Tabelle 2.

A Pásztori I. sz. fúrás dolerites telér-  
közeteinek kémiai összetétele (%)

## Chemische Zusammensetzung der doleritischen Ganggesteine der Bohrung Pásztori I. (%)

	1880,0—1883,0 m	2681,0—2683,0 m
SiO <sub>2</sub>	42,98	44,35
TiO <sub>2</sub>	3,28	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,35	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60	2,06
FeO	5,99	6,21
MnO	0,17	0,12
CaO	6,29	7,12
MgO	1,11	5,25
K <sub>2</sub> O	2,07	2,91
Na <sub>2</sub> O	3,46	2,88
– H <sub>2</sub> O	0,52	0,41
+ H <sub>2</sub> O	2,24	2,29
CO <sub>2</sub>	6,97	8,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,37
Összes S	nyom	0,07
Összesen:	99,62	99,62

Elemző: SOHA I.-né, GUZY K.-né.

3. táblázat — Tabelle 3.

A trachit kémiai összetétele  
Chemische Zusammensetzung  
der Trachyte

	Pá. 1. 3033,0— 3034,0 m %	Pá. 1. 3330,6— 3352,0 m %	Pá. 2. 2372,0— 2374,0 m %
SiO <sub>2</sub>	62,14	62,94	57,80
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,67	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,53	16,27	17,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	1,85	0,32
FeO	3,99	2,83	4,41
MnO	0,16	0,18	0,17
CaO	0,74	1,22	1,88
MgO	0,52	0,22	0,28
K <sub>2</sub> O	3,93	3,33	4,62
Na <sub>2</sub> O	5,16	5,93	5,64
– H <sub>2</sub> O	0,14	0,05	0,75
+ H <sub>2</sub> O	1,18	1,00	1,21
CO <sub>2</sub>	2,93	2,49	3,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,20
Összes S	0,23	1,61	0,33
Összesen:	100,01	100,67	99,95

Elemző: SOHA I.-né, GUZY K.-né.

meg. Elegyrészei a 4–5 mm nagyságot is elérik. Uralkodó a bázisos plagioklász, mellette oxiamfiból, kevés barkevikit jellegű (2V = 38°) alkáli amfiból, bazaltos augit, titánaugit, magnetitből és augitból álló opacitos szegéllyel övezett biotit, magas Ti-tartalmú lepidomelános biotit és egy-két leucit fordul elő. Viszonylag gyakori a magnetit, illetve főleg zárványként a rutil. E kőzetek SiO<sub>2</sub>-tartalma a CaCO<sub>3</sub>-tartalmat leszámolva sem haladja meg a 45%-ot. Igen nagy, 3,3%-ot is elérő a TiO<sub>2</sub>-tartalom. A 2 és 3 értékű vastartalom 10% körül mozog, ennek ellenére a K + Na mennyiség is viszonylag nagy, 5–6% körüli.

*Trachitok*

A trachitok szövete vagy jellegzetesen fluidális, „trachitos”, vagy — a mélyebb szintek felé — holokristályos porfiros, egyenletesen kristályos-szemcsés alapanyagból és cm-t is meghaladó méretű fenokristályokból áll. Összetételére jellemző, hogy a kvarc csak a felsőbb szintekben jelenik meg, mennyisége alárendelt, általában 5% alatt van, de a 10%-ot egyetlen mintában sem haladta meg. A mélyebb szintekben nem is találunk. A kőzetnek 70–85%-a földpát, ezek között az alapanyagban és a fenokristályok között egyaránt uralkodik a sanidin. Az alapanyag jellegzetes trachitos szövetét a sza-

nidinlécek párhuzamos elrendeződése adja. Ezek, mivel közel egyszerre kristályosodtak ki, egymástól nem válnak el éles határfelülettel. A táblás szanidin fenokristályok általában karlsbadi ikresek, harántrepedezettek, gyakran albitorsókat tartalmaznak. A fenokristályok között gyakoriak a savanyú plagioklász (oligoklász-andezin), illetve a mélyebb szintekben az anortoklász táblák ( $2V = 40^\circ$ ), ezek között albit-periklin ikres, ill. jellegzetes rombusz átmetszetű példányok is előfordulnak.

Színes elegyrészek ritkák, bontottak, mennyiségük általában 10% alatti. A kevés ép, határozható elegyrész zöld amfiból, oxi-amfiból, biotit, ill. igen kevés augit. Mellékes, ill. járulékos elegyrészként gyakori a magnetit, cirkon és a titanit. Másodlagosan erős kalcitosodás figyelhető meg. A K- és Na-tartalom 9–11% között változik, ezen belül a Na kissé több, ezt részben az anortoklász, részben a savanyú plagioklász megjelenése magyarázza. Viszonylag nagy a  $TiO_2$ -tartalom, ez csak részben származik a titanittól, valószínű, hogy a bontott augit is Ti-tartalmú volt.

#### A vulkáni működés kora

A kétféle vulkáni képződmény elhelyezkedéséből egyértelműen következik, hogy a trachitos vulkanizmus idősebb, a bazaltos fiatalabb.

A kistalpai trachitok meta-vulkáni elváltozása elsősorban csak karbonátosodásban nyilvánul meg, a szanidin és a plagioklász túlnyomó többségében még abban az állapotban van, ahogy a lávából kikristályosodott.

A Bősárkány 1. sz. fúrásban a trachitlapillis tufa a vastag, faunás szarmata összlet felett következő pannóniai s. str. rétegsor alján települ. A Tét 1. sz. fúrásban a tufa a kunsági (pannóniai s. str.) korát az alatta levő agyagmárgák gazdag spóra-pollen együttese bizonyította. Részletes, összehasonlító vizsgálattal a bősárkányi és a tétai tufák szoros genetikai kapcsolatát a Pásztori környéki magmás tömeggel szintén sikerült bizonyítani.

A Pásztori környéki fúrásokban a magmás képződményekre faunával is bizonyíthatóan pannóniai s. str. üledékek csak igen kis vastagságban települnek. Legvastagabb ez az összlet a Pásztori 4. sz. fúrásban, de a 200 m-t itt sem haladja meg. Ezek az üledékek az emeletnek csak a legfelső szintjét képviselik. Fontos, hogy a magmás tömegre közvetlenül települnek a pelites üledékek, a transzgressziós, durvább törmelékes képződmények hiányoznak. A pliocén elején a Pásztori–Szany körüli terület gyorsan süllyedt, itt az üledék-tömeg jóval vastagabb, mint a peremeken. Ez a viszonylag gyors süllyedés ezt megelőzően a kunsági (pannóniai s. str.) emelet során is valószínűsíthető, s a medence jelentős részben piroklastikummal töltődött fel.

A Pá. 1. sz. fúrásban harántolt bazaltok biztosan telérek. A pliocén (balatoni) rétegsor tetején a Szany 1. sz. fúrásban bazaltos tufaszórást észleltek. A Pásztori fúrásban trachitagglomerátum rétegek között elhelyezkedő homokkőből Lithothamnium töredékek és Foraminifera töredékek kerültek elő. Megjelenési formájuk határozottan áthalmazásra utal. A mikrofauna fiatalabb rétegekbe való áthalmazódása itt a Kistalpaon már általunk is többszörösen megfigyelt, viszonylag nem ritka jelenség, az áthalmazást a faunaegek erősebb koptatottsága, töredezettsége alapján általában biztosan el lehet dönteni.

A trachitos vulkanizmus legvalószínűbb ideje tehát a szarmata emelet vége, illetve a kunsági (pannóniai s. str.) emelet alsó része, míg a bazalt részben kunsági, részben pliocén (balatoni) korú.

#### A vulkanizmus jellege, magmatektonikai viszonyok

A vulkáni tömeg, a geofizikai térképek izo-vonalainak lefutását figyelve, egy nagy, gyűrűs, hengeres leszakadással állhat kapcsolatban, amelynek középpontja két nagyszerkezeti vonal kereszteződésénél van. Az egyik vonal DNy — ÉK-i, melynek DNy-i része a Rába-vonal néven ismertté vált diszlokációs zóna, a másik az ezt metsző tektonikai öv, amely mentén a Mihályi-hátság K-felé leszakadt. A Kisalföld ilyen egymást metsző törésekkel, mintegy sakk-tábla-szerű feldarabolódására már korábban többen rámutattak.

Az egész vulkáni tömeg vulkántektonikailag is egyetlen hatalmas beszakadásos szerkezetként értelmezhető, a peremeken befelé dőlő rétegekkel.

A trachit egyhén alkáli jellege, viszonylag magas Fe és Ti tartalma, illetve a bazalt, de különösen a dolerites telérkőzetek alkáli jellege a két kőzet rokonsága mellett szól. Így valószínűsíthető, hogy ezek egy magmakamrának különböző differenciációs termékei. A bazaltok összetételüket tekintve kapcsolódnak a balatonfelvidéki alkáli bazaltokhoz és a sághegyi bazanitokhoz. A trachit a kisalföldi, Kisalföld-peremi és balatonfelvidéki bazaltos, bazanitos vulkanizmusnak közvetlen előfutára.

#### IRODALOM — LITERATUR

- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978: Kiskunhalas-Ny 3. szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsópannóniai bazalt és proterozói migmatit képződményekről. — Földt. Közl. 108: 53—64.
- PAPP S. 1983: Alsópannóniai bazaltvulkanizmus Balástya és Üllés—Ruzsa—Zákányszék térségében. — Földt. Közl. 113: 163—170.



## UNTERPANNONISCHER VULKANISMUS DER BECKENGEBIETE UNGARNS

VON

ENDRE BALÁZS—ANDRÁS NUSSZER

### Einleitung

Die unterpannonischen Ablagerungen der grossen ungarischen Neogendepressionen werden seit beinahe fünfzig Jahren durch die Kohlenwasserstoffprospektion in beträchtlicher Menge zutage gefördert, jedoch ist es erst in den vergangenen Jahren gelungen, einen synsedimentären Vulkanismus eindeutig nachzuweisen. Die Vulkanite Transdanubiens und die der Grossen Ungarischen Tiefebene unterscheiden sich sowohl im Charakter als auch in ihrer Genetik voneinander.

Die pannonischen Vulkanite der Grossen Ungarischen Tiefebene wurden zum ersten Mal von B. CSEREPES-MESZÉNA erkannt, dann von A. NUSSZER ausführlich petrographisch untersucht, während der Bearbeiter der transdanubischen Vulkanite E. BALÁZS war. K. BALOGH hat an mehreren Proben aus beiden Gebieten radiometrische Altersbestimmungen mit der K/Ar-Methode durchgeführt.

### Unterpannonischer Vulkanismus der Grossen Ungarischen Tiefebene

Auf der Grossen Ungarischen Tiefebene sind uns bisher Basaltgesteine — die dem Unterpannon zugeschrieben werden können — dank der Prospektionsbohrungen auf Erdöl und Erdgas im Donau—Theiss-Zwischenstromland bekannt geworden. Diese kommen zumeist in der südlichen Hälfte des Gebietes, in der Nähe von Kecel, Szank, Bordány, Kiskunhalas, Üllés, Sándorfalva, Ruzsa und Pusztamér ges vor. In jüngster Zeit wurden sie sogar viel weiter nach N, auch bei Nagykörű angetroffen (Abb. 1).

### Stratigraphische Verhältnisse und allgemeine Charakterisierung

Die mächtigste und am weitesten verbreitete vulkanische Serie wurde bei Kecel angestossen. Der vollkommen durchbohrte Komplex von einer Gesamtmächtigkeit von mehr als 600 m besteht hauptsächlich aus Pyroklastiten, die stellenweise von Basaltlavabänken gegliedert sind (stratovulkanische Struktur). Der untere Abschnitt der Serie besteht aus einer Wechsellagerung von unterpannonischen bräunlichgrauen Kalkmergeln, Sandsteinen sowie Basalttuffen. An ihrer Basis sind unmittelbar mittelmiozäne sedimentäre Ablagerungen zu finden. Den vulkanischen Komplex haben die einzelnen Bohrungen in folgender Mächtigkeit durchteuft: Bohrung Kecel 1.: 540 m; Kecel 2.: 616 m; Kecel 3.: 120 m; Kecel 4.: 559 m. In den sog. bräunlichgrauen Kalkmergelhorizont an der tiefsten Basis der unterpannonischen sedimentären Abfolge

ist das 47 m mächtige Basaltagglomerat der Bohrung Pusztamérge-NW eingeschaltet. Die Pyroklastite der Bohrungen Ruzsa 4., Sándorfalva 1. und Bordány 2., die bei 174,44 und 139 m unterhalb der unterpannonischen sedimentären Abfolge durchteuft wurden, lagern auf der Oberfläche des mittelmiozänen Komplexes. Die Basaltlavagesteine der Bohrung Üllés 28. treten als Gänge innerhalb mittelmiozäner Sedimentgesteine, teils als Basaltbänke (Körper) an der Oberfläche des mittelmiozänen Komplexes auf. Das an der Oberfläche des mittelmiozänen Komplexes lagernde Lavagesteinskörper führt unterpannonische, bräunlichgraue Kalkmergeleinschlüsse und diese Kalkmergeleinschlüsse enthalten selbst pyroklastisches Material. Es ist zu vermuten, dass die ergossene Lava auch das teilweise konsolidierte Sediment des Seebodens „einverleibte“ und dass die Einschlüsse demzufolge entstanden sind. Die Lavagesteine der Bohrung Nagykorú 11. (45 m mächtig), der Bohrung Szank 108. (ein paar cm?) und der Bohrung Kiskunhalas-Ny 3. (2 m) liegen in mittelmiozänen bzw. unterpannonischen Sedimentgesteinen.

Von den Vulkaniten, die nachweislich gleichaltrig mit den Sedimentgesteinen an der Basis des Unterpannons sind (Kecel, Üllés, Pusztamérge), konnte bisher allein bei Kecel das Alter des Vulkanismus aufgrund der Fossilführung der sedimentären Schichten genau festgestellt werden: oberer Teil des Unterpannons. Aus den über den Vulkaniten lagernden bzw. damit wechsellagernden Sedimentgesteinen sind folgende Fossilien zum Vorschein gekommen:

*Congeria czjzeki* M. HÖRN, *Congeria* sp., *Limnocardium abichi* R. H. var., *L. cf. abichi* R. H., *L. desertum* STOL., *L. cf. desertum* STOL., *L. triangul. costatum* MAL., *Limnocardium* sp., *Amplocypris* sp., *Candona (Pontoniella) acuminata* ZALÁNYI, *C. (Bacunella)* sp., *C. (Pontoniella) sagittosa* KRSTIĆ, *Candona (Camptocypris)* sp., *Cyprideis* ex gr. *macrostigma* KOLLMANN, *C. heterostigma obesa* REUSS, *Hemicytheria pejinovicensis* (ZALÁNYI), *Hemicytheria* sp., *Leptocythere andrusovi* LIVENTAL, *L. cf. egregia* (MÉHES), *L. aff. naca* MÉHES, *Silicoplaentina majzoni* KÖVÁRY, *S. hungarica* KÖVÁRY, *Silicoplaentina* sp.

Was das Alter des in der Bohrung Kiskunhalas-Ny 3. durchteuften Lavagesteins anbelangt, ist es wahrscheinlich ebenfalls ähnlich wie dies bei Kecel der Fall ist, angesichts der Tatsache, dass es der Fossilführung zufolge zwischen sedimentären Schichten liegt, die dem oberen bis mittleren Teil des Unterpannons angehören. Bei den anderen Vorkommen lässt sich die Position innerhalb des Unterpannons nicht präzisieren, so sind es die petrographischen Analogien sowie die radiometrischen Daten, die es überhaupt erlauben, die Gesteine zum unterpannonischen Vulkanismus zu rechnen.

#### Lithologische Merkmale

Es lassen sich alle möglichen Typen von den Staubbuffen mit weniger als mm-Korngrösse, bis zu den Agglomeraten mit Bruchstücken von sogar 6 bis 8 cm-Grösse unter den in grösster Menge vorkommenden Pyroklastiten beobachten. Alle bestehen fast ausschliesslich aus Lapillis bzw. Bomben von Basaltlavagestein. In ihrem interstitialen Raum sind Calcit sowie Zeolit-Mineralien (hauptsächlich Analcim) in sehr vielen Fällen ausgeschieden. Diese haben das Gestein zementiert.

Die Lavagesteine — in Form von Gängen oder als Lavadecke oder als Lavabänke in Tuffen — stellen eine wesentlich kleinere Masse dar, ca. 20% der Gesamtmenge der Vulkanite.

Bei der mikroskopischen oder makroskopischen Prüfung der Lapillis und der Lavagesteinskörper in den Tuffen wurde es klar, dass es sich in jedem Fall um sog. Hypovulkanite, genauer gesagt Hypobasalte handelt, die aus einem, unter der Wirkung der Volatile stark veränderten Magma ausgeschieden waren.

Nach dem Charakter der Umwandlung lassen sich zwei Typen unterscheiden: die sog. Karbobasalte (Karbo-Hypobasalte) und die sog. Chlorobasalte (Chloro-Hypobasalte). Diese beiden Typen weichen etwas auch in ihrer primären mineralogischen Zusammensetzung voneinander ab. Hier sei es bemerkt, dass die beiden aufgrund des dominanten Charakters der Umwandlung voneinander unterschieden wurden. Einen leicht chlorobasaltigen Charakter weisen auch die Karbobasalte auf, und umgekehrt. Die Karbobasalte (Bohrung Sándorfalva I.: Basaltenagglomerat und Tuff, Bohrungen Kiskunhalas-Ny 1. und Nagykorü 11.: Lavagesteine) sind im allgemeinen Gesteine mit grauem, grünlichem Ton, und sie weisen eine Umwandlung auf, die sich im allgemeinen als Folge der CO<sub>2</sub>-Aufnahme des Magmas abspielte. Die Plagioklase sind stark calcitisiert und auch in der Grundmasse sind Karbonatkörner — oft von kolloidaler Struktur — häufig ausgeschieden. Die Blasen Hohlräume (Mandelsteine) sind zumeist mit Karbonat, in geringerer Menge mit Zeolitmineralien und Chlorit ausgefüllt.

Die Textur und mineralogische Zusammensetzung der Basaltgesteine sind einander sehr ähnlich. Alle bestehen vorwiegend aus länglichen Plagioklasleisten von beinahe gleicher Grösse (im Durchschnitt 0,1–0,2 mm), die oft „fluidal“ geordnet sind. Ihre Zusammensetzung: Labradorit, An% 60–70. Ausserdem lassen sich noch in manchen Gesteinen eine beträchtliche Menge von opaquen Körnern (Magnetit, Ilmenit), etwas Titanaugit (in der Grundmasse des in der Bohrung Kiha 3. durchteuften Gesteines), vulkanisches Glas, Kristallkeime von hoher Lichtbrechungszahl und blassgrüne Chloritausscheidungen beobachten.

Die volumprozentige mineralogische Zusammensetzung von drei charakteristischen Proben ist, wie folgt:

*Bohrung Kiha-Ny 3.* (1162,0–1167,0 m):

Ca. 48% Plagioklas, 30% Karbonat, 13% Chlorit, 7% Zeolit und 2% Augit.

*Bohrung Nagykorü 11.* (2763,0–2769,0 m):

Ca. 64% Plagioklas, 24% Opaque, 12% Karbonat.

*Bohrung Sándorfalva I.* (3688,0–3699,0 m):

Ca. 65% Plagioklas, 10% Karbonat, 25% submikroskopische Kristallkeime und vulkanisches Glas.

Die Chlorobasalte (Lavagesteine bzw. Lavagesteinlapillis in den Tuffen der Bohrungen Bordány 2., Kecel 1–4., Üllés 28., Pusztamérges-ÉNy 1. und Ruzsa 4.) sind grün, grünlichbraun, bräunlichgrau, oft von sehr geringer Härte, mit Hand zerbröckelbar.

Hier spielt die Umwandlung auf Einwirkung des vom Magma aufgenommenen H<sub>2</sub>O die dominante Rolle. Der Grad der Umwandlung ist oft stärker als der der Karbobasalte, darauf ist die bröckelige Natur eines erheblichen Teiles der Proben zurückzuführen.

Das sind porphyrische Gesteine von fluidaler Textur, die weniger umgewandelt sind — wegen ihres Gesteinsglasgehaltes — von intersertaler Textur. Ihre mineralischen Hauptkomponenten, die z. T. bereits vor Aufnahme

der Volatile ausgeschieden waren, sind folgende: Plagioklas (56—75% Anorthitgehalt), Augit und Titanaugit, die in etwas grösserer Menge vorhanden, als in den Karbobasalter und auch unter den Phenokristallen vertreten sind sowie Magnetit und Braunamphibol bzw. Biotit, die aus einer Probe ebenfalls zum Vorschein gekommen sind.

Gefüge und mineralogische Zusammensetzung sind sehr stark von hypomagmatischer Umwandlung geprägt. In der Grundmasse lassen sich submikroskopische Chlorit-Limonit-Aggregate bzw. strahlig-nadelige Chloritaggregate beobachten, die oft die einzige Grundmassekomponente darstellen. Der Chlorit tritt auch in Mandelsteinen häufig auf, manche Gesteinstypen sind fast ausschliesslich von einer Masse von mikroskopischen Chloritmandelsteinchen aufgebaut.

In der Oberflächennähe freigeworden, hat die grosse Menge von Volatilen das Magma quasi „aufgeblasen“. Bei der Verfestigung kamen die an winzigen Gasblasenhohlräume reichen „schwammartigen“ Gesteine auf solche Weise zustande. Diese kommen besonders zwischen den Lapillis der Pyroklastite häufig vor.

Unter den bereits ausgeschiedenen mineralischen Komponenten kann man die Chloritisierung der mafischen Gemengteile sowie aus Chlorit und Karbonatkörnern bestehende Pseudomorphosen beobachten, die aufgrund ihrer morphologischen Merkmale vermutlich Olivine gewesen sind. Für die Plagioklase ist fast generell charakteristisch, dass sie zeolitisiert sind, was oft auch eine Pseudomorphosebildung zur Folge hat. Vor allem verdrängt Analcim die Feldspäte, aber auch andere Zeolitarten können in ihnen beobachtet werden. Mit Zeolitmineralien ausgefüllte Mandelsteine kommen häufig vor.

Die volumprozentuale Zusammensetzung einiger typischer Proben ist folgende:

*Bohrung Bordány 2.* (225,0—2531,0 m):

Ca. 57% Plagioklas, 11% Augit, 32% Chlorit + Tonmineralien (Limonit?).

*Bohrung Kecel 1.* (1495,0—1500,00 m):

Ca. 21% Plagioklas, 4% Augit, 75% Chlorit + Tonmineralien (Limonit?).

1432,0—1434,0 m:

Ca. 46% Plagioklas, 2% Augit, 52% Chlorit + Tonmineralien (Limonit?).

*Bohrung Kecel 2.* (1426,0—1426,5 m):

Ca. 70% Plagioklas, 15% Augit, 8% Chlorit, 4% Magnetit, 3% Glas.

1461,5—1466,5 m:

Ca. 29% Plagioklas, 71% Chlorit + Tonmineralien (Limonit?).

1063,0—1068,0 m:

Ca. 15% Plagioklas, 85% Chlorit + Tonmineralien (Limonit?).

#### Radiometrische Altersbestimmungen mit der K/Ar Methode

Die Altersuntersuchungen haben sogar bei Proben mit äusserst „zersetztem“ Habitus reale Ergebnisse geliefert, was den Hypomagmatit-Charakter der Gesteine bestätigt und auch darüber einen Beweis führt, dass die Umwandlung syngenetisch und nicht postgenetisch, nachträglich gewesen ist (Tabelle 1.).

### Genetische Auswertung

Die im Donau—Theiss-Zwischenstromland aufgeschlossenen Basalthypovulkanite weisen, aufgrund der stellenweise sehr grossen Mächtigkeit der Komplexe und der Dominanz der Pyroklastite, auf eine voluminöse und intensive vulkanische Tätigkeit hin.

Das Magma scheint längs Tiefbrüche aufgestiegen zu sein, die bei der pannonischen Absenkung der Grossen Ungarischen Tiefebene zustandekamen, oder sich erneuten. Die dadurch bedingte vulkanische Tätigkeit erfolgte zur Zeit des Einsetzens der pannonischen Sedimentation bzw. davor, jedenfalls in einem mit Wasser bedeckten Milieu, wie davon die stark hypomagmatischen Merkmale zeugen. Wie es die radiometrischen Daten beweisen, fand der Vulkanismus in den einzelnen Orten zu etwas verschiedenen Zeiten bzw. bei Kecel mit kleineren Unterbrechungen ziemlich dauerhaft statt.

Das aufgestiegene Magma nahm vom Wasser des Binnensees und von den wasserreichen Sedimenten eine grosse Menge von Volatilen auf. Die bereits ausgeschiedenen mineralischen Gemengteile wandelten sich demzufolge sehr stark um, während sich von der noch im Schmelzestand befindlichen Fraktion im Laufe der Verfestigung primäre Hydrosilikate, Limonit und Karbonat ausschieden. Auch die Intensität der vulkanischen Tätigkeit war durch den Hypocharakter des Magmas bedingt, in der Oberflächennähe hat das plötzlich frei gewordene Gas zu explosionsartigen Ausbrüchen, Tuffauswürfen geführt.

Wegen der Metamorphose ist es sehr schwer, genauer zu beurteilen, welcher präzisen Kategorie unsere Gesteine innerhalb des Begriffes Basalt angehören. Aufgrund der beobachtbaren mineralogischen Merkmale muss ein Teil der Gesteine Basalt von alkalischem Charakter gewesen sein.

## Unterpannonischer Vulkanismus in den Becken Transdanubiens

### Stratigraphische Verhältnisse und allgemeine Charakterisierung

Einen pannonischen Vulkanismus gelang es bisher — in Transdanubien — nur auf der Kleinen Tiefebene nachzuweisen.

Die übertagsgeophysikalischen Aufnahmen — vor allem die magnetischen und gravimetrischen Isoanomalienkarten — zeigen zwischen Szany und Pásztori eine ziemlich grosse, starke Anomalie, die durch sich regelmässig schliessende Isolinien vertreten ist und die vor der Inangriffnahme der Tiefbohr-tätigkeit einer enormen unterirdischen Basaltmasse zugeschrieben worden war.

Aufgrund der abgeteuften Tiefbohrungen gelang es zwei verschiedene Arten von voneinander substanziell wesentlich abweichenden vulkanischen Tätigkeiten zu rekonstruieren. Die ältere ist trachytisch, die jüngere basaltisch. Das Ausbruchszentrum des basaltischen Vulkanismus fällt zwischen den „Rücken von Mihályi“ und die Szany—Pásztori-Achse, während der trachytische ihr Zentrum vermutlich in der Umgebung von Pásztori hatte. Die Auswurfstätigkeit des trachytischen Vulkanismus war sowohl horizontal als auch vertikal viel stärker, trachytlapilliführende Tuffe können sogar in der Bohrung Bősárkány im N, sowie in der von Tét im SO beobachtet werden. Diese letzteren haben über das Alter der vulkanischen Tätigkeit gute Anhaltspunkte geliefert.

Die basaltischen Gesteine wurden in den Bohrungen Szanyy 1., Pásztori 1. und 4. aufgeschlossen, der Trachytkomplex lässt sich in den Bohrungen Pásztori 1., 2. und 4. studieren.

Die Bohrung *Pásztori 1.* hat von 1760 bis 3500 m-Tiefe Vulkanite in mehreren Horizonten erschlossen, die voneinander durch sedimentäre Ablagerungen verschiedener Mächtigkeit getrennt sind. Im Top befindet sich ein 300 m mächtiges Trachyt- bzw. Trachyandesitagglomerat mit einem basischen Gesteinsgang in 1880 m-Tiefe, um 2325 und 2515 m lässt sich ein Trachyttuff beobachten, und dann zwischen 2681 und 2683 m tritt wieder ein basischer Gesteinsgang auf. In 2775 m-Tiefe liegt eine dünnere, unter 3030 m eine beinahe 500 m-mächtige Trachytmasse. Das Liegende des Vulkanits wurde durch die Bohrung nicht erreicht.

In der Bohrung *Pásztori 2.* unter 1800 m wurde ein beinahe 1000 m mächtiger, aus Trachyten, Trachyttuffen und Trachyttuffagglomeraten bestehender Komplex durchteuft. Im 2800. Bohrmeter wurde die Bohrung in Trachytagglomeraten eingestellt.

In der Bohrung *Pásztori 4.*, unterhalb eines dünnen unterpannonischen sedimentären Komplexes, von 2020 m abwärts lassen sich 50 m mächtiges Trachytagglomerat bzw. Tuffe und dann 100 m mächtiger Basalt beobachten, darunter befindet sich ein mehr als 600 m mächtiges Trachytagglomerat, dessen unterer Teil durch mehr-weniger mächtige Tonschichten gegliedert ist. In dieser unteren agglomeratischen Serie in 2500 m-Tiefe kann ein sehr grobkörniger, subvulkanischer Trachyt- bzw. Syenitschutt beobachtet werden. Das Liegende des Vulkanits wurde auch hier nicht erreicht.

In der Bohrung *Tét 1.* im unteren Teil der unterpannonischen Schichten, in 2030 bis 2086 m-Tiefe liegt eine Tuffschicht mit Trachytlapillis, etwas Quarz, Biotit und viel Plagioklas- bzw. Sanidinkristallen, deren Trachytlapillis ohne Zweifel von der Masse von Pásztori stammen.

In der Bohrung *Bősárkány 1.*, im obersten Teil des mächtigen sarmatischen Komplexes, schon innerhalb der unterpannonischen Schichten, in 3600 m-Tiefe kann eine 2 bis 8 mm grosse Trachytlapillis enthaltende, aus viel Sanidin und vielen Plagioklaskristallen bestehende Tuffschicht beobachtet werden. Wegen der abschnittsweise vorgenommenen Probenahme kennen wir die genaue Mächtigkeit des Tuffes nicht, aber wir nehmen an, dass sie nicht allzusehr gross, ca. 5 bis 10 m sein dürfte.

### Lithologische Merkmale

#### *Basalte*

Die oberste Probe aus dem 100 m mächtigen Basaltkomplex der Bohrung *Pásztori 4.* ist von mikroholokristallinem—körnigem, leicht porphyrischem Charakter. Die Durchschnittsgrösse der Gemengteile liegt zwischen 0,1 und 0,4 mm, aber sie kann sogar 2 mm erreichen. Hier sind die grössten Phenokristalle fast ausschliesslich von Augiten vertreten. Unter ihnen sind auch einige Kristalle von violetter Farbe und Sanduhr-Struktur vorzufinden, die Titanaugit darstellen (2V = 60—61%).

Bei den grösseren Augitkristallen ist der äussere Saum vom Ägirin-Augit-Charakter. In der aus Augit, Oxyamphibol und basischem Plagioklas beste-

henden Grundmasse kommen auch ein paar Olivinkristalle vor. In mittleren Teil des Komplexes steht schon die Textur der mikroholokristallin-porphyrischen nahe, die Phenokristalle sind grösser und bestehen aus Plagioklas und Augit zu je 50%. In der untersten Probe sind die Phenokristalle fast ausnahmslos basische Plagioklase.

Die basaltischen Ganggesteine der Bohrung *Pásztori I.* sind im wesentlichen ähnlich, doch entsprechen sie angesichts ihrer mineralogischen Zusammensetzung eher dem Plagioklasbasalt alkalischen Charakters. Die Gemengteile erreichen sogar eine Grösse von 4–5 mm. Dominant ist der basische Plagioklas, daneben kommen Oxyamphibol, etwas Alkali-amphibol Varkevikit-Charakters ( $2V=38^\circ$ ), basaltischer Augit, Titanaugit, ein durch einen aus Magnetit, und Augit bestehenden, opazitischen Saum umrandeter Biotit, lepidomelanführender Biotit mit hohem Ti-Gehalt und ein-paar Leucitkörner vor. Verhältnismässig häufig ist Magnetit bzw. — hauptsächlich als Einschluss — Rutil. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt dieser Gesteine beträgt nicht mehr als 45%, nicht einmal im Falle, wenn der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt abgerechnet wird. Der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt ist ziemlich hoch, erreicht sogar 3,3%. Der 2- und 3-wertiger Eisengehalt liegt bei 10%, trotzdem ist auch die K + Na-Menge ziemlich gross, ca. 5–6% (Tabelle 2.).

### *Trachyte*

Die Trachyte weisen entweder eine fluidale, „trachytische“ Textur oder ein — gegen die tieferen Horizonte beobachtbares — holokristallines porphyrisches Gewebe auf, das aus einer gleichmässig kristalliner-körniger Grundmasse und über cm grossen Phenokristallen besteht. Für die Zusammensetzung ist es kennzeichnend, dass der Quarz nur in den höheren Horizonten auftritt, er quantitativ untergeordnet ist, seine Menge im allgemeinen unter 5% liegt und in keiner Probe 10% überstieg. In den tiefen Horizonten wurde Quarz gar nicht beobachtet. 70 bis 85% des Gesteins besteht aus Feldspat, darunter dominiert sowohl in der Grundmasse, als auch unter den Phenokristallen Sanidin. Das charakteristische trachytische Gewebe der Grundmasse ergibt sich aus der parallelen Anordnung der Sanidinlatten und da sich diese fast gleichzeitig auskristallisiert haben, sondern sie sich voreinander nicht mit einer scharfen Grenzfläche ab. Die tafeligen Sanidinkristalle sind im allgemeinen Karlsbadzwillinge, quergeklüftet, oft enthalten sie Albitspindel. Unter den Phenokristallen sind saure Plagioklas (Oligoklas-Andesin) bzw. in den tieferen Horizonten Anorthoklastafeln häufig zu finden ( $2V=40^\circ$ ); unter diesen kommen auch Albit—Periklin—Zwillingsindividuen bzw. Exemplare von charakteristischem rhomboidalen Querschnitt vor.

Die mafischen Komponenten sind spärlich, zersetzt, ihre Menge liegt in der Regel unter 10%. Die geringen unversehrten, bestimmbareren Komponenten bestehen aus Grünamphibol, Oxyamphibol, Biotit bzw. sehr wenig Augit. Als nebensächliche bzw. akzessorische Komponenten treten Magnetit, Zirkon und Titanit auf. Sekundär lässt sich eine starke Calcitisierung beobachten. Der K- und Na-Gehalt beträgt von 9 bis 11%, dabei ist der Na-Anteil von etwas mehr, was teils mit dem Vorhandensein von Anorthoklas, teils dem Auftreten von saurem Plagioklas zu erklären ist. Verhältnismässig gross ist der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt, er stammt nur teilweise vom Titanit, es ist wahrscheinlich, dass auch der zersetzte Augit titanhaltig war.

### Das Alter der vulkanischen Tätigkeit

Aus der Lage der zwei verschiedenen Vulkanite folgt es eindeutig, dass der trachytische Vulkanismus älter, der basaltische jünger ist.

Die metavulkanische Umwandlung der Trachyte der Kleinen Ungarischen Tiefebene äussert sich vor allem nur in Karbonatisierung, die Sanidin- und Plagioklaskörner befinden sich in ihrer überwiegenden Mehrheit noch in dem Zustand, wie sie aus der Lava auskristallisierten.

In der Bohrung Bósárkány 1. lagert der trachytlapilliführender Tuff an der Basis der unterpannonischen Schichtenfolge die sich über dem mächtigen fossilführenden sarmatischen Komplex befindet. In der Bohrung Tét 1. wurde das unterpannonische Alter der Tuffe durch die reiche Sporomorphem-Vergesellschaftung der darunter lagernder Tonmergel bewiesen. Mit einer ausführlichen Vergleichsuntersuchung konnte eine enge genetische Beziehung zwischen den Tuffen von Bósárkány und den von Tét ebenfalls bewiesen werden.

In den in der Umgebung von Pásztori abgeteuften Bohrungen werden die Magmatite von sogar faunistisch belegten unterpannonischen Ablagerungen nur in geringer Mächtigkeit überlagert. Am mächtigsten ist dieser Komplex in der Bohrung Pásztori 4., aber selbst hier übertrifft sie 200 m nicht. Diese Ablagerungen vertreten nur den obersten Horizont der stratigraphischen Unterstufe. Es ist wichtig, dass die magmatischen Massen unmittelbar von den pelitischen Sedimenten überlagert sind, und dass die an Transgression gebundenen, gröberen klastischen Sedimente fehlen. In der oberpannonischen Unterstufe kam es zu einer raschen Absenkung des Gebietes um Pásztori—Szany. Hier ist die Sedimentmasse viel mächtiger, als in den Rändern. Zu einem solchen relativ schnellen Absenkung kam es wahrscheinlich auch in der unterpannonischen Unterstufe und das Becken wurde grösstenfalls mit Pyroklastikum aufgefüllt.

Die in der Bohrung Pá 1. durchbohrten Basalte sind sicherlich Gänge. Im Top der oberpannonischen Schichtenfolge wurde in der Bohrung Szany 1. ein Basalttuffauswurf beobachtet. Aus dem Sandstein, der in der Bohrung von Pásztori zwischen die Trachytagglomerat-Schichten eingeschaltet ist, sind Lithothamnien-Bruchstücke und Foraminiferen-Fragmente zum Vorschein gekommen. Ihre Erscheinungsform weist ausgesprochen auf eine Umhäufung hin. Die Umhäufung der Mikrofauna in jüngere Schichten ist eine von uns auf der Kleinen Tiefebene wiederholt beobachtete, relativ häufige Erscheinung. Dass die Fauna umgehäuft ist, kann im allgemeinen aufgrund der starken Abrundung, Abrollung der Individuen, ihrer Zerbrochenheit sicher festgestellt werden.

Die wahrscheinlichste Zeit des trachytischen Vulkanismus war also Ende Sarmat bzw. unterer Teil der untersarmatischen Unterstufe, während der Basalt teils vom unterpannonischen, teils vom oberpannonischen Alter ist.

### Charakter des Vulkanismus, magmatektonische Verhältnisse

Angesichts des Ablaufes der Isolinien geophysikalischer Karten muss die vulkanische Masse mit einer grossen, ringförmigen, zylindrischen Bruchstörung im Zusammenhang stehen, deren Zentrum sich in der Kreuzung von zwei grosstektonischen Linien befindet. Die eine Linie ist SW—NO gerichtet, ihr SW-Teil ist als Raab-Linie bekannt geworden; die andere ist die sie schnei-



dende tektonische Zone, längs welcher der Rücken von Mihályi abgesunken ist. Auf die derartige, etwa schachbrettförmige Zerstückelung der Kleinen Ungarischen Tiefebene durch solche, sich kreuzende Bruchstörungen haben schon mehrere Verfasser hingewiesen.

Die ganze vulkanische Masse kann auch vulkanotektonisch als eine enorme Bruchstörungsstruktur (Kollapsen-Struktur) mit an den Rändern inwärts einfallenden Schichten gedeutet werden.

Der leicht alkalische Charakter, verhältnismässig hohe Fe- und Ti-Gehalt des Trachyts bzw. der alkalische Charakter des Basaltes und besonders der doleritischen Ganggesteine sprechen für die Verwandtschaft der beiden Gesteine. So wird es für wahrscheinlich gehalten, dass es sich um verschiedene Differentiationsprodukte einer und derselben Magmakammer handelt. Bezüglich ihrer Zusammensetzung kommen die Basalte den Alkalibasalten des Balatonhochlandes und den Basaniten des Sághegy nahe. Der Trachyt stellt den unmittelbaren Vorläufer des auf der Kleinen Ungarischen Tiefebene, an ihrem Rande und im Balatonhochland stattgefundenen Basalt—Basanit-Vulkanismus dar.



## A PANNÓNIAI-MEDENCE NEOGÉN KÉREGFEJLŐDÉSE KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A KUNSAGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETRE

HORVÁTH FERENC\*

### Bevezetés

A Kárpátok, a Dinaridák és az Alpok keleti végződése olyan neogén — kvarter medencerendszert zár körbe, amelynek fő egysége a Pannóniai-medence és amelyhez a Stíriai-medence, a Bécsi-medence, a Kárpátaljai-süllyedék és az Erdélyi-medence csatlakozik. Célserű az elsőt centrális, az utóbbi négy medencét pedig periferikus medencének nevezni.

A Pannóniai-medence morfológiailag nem egységes: alföldeket (Nagy- és Kisalföld, Dráva-medence), dombvidékeket (Zala, D-Dunántúl) és hegységeket (Magyar-középhegység, Mecsek) foglal magába. A morfológiai különbségeket a terület eltérő neogén — kvarter süllyedéstörténetére utalnak. A kronosztratigráfiai egységek kor- és vastagságadatai, őskörnyezeti tényezők, valamint az üledékek kompaktiója alapján a süllyedés időbeli menete rekonstruálható.

A cikk áttekintést ad arról, hogy milyen geodinamikai folyamatok következménye a kéreg-süllyedés és a medencefejlődés. Elméleti megfontolásainkat a Pannóniai-medencére és a periferikus süllyedésekre alkalmazzuk és felvázoljuk a területen a kéreg és a litoszféra fejlődésének az utóbbi 20 millió évben — ezen belül is elsősorban a kunsági (pannóniai s. str.) emelet során — végbent fő vonásait.

### A medencesüllyedés geofizikai modelljei

Széleskörűen igazolt, hogy a Föld egésze és különböző nagyszerkezeti egységei jó közelítéssel izosztatikus egyensúlyi állapotban vannak. A Föld tektonikusan legaktívabb részein léteznek azonban olyan szerkezeti elemek (pl. a mélytengeri árkok), amelyek erősen eltérnek az izosztatikus egyensúlyi állapottól. A nem egyensúlyi tömegeloszlás miatt ezekhez a területekhez jelentős izosztatikus gravitációs anomáliák kapcsolódnak. A Föld különböző korú medencéit általában kis anomáliák jellemzik. Ez azt mutatja, hogy a medencealakulást létrehozó mélyszerkezeti változások izosztatikusan állandóan jól kompenzááltak. Jogos tehát azt feltételezni, hogy a medencefejlődés folyamata izosztatikus egyensúlyi állapotokon keresztül valósul meg.

Az izosztázia törvénye szerint a kompenzációs szint felett elhelyezkedő kőzetoszlopok talpnyomásának egyenlőnek kell lenni. A kompenzációs szint a normálállapotú litoszféra alján (az asztenoszféra tetején) húzódik, amelyet általában 125 km-nek vesznek. Általánosságban igaz, hogy egy litoszfératömb süllyedése akkor következik be, ha olyan szerkezeti változások történnek,

\* Eötvös Loránd Tud. Egy. Geofizikai Tanszék Budapest, Kun Béla tér 2. H—1083

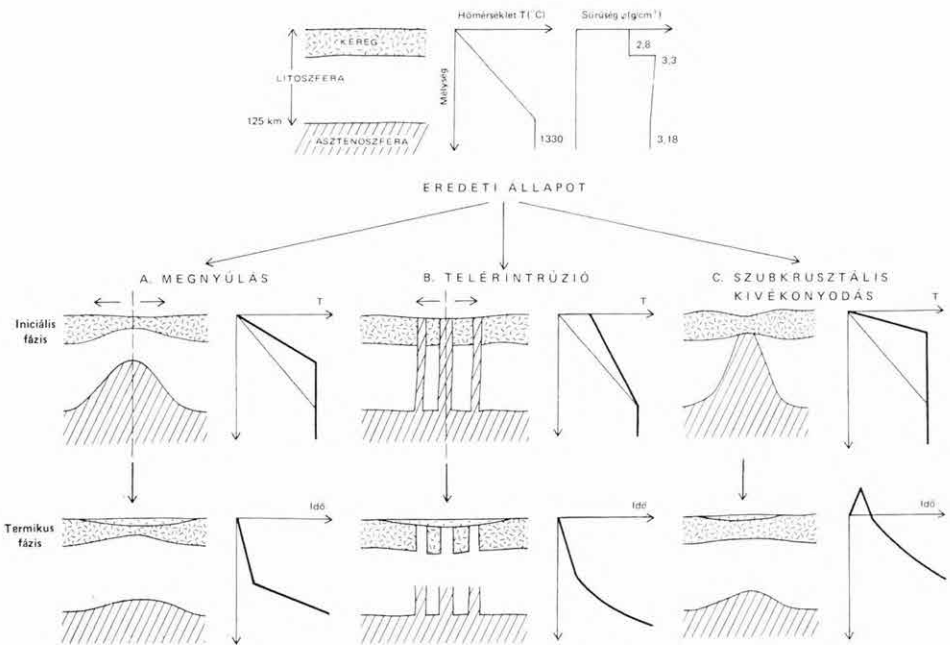
amelyek ennek a 125 km vastag tömbnek az átlagsűrűségét (súlyát) megnövelik. A következőkben az ilyen jellegű szerkezeti változások közül hármát ismertetünk, amelyek a megfigyelések szerint alapmodelleknek tekinthetők (SCLATER et al. 1980). A modellek lényeges tulajdonsága az, hogy a végbenő folyamatok matematikailag leírhatók, így érvényességük elméletileg ellenőrizhető.

A modellszámítások során a következő egyszerűsítő feltevéseket tesszük (1. ábra):

1. A kéreg és a litoszféra kéreg alatti része sűrűség szempontjából homogén. A sűrűség változása (csökkenése) a hőmérséklet-növekedés miatt bekövetkező termikus expanzió következménye.

2. A litoszféra termikus paraméterei nem függenek a mélységtől, a radioaktív hőtermelés elhanyagolható, tehát az egyensúlyi hőmérséklet – mélység függvény lineáris.

3. A litoszféra egy adott hőmérsékleti küszöb (esetünkben 1333 °C) felett asztenoszférává válik, és megfordítva. Az asztenoszféra hőmérséklete, a vizsgált mélységű tartományban állandó.



1. ábra. Medencealakulást létrehozó litoszféra változások modelljei

Az ábra felső része a normál állapotú litoszféra szerkezetét, hőmérsékletét és sűrűségét mutatja. A litoszféra megnyúlása (A), telér intruziók (B) és subkrustális kivékonyodás (C) iniciális süllyedéshez (C esetben emelkedéshez és süllyedéshez) vezet, és az ábrán bemutatott módon megemeli a litoszféra hőmérsékletét. Ennek a hőmérsékleti anomáliának hővezetéssel való elenyészése hozza létre a süllyedés második, ún. termikus fázisát (alsó sor).

Abb. 1. Modelle der für die Beckenbildung hervorgerufenen Lithosphärenveränderungen  
Der Obere Teil der Abbildung zeigt die Struktur, Temperatur und Dichte der Lithosphäre in normalem Zustand. Lithosphärenverlängerung (Fall A), Dike-Intrusionen (Fall B) und subkrustale Verdünnung (Fall C) führen zu einer Initialsubsidenz (im Fall C zu einer Emergenz und Subsidenz), und erhöhen die Temperatur der Lithosphäre, wie es in der Abbildung zu sehen ist. Das Abklingen dieser Temperaturanomalié mit Wärmeleitung bringt die zweite, sog. thermische Phase (untere Reihe) der Subsidenz zustande

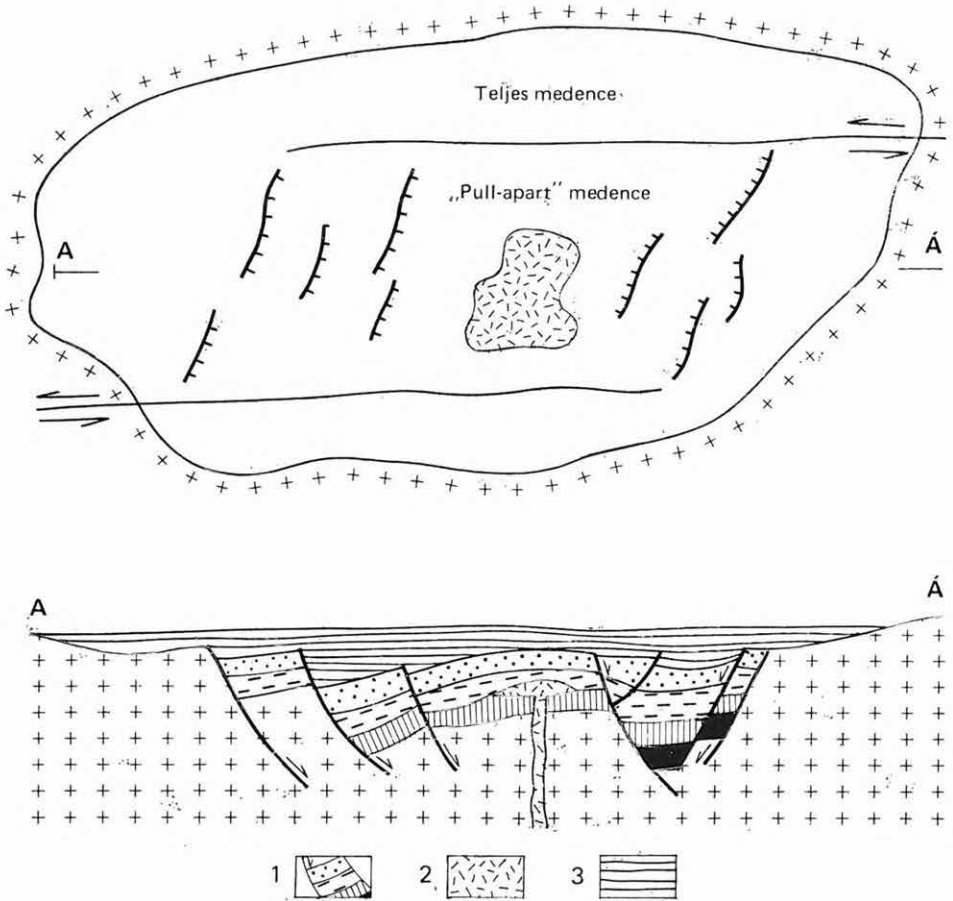
*Megnyúlás.* A litoszféra egy darabja horizontális húzófeszültségek hatására feldarabolódik, megnyúlik és eközben arányosan kivékonyodik, egyúttal a forró asztenoszféra felboltozódik („A” modell). Ehhez a szerkezeti változáshoz süllyedés kapcsolódik, ha az eredeti kéregvastagság 18 km-nél nagyobb. Vagyis kontinentális területeken a litoszféra megnyúlása mindig kéregsüllyedést eredményez. Ezt a fázist iniciális süllyedésnek nevezzük. Ennek során a litoszféra felső, merev része sík vagy görbült normálvetők mentén feldarabolódik. A vetők az iniciális fázis során lerakódó üledékeket is harántolják (szinszedimentációs vetők). Ha a vetősík görbült, akkor az eredetileg vízszintes üledékhorizontok a vető mentén dőlésirányba haladva egyre ferdebb helyzetűek (2. ábra). Az iniciális süllyedést követi egy lassúbb, passzív fázis, amelyet termikus süllyedésnek hívunk. Az ekkor lerakódó üledékek nem tektonizáltak és általában nagyobb területi elterjedésűek. A termikus süllyedés oka az, hogy a megnyúlás során létrejött termikus anomália hővezetés útján elenyészik, azaz a felboltozódott forró asztenoszféra fokozatosan sűrűbb litoszférává hűl. Lévéen a hővezetés igen lassú folyamat, ez a süllyedés hosszú ideig tart, első 10–20 millió éves periódusa közel lineáris.

A litoszféra megnyúlása általában árkos beszakadásokhoz (rift) kapcsolódik, amelyek a normálvetők csapása irányában több száz, esetleg ezer kilométer hosszúságot is elérnek (Rajnai-árok, Kelet-afrikai árokrendszer stb.). Az észak-amerikai Basin and Range provincia területén, ahol jelenleg is folyik a litoszféra megnyúlása, nincsenek ilyen hosszú árkok, hanem nagyobb területen számos rövidebb vető található. Ezeket transzkurrens vetők kötik össze („en echelon” normálvető rendszer).

A megnyúlásos litoszféraelakulás harmadik formája transzkurrens vetőkhöz kapcsolódik és általában kisebb területekre terjed ki. A valóságban egy transzkurrens vető sohasem egyetlen sík felület, hanem görbült, hajladozó, szétágazó, illetve megszakadó felületeket alkot. Amennyiben egy transzkurrens vető a 2. ábra felső részén látható módon megszakad, akkor a két vető között litoszféra megnyúlással ún. széthúzásos medence jön létre. Transzkurrens vetőrendszerek érdekes sajátossága, hogy a vetők menti elmozdulás irányától és a vetők térbeli helyétől függően nemcsak húzásos, hanem egyidejű torlódásos (gyúrt) szerkezetek is kialakulhatnak (CROMWELL 1974).

*Köpenyeredetű telérbenyomulások.* A litoszféra horizontális húzófeszültségek hatására megreped és köpenyanyag nyomul be, teléreik formájában, a litoszférába. A szerkezeti változás megnöveli a litoszféra átlagsűrűségét és megemeli hőmérsékletét (1. ábra, B modell). Ez esetben is van egy iniciális süllyedési fázis, amely a telérek benyomulásához kapcsolódik. Ezt követi a termikus süllyedési szakasz, amely a megemelt hőmérsékletű litoszféra konduktív hűlésének a következménye. Az előző modellel szemben itt a termikus süllyedésnek már a korai periódusa sem egyenletes, hanem az idő négyzetgyökével arányos.

*Szubkrustális kivékonyodás.* Ebben az esetben a szerkezeti változás oldalirányú kiterjedés nélkül zajlik le, a litoszféra alulról való fokozatos elvékonyodásával. A modell érdekes sajátossága az, hogy mindaddig, amíg a litoszféra kéregalatti része vékonyodik el (1. ábra, C modell) — az átlagsűrűség csökkenése miatt — a litoszféra felszíne emelkedik. A süllyedési szakasz akkor indul meg, amikor a kis sűrűségű kéreg kezd el alulról kivékonyodni. Ebben az esetben tehát az iniciális fázis összetettebb, emelkedés és süllyedés is történik, amelyek összege lesz az eredő térszín. Az ezt követő termikus fázis

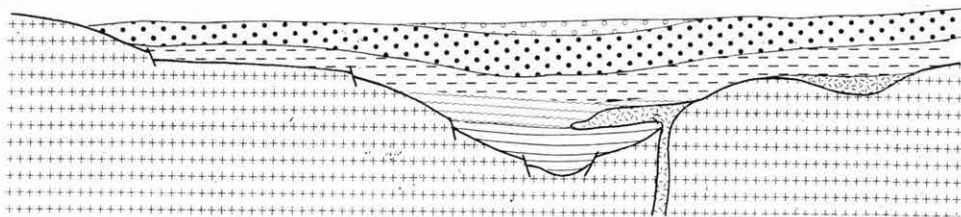


2. ábra. Megnyúlással kialakult medence idealizált vázlata

Megnyúlással létrejövő medenék gyakran kapcsolódnak transzkurrens vetőrendszerhez (J. C. CROMWELL 1974). Ha egy ilyen vető valamely területen nem folyamatos, akkor az ábrán látható széthúzásos medence alakul ki, amely felülnézetben jellegzetes romboid alakú (felső ábra). Az A—Á szelvény menti metszeten (alsó ábra) látható, hogy a megnyúlás hatására az aljzat feldarabolódik és az egyes tömbök normál vetők mentén lezökkennek. Ha a vetősík görbült, akkor a tektonizált üledékek (1) fokozatosan egyre nagyobb dőlést mutatnak. Az aljzat feldarabolódásához vulkanizmus kapcsolódhat (2). Az aktív, megnyúlásos fázis után következő termális süllyedés során lerakódó üledékek nem tektonizáltak és nagyobb területre terjednek ki (3). A két fázis során lerakódó üledékösszlet között gyakran regionális diszkordancia mutatható ki

Abb. 2. Idealisierter Skizze eines Extensionsbeckens

Die Extensionsbecken sind oft an transkurrente Verwerfungssysteme gebunden (CROMWELL, 1974). Wenn eine solche Falte in einem Gebiet nicht kontinuierlich ist, bildet sich das in der Abbildung dargestellte Pull-Apart-Becken, das in Draufsicht eine rhomboidale Form aufweist (obere Abbildung). Auf dem Schnitt längs des Profils A—Á (untere Abbildung) sieht man, dass der Untergrund infolge der Extension zerstückelt wird, und die einzelnen Blöcke längs Normalverwerfungen absinken. Wenn die Verwerfungsfläche gekrümmt ist (lystrische Verwerfung), weisen die tektonisch gestörten Sedimente immer ein gesteigertes Einfallen auf (1). An die Zerstückelung des Untergrundes kann ein Vulkanismus gebunden sein (2). Im Laufe der thermischen Absenkung, die der aktiven Extensionsphase folgt, kommen Sedimente zur Ablagerung, die nicht tektonisiert sind und sich auf einen größeren Raum verbreiten (3). Zwischen den zwei Fasen abgelagerten Sedimentkomplexen kann oft eine regionale Diskordanz nachgewiesen werden



### 3. ábra. Tiszán szubkrusztális kivékonyodással kialakult medence szelvényvázlata

A szubkrusztális kivékonyodás folyamata kiemelkedéssel kezdődik, amely a kéregvékonyodás mértékétől függően állandósul, kompenzálódik vagy süllyedéssé válik. Az így létrejövő egyenetlen térszín a termikus süllyedési fázis során alakul nagy kiterjedésű medencévé. A süllyedés sebessége közelítőleg állandó, de helyről helyre erősen változó mértékű lehet. A lerakódó üledékek jellegét öskörnyezeti tényezők határozzák meg, a kialakult szerkezeti formákat pedig elsősorban a kompaktió befolyásolja. Kis elvetési magasságú normál vetők helyenként található az aljzatban, de ezek nem, vagy csak kivételes esetben harántolják a medencét kitöltő fiatalabb üledékeket. Az asztenoszféra jelentős felbontozódása miatt a medencefejlődés iniciális fázisához jelentős vulkanizmus kapcsolódhat

### Abb. 3. Idealiszierte Profilskizze eines durch subkrustale Verdünnung entstandenen Beckens

Der Vorgang der subkrustalen Verdünnung beginnt mit einer Aushebung, die sich in Abhängigkeit von der Größe der Krustenverdünnung stabilisiert, kompensiert oder zu einer Subsidenz wird. Das so entstehende unebene Gelände wandelt sich in der thermischen Subsidenzphase in ein Extensionsbecken von grosser Ausdehnung um. Die Geschwindigkeit der Subsidenz ist annähernd konstant, doch kann sie stellenweise starken Veränderungen untersezt sein. Den Charakter der entstehenden Sedimente bestimmen paläoökologische Faktoren, während die entstandenen Strukturformen vor allem durch die Kompaktion beeinflusst sind. Normalverwerfungen von geringer Sprunghöhe finden sich stellenweise im Untergrund, doch durchqueren diese die jüngere Beckenauffüllung entweder nicht oder nur ausnahmsweise. Infolge der beträchtlichen Aufwölbung der Asthenosphäre kann sich der Initialphase der Beckenbildung ein kraftvoller Vulkanismus anschliessen.

nyugodt süllyedés (3. ábra), ennek első 10–20 millió éves szakasza közel egyenetles ütemű.

Hangsúlyozni kell, hogy a vázolt modellek egyszerűsített alapesetek és nem feltétlenül alternatívák. A valóságban ugyanis ezen modellek bármely kombinációja együttesen és (vagy) a tér–idő függvényében váltokozva működhet. Látható azonban, hogy az egyes modellek jól különböző süllyedéstörténetet és geofizikai (szerkezeti és geotermikus) jellemzőket eredményeznek (2. és 3. ábra). Amennyiben tehát egy medence süllyedéstörténetét az üledékképződési és szerkezeti „dokumentumok” alapján megbízhatóan meg tudjuk határozni, akkor rekonstruálható litoszférájának fejlődése, sőt szám-szerű becslést adhatunk az extenzió és kéregkivékonyodás mértékére is.

## A Pannóniai- és a periferikus medencék kialakulása

Egy medence süllyedéstörténetének meghatározása a medence üledékfelhalmozódásának történetén alapul. A következő ismeretekre van szükség:

a) Regionálisan alkalmazható krono- és biosztratigráfiai skála, az egyes emeletek határainak abszolút korával.

b) A vizsgált medence időhorizontjainak geometriai helyzete, azaz a kronosztratigráfiai egységek vastagsága és kora.

c) Az üledékköszlet szerkezete: folyamatos vagy megszakított-e az üledékképződés; vannak-e tektonikus deformációk; milyen mértékű az üledékek kompaktiója?

d) Az üledékképződés mélysége a mindenkori tengerszínhez viszonyítva.

e) Eusztatikus tengerszínváltozások.

Ezeket az adatokat sztratigráfiai, szedimentológiai, paleontológiai, szeizmikus és mélyfúrás geofizikai vizsgálatok együttesen szolgáltatathatják, de ismereteink a mégoly részletesen vizsgált Kárpát-medencén belüli pannóniai területen is néhol eléggé hiányosak. Az egyik fő probléma az, hogy a medence üledékeinek döntő részét alkotó pannóniai (s. l.) képződmények krono- és biosztratigráfiai tagolása a kevés koradat, illetve az endemikus fauna miatt nem kellően tisztázott és vitatott. A következő neogén–kvarter időskálát használjuk: kárpáti: 18–17 millió év, bádai: 17–14,5 millió év, szarmata: 14,5–11,5 millió év, pannóniai (s. l.): 11,5–1,8 millió év és kvarter: 1,8–0,0 millió év. A pannóniai (s. l.) további bontásának kérdésében a következő a szerző álláspontja. A magyarországi értelemben használt alsó-pannóniai (kunsági) és felsőpannóniai (balatoni) egységek kronosztratigráfiai tartalma nem megnyugtatóan tisztázott; az 5,5 millió éves határt (BALÁZS et al. 1981) mint kényszerű közelítést fogadtuk el. A Bécsi-medencében és Kárpátalján a pannóniai s. str. és a pontusi határa 8 millió év körül feltételezhető (SENEŠ 1979). A Pannóniai-medence neogén üledékei néhány kivételtől eltekintve („Szávai” redők öve, kiskunhalasi öv) jelentősen nem gyűrtek és az üledékképződés a mélyzónák területén folyamatosnak látszik. (Vö. BÉRCZI et al., BARDÓCZ et al., BALÁZS E. – NUSSZER A. – ebben a kötetben). A periferikus medencékben sincs számottevő neogén gyűrődés, de a Bécsi-medencében a kárpáti–bádai határon diszkordancia van. A vizsgálatok szerint azonban ez a diszkordancia nem jelent jelentős üledékhiányt (STEININGER F. szóbeli közlése).

A jelen becslő számítások során megengedhető, hogy a kompakció, az eusztatikus tengerszint-változások, valamint az üledékképződési mélység változásából adódó korrekciókat elhanyagoljuk. Számításainkat a Bécsi-medence és a Kárpátaljai-süllyedék egy-egy jellegzetes süllyedéstörténeti görbéjére és két-két Pannóniai medencebeli görbére alapoztuk (4. és 5. ábra). A felhasznált matematikai alapösszefüggések megtalálhatók SCLATER et al. (1980) munkájában. A részletesebb és pontosabb süllyedéstörténeti számításokról más helyütt adunk számot (ROYDEN et al. 1983).

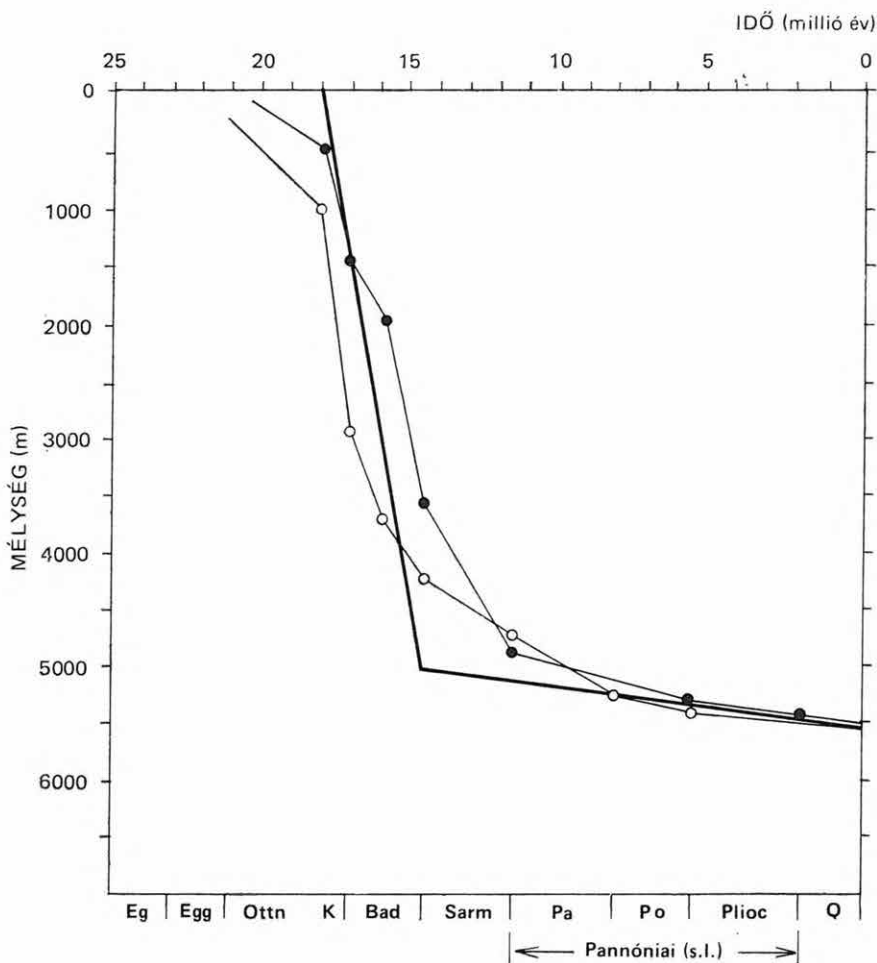
#### A periferikus medencék modellje

A periferikus medencék jellegzetessége az igen gyors kárpáti–bádai és sokkal lassabb fiatalabb süllyedés. Ezen túlmenően szerkezetük és alakjuk igen közel áll a 2. ábrán látható megnyúlásos medencemodellhez. Valóban, ha a kárpáti és bádai során kétszeres litoszféra megnyúlást tételezünk fel, amely egy eredetileg 36 km vastag kérgű területet érintett, akkor a tényleges süllyedéstörténetet jól közelítő elméleti görbét kapunk (4. ábra). A bekövetkező folyamatok végeredménye egy 5,5 km mély medence 24 km-es kéregvastagsággal, vagyis 29,5 km-es Moho-mélységgel. Tehát mind a tényleges süllyedéstörténet, mind a jelenlegi kéregszerkezet jó egyezést mutat az elméleti modellel.

#### A Pannóniai-medence modellje

A Pannóniai-medence a periferikus medencéknél nagyobb és inhomogénebb egység. A jelen tanulmányban két medencetípusra vonatkozó eredményeket tekintjük át. Ezek az 1–2 km mélységtartományba eső sekély területek és a 4–7 km vastag üledékekkel feltöltött, délföldi típusú mélyzónák (6. ábra).





1 • 2 0

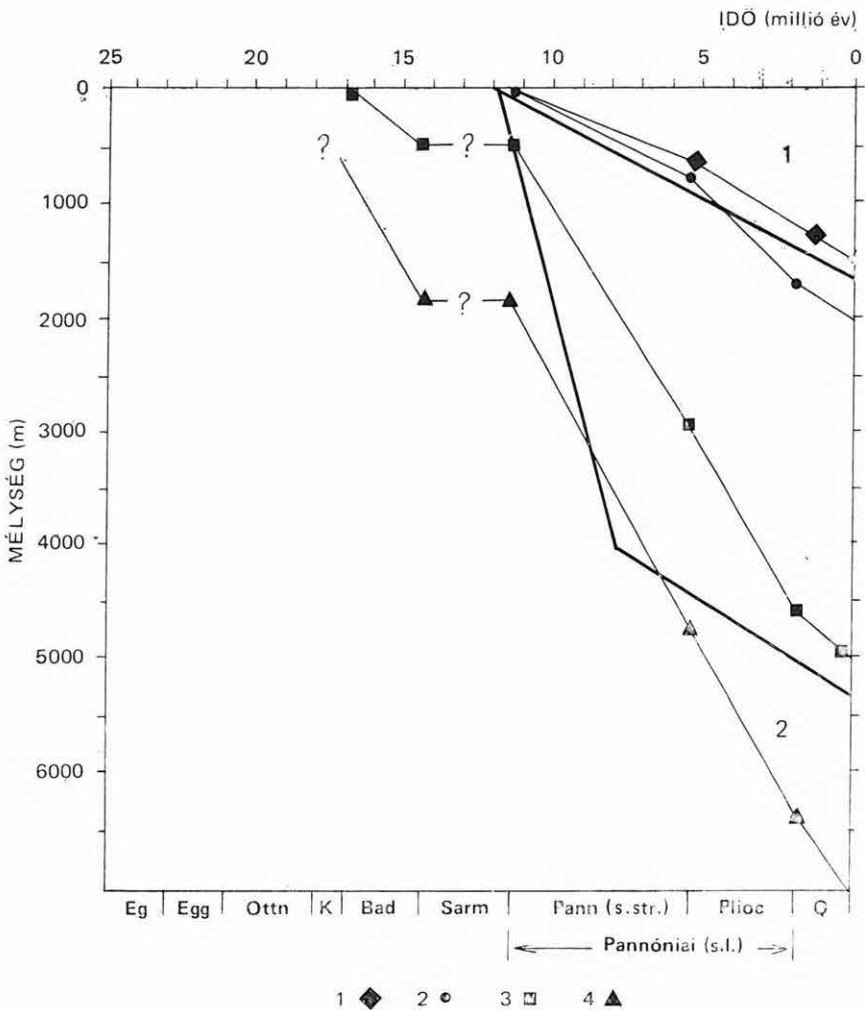
4. ábra. A periferikus medencék két jellegzetes süllyedés-mélység összefüggése (Bécsi-medence: R. JIŘIČEK—Č. TOMEK 1981, Kárpátaljai süllyedék: R. RUDINEC et al. 1981) és kétszeres litoszféra megnyúlás esetére számolt elméleti süllyedéstörténet

A modellszámolás során az 1. ábra felső részén feltüntetett értékeket használtuk, az eredeti kéregvastagságra pedig 36 km-t tételeztünk fel.

1. Kárpátaljai süllyedék, 2. Bécsi-medence

Abb. 4. Zwei charakteristische Subsidenz-tiefe-Zusammenhänge der peripherischen Becken (Wiener Becken: JIŘIČEK und TOMEK, 1981; Transkarpatische Senke: RUDINEC et al., 1981) und eine theoretische, für den Fall einer doppelten Lithosphärenextension berechnete Absenkungsgeschichte

Bei der Modellberechnung haben wir die im Oberteil der Abb. 1 angeführten Werte benutzt, während für die ursprüngliche Krustenmächtigkeit 36 km angenommen wurde. 1. Transkarpatische Zenke, 2. Wiener Becken



5. ábra. A Pannóniai-medence jellegzetes üledékvastagság-mélység összefüggései a sekély zónákra (1-es görbék) és a déalföldi típusú mélymedencékre (2-es görbék) (NAGYMAROSY A. 1981) és két modellre számolt egyszerű süllyedéstörténeti görbe

A számítások során az 1. ábra felső részén feltüntetett paramétereket és 36 km eredeti kéregvastagságot használtunk.

1. Biharnagybajom, 2. Szank 2. sz. fúrás, 3. Derecske I. sz. fúrás, 4. Hódmezővásárhely I. sz. fúrás

Abb. 5. Charakteristische Subsidenz-Tiefe-Abhängigkeiten des Pannon-Beckens (Kurve 1) sowie die für die Tiefbecken vom Südföld-Typus (Kurve 2) (A. NAGYMAROSY, 1981) und auf zwei Modelle gerechnete Senkungsgeschichtliche Kurve

Bei den Berechnungen verwendeten wir die auf dem oberen Teil der Abb. 1. vorgeführten Parameter und 36 km ursprüngliche Krustenmächtigkeit



6. ábra. A Kárpát-medencék neogén — kvarter vastagsági térképe

1. 1 és 2 km-es vastagsági izovonalak, 2. 3 és 4 km-es vastagsági izovonalak, 3. Pre-neogén konszolidált területek, 4. az alpkárpáti flis-öv mitecén korú takarórendszer, illetve kvarter gyűrődések területe, 5. molassz elősílyedék és a stabil európai előfőler

Abb. 6. Neogen — Quartär-Mächtigkeiten-Karte der Karpatenbecken

1. 1- und 2 km-Mächtigkeiten-Isolinien, 2. 3- und 4 km-Mächtigkeiten-Isolinien, 3. Preneogene konsolidierte Gebiete, 4. Miozänes Deckensystem der Alpen-Karpatischen Flisch-Zone sowie das Gebiet Quartär-Faltungen, 5. Molass Vordepression und das stabile europäische Vorgebiet

Több sekély területen az alsó- és középső-miocén üledékek hiányoznak, az üledékképződés a pannóniai s. str. során indul meg. A mélyzónákban a süllyedés legkésőbb a bádeniben, sokhelyütt a kárpátiban kezdődött. Az egész medencerendszer legmélyebb depressziójába telepített Hód I. mélyfúrás 5842,5 méterben bádeni üledékekben állt meg, de a szeizmikus képszerint még legalább 500 m vastagságban feltehetőleg miocén képződmények vannak a medencealjzat felett (5. ábra). Néhány kivételtől eltekintve elmondható, hogy a szarmata előtti üledékes képződmények vastagsága kisebb, mint a pannóniai üledékeké. E kivételek további vizsgálat tárgyát képezik. Szarmata üledékek jelenlétét számos alföldi mélyfúrásban a peremi területekről ismert faunával nem lehet igazolni, ezért létük sokáig vitatott volt. Újabb szedimentológiai vizsgálatok arra utalnak, hogy a mélymedencék tengelyzónáiban lerakódott, gravitációs üledékáramlás típusú üledékek tartalmazzák a szarmatát is (BÉRCZI I. személyes közlése). Annyi ennek ellenére biztosnak látszik, hogy a szarmata területi elterjedése és vastagsága kisebb mint a bádenié (JÁMBOR Á. in BALÁZS E. et al. 1981). A pannóniai s. str. folyamán az egész medencére kiterjedő süllyedés indult meg, amely a mélyzónák területén igen gyors volt. A süllyedés sebessége a balatoni emeletben (felső-pannóniai) és a kvarterben általában kisebb.

A Pannóniai-medence üledékeinek szerkezete különbözik a periférikus medencékétől és arra utal, hogy itt a litoszféra megnyúlása mellett a szubkrusztális kivékonyodás is jelentős szerepet játszott (3. ábra). Ha eredeti kéregvastagságként ismét 36 km-t veszünk fel, akkor a teljes kéreg alatti litoszféra kivékonyodása kb. 1,4 km emelkedéssel jár. Amennyiben a kivékonyodás a kergét is érinti, ez a felszín süllyedését eredményezi; 11 km kéregvékonyodás teljesen kompenzálja az emelkedést. Ha a szerkezetváltozási folyamat ekkor megáll, akkor a süllyedés termikus fázisa következik közel 140 m/millió év sebességgel. A Pannóniai -medence sekélyzónáinak kialakulását véleményünk szerint így magyarázhatjuk. A litoszféra kivékonyodási és megnyúlási folyamata valószínűleg az ottangiban kezdődött, a bádeniben kulminált és a kunsági emelet elején fejeződött be. Ez összhangban van a medencebeli riolitos – andezites vulkáni aktivitással és a szerkezeti képpel. A mélyebb süllyedések modellje ettől annyiban különbözik, hogy ezeken a területeken nagyobb mértékű volt a kéreg megújulása. További 6,5 km megnyúlás például 4,0 km iniciális süllyedést eredményez, amelyet 160 m/millió év sebességű termális süllyedés követ (5. ábra).

### Következtetések

A periférikus medencék mélyzónáinak kialakulása jól magyarázható a litoszféra kétszeres megnyúlásával. Természetesen a medencék sekélyebb részein a megnyúlásnak ennél kevesebbnek kellett lennie. A Bécsi-medence és a Kárpát-aljai-süllyedék számos hasonlósága mellett azonban van két, genetikai szempontból fontos különbség is. A Bécsi-medence hőárama alacsony (átlagosan  $50 \text{ mW/m}^2$ ) és a medencealakuláshoz nem kapcsolódott vulkanizmus. A Kárpát-aljai-süllyedék hőárama magas (átlagosan  $97 \text{ mW/m}^2$ ) és a medence alakulását több fázisban is intenzív vulkanizmus kísérte. Ez arra utal, hogy az utóbbi medence kialakulásában telérbenyomulásoknak is szerepük volt. Ezt a következtetést a lokális geotermikus és mágneses anomáliák korrelációja

alátámaszthatja (R. RUDINEC 1978), bár a magmás testek többlet hője ma már nem érezhető. A domináns mechanizmus kétségtelenül itt is a litoszféra megnyúlása volt, és a Kárpátaljai-süllyedéket is típusos széthúzódasos medencének tekinthetjük (2. ábra).

A kárpáti—bádeni emeletek során lezajló megnyúlás nem független esemény volt a két területen, hanem valószínűleg az egész területen uralkodó feszültségviszonyok eredménye. ROYDEN et al. (1982) a medencék geometriáját és tektonikáját tanulmányozva arra következtettek, hogy É—D-i kompresszió hatására ÉK—DNy és ÉNy—Dk irányú, konjugált transzkurrens vetőrendszer jött létre, amely az egész területet érintette. Lényeges transzkurrens mozgás valószínűsíthető a Dráva- és Száva-árok mentén. A Pannóniai-medence más részein is a litoszféra megnyúlását idézték elő a transzkurrens vetőkhöz kapcsolódó normálvetők.

A Pannóniai-medence miocén története meglehetősen eseménydús volt. Modellünk szerint az ottangiban kezdődött a litoszféra kivékonyodása és erre a feltehetően korántsem egyenletes folyamatra a bádeni és a szarmata során a litoszféra megnyúlása is szuperponálódott. Ezen egyszerű folyamatok bonyolult összjátéka hozta létre a Pannóniai-medence aljzatának térben és időben erősen változó mobilitását (BALÁZS et al. 1981).

A kunsági (pannóniai s. str.) emelet második felében általánossá váló üledékfelhalmozódást a sekélyzónák területén jól tudjuk magyarázni termális süllyedéssel. A mélyzónák területén a kunsági (pannóniai s. str.) emeletben is működő további kéregextenziót kell feltételeznünk. Hasonló volt az átmeneti zónák története is, csak a kéreg kivékonyodásának mértékében van különbség. Ezen modell alapján rekonstruálható a medence üledékeinek hőtörténete. Ennek fontos következményei vannak a szervesanyag maturációja szempontjából.

A vázolt modellek további finomítása szükséges, ami akkor lehetséges, ha a mélymedencék süllyedéstörténetét (vagyis a bádeni—pannóniai [s. l.] kronosztratigráfiát) pontosabban megismerjük. A Pannóniai-medence több jellegzetes süllyedéktípusát (Kisalföld, Dráva-árok, Nyírség stb.) jelen cikkben nem vizsgáltuk, de ezek tanulmányozása elengedhetetlen a Pannóniai-medence tektogenezisének teljes megértése szempontjából. Összefoglalásként a következő általános következtetések tehetők:

1. A Kárpátok íve által határolt területen transzkurrens vetőrendszerhez kapcsolódó extenzió hatására a litoszféra megnyúlt a kárpáti és bádeni emelet során.

2. A süllyedéstörténet és szerkezeti jellemzők alapján a megnyúlás a periferikus medencékben volt a legnagyobb; a Bécsi-medence és a Kárpátaljai-süllyedék mélyzónáira közel kétszeres megnyúlás számítható.

3. A Pannóniai-medencében is végbement a litoszféra megnyúlása, de ehhez jelentős subkrusztális kivékonyodás is kapcsolódott, mely valószínűleg már a korai miocénben elkezdődött. A két mechanizmus együttes hatásával tudjuk magyarázni a terület térben és időben változó miocén szerkezetfejlődését.

4. A Pannóniai-medence jelenlegi jellegzetes kéregszerkezete, hőanomáliája és a neogén üledékekben levő primer szervesanyag érettségi foka a vázolt folyamatok következménye.

## IRODALOM – LITERATUR

- BALÁZS E. et al. 1981: Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken. — Földt. Int. kiadv.
- CROMWELL J. C. 1974: Origin of Late Cenozoic basins in southern California. — In Dickinson W. R. (ed.): Tectonics and sedimentation. — Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 22: 190–204.
- JIRIČEK R.—TOMEK Č. 1981: Sedimentary and structural evolution of the Vienna basin. — Earth Evolution Sci. 1 (3–4): 195–204.
- NAGYMAROSY A. 1981: Subsidence profiles of the deep Neogene basins in Hungary. — Earth Evolution Sci. 1 (3–4): 218–222.
- ROYDEN L. H.—HORVÁTH F.—BURCHFIEL B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. — Bull. of the Geol. Soc. of America. 73: 717–725.
- ROYDEN L. H.—HORVÁTH F.—RUMPLER J. 1983: Evolution of the Pannonian basin system 1. Tectonics. — Tectonics 2 (1): 63–90.
- RUDINEC R. 1978: Anomalous bedding pressures and temperatures in the East Slovakian Neogene basin. — Miner. slovac. 10 (6): 481–504.
- RUDINEC R.—TOMEK Č.—JIRIČEK R. 1981: Sedimentary and structural evolution of the Transcarpathian depression. — Earth Evolution Sci. 1 (3–4): 205–211.
- SCLATER J. G.—ROYDEN L.—HORVÁTH F.—BURCHFIEL B. C.—SEMKEN S. C.—STEGENA L. 1980: The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. — Earth Planet. Sci. Letters. 51: 139–162.
- SENEŠ J. 1979: Geochronologie des stratotypes des étages du Miocène inférieure et moyen de la Paratethys Centrale utilisables pour la corrélation globale. — Geol. Zborn. Geol. Carpath. 30 (1): 99–108.

## **DIE KRUSTENBILDUNG DES PANNON-BECKENS IM NEOGEN IN BESONDERER HINSICHT AUF DIE KUNSÁG-STUFE (PANNONIEN S. STR.)**

VON

FERENC HORVÁTH

### **Einführung**

Die Karpaten und die Dinariden fassen ein neogen—quartäres Beckensystem um, dessen Haupteinheit das Pannon-Becken ist und an das sich das Steierische-Becken, das Wiener-Becken, die Transkarpatische-Becken und das Transylvanische-Becken schliessen. Darum ist es zweckmässig das erstere zentrale Becken von den letzteren vier peripheren Becken zu unterscheiden.

Das Pannon-Becken ist im morphologischen Sinne nicht einheitlich: es fasst Tiefebenen (die Grosse Ungarische Tiefebene und die Kleine Ungarische Tiefebene, das Drau-Becken), Hügelländer (das Zalaer Hügelland, Südtransdanubien) und Gebirge (das Ungarische Mittelgebirge, Mecsek) in sich. Die morphologischen Unterschiede weisen auf den verschiedenen Subsidenzablauf im Neogen—Quartär der behandelten Gebiete hin. Aufgrund der Alters- und Mächtigkeitsdaten der chronostratigraphischen Einheiten, der Paläoregimenfaktoren, bzw. der Kompaktion kann der zeitliche Ablauf der Subsidenz rekonstruiert werden.

In diesem Artikel wird eine Übersicht darüber gegeben, welche Rolle die geodynamischen Prozesse in der Krustensubsidenz und in der Beckenbildung gespielt haben. Unsere theoretischen Erwägungen wenden wir auf das Pannon-Becken und auf ihre peripherischen Becken an, und wir geben eine Skizze der Krusten- und Lithosphärenbildung der letzten 20 Millionen Jahre, im besonderen Hinblick auf die Kunság Stufe (Pannonien s. str.).

### **Die geophysikalischen Modelle der Beckensubsidenz**

Es ist allgemein bestätigt, dass die Erde als Ganzes, bzw. ihre verschiedenen grosstektonischen Einheiten approximativ im Zustande eines isostatischen Gleichgewichtes sind. In den tektonisch aktivsten Zonen der Erde sind aber solche tektonische Einheiten bekannt (z. B. die ozeanischen Gräben), die von dem isostatischen Gleichgewicht bedeutend abweichen. Infolge der instabilen Massenverteilung sind in diesen Gebieten bedeutende isostatische Gravitationsanomalien bekannt. Die einzelnen Becken der Erde von verschiedenem Alter sind im Allgemeinen durch kleine Anomalien gekennzeichnet. Das weist darauf hin, dass die in der Beckenbildung mitwirkenden tieftektonischen Veränderungen isostatisch ständig wohl kompensiert sind. Man kann also mit Recht annehmen, dass der Prozess der Beckenbildung durch Phasen isostatischem Gleichgewichtes verwicklicht wird.

Nach dem Gesetz der Isostasie soll der Sohlendruck der Gesteinskolonnen über dem Kompensationshorizont gleich sein. Der Kompensationshorizont ist

an der Base der normalen Lithosphäre (im Hangenden der Astenosphäre) zu finden, die im Allgemeinen um 125 km angenommen wird. Im Allgemeinen steht es fest, dass die Subsidenz eines Lithosphärenblockes durch solche tektonische Störungen verursacht wird, die die Durchschnittsdichte (das Durchschnittsgewicht) dieses 125 km mächtigen Blockes erhöhen. In den folgenden werden von den diesartigen tektonischen Störungen drei beschrieben, die unserer Meinung nach als Grundmodelle betrachtet werden können (SCLATER et al. 1980). Das Wesen dieser Modelle besteht darin, dass die Prozesse mathematisch beschreibbar sind und dadurch kann ihre Gültigkeit theoretisch kontrolliert werden.

Im Laufe der Modellberechnungen werden die folgenden Vereinfachungen angenommen (Abb. 1.):

1. Die Dichte der Kruste und des subkrustalen Teiles der Lithosphäre ist homogen. Die Veränderung (die Abnahme) der Dichte ist als Folge einer thermalen Expansion zu betrachten, die durch eine Temperaturzunahme ausgelöst ist.

2. Die thermalen Parameter der Lithosphäre sind von der Tiefe unabhängig, die radioaktive Wärmeproduktion kann ausser Acht gelassen werden, also die Gleichgewichtsfunktion Temperatur-Tiefe ist linear.

3. Die Lithosphäre wandelt sich über einem gegebenen Temperaturwert (in unserem Falle über 1333 °C) in Astenosphäre um und umgekehrt. Die Temperatur der Asthenosphäre ist im untersuchten Tiefenintervall konstant.

*Extension* (Stretching). Ein Stück der Lithosphäre verlängert und zerstückelt sich infolge der horizontalen Zugspannungen indem es sich proportional damit verdünnt. Gleichzeitig mit der Extension spielt sich die Aufwölbung der heissen Asthenosphäre ab (Abb. 1., Modell A). Diese tektonische Veränderung ist von einer Subsidenz begleitet, wenn die originale Krustenmächtigkeit mehr als 18 km beträgt. Die Extension der Lithosphäre auf den Kontinenten verursacht also immer eine Krusten Subsidenz. Diese Phase wird initiale Subsidenz genannt. Im Laufe dieses Prozesses wird der obere starre Teil der Lithosphäre entlang flacher oder gebogener Normalbrüche zerspaltet. Diese Brüche überqueren auch die während der initialen Phase abgelagerten Sedimente (syndementäre Brüche). Wenn die Bruchfläche gekrümmt ist, werden die ursprünglich horizontalen Sedimente entlang der Brüche in Fallrichtung immer steiler (Abb. 2.). Die initiale Phase wird von einer langsameren, passiven Phase gefolgt, die wir thermale Subsidenz nennen. Die in dieser Phase abgelagerten Sedimente sind tektonisch ungestört und allgemein auf grösseren Gebieten verbreitet. Der Grund der thermalen Subsidenz besteht darin, dass die während der Extension zustande gekommene thermale Anomalie durch Wärmekonvektion abgeführt wird, d. h. dass sich die aufgewölbte heisse Asthenosphäre graduell zu einer dichteren Lithosphäre abkühlt. Da die Wärmeleitung ein sehr langsamer Prozess ist, dauert diese Subsidenz ziemlich lange, und ihre erste 10–20 Millionen Jahre lange Periode ist approximativ linear.

Die Lithosphärenextension schliesst sich im Allgemeinen an die Riffzonen an, die in der Streichrichtung der Normalbrüche eine Länge von mehreren hundert, manchmal sogar tausenden von km erreichen. (Rhein-Graben, Ostafrikanischer Graben, usw.) Im Raum der Basin and Range Provinz (Nordamerika), wo die Lithosphärenextension auch heute noch vor sich geht, gibt es keine solchen langen Gräben, sondern es sind auf grösseren Gebieten viele,



kürzere Normalbrüche zu finden, die durch Transkurrentbrüche verbunden sind (Normalbruchsystem des „enéchelon“-Typus). Die dritte Form der Lithosphärenextension ist mit den Transkurrentbrüchen verbunden, und ihre Verbreitung ist auf kleinere Gebiete beschränkt. In der Wirklichkeit bildet ein Transkurrentbruch nie eine einzige Flachenoberfläche, sondern sie ist gekrümmt, gebogen, verzweigend, bzw. unterbrochen. Insoweit ein Transkurrentbruch, wie im oberen Teil der Abbildung 2. dargestellt ist, unterbrochen wird, so kommt zwischen den zwei Brüchen ein sog. Dilatationsbecken durch Lithosphären extension zustande. Eine weitere interessante Eigenschaft der transkurrenten Bruchsysteme ist es, dass abhängig von der Verwerfungsrichtung und der räumlichen Lage der einzelnen Brüche nicht nur Dilatationsstrukturen, sondern auch Faltenstrukturen zustandekommen (CROMWELL 1974).

*Aus dem Mantel stammende Gangintrusionen* (Dyke intrusion). Die Lithosphäre spaltet sich infolge horizontaler Zugspannungen und der Mantelstoff dringt als Gangintrusion in die Lithosphäre ein. Diese tektonische Störung erhöht die Durchschnittsdichte des Lithosphärenblockes und ihre Temperatur (Abb. 1., Modell B.). In diesem Falle gibt es auch eine initiale Subsidenzphase, die mit den Gangintrusionen in Verbindung steht. Sie wird von der thermalen Subsidenzphase gefolgt, die eine Folge der konduktiven Abkühlung der Lithosphäre von erhöhter Temperatur ist. Gegenüber dem früheren Modell ist hier nicht die Frühperiode der thermalen Subsidenz gleichmässig, sondern sie ist mit der Quadratwurzel der Zeit ( $\sqrt{t}$ ) proportional.

*Subkrustale Verdünnung* (subcrustal attenuation). In diesem Falle spielt sich die tektonische Störung ohne laterale Extension, durch die graduelle, aufwärts gerichtete Verdünnung (Schmelzung) der Lithosphäre ab. Eine interessante Eigenschaft des Modells ist es, dass solange sich der subkrustale Teil der Lithosphäre — infolge der Abnahme der Durchschnittsdichte — verdünnt, steigt die Oberfläche der Lithosphäre (Abb. 1. Modell C). Die Subsidenzphase fängt in jenem Moment an, wo die Verdünnung der undichten Kruste von unten beginnt. In diesem Falle ist also die initiale Phase komplizierter, es gibt sowohl Emergenz als auch Subsidenz, deren Summe die Resultante wird. Die nachfolgende thermale Phase ist eine ruhige Subsidenz (Abb. 3.), ihre erste 10—20 Millionen Jahre lange Periode verläuft beinahe gleichmässig.

Man soll betonen, dass die ausgeführten Modelle vereinfachte Grundfälle sind und sie können nicht als unbedingt mögliche Alternativen betrachtet werden. In der Wirklichkeit können Kombinationen dieser Modelle auch gemeinsam auftreten und (oder) in der Raum-Zeit-Funktion abwechselnd wirken. Es ist aber festzustellen, dass die einzelnen Modelle verschiedene Subsidenzablauf und geophysikalische (tektonische und geothermale) Charakteristika ergeben (Abb. 2. und 3.). Insoweit der Subsidenzablauf eines Beckens auf Grund der „Sedimentationsdokumente“ zuverlässig bestimmt werden kann, kann ihre Lithosphärenentwicklung rekonstruiert, sogar die Masse der Extension und der Krustenverdünnung geschätzt werden.

## Ausbildung des Pannon-Beckens und der peripherischen Becken

Der Subsidenzablauf eines Beckens kann aufgrund der Sedimentation bestimmt werden. Dazu sind die folgenden Kenntnisse nötig:

- a) Eine regional verwendbare chrono- und biostratigraphische Skala, mit dem absoluten Alter der einzelnen Stufen.
- b) Die geometrische Lage der einzelnen Zeithorizonten im untersuchten Becken, d. h. die Mächtigkeit und das Alter der chronostratigraphischen Einheiten.
- c) Die Struktur der Sedimentenkomplexe: das kontinuierliche oder unterbrochene Wesen der Sedimentation; ob es tektonische Deformationen gibt; wie ist die Kompaktion der Sedimente?
- d) Die Tiefe der Sedimentation mit dem jeweiligen Meeresniveau verglichen.
- e) Eustatische Meeresniveauveränderungen.

Diese Angaben werden von stratigraphischen, sedimentologischen, paläontologischen, seismischen und Kernungsuntersuchungen gemeinsam geliefert. Es muss aber festgestellt werden, dass unsere Kenntnisse auch in dem ausführend untersuchten pannonischen Raum des Karpatenbeckens manchmal ziemlich lückenhaft sind. Das Grundproblem besteht darin, dass die chrono- und biostratigraphische Gliederung der pannonischen Bildungen, die das Gross der Beckensedimente ausmachen, infolge der endemischen Fauna ungenügend erklärt, bzw. umstritten ist. In diesem Artikel haben wir die folgenden neogen—quartäre Zeitskala (BALÁZS E. et al. 1981) benützt: Karpatien 18—17, Badenien 17—14,5, Sarmat 14,5—11,5, Pannonien (s. l.) 11,5—1,8, Quartär 1,8—0,0 mill. Jahre.

In der Frage der weiteren Gliederung des Pannonien (s. l.) haben wir den folgenden Standpunkt angenommen: Die Kronostratigraphie der unterpannonischen (Kunság Stufe) und oberpannonischen (Balaton Stufe) Einheiten — nach der ungarischen Terminologie — ist noch nicht genügend geklärt. Die 5,5 millionen-Jahresgrenze haben wir aus Notwendigkeit angenommen. (BALÁZS et al. 1981.). Im Wiener-Becken und im Karpatenbecken kann die Grenze zwischen dem Pannonien s. str. und dem Pontien bei 8 millionen Jahren angenommen werden (SENEŠ 1979). Die neogenen Sedimente des Pannon-Beckens sind, abgesehen von einigen Ausnahmen (die Savafalten, Kiskunhalas) ungefalt und die Sedimentation scheint in den Tiefzonen kontinuierlich zu sein. In den peripherischen Becken gibt es keine bedeutenden neogenen Faltungen, aber im Wiener-Becken ist die Grenze von Karpatien—Badenien diskordant. Aufgrund der Untersuchungen weist diese Diskordanz auf keine bedeutende Lücke in der Sedimentation hin.

Da es sich um approximative Berechnungen handelte, konnten wir die von der Kompaktion, von den eustatischen Meeresniveauveränderungen und von den Sedimentationstiefenveränderungen stammenden Korrekturen absehen.

Unsere Berechnungen haben wir auf je eine typische Subsidenzablaufskurve des Wiener-Beckens und der Karpatischen Vortiefe, bzw. auf je zwei Kurven des Pannon-Beckens gegründet (Abb. 4. und 5.). Die angewandten mathematischen Formeln sind in der Arbeit von SCLATER et al. (1980) zu finden.

### Der Modell der peripherischen Becken

Das Charakteristikum der peripherischen Becken ist die sehr schnelle Subsidenz im Karpatien – Badenien und die viel langsamere jüngere Subsidenz. Dabei steht ihre Struktur und Gestalt dem Beckenmodell mit Extension (Abb. 2.) sehr nahe. Tatsächlich, falls im Karpatien – Badenien eine doppelte Lithosphärenextension angenommen wird, die ursprünglich ein Gebiet mit einer 36 km-mächtigen Kruste getroffen hat, bekommen wir eine, dem realen Subsidenzablauf nahestehende theoretische Kurve (Abb. 4.). Das Endergebnis der abgelaufenen Prozesse ist ein 5,5 km tiefes Becken mit einer 24 km mächtigen Kruste, d. h. mit einer Mohotiefe von 29,5 km. Also sowohl der reale Subsidenzablauf, als auch die gegenwärtige Krustenstruktur stimmen wohl mit dem theoretischen Modell überein.

### Der Modell des Pannon-Beckens

Das Pannon-Becken ist eine grössere und inhomogenere Einheit, als die peripherischen Becken. In dieser Arbeit werden die Resultate zusammengefasst, die sich auf zwei charakteristische Beckentypen beziehen. Diese sind die Randgebiete mit einem Tiefenintervall von 1–2 km und die Tiefzonen mit einer 4–7 km mächtigen Beckenausfüllung im südlichen Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene (Abb. 6.).

In den Randgebieten fehlen im allgemeinen die unter- und mittelmiozänen Sedimente; die Sedimentation fängt im Pannonien s. str. an. Für eine bedeutende Lücke in der Sedimentation gibt es keine Beweise und die Subsidenz hat sich beinahe gleichmässig abgespielt. In den Tiefzonen hat die Subsidenz am spätesten im Badenien, an vielen Stellen ja im Karpatien begonnen. Die Bohrung Hód I., abgeteuft in der tiefsten Depression des ganzen Beckensystems, hat man in 5842,5 m-Tiefe, im Badenien beendet, aber aufgrund der seismischen Messungen lagern noch mindestens 500 m, wahrscheinlich ältere Miozänsedimente auf dem Beckenboden (Abb. 5.). Von einigen Ausnahmen abgesehen kann es behauptet werden, dass die Mächtigkeit der pre-sarmatischen Sedimente geringer ist, als die des Pannons. Das Vorhandensein sarmatischer Sedimente kann in vielen Tiefbohrungen auf der Grossen Ungarischen Tiefebene nicht nachgewiesen werden, weshalb ihr Wesen lange umstritten war. So viel scheint es für alle Fälle sicher zu sein, dass die regionale Verbreitung und Mächtigkeit der sarmatischen Bildungen geringer ist, als die des Badeniens (E. BALÁZS et al. 1981). Im Pannonien s. str. hat praktisch eine, das ganze Becken umfassende Subsidenz begonnen. Diese Subsidenz war im Raum der Tiefzonen ziemlich rasch. Die Geschwindigkeit der Subsidenz ist in der Balaton Stufe und im Quartär im allgemeinen geringer.

Die Tektonik der Sedimente im Pannon-Becken unterscheidet sich von den peripherischen Becken, und weist darauf hin, dass hier der dominante Mechanismus der Beckenbildung neben der Extension der Lithosphäre die subkrustale Verdünnung war (Abb. 3.). Falls als ursprüngliche Krustenmächtigkeit wieder 36 km angenommen wird, so wird die Verdünnung der ganzen subkrustalen Lithosphäre von einer Emergenz von 1,4 km begleitet. Insoweit die Verdünnung auch die Kruste betrifft, ergibt sich daraus die Subsidenz der Oberfläche; eine Krustenverdünnung von 11 km kompensiert vollkommen die Emergenz. Wenn der Prozess jetzt aufhört, dann kommt die thermale Phase

der Subsidenz, mit einer Geschwindigkeit von 140 m/million Jahre. Die Flachzonenbildung im Pannon-Becken kann – unserer Meinung nach – auf diese Art erklärt werden. Der Prozess der subkrustalen Verlängerung und Verdünnung hat wahrscheinlich im Otnangien begonnen, und im Sarmat beendet, im guten Einklang mit dem Rhyolit–Andesitvulkanismus der Becken. Der Modell der Tiefdepression weicht davon insoweit ab, dass in diesen Gebieten der Prozess der Krustenverdünnung von grösserem Ausmass war.

Eine weitere Verdünnung von 6,5 km ergibt z. B. eine initiale Subsidenz von 4,0 km, die von einer thermalen Subsidenz mit einer Geschwindigkeit von 160 m million Jahre gefolgt wird (Abb. 5.).

### Schlussfolgerungen

Die Bildung der Tiefzonen der peripherischen Becken ist wohl mit einer doppelten Lithosphärenextension zu erklären. Natürlich sollte die Verlängerung an den Flachzonen der Becken geringer sein. Neben den vielen gleichen Merkmalen des Wiener-Beckens und der karpatischen Vortiefe gibt es zwei vom genetischen Gesichtspunkt aus wichtige Unterschiede. Der Wärmefluss des Wiener-Beckens ist gering (im Durchschnitt  $50 \text{ mW/m}^2$ ) und mit der Beckenbildung war kein Vulkanismus verbunden. Der Wärmefluss der karpatischen Vortiefe ist hoch (im Durchschnitt  $97 \text{ mW/m}^2$ ) und die Beckenbildung wurde in mehreren Phasen von einem intensiven Vulkanismus begleitet. Das weist darauf hin, dass in der Bildung des letzteren Beckens die Gangintrusionen auch eine Rolle gespielt haben. Diese Folgerung ist durch die Korrelation der lokalen geothermalen und magnetischen Anomalien unterstützt (RUDINEC 1978). Trotzdem war der dominante Mechanismus die Lithosphärenextension und wir betrachten auch die karpatische Vortiefe als ein typisches Dilatationsbecken (Abb. 2.).

Die im Laufe des Karpatien–Badenien erfolgte Extension war kein voneinander unabhängiges Ereigniss in beiden Gebieten sondern es war wahrscheinlich eine Folge der im ganzen Raum vorherrschenden Spannungen. ROYDEN et al. (1981) sind in ihrem Studium über die Geometrie und die Tektonik der Becken zur Folgerung gekommen, dass infolge der N–S gerichteten Kompression ein konjugiertes Transkurrentbruchensystem von NO–SW und NW–SO Richtung zustande gekommen ist. Dieses Bruchsystem hat das ganze Gebiet betroffen. Eine wesentliche transkurrente Bewegung kann auch entlang dem Drau- und Sava-Graben wahrgenommen werden, und diese Transkurrentbrüche haben im gewissen Masse auch in anderen Teilen des Pannon-Beckens eine Lithosphärenverlängerung verursacht.

Die Geschichte des Pannon-Beckens im Miozän war ziemlich ergebnissreich. Nach unserem Modell hat die Lithosphärenverdünnung im Otnangien begonnen und auf diesen wahrscheinlich gar nicht gleichmässigen Prozess hat auch eine Lithosphärenextension im Laufe des Karpatien–Badenien und des Sarmats addiert. Die komplizierte Zusammenwirkung dieser einfachen Prozesse hat die sich in Raum und Zeit intensiv verändernde Mobilität des Pannon-Beckengrundes verursacht (BALÁZS et al. 1981).

Die im Pannon allgemein gewordene Sedimentation in den Flachzonen können wir mit der thermalen Subsidenz wohl erklären. Im Raum der Tiefzonen sollen wir eine, auch im Pannonien s. str. wirksam gewesene, weitere subkrustale

Extension annehmen. Es war auch die Geschichte der Übergangszonen ähnlich, mit einem Unterschied im Masse der subkrustalen Verdünnung. Aufgrund dieses Modells kann die Wärmegeschichte der Tiefzonensedimente rekonstruiert werden, und das hatte wichtige Folgen vom Gesichtspunkt der Maturität organischer Stoffe.

Es ist nötig, die hier ausgeführten Modelle weiterzuentwickeln, aber das wird nur dann möglich, wenn wir den Subsidenzablauf der Tiefbecken [d. h. die Chrono- und Lithostratigraphie des Badenien und des Pannonien (s. I.)] ausführlicher kennenlernen werden. Die anderen charakteristischen Depressionstypen des Pannon-Beckens (die Kleine Ungarische Tiefebene, der Drau-Graben, Nyírség, usw.) haben wir in diesem Artikel nicht behandelt, aber ihre Untersuchung ist zur vollen Erklärung der Tektogenese des Pannon-Beckens auch notwendig. Als Zusammenfassung können wir folgendes behaupten:

1. Im durch die Karpaten begrenzten Gebiet erfolgte im Laufe des Karpatien–Badenien eine Lithosphärenextension infolge transkurrenter Bruchsysteme.

2. Aufgrund des Subsidenzablaufes und der Tektonik war die Ausdehnung in den peripherischen Becken am grössten; für die Tiefzonen des Wiener-Beckens und der Karpatischen Vortiefe kann eine beinahe doppelte Extension berechnet werden.

3. Eine Lithosphärenextension hat sich auch im Pannon-Becken abgepielt. Das wurde von einer subkrustalen Verdünnung begleitet, die wahrscheinlich schon im frühen Miozän angefangen hat. Durch die gemeinsame Wirkung beider Mechanismen ist die in Raum und Zeit veränderte miozäne Strukturentwicklung zu erklären.

4. Die charakteristische Krustenstruktur, die Wärmeanomalie und die Maturität der organischen Stoffe des Pannon-Beckens sind die Folgen der beschriebenen Prozesse.



## A KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELET MAGYARORSZÁGI MEDENCEPEREMI KIFEJLŐDÉSEINEK ÁTTEKINTÉSE

JÁMBOR ÁRON\*

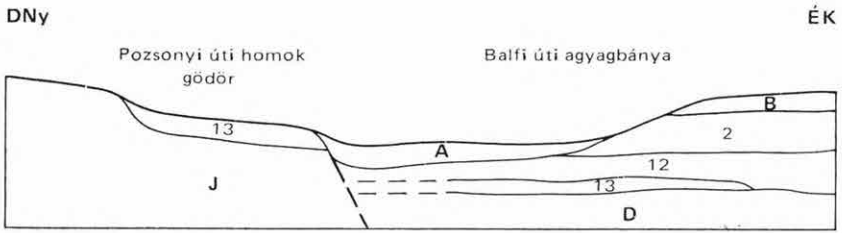
A medenceperemi kunsági emeletbeli képződményeknek külön földtani jellemzését azok viszonylag csekély területi elterjedése és 10–15-ször vékonyabb kifejlődése ellenére, a medencebeliekhez viszonyított fáciesgazdagsága indokolja.

A kunsági emeletbeli képződményeket medenceperemi kifejlődésben a Pannóniai-medence belsejében elhelyezkedő középhegységek környezetében lévő dombvidéki területekről ismerjük. Nyugatról kelet felé haladva Magyarország területén ezek a következők: a Soproni-hegység és a Dunántúli-középhegység szegélye, a Mecsek és a Villányi-hegység környezete, továbbá az Északi-középhegység déli szegélye, valamint az ezek közé benyomuló apró intramontán medencék (Tapolcai, Nagyvásonyi, Zsámbéki, Szilágyi, Csereháti, Komjátí) területe. Ide soroljuk a Tokaji-hegység vulkáni hegyei között elhelyezkedő, ugyancsak kisméretű medencék (Szerencsi-öböl) fiatal neogén rétegsorának felső részét is. A nagy medencék (Kis-alföldi, Zalai, Drávai, Alföldi) belsejének azon részein, ahol a partközeli, sekélyvízi kifejlődésű szarmata képződmények felett következnek a kunsági emeletbeli rétegsorok, ezek sok esetben itt is sekélyvízi, medenceperemi fáciesűek. Az ilyen kifejlődésű területeket – nagymértékű fedettségük és a fúrási hálózathoz viszonyított csekély elterjedésük miatt – ma még nem tudjuk lehatárolni, de egyes rétegsorokból (Mihályi, Dorozsma, stb.) jelenlétükről tudomásunk van. Ismertetésüket e kötet más dolgozataiban találhatjuk meg.

A kunsági (pannóniai s. str.) képződmények feltártsága a medenceperemeken viszonylag jó. Itt a medencebelieknél általában lényegesen sűrűbb a fúrasi hálózat, s ezek mellett kisebb-nagyobb természetes és mesterséges feltárások sora is lehetővé tette alapos tanulmányozásukat. A mesterséges feltárások (több száz mélyfúrás, gödrök) elsősorban a szilárd ásványi nyersanyagok kutatása és termelése során létesültek.

A medenceperemi kunsági képződmények kevésbé tektonizáltak, általában 1–2°-kal – ritkán ennél valamivel meredekebben – az idősebb képződményekből álló hegységektől a medence belseje felé dőlnek. Így a Dunántúli-középhegység ÉNy-i, a Mecsek DK-i, továbbá a Cserhát, a Bükk és a Tokaji-hegység DK-i oldalán a kunsági emelet rétegei az idősebb képződményekhez legközelebbi területeken bukkannak felszínre, illetve vannak felszínhez közeli helyzetben. A többi területen (Soproni- és Kőszegi-hegység, Dunántúli-középhegység DK-i előtere, Mátraalja, Villányi-hegység környezete) a dunántúli emelet képződményei túlterjedő módon települnek és a kunsági rétegek dőlése

\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H-1442 Pf. 106.



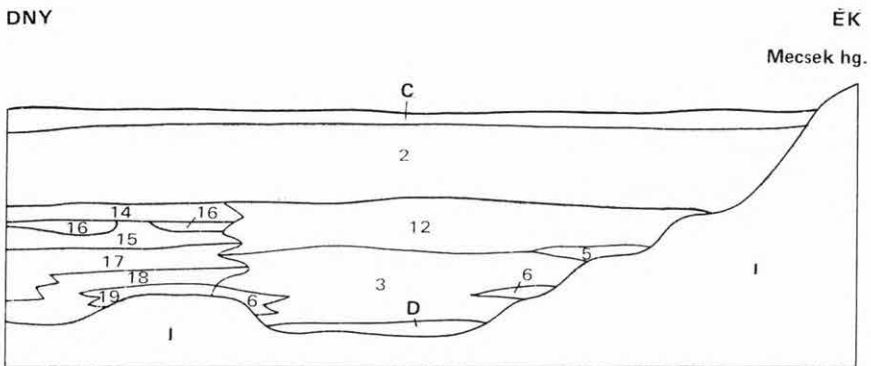
1. ábra. A Soproni-hegység kunsági emeletbeli képződményeinek litosztratigráfiai vázlata\*

Abb. 1. Lithostratigraphische Skizze der Bildungen der Kunság-Stufe im Sopron-Gebirge



2. ábra. A Dunántúli-középhegység kunsági emeletbeli képződményeinek litosztratigráfiai vázlata\*

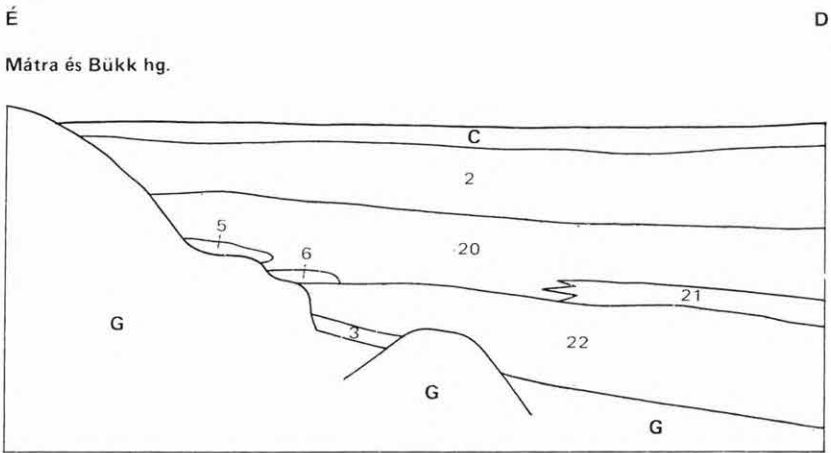
Abb. 2. Lithostratigraphische Skizze der Bildungen der Kunság-Stufe im Transdanubischen-Mittelgebirge



3. ábra. A Délkelet-Dunántúl kunsági emeletbeli képződményeinek litosztratigráfiai vázlata\*

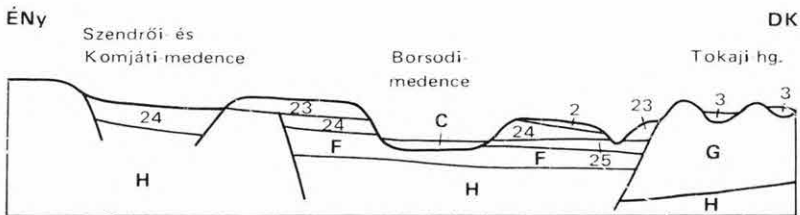
Abb. 3. Lithostratigraphische Skizze der Bildungen der Kunság-Stufe von SO-Transdanubien





1. ábra. Az Északi-középhegység délkeleti előtere kunsági emeletbeli képződményeinek litosztratigráfiai tagolása\*

Abb. 4. Lithostratigraphische Gliederung der Bildungen der Kunság-Stufe im SE Vorland des Nördlichen Mittelgebirges



5. ábra. A Borsodi-medence és a Tokaji-hegység környezete kunsági emeletbeli képződményeinek litosztratigráfiai tagolása\*

\*A pleisztocén lösz, B pleisztocén Ikva terasz, C pleisztocén képződmények általában, D szarmata mészkő, gyöngykavics, agyagmárga, E badeni és szarmata üledékes képződmények, F szarmata és idősebb miocén képződmények, G badeni és szarmata vulkanitok, H paleozóos és mezozóos alaphegység, I kristályos és mezozóos alaphegység, J kristályos alaphegység.

1. Tapolcai Bazalt Formáció, 2. Dunántúli Főcsoport, 3. Csákvári Agyagmárga Formáció, 4. Csőri Aleurit Formáció, 5. Kiszéri Kavics Formáció, 6. Zámori Kavics Formáció, 7. Ősi Tarkaagyag Formáció, 8. Zsámbéki Márga Formáció, 9. Zalai Márga Formáció, 10. Monostorapáti Márga Formáció, 11. Imárhegyi Aleurit Formáció, 12. Száki Agyagmárga Formáció, 13. Zámori-Kiszéri Kavics Formáció, 14. Dráva Agyagmárga Formáció, 15. Nagylengyeli Agyagmárga Formáció, 16. Tófeji Homokkő Formáció, 17. Lenti Márga Formáció, 18. Beleznai Mész márga Formáció, 19. Lovászi Homokkő Formáció, 20. Nagykőrűi Agyagmárga Formáció, 21. Szolnoki Homokkő formáció, 22. Tótkomlói Mész márga Formáció, 23. Borsodi Kavics Formáció, 24. Edelényi Tarkaagyag Formáció, 25. Cseréhatú Vulkanit Formáció

Abb. 5. Lithostratigraphische Gliederung der Bildungen der Kunság-Stufe im Borsod-Becken und in der Umgebung des Tokaj-Gebirges

A Pleisztözänér Löss, B Pleisztözäne Terrasse des Ikva-Flusses, C Pleisztözäne Bildungen im allgemeinen, D Sarmatischer Kalkstein, Perlenschotter, Tonmergel, E Badenien- und Sarmatien Bildungen, F Sarmatien und ältere miozäne Bildungen, G Badenien-Vulkanite, H Paläozoisches und mezozoisches Grundgebirge, I Kristallines und mezozoisches Grundgebirge, J Kristallines Grundgebirge

1. Tapolca-Basaltformation, 2. Supergruppe Transdanubien, 3. Csákvár Tonmergel Formation, 4. Csőr Aleurit-Formation, 5. Kiszér Schotter Formation, 6. Zámor Schotter Formation, 7. Ősi Bundtton Formation, 8. Zsámbék Mergel Formation, 9. Zala Mergel Formation, 10. Monostorapát Mergel Formation, 11. Imárhegy Aleurit Formation, 12. Szák Tonmergel Formation, 13. Zámor-Kiszér Schotter Formation, 14. Dráva Tonmergel Formation, 15. Nagylengyel Tonmergel Formation, 16. Tófej Sandstein Formation, 17. Lenti Mergel Formation, 18. Beleznai Kalkmergel Formation, 19. Lovászi Sandstein Formation, 20. Nagykőrű Tonmergel Formation, 21. Szolnok Sandstein Formation, 22. Tótkomlós Kalkmergel Formation, 23. Borsod Schotter Formation, 24. Edelény Buntton Formation, 25. Cseréhat Vulkanit Formation

olyan csekély, hogy az előbbiektől csak néhol, a negyedidőszaki lepusztulási folyamatok eredményeként kerültek felszínre. Ez utóbbi területeken a kunsági (pannóniai s. str.) képződményeket elsősorban a mélyfúrású rétegsorokból ismerjük.

A kunsági (pannóniai s. str.) emelet fogalmának meghatározásakor, továbbá az általános jellemzés keretében foglalkoztunk a kunsági képződmények lehatárolásának kérdésével. Itt is megemlítjük, hogy a medenceperemi rétegsorokban az alsó határ közettani, őslénytani kijelölése általában könnyű. A szürke, pelites, szubltorális fáciesű sorozatokban a képződményhatárt a két emelet rétegeinek eltérő színárnyalata és az erősen eltérő puhatestű, Ostracoda és életnyom fauna, továbbá a teljesen eltérő, s a kunsági képződményekben feltűnően gazdag szervesvázú mikroplankton (Dinoflagellata) flóra könnyen kijelölhetővé teszi.

A medenceperemi területeken a kunsági emelet képződményei sok esetben alulról csonka kifejlődésűek. Mind ez ideig azonban közvetlenül a szarmata rétegek felett következő rétegsorok (a Soproni-hegység kivételével) litosztratigráfiai és őslénytani tekintetben is teljesen bizonyultak. Az alulról csonka rétegsorok — közvetlenül a szarmatánál idősebb képződmények felett — viszonylag durva (aprókavics, homok) bázisképződményekkel kezdődnek. Ennek a fáciesnek teljes, vagy hiányos volta őslénytani szempontból nehezen ítéhető meg. A térszíni helyzet az esetek többségében a hiányos kifejlődés mellett szól, mert a mélyedések területén a pelites szarmata felett megszakítás nélkül pelites kunsági rétegek települnek, az ugyanazon morfológiai alakulat magasabb térszíni helyzetű peremi részein pedig idősebb képződmények felett kavicsos, homokos bázis réteggel (Zámori Kavics Formáció) indul a kunsági üledékképződés. Tehát úgy tűnik, hogy a kunsági transzgresszió nem a szarmata — pannóniai s. str. határon, hanem a kunsági (pannóniai s. str.) emelet középső részének elején indult meg.

Az előbbi megfontolás és a kifejlődés alapján a kunsági emelet felső részének alján újabb transzgresszió (Kisbéri Kavics Formáció) állapítható meg, s a medenceperemeken a kunsági emeletet fejlődéstörténeti szempontból a balatoni emelet (=felső-pannóniai alemelet) alján végbement harmadik pannónia (s. l.) korú transzgresszió zárja le. Ez a medenceperemeken általában egybeesik a Spiniferites bentori—S. validus mikroplankton zóna határával, s egyúttal az uralkodóan vékonyréteges, homok betelepülésekben gazdag „felső-pannóniai típusú” sekélyvízi üledéksorozat alsó határával. Ennek a nagy közettani változásnak az alapján különítjük el a korábban alsó-pannóniai, illetve felső-pannóniai alemeletnek, ma pedig Peremartoni és Dunántúli Főcsopotnak nevezett litosztratigráfiai egységeket.

Elsősorban a medenceperemi kunsági rétegsorok vizsgálata alapján tudtuk meghatározni a szarmata—kunsági határt kialakító szerkezeti—ősföldrajzi változások lényeges elemeit. Az említett határon végbement tektonikai mozgások morfológiai következményei elzárták a keleti Paratethys tengerrel ez ideig fennállt szinte korlátlan kapcsolatot. A morfológiai változások, valamint az eurázsiai lemez elmozdulása következtében a szarmata általánosan száraz éghajlatát nyáron száraz, nagyon meleg, télen hűvös, nagyon csapadékos klíma váltotta fel. A szarmata—kunsági határ közelében ennek következtében — az üledékgyűjtő hullámbázis alatti területein — gyakoriak a vékonylemezű üledékek (Zalai Márga Formáció), amelyekben még Foraminiferák (Miliammina és *Trochammina* sp., sőt szarmata puhatestű és Foraminifera reliktum (?))

fajok) is előfordulnak. A tektonikai mozgásokat riolit vulkanizmus és nagy, csaknem az egész Kárpát-medence területére kiterjedő, többször megismétlődő, tufaszórás kísérte, amely csak jelentéktelen (0,1–15,0 cm) vastagságú riolittufa rétegek kialakulását eredményezte (a tufacsíkos Zsámbéki Marga Formáció). Ezek a vékony riolittufa rétegek csak a szublitorális pelites sorozatokban maradtak meg, mert az egyéb fáciesterületeken már a diagenezis korai szakaszában elpusztultak az áramlások, a hullámverés, vagy az iszaplakók élettevékenysége során. A riolittufát eredményező vulkáni kitörés központja — eddigi ismereteink szerint — a Tokaji-hegység, illetve a Nyírség alatti vulkáni területen lehetett. Erre mutat a Hernád és a Sajó közötti Csereháton a szarmata és a kunsági emelet üledékes képződményei közötti helyzetben megjelenő, több méteres vastagságú riolittufa betelepülés (Csereháti Vulkanit Formáció).

Az éghajlat előbb az üledékgyűjtő vize sótartalmának évenként kétszeri erőteljes koncentrációváltozását idézte elő, valószínűleg több évszázadra terjedően, majd a szarmata tengeréhez viszonyított felhígulását okozta. Ez a változás tehát földtani értelemben viszonylag gyorsan ment végbe, de közel sem érvényesült az egész Pannóniai-medencében egyforma mértékben. A puhatestű, Foraminifera, Ostracoda fauna és a mikroplankton flóra átalakulásában az egyes területek között megnyilvánuló különbségek alapján úgy tűnik, hogy a többé-kevésbé elzárt medencékben (esztuáriumokban), mint pl. a Zsámbéki-medence, a pannóniai típusú mikroplankton flóra kialakulásához képest késik a bentosz faunák átalakulása, míg a nagy pannóniai tóban a két változás lényegében egybeesik. Ez talán a zárt medencerészek mélyebb vízrétegei sóartalma lecsökkenésének időbeli késésével értelmezhető.

Bár e dolgozat elején kiemeltük a medenceperemi területek kunsági emeletbeli képződményeinek fáciesgazdagságát, a kifejlődések jellemzését mégis azzal kell kezdeni, hogy azt itt is elsősorban a szürke agyagmárga (aleuritós agyagmárga, agyagmárgás aleurit, agyagmárga) rétegek uralkodó szerepe jellemzi. Részarányuk átlagosan meghaladja a 80–90%-ot. A fáciesgazdagságot — a medencebeli területekről ismert sötétszürke agyagmárga, aprószemű homokkő, lemezes márga, konglomerátum, barnásszürke mészmárga, bazalt és piroklasztikumaival szemben — a szürke agyagmárga kifejlődés biofáciesekben való gazdagsága, továbbá a gyöngykvacs—kvarchomok, lemezes márga, fehér márga, diatomás márga—diatomit, mészkő, édesvízi mészkő, riolittufa—bentonit, tarka agyag—kvacs, jól osztályozott aleurit, hematitcsillámos homok, szenesagyag—lignit, andezit—piroklasztikumok és andezit, folyóvízi konglomerátum—homokkő rétegek megjelenése adja. A szürke agyagmárga főfáciesen belül a molluszkás a leggyakoribb. Jellemző, hogy a medencebelsejiekkel szemben itt a puhatestűek általában jó megtartásúak, fehér vagy halvány drapp színűek. Rendszerint flaszter szerkezetet vagy két-három kagylóból álló vékony lumachellát alkotva, továbbá egyes kagylóhéj példányokban, a rétegzéssel párhuzamos helyzetben fordulnak elő. Gyakoriak az iszaplakó szervezetek kialakította életnyomos agyagmárgák is. Ezek közül az ipszilon és a siphonellás típusok az agyagosabb, a *Pectinaria sabulosa*-t tartalmazók az aleurit-gazdag kifejlődés jellemzői. Viszonylag gyakoriak a többé-kevésbé lefüzdött esztuáriumokban a diatoma-gazdag típusok, ritkábbak az (éghető) alginitben, szivacstűkben, illetve Ostracodákban gazdag fáciesek.

A szürke agyagmárga főfáciesben rétegtani terjedelme, kifejlődése és elterjedése alapján több litosztratigráfiai egységet különböztettünk meg. A

Csákvári Agyagmárga Formációt a molluszkás, életrnyomos és diatomitos, a Szákit az életrnyomos és molluszkás, a Csórit a *Pectinaria sabulosa*-s, az Imárhegyit a szivacsstús, diatomitos és az alginites kőzettípusok, fáciesek jellemzik. Az ostracodás kifejlődés mindegyik formációban előfordul. Az egyes formációkat DANK V. — JÁMBOR Á. dolgozatának 2. ábráján, az eddig ismert rétegtani terjedelmüknek megfelelően tüntettük fel.

A szürke szublitorális agyagmárga főfácieshez tartozik a halványszürke (szárazon fehér), gyakran lemezesen rétegzett, általában diatoma-gazdag mészmárga fácies, amely elsősorban a Mecsek peremi lagunáiban (Martonfa, Mária-kéménd) ismert, de kevésbé jellemző kifejlődésben a Nagyvázsonyi-, Peremartoni-, Várpalotai-, és Csákvári-medencében is megtalálható (Monostorapáti Márga Formáció). Az Északi-középhegység D-i előterében (Bogács), továbbá a Tokaji-hegység bádeni — szarmata, illetve kunsági emeletbeli vulkanit hegyei közötti kicsiny medencékben tufitos diatomit kifejlődés jelzi a fácieshasznalóságot. A mecsekieteket a Csákvári Agyagmárga Formációhoz, a tokaji-hegységieteket pedig a Csereháti Vulkanit Formációhoz soroljuk. Kialakulásuk a nyári forrásokban átmelegedett esztuáriumok — lagunák elterjedéséhez, az egyéb üledékanyagok az elzártág miatt hiányához kötött.

A gyakoriság sorrendjében a tarka agyagos kiszáradó tavi-mocsári-folyóvízi fáciesegység következik. Ez a Dunántúli-középhegység DK-i előterében a hegység törzse és a tőle DK-re húzódó alaphegység rögsor (balatonfőkajári fillit, szárhegyi devon mészkő, velencei-hegységi gránit, etyeki triász dolomit) közötti laguna — esztuárium rendszer területének DNy-i részén (Peremartoni-, Várpalotai- és a Csákvári-medence területén), továbbá a Velencei-hegység DK-i előterében a Peremartoni Főcsoport alsó részén kifejlődve jelenik meg (Ősi Tarkaagyag Formáció). Másik jelentős kifejlődési területe a Sajó és Hernád között a Borsodi-medence K-i részén, a Csereháton, a Komjáti-, valamint a Szendrői-medencében ismert (Edelényi Tarkaagyag Formáció). Benne a sárga, barna, zöld és szürke tarka agyag rétegek mellett jellemzőek a nagyon gyengén kerekített helyi származású apró kavicszemcsékből álló kavics és homok továbbá a szenes agyag, sőt lignit rétegek, lencsék is (Komjáti-, Szendrői- és Ösküi-medence).

A szublitorális szürke agyagmárga képződéssel jellemzett Csákvári- és Zsámbéki-medence területén a sekély vízmélység miatt szerkezeti vagy éghajlati hatásokra (kiszáradás), a lerakódott üledék alkalmanként szárazra került. Ez gyökérnyomok, száradási hasadékok, breccsás szövetű rétegek, alkalmanként pelites huminitanyagban gazdag, vékony, sötétszürke agyagrétegek, a Zsámbéki- és Mányi-medencében pedig vékony édesvízi hydrobiás mészkő rétegek (Strázsa-hegyi Mészkő Tagozat) kialakulásához vezetett.

A kunsági (pannóniai s. str.) rétegek térhódítása eddigi ismereteink szerint — mint már említettük — két lépcsőben ment végbe. Egyes területeket az emelet középső részének alján más, az előbbieknél lényegesen nagyobb területeket pedig az emelet felső részének alján hódított meg a beltenger. A térhódítás nyomán többségében abráziósparti gyöngykavics — kvarchomok rétegek alakultak ki. Ezek a Soproni-hegység (Kisbéri Kavics Formáció), a Dunántúli-középhegység (Zámori- és Kisbéri Kavics Formáció) és a Mecsek peremén is megtalálhatók. A Mecsek (Kisbéri Kavics Formáció) és délbaranyai szigettrögök DK-i oldalán (Zámori Kavics Formáció) nem gyöngykavics, hanem viszonylag durva, helyi anyagú (a Mecsekben permi homokkő, illetve a szigettrögökön

jura tűzkő és mészkő), de a hullámverés által ugyancsak jól lekerékített szemekből álló kavicsrétegek fejlődtek ki.

A gyöngykavics megnevezés népi eredetű, de használatát a 3–5 mm-es frakcióba tartozó szemcsék feltűnően jól kerekített, s gyengébb kerekítettség mellett is nagyon jól polírozott volta, többségében monomikt kvarc anyaga közzétanilag is egyértelműen indokolja. Kialakulása a tóparti hullámverés hatásával értelmezhető.

A kvarchomok fácies keletkezése részleteiben már kevésbé ismert. Kialakulásában jelentős szerepet kell tulajdonítanunk a leülepedési és kora diagenetikus fázisban gyakori, jórészt feltehetően biogén hatásra végbement pH-változásoknak, amelyek nemcsak a földpát, hanem a csillám — még a muszkovit is eltűnt — szemcsék elmállását okozta, majd anyaguk a hullámverés általi újabb feldolgozás következtében a mélyebb medencerészekbe szállítódott.

A Csereháti Vulkanit Formációba foglaltuk össze a Borsodi-medence korábban szarmata korbesorolású, alárendelten andezit, uralkodóan andezit agglomerátum, tufa, tufit, folyóvízi konglomerátum és homok rétegekből felépített sorozatát, továbbá az ún. legfelső riolittufát, amely RADÓCZ Gy. (1969) vizsgálatai szerint a szarmata és a kunsági üledékes képződmények között — a Dunántúli-középhegységi adatok interpretálása alapján tehát már a kunsági (pannóniai s. str.) emelet alsó részén — települ. A diatoma flóra alapján a Tokaji-hegység kicsiny medencéit kitöltő diatomit, riolittufit, hidrokvarcit, kaolin, bentonit rétegből felépített sorozat azon részét, amelynek kunsági korát a jellegzetes Diatoma flóra bizonyítja, ugyancsak ebbe a formációba soroltuk.

A Csereháti Vulkanit Formáció borsodi-medencei andezitjének kora BALOGH KADOSA mérése alapján kereken 9 millió év. Ez PÁLFALVY I. szóbeli közléseivel, miszerint a formáció tufitjainak gazdag lombosfa levél flórája már kunsági (pannóniai s. str.) jellegű, összhangban áll, s ebbe az emeletbe ennek alapján soroltuk át. Hasonlóan kunsági — azaz 11 millió évnél fiatalabb — radiometrikus kort mutatott a Tokaji-hegység legfiatalabb vulkáni ciklusa, amely riolittufával indul, andezittel folytatódik és andezito-bazalttal zárul. A Csereháti Vulkanit Formációhoz való sorolásuk így indokoltnak tűnik.

A litosztratigráfiai egységeket bemutató ábrán (l. DANK V. — JÁMBOR Á. dolgozatában a 2. ábrát) az eddig említettekén túl még egy, az ún. Borsodi Kavics Formáció is szerepel. Ez folyóvízi homok, kavics, szürke és szürke-sárga-tarka agyag rétegből áll. Koráról a Borsodi-medence É-i részén eddig csak annyit lehetett megállapítani, hogy würmnél idősebb, az Edelényi Tarkaagyag és a Csereháti Vulkanit Formáció andezit agglomerátum részénél pedig fiatalabb. A Tokaji-hegység ÉNy-i oldalán húzódó vonulatában kora még kevésbé pontosan — a szarmata (kunsági?) vulkanitoknál fiatalabb, a würmnél idősebb — határozható be.

## IRODALOM — LITERATUR

- BALÁZS E. et al. 1981: Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken. — Földt. Int. kiadv.: 54–74.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48 (2).
- BARTHA F. 1959: A Balaton környéki felsőpannóniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. — Földt. Közl. 89: 23–36.
- BARTHA F. 1964: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről (1): 175–181.

- HAJÓS M. 1971: A csákvári neogén medence alsópannóniai diatómás rétegeinek mikroflórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ról: 33—48.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. 1973: Möglichkeiten für die Horizontierung der Pannonischen Ablagerungen im Südost-vorland des Transdanubischen Mittelgebirges. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 17: 429—467.
- JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1975: Geological conditions of the Pannonian oilshale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. — Acta Univ. Szeged 22: 9—28.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — Földt. Int. Évk. 53 (3).
- id. LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tan. eredményei I (1).
- PANTÓ G. et al. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához M—34—XXXIV. Sátoraljaújhely. — Földt. Int. kiadv.
- RADÓCZ GY. 1969: Előzetes jelentés a csereháti alapfúrások eredményeiről. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről: 281—283.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 32 (2): 67—252.
- VITÁLIS I. 1951: Sopron környékének szármáciai és pannóniai—pontusi üledékei és kövületei. — Földt. Int. Évk. 40 (1).

## ÜBERSICHT DER BECKENRANDFAZIES DES PANNONIEN S. STR. (KUNSÁG-STUFE) IN UNGARN

von

ÁRON JÁMBOR

Die geologischen Charakteristika der in Beckenfazies entwickelten Kunság-Ablagerungen in einem gesonderten Aufsatz zu geben, wird trotz ihrer relativ geringen räumlichen Verbreitung, ihrer 10 bis 15-mal dünneren Ausbildung, durch ihren, im Vergleich zu den Beckenfazies auffallenden Faziesreichtum berechtigt.

In Beckenrandfazies sind uns die Ablagerungen des Pannonien s. str. von den die Mittelgebirge in der Mitte des Pannonischen Beckens umgebenden Hügellandgebieten bekannt. Auf dem Gebiet Ungarns sind diese Räume vom Osten nach Westen die folgenden: der Rand des Sopron-Gebirges und des Transdanubischen Mittelgebirges, die Umgebung der Mecsek- und Villány-Gebirge ferner der Südrand des Nordungarischen Mittelgebirges sowie die dazwischen eingreifenden, kleinen intramontanen Beckengebiete (Tapolca, Nagyvázsöny, Zsámbék, Szilágy, Cserehát, Komját). Hierzu wird auch der obere Teil der jungen neogenen Schichtenfolge der kleinen intramontanen Becken im Raume der vulkanischen Berge des Tokajer Gebirges (die Szerencs-Bucht) gerechnet. In den Teilen des inneren Raumes der grossen Becken (Kleine Ungarische Tiefebene, Zala-Becken, Draubecken, Grosse Ungarische Tiefebene), wo die Schichtenfolgen der Kunság Stufe küstennahe, d. h. Seichtwasser-Sarmatablagerungen überlagern, sind sie in vielen Fällen auch hier in Seichtwasser-Beckenrandfazies entwickelt. Wegen ihrer starken Bedecktheit und ihrer geringen Verbreitung im Vergleich zum Bohrnetz können wir die Gebiete solcher Ausbildung heute noch nicht abgrenzen, doch ist uns ihr Vorhandensein in manchen Schichtenfolgen (in denen von Mihályi, Dorozsma usw.) bekannt.

Die Ablagerungen des Pannonien s. str. sind an den Beckenrändern ziemlich gut aufgeschlossen. Hier ist das Bohrnetz im allgemeinen wesentlich dichter als im Beckeninneren, und ausserdem hat eine ganze Reihe von kleineren-grösseren natürlichen und künstlichen Aufschlüssen ihre sorgfältige Untersuchung ermöglicht. Die künstlichen Aufschlüssen (mehrere hundert Tiefbohrungen, Sand-Ton-Schürfe usw.) wurden vor allem im Laufe der Suche und Erkundung sowie der Exploitation von Lagerstätten fester Minerale errichtet.

Die in Beckenfazies entwickelten Pannonien s. str.-Ablagerungen sind weniger tektonisiert, sie fallen im allgemeinen mit 1–2°, seltener etwas steiler von den aus älteren Gesteinen bestehenden Gebirgen beckeninwärts ein. So treten die Schichten der Kunság Stufe an der NW-Seite des Transdanubischen Mittelgebirges, an der SO-Seite des Mecsek-Gebirges sowie der Cserhát-, Bükk- und Tokajer Gebirge in den, den älteren Bildungen am nächsten Liegenden Räumen zutage bzw. sind in der Nähe der Tagesoberfläche. In den anderen Gebieten (Sopron- und Kőszeg-Gebirge, SO-Vorland des Transdanubischen

Mittelgebirges, S-Vorland des Mátra-Gebirges und Umgebung des Villányer Gebirges) lagern die Bildungen der Dunántúl Stufe transgressiv, und der Einfallen der Pannonien s. str.-Schichten ist so gering, dass sie unter den ersteren nur stellenweise, im Ergebnis der quartären Abtragungsprozesse zutage getreten sind. In diesen letzteren Gebieten sind uns die Pannonien s. str.-Bildungen vor allem aus Tiefbohrungen bekannt.

Bei der Bestimmung des Begriffes Pannonien s. str. sowie bei der allgemeinen Charakterisierung dieser Bildungen haben wir uns mit der Frage der Abgrenzung der Kunság Stufe befasst. Auch hier möchten wir vermerken, dass die paläontologische-lithologische Grenzziehung der unteren Grenze in den Beckenrandschichtenfolgen im allgemeinen leicht durchzuführen ist. In den grauen pelitischen sublitoralen Serien wird die Grenzziehung durch die unterschiedliche Farbe der Schichten der beiden Stufen und die unterschiedliche Mollusken-, Ostracoden- und Lebenspuren-Fauna, ferner durch die vollkommen unterschiedliche und in den Ablagerungen des Pannonien s. str. äusserst reiche, organischskelettige Mikropflanzton-(Dinoflagellata)-Flora erleichtert.

In den Beckenrandgebieten sind die Bildungen des Pannonien s. str. in vielen Fällen an der Basis unvollständig ausgebildet. Bisher haben sich allerdings die unmittelbar über den Sarmatschichten lagernden Serien (mit Ausnahme des Sopron-Gebirges) sowohl lithostratigraphisch, als auch paläontologisch als vollständig erwiesen. Die von unten unvollständigen Schichtenfolgen beginnen unmittelbar über den präarmatischen Bildungen mit relativ grobkörnigen (Kleinschotter, Sand) Basisbildungen. Vom paläontologischen Gesichtspunkt ist es schwer zu beurteilen, ob diese Fazies vollständig oder unvollständig ist. Die Geländebeziehungen sprechen in der Mehrheit der Fälle eher für eine unvollständige Ausbildung, weil im Raume der Depressionen das pelitische Sarmat ohne Unterbrechung der Sedimentation durch pelitische Pannonien s. str.-Schichten überlagert wird, während in den hipsometrisch höher gelegenen Teilen derselben morphologischen Struktur die Pannonien s. str.-Sedimentation über älteren Bildungen mit einer geröllig-sandiger Basisschicht (Zámori Formation) einsetzt. Es scheint also, dass die Pannonien s. str.-Transgression nicht an der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze, sondern zu Beginn des mittleren Teiles der Pannonien s. str. Stufe begonnen hat.

Aus diesem Grund und angesichts der erwähnten Entwicklung lässt sich an der Basis des Oberteiles der Pannonien Stufe das Vollziehen einer neuen Transgression feststellen (Kisbér Formation), und an den Beckenrändern wird die pannonische Stufe vom entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkt durch die an der Basis der Dunántúl Stufe (= oberpannonische Unterstufe) stattgefundenene dritte pannonische Transgression abgeschlossen. An den Beckenrändern stimmt dies im allgemeinen mit der Grenze der Spiniferites bentori- und der S. validus Mikropflanzton-Zone und gleichzeitig mit der unteren Grenze der vorwiegend dünngeschichteten, an Sandeinlagerungen reichen Seichtwasser-Sedimentfolge „oberpannonischen Typus“ überein. Aufgrund dieser grossen lithologischen Veränderung können wir die früher Unterpannonische bzw. Oberpannonische Unterstufe und heute Peremarton und Balaton Übergruppen genannten lithostratigraphischen Einheiten unterscheiden.

Vor allem aufgrund der Untersuchung der in Beckenrandfazies entwickelten Pannonien s. str.-Schichtenfolgen konnten wir die wesentlichen Elemente der tektonisch-paläogeographischen Veränderungen bestimmen, die die Sar-



mat/Pannonien s. str.-Grenze ausgebildet haben. Die morphologischen Konsequenzen der an der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze stattgefundenen tektonischen Bewegungen haben die bis dahin mit der östlichen Paratethys-See bestandene, fast unbegrenzte Verbindung blockiert, verschlossen. Infolge der morphologischen Veränderungen sowie der Bewegung der eurasiatischen Platte wurde das allgemein aride Klima des Sarmats durch ein im Sommer aride sehr warme und im Winter kühle und sehr niederschlagsreiche Klima abgelöst. In der Nähe der Sarmat/Kunság-Grenze sind demzufolge — in den unter der Basis der hydrodynamischen Tätigkeit der Wellen (Wellenbasis) gelegenen Gebieten des Sedimentationsbeckens — die dünnplattigen Sedimente [Zala Formation (Plattenmergel)] sehr weit verbreitet, in denen auch noch Foraminiferen [*Miliamina* und *Trochamina* sp., sogar sarmatische Relikte von Mollusken und Foraminiferen (?)] vorkommen. Die tektonischen Bewegungen wurden durch Rhyolithvulkanismus und grosse, praktisch auf das ganze Gebiet des Karpatenbeckens verbreitete, mehrmals Wiederholte Tuffauswürfe begleitet, die nur die Entstehung von Rhyolithuffschichten von äusserst geringer Mächtigkeit (0,1 bis 15,0 cm) zur Folge hatten (Zsámbék Formation — Mergel mit Tuffstreifen). Diese geringmächtigen Rhyolithuffschichten sind nur in den sublitoralen pelitischen Serien erhaltengeblieben, weil sie in den anderen Faziesräumen, bereits in der frühen Phase der Diagenese, wegen Strömungen, Wellenschlag, Brandung oder der Lebenstätigkeit von Schlammfresser vernichtet wurden. Das Zentrum des vulkanischen Ausbruches, der zum Rhyolithuffauswurf führte, mag — nach unseren heutigen Kenntnissen — irgendwo in dem vulkanischen Raum im Untergrund des Tokajer Gebirges bzw. des Nyírség-Gebietes gelegen haben. Darauf weist die ziemlich mächtige Rhyolithufflage (Cserehát Formation) hin, die im Cserehát-Gebiet, zwischen den Flüssen Hernád und Sajó, zwischen Sedimentgesteinen des Sarmats und des Pannonien s. str. vorkommt (mehrere m mächtig).

Das Klima hat zunächst in einem Zeitraum von mehreren Jahrhunderten jährlich zweimal eine starke Verenderung der Salzkonzentration im Wasser des Sedimentationsbeckens verursacht, und später hat es eine Verdünnung der Salzkonzentration im Vergleich zum sarmatischen Meereswasser ausgelöst.

Diese Veränderung vollzog sich also im geologischen Sinne sehr schnell, aber gar nicht gleichmässig im ganzen Pannonischen Becken. Angesichts der regionalen Unterschiede in der Umwandlung der Mollusken-, Foraminiferen- und Ostracoden-Fauna sowie der Mikroplankton-Flora hat man den Eindruck, dass in den mehr oder weniger geschlossenen Becken (Estuarien) wie z. B. das Zsámbék-Becken die Umwandlung der benthonischen Faunen mit gewisser Verspätung im Vergleich zur Entstehung der Mikroplankton-Flora pannonischen Typus stattfindet, während im grossen pannonischen See die beiden Veränderungen im wesentlichen koinzidieren. Das lässt sich vielleicht mit einer zeitlichen Verspätung der Salzgehaltabnahme der tieferen Wasserschichten der geschlossenen Becken erklären.

Obwohl wir zu Beginn dieses Aufsatzes den Faziesreichtum der Pannonien s. str.-Ablagerungen der Beckenrandgebiete hervorgehoben haben, möchten wir trotzdem die Charakterisierung der Fazies damit anfangen, dass diese Ablagerungen auch hier vor allem durch die dominante Rolle der grauen Tonmergelschichten gekennzeichnet sind (siltführender Tonmergel, tonmergelführender Silt, Tonmergel). Ihr Anteil übertrifft im Durchschnitt 80 bis 90%. Den aus den Beckenfaziesgebieten bekannten dunkelgrauen Tonmergeln, kleinkörnigen

Sandsteinen, Plattenmergeln, Konglomeraten, bräunlichgrauen Kalkmergeln, Basalten und Basaltpyroklastiten gegenüber wird der Faziesreichtum an den Beckenrändern durch die Biofaziesmannigfaltigkeit des grauen Tonmergels, ferner durch das Auftreten von Perlschotter-Quarzsand-, Plattenmergel-, weissen Mergel-, diatomeenführenden Mergel-Diatomit-, Kalkstein-, Süsswaserkalk-, Rhyolithuff—Bentonit-Buntton-Gerölle-, gut sortierten Silt-, hämatitglimmerigen Sand-, Lettenkohle-Lignit-, Andesitpyroklastit-, Andesitbasalt-, fluviatilen Konglomerat—Sandstein-Schichten gewährleistet. Innerhalb der grauen Tonmergelhauptfazies kommt die Mollusken-Biofazies am häufigsten vor. Auf charakteristische Weise sind den im Beckeninneren vorkommenden gegenüber hier die Mollusken im allgemeinen gut erhalten, von weisser oder blassdrapper Farbe und bilden in der Regel eine Pflasterstruktur oder aus zwei-drei Muscheln bestehende dünne Lumachelle, ferner kommen sie als Einzelklappen in einer mit der Schichtung parallelen Lage vor. Häufig sind auch die durch schlammfressende Organismen bedingten Lebensspurenmergel. Von diesen sind die Ypsilon- und die Siphonellen-Typen für die tonigere Fazies, die mit *Pectinaria sabulosa* für die siltreiche Fazies charakteristisch. Verhältnismässig häufig kommen in den mehr oder minder abgeschnürten Ästuarien die diatomenreichen Typen, seltener die an (kombustiblem) Alginit, Schwammnadeln bzw. Ostracoden reichen Fazies vor.

Aufgrund der stratigraphischen Reichweite, geologischen Merkmale und Verbreitung haben wir innerhalb der grauen Tonmergel-Hauptfazies mehrere lithostratigraphische Einheiten unterschieden. Für die Csákvár Formation ist die molluskenführende, an Lebensspuren reiche und diatomitführende Fazies, für die Csór Formation die Sabulosa-Fazies, für die Imárhegy Formation der Gesteinstypus mit Schwammnadeln, Diatomiten und Alginiten charakteristisch. Die Ostracoden-Fazies kommt in jeder Formation vor. Die einzelnen Formationen sind in der Tabelle 2. des Aufsatzes von V. DANK—Á. JÁMBOR ihrer bisher gekannten stratigraphischen Reichweite entsprechend angeführt.

Zur grauen sublitoralen Tonmergel-Hauptfazies gehört die blassgraue (wenn trocken, weisse), oft plattenförmig geschichtete, im allgemeinen an Diatomeen reiche Kalkmergelfazies, die in erster Reihe in den Randlagunen des einstigen Mecseker Sedimentationsbeckens (Martonfa, Máriakéménd) bekannt ist, doch aber weniger charakteristischer Ausbildung auch im Nagyvázsöny-, Peremarton-, Várpalota- und Csákvár-Becken angetroffen werden kann (Monostorapáti Formation). Im südlichen Vorland des Nordungarischen Mittelgebirges (Bogács), ferner in den kleinen intramontanen Becken zwischen den Vulkanitbergen von Baden—Sarmat- bzw. Pannonien s. str. des Tokajer Gebirges wird die Faziesähnlichkeit durch eine tuffitführende Diatomitbildung angezeigt. Die Vorkommen im Mecsek werden zur Csákvár Formation, die im Tokajer Gebirge zur Cserehát Formation gerechnet. Ihre Entstehung ist an die Verbreitung der in der Sommerhitze durchwärmten Ästuarien-Lagunen und an das durch die Isoliertheit bedingte Fehlen anderer Sedimentmaterialien gebunden.

Die nächste der Häufigkeit nach ist die durch bunte Tone vertretene Fazieseinheit in Austrocknenden Seen, Sumpfe und Flusswassermilieus die derzeit im Südwestteil des Lagunen-Ästuarien-Systems, im Raume des Peremarton-, Várpalota- und Csákvár-Beckens zwischen der Hauptmasse des Transdanubischen Mittelgebirges (in ihrem SO-Vorland) und der SO davon vorkommenden Grundgebirgsschollenreihe (Phyllit von Balatonfőkajár, Devonkalk-

stein von Szárhegy, Velence-Gebirge-Granit, Triasdolomit von Etyek), ferner im SO-Vorland des Velence-Gebirges an der Basis der Peremarton Supergroup (die Ósi Formation) ausgebildet ist. Ein anderer, bedeutender Faziesraum ist uns im Ostteil des Borsod-Beckens zwischen den Flüssen Hernád und Sajó, im Cserehát, im Komját- und im Szendrő-Becken (Edelény Formation) bekannt. In der Bunttonfazieseinheit sind neben den gelben, braunen grünen und grauen Tonschichten die aus sehr leicht abgerundeten, kleinen Geröllkörnern bestehenden Geröllen und Sande lokalen Ursprungs, ferner die kohleführenden Ton-, sogar Lignitschichten und -Linsen auch charakteristisch (Komjáti-, Szendrő- und Öskü-Becken).

Im Raume der durch subitorale graue Tommergelbildung gekennzeichneten Csákvár- und Zsámbék-Becken wurde das abgelagerte Sediment infolge tektonischer und klimatischer Wirkungen (Austrocknen) gelegentlich trockengelegt. Dies hat zur Entstehung von Wurzelspuren, Trockenrisse, Schichten von brekziöser Struktur, gelegentlich pelitischen, an Huminitesubstanz reichen, geringmächtigen, dunkelgrauen Tonschichten, im Zsámbék- und im Máty-Becken dagegen zur Entstehung von geringmächtigen Hydrobienkalkschichten (Strázsahegy Member) geführt.

Die Expansion der Pannonien s. str.-Schichten fand nach unseren bisherigen Kenntnissen — wie bereits erwähnt — in zwei Phasen statt. Einige Gebiete wurden an der Basis des mittleren Teiles des Pannonien s. str. und andere, wesentlich grössere Räume an der Basis des oberen Teiles des Pannonien s. str. vom Binnenmeer erobert. Der Transgression zufolge entwickelten sich zumeist an Abrasionsküsten gebundene Perlschotter-Quarzsandschichten. Diese können auch an den Rändern des Sopron-Gebirges (Kisbér Formation), des Transdanubischen Mittelgebirges (Tinnye und Kisbér Formationen) und des Mecsek-Gebirges angetroffen werden. An der SO-Seite des Mecsek-Gebirges (Kisbér Formation) und der Inselschollen von Südbaranya (Tinnye Formation) kamen nicht Perlschotter, sondern verhältnismässig grobkörnige Schotter-schichten lokalen Ursprungs (Permsandstein im Mecsek bzw. jurassischer Hornstein und Kalkstein an den Inselschollen) zur Ablagerung, deren Material allerdings durch die Brandung ebenfalls ziemlich gut abgerundet worden war.

Der Begriff Perlschotter stammt vom Volksmund, doch wird seine Anwendung in der Fachliteratur durch die auffallend gut abgerundete Form der zur 3—5 mm-Fraktion gehörenden Körner, durch seine auch bei geringerem Abrollungsgrad sehr fortgeschrittene Poliertheit sowie dadurch eindeutig berechtigt, dass er vor allem aus monomiktem Quarz besteht. Ihr Zustandekommen lässt sich auch mit der Wirkung der Brandung am Seeufer erklären.

Das Zustandekommen der Quarzsandfazies ist uns in ihren Einzelheiten schon weniger bekannt. Wir müssen dabei den in der Ablagerungs- und frühdiagenetischen Phase oft stattgefundenen, wahrscheinlich zumeist biogen bedingten pH-Veränderungen eine wesentliche Rolle beimessen. Diese Veränderungen führten nicht nur zur Verwitterung der Feldspäte, sondern auch zu der der Glimmerkörner (sogar der Muskovit war verschwunden), und später wurde ihr Material infolge der neuen Aufarbeitung durch Brandung in die tieferen Beckenteile transportiert.

In der Cserehát Formation (Vulkanite) haben wir die früher ins Sarmat eingestufte, untergeordnet aus Andesiten, vorwiegend aber aus Andesitagglomeraten, -tuffen und -tuffiten sowie fluviatilen Konglomeraten und Sanden bestehende Serie des Borsod-Beckens, ferner den sog. obersten Rhyolithtuff

zusammengefasst, der nach den Untersuchungsergebnissen von GY. RADÓCZ (1969) zwischen den sedimentären Ablagerungen des Sarmat und der Kunság Stufe — also aufgrund der Interpretierung der Angaben vom Transdanubischen Mittelgebirge schon im unteren Teil des Pannonien s. str. — gelagert ist. Aufgrund der Diatomeenflora gehört hierzu jener Teil der die Kleinbecken innerhalb des Tokajer Gebirges ausfüllenden Diatomit—Rhyolithuffit—Hydroquarzit—Kaolin—Bentonit-Serie, dessen Pannonien s. str.-Alter durch die charakteristische Diatomeenflora bewiesen ist.

Das Alter des im Borsod-Becken vorkommenden Andesites der Cserehát Formation beträgt aufgrund der von K. BALOGH durchgeführten Messungen rund 9 Millionen Jahre. Das steht mit den mündlichen Mitteilungen von I. PÁLFALVY im Einklang, nach denen die reiche Laubwald-Blattflora der Tuffite der Cserehát Formation schon von Pannonien s. str.-Charakter ist. Aus diesem Grund haben wir ihn in das Pannonien s. str. gestellt. Ebenfalls ein Pannonien s. str.-Alter, -also weniger als 11 Millionen Jahre- hat der jüngste vulkanische Zyklus des Tokajer Gebirges gezeigt, der mit Rhyolithuff eisetzt, sich mit Andesit fortsetzt und durch Andesit-Basalt abgeschlossen wird. So scheint die Zuordnung dieser Vulkanite zur Cserehát Formation berechtigt zu sein.

In der Tabelle über die lithostratigraphischen Einheiten (siehe Abb. 2. im Aufsatz von V. DANK—Á. JÁMBOR) gibt es ausser den bisher erwähnten noch eine Formation, die sog. Borsod Formation. Sie besteht aus Sand-, Schotter- sowie grauen und grau bis gelben, bunten Tonschichten. Bezüglich ihres Alters konnte im Nordteil des Borsod-Beckens bisher nur soviel festgestellt werden, dass es älter als Würm und jünger als der Andesitagglomerat-Anteil der Cserehát Formation ist. In ihrem Zug an der NW-Seite des Tokajer Gebirges lässt sich ihr Alter noch weniger genau — jünger als Sarmat (Pannonien s. str.?), älter als Würm — bestimmen.

## A DUNÁNTÚLI MEDENCETERÜLETEK KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEI

BARDÓZ BÉLA\*—BÍRÓ ERNŐ\*—DANK VIKTOR\*\*—MÉSZÁROS LÁSZLÓ\*—  
NÉMETH GUSZTÁV\*—TORMÁSSY ISTVÁN\*

### Bevezetés

A litosztratigráfiai egységek kapcsolatát és vertikális összefüggéseit, valamint az Alföldön bevezetett egységekkel való párhuzamosítást DANK V.—JÁMBOR Á. cikkében a 2. ábrán mutatjuk be.

A miocén és a pleisztocén közötti összleten belül 12 litosztratigráfiai egységet (formáció) különítettünk el és ezeket 4 formációcsoportba soroltuk. A teljes összletet a beosztás érvényességi területére (Dunántúl) legjellemzőbb földrajzi nevek után Peremartoni és Dunántúli Főcsoportnak neveztük el. A formációk sztratotípusát dunántúli kőolaj- és földgázkutatói területeken jelöltük ki.

Ezen összeállítás felöleli a kunsági (pannóniai s. str.) emeletbe tartozó Murai és Kanizsai Formációcsoportot, valamint a Somogyi Formációcsoport Drávai Formációját.

### A litosztratigráfiai egységek jellemzése

#### Murai Formációcsoport

A formációcsoportot a Mura folyóról neveztük el, mert három formációját a DNy-Dunántúlon ismertük meg először. Öt formációja a következő: Lovászi Homokkő, Lenti Márga, Beleznai Mészmárga, Mihályi Konglomerátum, Pásztori Trachit. Egy formációcsoportba vonásukat az indokolja, hogy valamennyi az ún. „transzgressziós üledékfácies”-be tartozik, valamint az, hogy a tagozatok üledékeinek lerakódásával lezárult a pannóniai beltenger térhódításának első szakasza.

A Murai Formációcsoport a fekü miocén képződményekre a következőképpen települ:

— üledékfolytonossággal fejlődhet ki belőle (pl.: DNy-Dunántúl),

— eróziós diszkordanciával települhet rá,

— olyan módon, melyben nincs nyilvánvaló eróziós megszakítás, azonban üledékképződési hiány (hiatus) van („paraconformity”). A formációcsoport formációi minden más kifejlődésű fekére (pl: mezozóos, paleozóos, prekambrium) eróziós diszkordanciával települnek.

Fedője a Nagylengyeli Agyagmárga Formáció, helyenként a Tófeji Homokkő Formáció.

\* Kőolaj és Földgáz Bányászati V. Nagykanizsa, Szabadság tér 22. H—8801 Pf. 126.

\*\* Központi Földtani Hivatal Budapest, Iskola út 9—27. H—1251 Pf. 22.

### *Lovászi Homokkő Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusterülete:* DNy-Dunántúl; lovászi, budafai kőolaj- és földgázmező.

Ez a formáció a szarmata emelet zárótagjára, az ún. „lemezes márga”-ra üledékfolytonossággal települ. A „lemezes márga” Zala megye DNy-i, Ny-i részén, a budafai—lovászi—reszneki—őrségi neogén depresszió területén nagy elterjedésben nyomozható. A formáció felső határa (Lenti Márga Formáció felé) a sztratotípus területén egyértelműen definiálható. Vastagsága a budafai és lovászi szerkezeteken átlagosan 100 m. A reszneki—őrségi mélyzónában és peremvidéken hasonló vastagságban minden fúrásban megtalálható, de kelet felé (Pusztapáti, Barabásszeg, Nagylengyel) a homokkő rétegtagok (beds) elvékonyodva kiékelődnek és pelites fáciesbe mennek át. A formációt BARNABÁS K.—STRAUSZ L. különítette el először 1940-ben a L. 3. sz. fúrásban.

### *Közettani felépítés*

A formációra a homokkő- és agyagmárga-rétegtagok váltakozása jellemző. A homokkő világosszürke, közepes keménységű, csillámos, kőzetlisztes, finomszemcsés. Az agyagmárga—márga szürke, sötétszürke, közepes keménységű, vízszintesen rétegzett, helyenként szenesedett növénymaradványokat tartalmaz, kőzetlisztes.

### *Lenti Márga Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusterülete:* DNy-Dunántúl; lovászi, budafai kőolaj- és földgázmező.

A formáció rétegösszlete a Lovászi Homokkő Formációra települ. Határai lefelé és felfelé (Kanizsai Formációcsoport) egyértelműen kijelölhetők. Vastagsága a sztratotípus területén: 70—100 m. A pannóniai (s. l.) összleten belül ez a sztratotípus a budafai nagyszerkezeten és a lovászi boltozaton végig jól követhető, a reszneki—őrségi mélyzóna fúrásaiban is nyomozható, csak itt a határai nem olyan élesek mint a típusterületen.

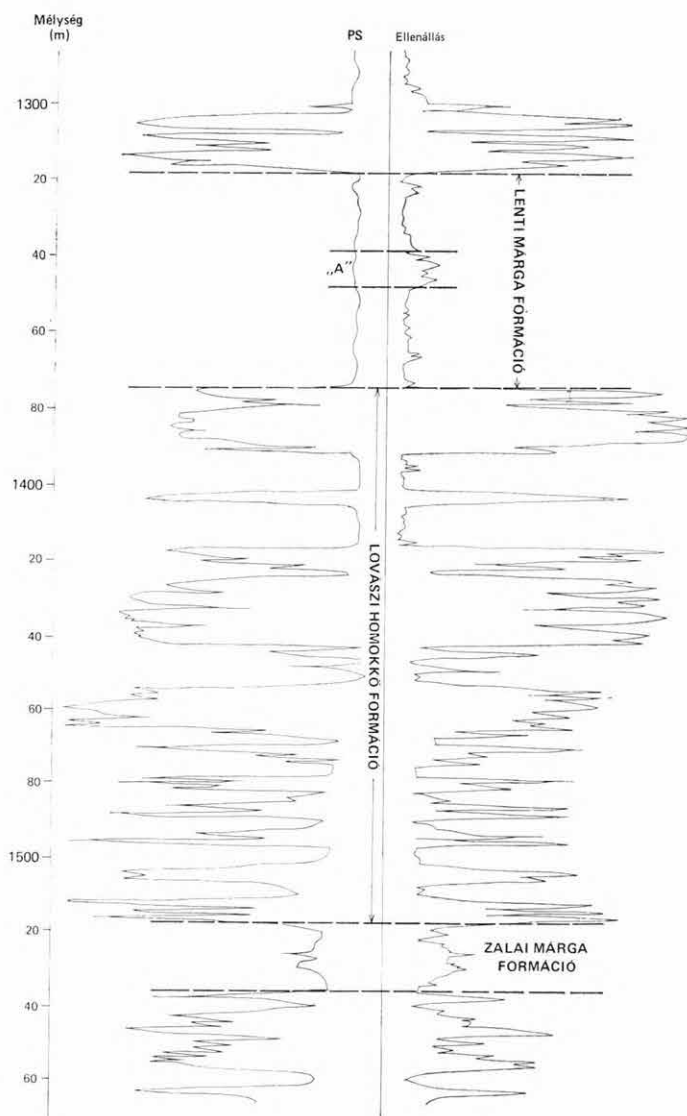
### *Közettani felépítés*

Szürke, kemény, helyenként rétegzett, finomhomokos, csillámos agyagmárga—márga, néhol homokkőcsikkokkal. Ahol a formáció kivastagszik, az összletben homokkőrétegek is előfordulnak.

### *Beleznai Mészmárga Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusterülete:* DNy-Dunántúl; beleznai kőolaj- és földgázmező.

A miocén összletre kb. 50 m vastagságú márga—mészmárga települ, mely az elektromos szelvényképen (rövidnormál ellenállás) a jellegzetes ellenállás-növekedés alapján egyértelműen kijelölhető. Felfelé, a Lenti Márga Formáció-



1. ábra. A Zalai Márga Formáció, a Lovászi Homokkő Formáció és a Lenti Márga Formáció szemléltetése a Lovászi 1. sz fúrás karottázsszelvényén

„A” — a Lenti Márga Formációban lévő jellegzetes marker

Abb. 1. Veranschaulichung der Zala Formation, der Lovászi Formation sowie der Lenti Formation auf dem Karottageprofil der Bohrung Lovászi 1.

„A” — charakteristischer Marker in der Lenti Formation

nak megfelelő agyagmárga – márga képződmények, illetve a Kanizsai Formáció csoport valamelyik tagozata (Nagy lengyeli Agyagmárga Formáció, Tófeji Homokkő Formáció) felé az átmenet folyamatos.

A Beleznai Mész márga Formáció Belezna – Gyékényes – Tarany – Darány vonalában a Dráva-depresszió területén széles sávban nyomozható. Jugoszláv oldalon e tagozat megfelelője a „Moslavačka Gora” Formációba tartozó „Križevci član” (Križevci Tagozat), illetve annak heteropikus fáciése, a „Koprivnički pješčenjaci” (Koprivnicai Homokkő). Ezek a tagozatok az Rs5 (G) és Rs7 (H) „markerek” között helyezkednek el.

Az idősebb kőzetekre való település fő jellemvonásai a következők:

– A miocénnél idősebb kőzetekre a tagozat mindig eróziós diszkordanciával települ (pl: a Görgeteg – Babócsa 6. sz. fúrásban a 2283 – 2300 m közötti mész márga alatt közvetlenül a prekambriumi metamorf alaphegység következik).

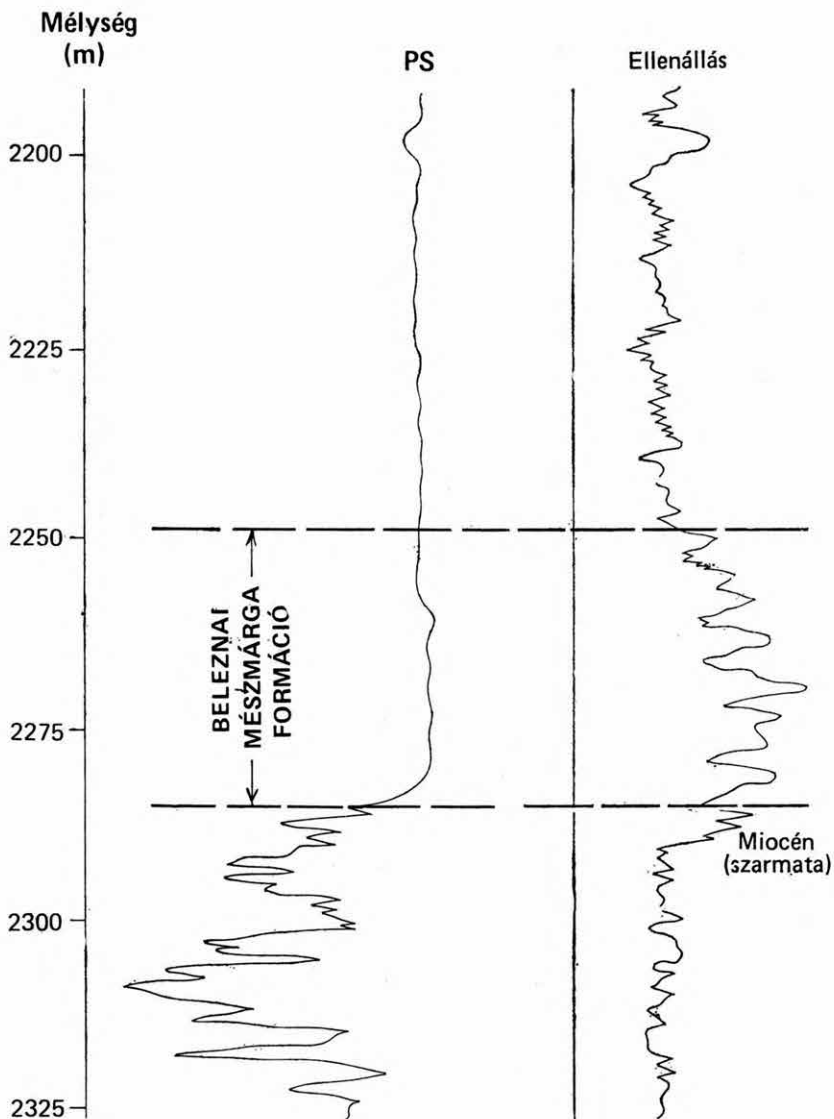
– Diszkordancia felszín mentén érintkezik a felső-tortonai (felső-bádeni) rétegösszlet és a Beleznai Mész márga Formáció pl. a Darány-Nyugat területen. A Darány-Nyugat 1. sz. fúrásban a jellegzetes ellenállás-növekedés alsó, visz-szaesős szakaszán, 2501,8 – 2514 m között fúrt magban (magnyereség: 100%) 10° – 15° dőlésű rétegzettség mentén sötét barnásszürke, igen kemény, kagylós, szilánkos törésű márga érintkezik sötétebb árnyalatú szürke, közepes keménységű, csúszási síkokkal kaotikusan átjárt, finomsillámos, erősen kőzetlisztes, egy-két apró szenesedett növénytöredéket tartalmazó márgával, illetve 5 – 6 cm vastagságot is elérő, szürke, kemény, meszes kötőanyagú, finomszemcsés homokkővel. Az alsó márga tektonikailag megviseltebb, csúszási lapokkal sűrűn tagolt és még tartalmaz néhány Foraminiferát. A felső márga tömöttebb, lényegében alig tektonizált, benne csak Ostracodák figyelhetők meg, helyenként nagy számban. A diszkordancia jellege sajátos: nem szögdiszkordancia, mivel a két márga közel hasonló dőlésben rétegzett, eróziós diszkordanciának sincs nyoma, itt két márgaréteg érintkezik meglehetősen élesen elválva. Valószínűleg a „paraconformity” esetéről van szó, ahol nincs nyilvánvaló eróziós megszakítás, de üledékképződési hiány (hiatus) van.

– Konkordáns település a sztratotípus típus területére (Belezna), továbbá Somogyudvarhely és Tarany térségére jellemző.

Beleznán a szarmata emelet homokkő, márga és agyagmárga váltakozásából álló rétegei kőzettani változás nélkül folytatódnak a kunsági (pannóniai s. str.) emelet Murai Formáció csoportjában, így az elkülönítés ezen a területen nehéz.

Somogyudvarhelyen a szarmata emelet üledékeinek jelenlétét a 4. sz. fúrásban sikerült igazolni. A jellegzetes ellenállás-kiugrás talpi visszaesésénél, 2576 – 2589 m között folyamatos magfúrás történt. 100%-os magnyereséggel. A 2576 – 2577,5 m közötti agyagmárga (CO<sub>3</sub>-tartalom 34,16 súly%) külső habitusában hasonlít a 2577,5 – 2589 m közötti márgához (CO<sub>3</sub>-tartalom 59,78 súly%), tehát folyamatos átmenet valószínűsíthető. Belső szöveti jegyeit tekintve a két kőzet különbözik egymástól: a 2577,5 – 2589 m közötti márgában a kalcitkristályok mennyisége és mérete több, illetve nagyobb, és ez a márga több idegen törmelék is tartalmaz. Éles a különbség az ősmaradvány-tartalomban: a 2576 – 2577,5 m közötti agyagmárgában csak Ostracoda teknők voltak, ugyanakkor a 2577,5 – 2589 m közötti márga elég bőséges és jellegzetes ősmaradvány-együttese (Algae: *Sphaeridia moldavica* MAC. – PAGH, *Acicularia* sp., Foraminifera: *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion granosum* (D’ORB.),

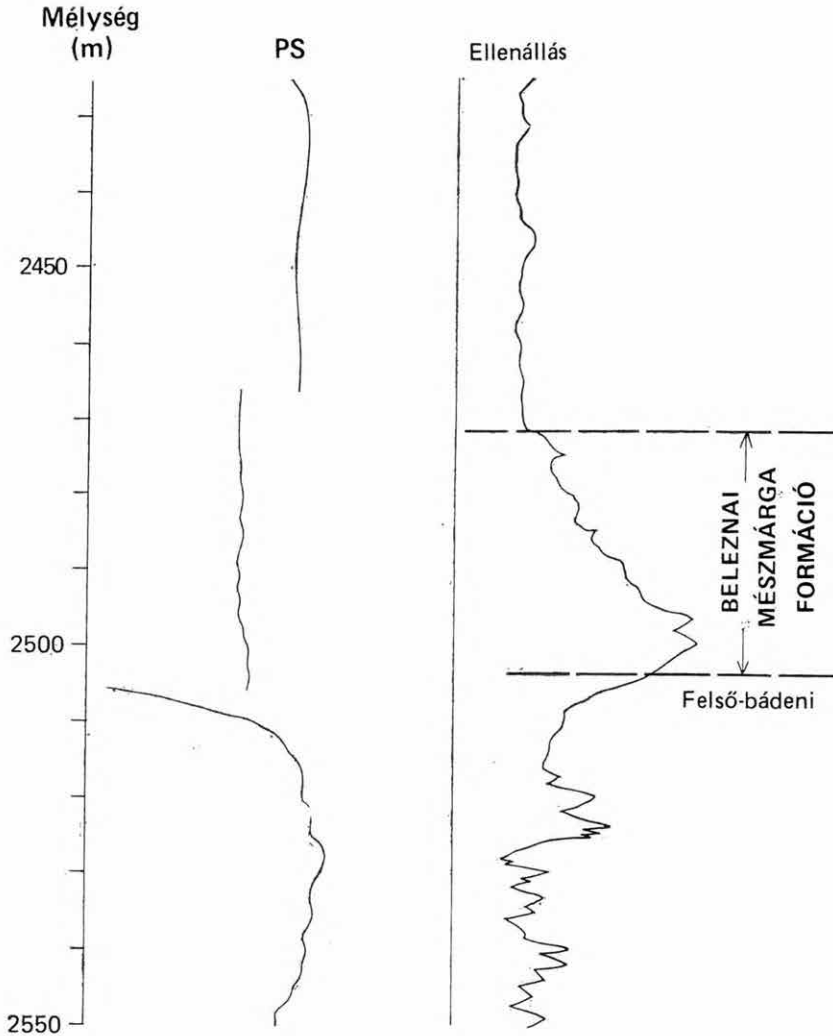




2. ábra. A Beleznai Mészmaréka Formáció szemléltetése a Belezna 16. sz. fúrás karottázsszelvényén

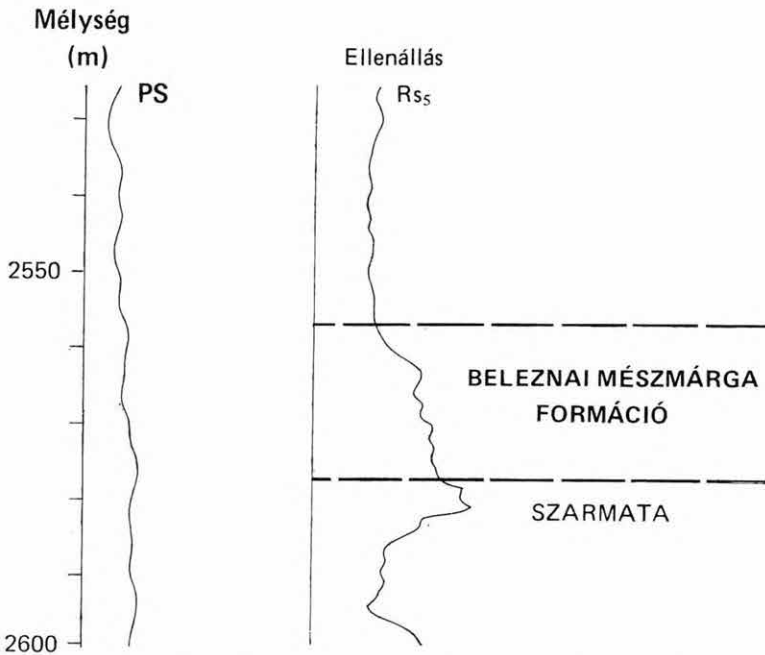
Abb. 2. Veranschaulichung der Belezna Formation auf dem Karottageprofil der Bohrung Belezna 16.

*Nonion* sp., *Elphidium* sp., *Anomalina badenensis* D'ORB. (reliktum alakok), *Bolivina* sp. (reliktum alakok), *Globorotalia* sp. töredék, áthalmazott (!), *Spongiae*: szivacstű, *Pisces*: halúszótüske, *Annelidae*: *Pectinaria (Trichoptera?)* sp. egy-két áthalmazott, illetve reliktum alak ellenére csökkentsósvízi környezetre utal. A reduktív fáciest jelzi a diszperz, ill. a Foraminifera-házakat kitöltő pirít. A szarmata emelet jellegzetes ósмарadványa az agglutinált, tölcészerű *Pectinaria* sp. (Annelidae); ez a kifejlődés a szarmata emelet legvégén képződhetett.



3. ábra. Példa a Beleznai Mészmárga Formáció és a felsőbádeni összlet diszkordancia-felszín mentén való érintkezésére (Darány-Ny 1. sz. fúrás)

Abb. 3. Beispiel für den Kontakt der Belezna Formation und des oberbadeni-Komplexes entlang der Diskordanz-Oberfläche. (Bohrung Darány-Ny 1.)



I. ábra. Példa a Beleznai Mészmárga Formáció konkordáns településmódjára (Somogyudvarhely 4. sz. fúrás)

Abb. 4. Beispiel für die konkordante Ablagerung der Beleznaer Formation (Bohrung Somogyudvarhely 4.)

A Tarany 1. sz. fúrás 2490–2644 m közötti mélységintervallumán belül 26–44 m vastag, faunamentes márga–mészmárga szakaszt feltételesen a szarmata emeletbe sorolunk és folyamatos üledékképződést tételezünk fel a szarmata–pannóniai s. str. határon.

### Kőzettani felépítés

A mészmárga és márga barnásszürke és sötétszürke színű, kemény, kagylós és szilánkos törésű, finomhomokos, illetve finom-kőzetlisztes, helyenként enyhén vízszintesen rétegzett és 42,70–74,29 súly% közötti karbonát-tartalommal rendelkezik. A legalsó mészmárga képződményekbe Ny felé homokkő-lencsék települnek. A lencsék számától és vastagságától függően a tagozat Ny felé erőteljesen kivastagodik. Elsősorban a miocénre jellemző rétegyomás-viszonyok alapján a jellegzetes beleznai mészmárga képződmények alját a szarmata emelet felső részébe soroljuk. Ezt a Somogyudvarhely 4. sz. fúrás biosztratigráfiai adata is indokoltá teszi.

A szarmata–pannóniai s. str. határon a folyamatos üledékképződés következtében jelentős kőzettani változás nem jött létre. Beleznaán a szarmata homokkőrétegei között megjelenő első mészmárga-, márgabetelepüléstől vehető pannóniai korba tartozónak a rétegsor, bár ott, ahol a szarmata emelet felső része márgás kifejlődésű, ez az elkülönítés bizonytalan.

### *Mihályi Konglomerátum Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusterülete:* ÉNy-Dunántúl; mihályi földgázmező.

A formáció a fekéjére mindig eróziós diszkordanciával települ, attól jól elhatárolható. Probléma akkor mutatkozik, ha a fekéü töredezett, mállott, breccsás kifejlődésű. Ilyenkor az elhatárolásnál az autigén-breccsásodást, a koptatottságot és az idegen anyagtartalmat vesszük figyelembe.

A formáció fedője az üledékfolytonossággal települő Beleznai Mészmarga Formáció, de lehet a Nagylengyeli, a Tófeji, vagy a Drávai Formáció is.

A Mihályi Formáció a mihályi és a görgeteg—babócsai kiemelkedések területén ismert. Első ízben a Mihályi térségében mélyült kutatófúrásokban mutatták ki, ezért a tagozatot innen neveztük el. Vastagsága eléggé változó: Mihályiban 5—60 m, Babócsán 1—40 m.

### *Kőzettani felépítés*

A sztratotípus területén a konglomerátum az uralkodó kőzettípus, de emellett előfordul homokkő, édesvízi mészkő és mikrobreccsa is.

A konglomerátum világosszürke, szürke színű, különféle metamorf kőzetek (kvarcit, fillit, csillámpala, szericitpala, epidotos pala) jól, illetve közepesen koptatott kavicsaiból áll. Rétegzetlen, közepesen kemény, kemény. Helyenként elég laza kötésű, porózus. Igen gyengén osztályozott, aprószemcsés (uralkodóan 1—3 mm átmérőjű, szórtan 1—2 cm-t is meghaladó kavicsokból épül fel), illetve helyenként durvakonglomerátum jellegű (5—10, sőt 15 cm átmérőjű kőzetdarabokból áll). Kötőanyaga kaolinos, karbonátos homokkő. Karbonáttartalma 12,69—40,13 súly%. A konglomerátum fekéjje mindig ó-paleozoos vagy prekambriumi képződmény (fillit, kvarcit, dolomit, szericitpala).

A mikrobreccsa világosszürke színű, közepes keménységű, rétegzetlen, 2—8 mm nagyságú fillit-, kvarcittörmelékből áll. Erősen meszes, homokos kötőanyaggal cementált. Gyengén osztályozott.

A homokkő világosszürke színű, finom-, apró- és durvaszemcsés, kőzetlisztes. Erősen karbonátos kötőanyagú. Karbonáttartalma 32,45—42,6 súly%.

Az édesvízi mészkő fehéresszürke, világos barnássárga, közepes keménységű, rétegzetlen, üreges, likacsos, porózus. Helyenként mésztufa szövetű. Finomkristályos, az üregekben aragonit-kiválásokat, hintett pirít kristályokat tartalmaz. Ez a kőzet a kisalföldi trachitos, alkáli-bazaltos vulkanizmus utó-vulkáni jelenségének tekinthető és keletkezési idejét illetően a pannóniai s. str. elejére tehető.

A fenti kőzetféléseket a Mihályi (M) 2., 3., 9., 10., 31., 35., 36. sz. fúrásokból ismerjük. Faunamentesek, a pannóniai tenger tipikus transzgressziós üledékei.

### *Pásztori Trachit Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusterülete:* Kisalföld; pásztori CO<sub>2</sub> előfordulás.

A pásztori fúrásokban megismert vulkáni képződmények időben hosszan elnyúló, ismétlődő tevékenységre utalnak. Az üledékes kőzetek és a vulkáni

képződmények települési viszonyaiból megállapítható, hogy a magmás tevékenység a miocénben kezdődött, paroxizmusa pannóniai s. str.-ban volt és a felső-pannóniaiban fejeződött be. A pásztori vulkáni tevékenység anyagtermelése uralkodóan savanyú kőzetanyagot eredményezett.

A pásztori területen a 4. sz. fúrás bizonyította a trachit vulkanizmus korát! A Pá 4. sz. fúrás (10. mag) 2005,5 – 2022 m-ben márgát, agglomerátumot, trachittufát harántolt. Az agglomerátum márga kötőanyagában alsó-pannóniai Ostracodák vannak és a közvetlen felette települő, biztosan alsó-pannóniai márgában – *Congeria partschi maorti* BARN. – STR., *Linnocardium (Paradacna)* sp. – is gyakoriak a trachit lapillik.

### Kanizsai Formációcsoport

A formációt Nagykanizsáról neveztük el, mert két tagozatának legjellegzetesebb kifejlődési típusait e város körzetében ismertük meg részletesebben. A két tagozat – a Nagylengyeli Agyagmárga Formáció és a Tófeji Homokkő Formáció – transzgressziós jellegű, a Murai Formációcsoporton túlterjed, egymásnak mindig heteropikus fáciesei.

A formációcsoport fekéje a Murai Formációcsoport, vagy ennek hiánya esetén a pannóniai s. str.-nál idősebb képződmény. Fedője minden esetben a Somogyi Formációcsoport Drávai Agyagmárga Formációja.

A Kanizsai Formációcsoport nagy regionális elterjedésű, a nyugat- és kelet-kisalföldi, a zala – dél-balatoni és a somogy – dráva-völgyi medencerészek területén nyomozható, kivéve a medencerészek peremvidékeit és a mihályi magassrög vonulat tetőzónáját, ahol a pannóniai üledékképződés csak a Somogyi Formációcsoportban kezdődött meg.

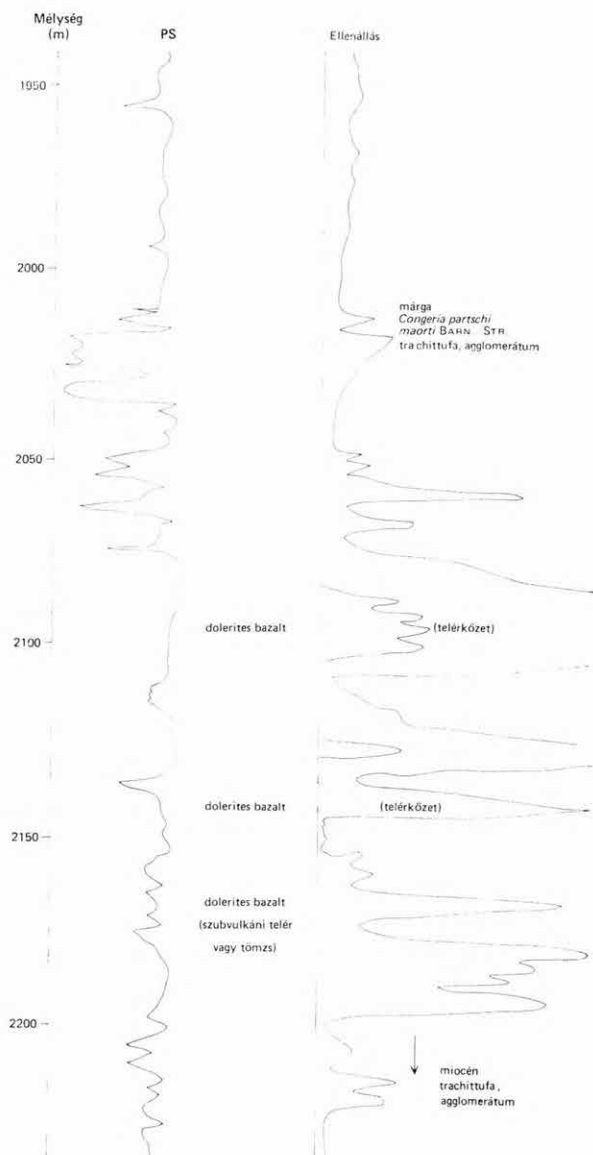
### Nagylengyeli Agyagmárga Formáció

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusülete:* DNY-Dunántúl; nagylengyeli kőolajmező.

A tagozatot a nagylengyeli kőolajmezőről neveztük el, mert e mező területén és annak környékén (pl.: Barabásszeg, Szilvág, Salomvár, Bak, Zalaszentmihály) mélyült fúrásokban harántoltuk a legjellegzetesebb kifejlődésben.

A Nagylengyeli Agyagmárga Formáció bármilyen, a pannóniai s. str.-nál idősebb képződményre is települhet. Nagylengyel térségében általános az a rétegtani helyzet, hogy a szarmata rétegekre üledékfolytonossággal következik. A Kisalföldön, Vaszar–Takácsi–Tét környékén viszont eróziós diszkordanciával települ a bádai képződményekre, a répcelaki szerkezeten DK-i részén, a M. 22. sz. fúrásban pedig az ó-paleozóos metamorf alaphegységre. Gyakran települ a Murai Formáció valamelyik tagozatára. Ezekben az esetekben az üledékfolytonosság azokon a helyeken a legvalószínűbb, ahol a Beleznai Mészmárga Formáció alkotja a fekéjét. A somogy–drávavölgyi medencerészben ez a jelenség sok helyen megfigyelhető. Mihályiban előfordul, hogy a Nagylengyeli Formáció a Beleznai Formáció kimaradásával közvetlenül a Mihályi Formációra települ.

A Nagylengyeli Agyagmárga Formáció felső határa azokon a helyeken éles, ahol a fedőben a Tófeji Formáció vastag, homlokkőrétegekben gazdag



5. ábra. A pásztori Trachit Formáció szemléltetése a Pásztori 4. sz. fúrás karottázsszelvényén

Abb. 5. Veranschaulichung der Pásztori Formation auf dem Karottageprofil der Bohrung Pásztori 4.

kifejlődésben található (ilyen pl. a sztratotípus típussterülete is). A kiemelt helyzetű részeken gyakorlatilag a teljes Kanizsai Formációsoportot képviselheti (pl. Zalaszentmihály 1. sz. fúrás). Ilyen helyeken a fedője már a Drávai Agyagmárga Formáció.

A Formáció a Dunántúlon általánosan elterjedt. Átlagvastagsága a sztratotípus típussterületén, Nagylengyelben 135 m, általában 100–150 m közötti, a 200 m-t ritkán haladja meg. Mint összefüggő agyagmárgaösszlet a lyukgeofizikai szelvényeken markánsan jelentkeznek, könnyen felismerhető.

### *Tófeji Homokkő Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típussterülete:* DNy-Dunántúl, nagylengyeli kőolajmező. A tagozat nevét a Zala megyei Tófej község mellett, a hahót—edericsi kőolaj- és földgázmező „Tófej” elnevezésű homokkőrétegeiről kapta.

A Tófeji Homokkő Formáció a típussterületen kívül a zala—délbalatoni és a somogy—drávavölgyi medencérsz legnagyobb részén megtalálható, csak a középhegységek (Keszthelyi-hegység, Mecsek, Villányi-hegység) felé, a peremeken hiányzik. Ez a tagozat a nyugat- és kelet-kisalföldi medencérszék területén szintén nagy elterjedésben nyomozható, a medencérszék peremei és a mihályi nagyszerkezet tetővidéke kivételével.

Salomvár—Barabásszeg—Szilvagy—Nagylengyel térségében a tagozat vastagsága 300–500 m. A Nagylengyeli Agyagmárga Formáció felé az elhatárolódása éles, a Drávai Agyagmárga Formáció felé az átmenet folyamatos.

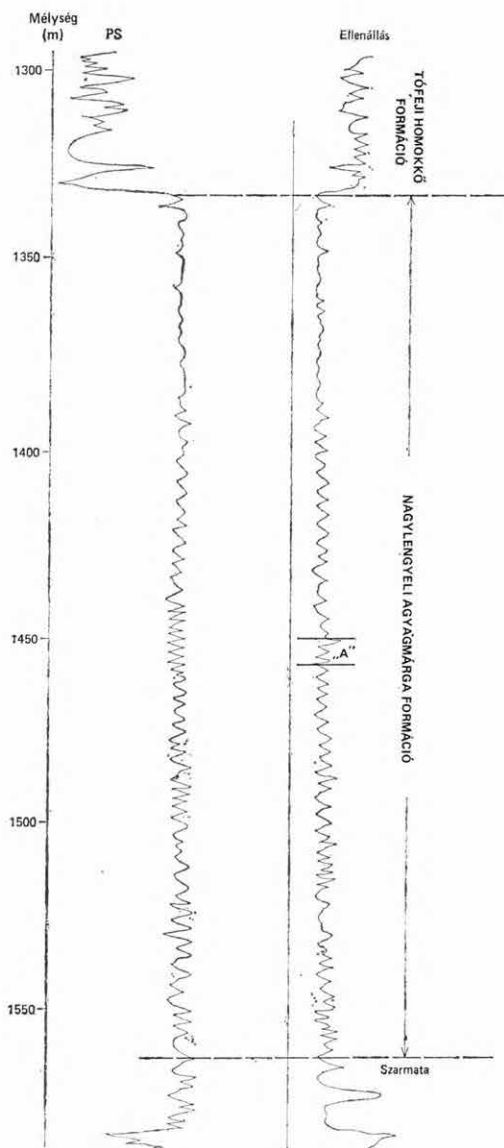
A Tófeji Homokkő Formáción belül — a homokkő rétegtagok szintállósága, vagy lencsésége alapján, illetve annak figyelembevételével, hogy a formáció az üledékgyűjtő mély részeit, vagy kiemeltebb zónáit tölti ki — három kifejlődési alaptípust különböztettünk meg.

A *Gellénháza*i típusra leginkább jellemző a szintállóság, a vastagpados homokkő kifejlődés, amiből az üledékképződés nyugodt voltára következtethetünk. Zala megye északi részén, az órségi—göcseji tájegységeken mélyült nagyszámú fúrásban jól megfigyelhető, hogy a formáció viszonylag vastag (általában 10–20 m-es) homokkő rétegtagjai — melyeket kb. azonos vastagságú agyagmárga rétegtagok választanak el — elég nagy területeken nyomozhatók, az elektromos szelvények nyújtotta jó azonosítási lehetőségek alapján több kilométeren át követhetők.

A *Liszói* típusra a lencséség jellemző. A homokkőrétegek általában agyagosak, aleuritcsíkokkal tagoltak, horizontális és vertikális irányban gyors fáciesváltozással jellemezhetők. A nagy faunaszegénységet a nyugtalan, mozgott medencefenék magyarázza. Végeredményben a tektonikai mozgások következményeinek tulajdoníthatók az észlelt réteghiányok és a rendkívül gyakori fáciesváltozások.

A két típus természetesen nem különül el élesen. Gyakori a homokkőrétegek szintállóságának és lencséségének együttes, kombinált megjelenése. Ez jól megfigyelhető a somogy—drávavölgyi medencérszékben.

A harmadik típus, a *Bajcsai*, mely a pannóniai s. str. medencealjzatának relatíve mély részeit tölti ki. Az Alföldön megfelel a Szolnoki Homokkő Formáció „szárnyhomok” típusának. Azért neveztük el így, mert a bajcsai szerkezeten (1., 2., 4., 5., 13., 14. sz. fúrásokban) lehetett a legjobban felismerni és

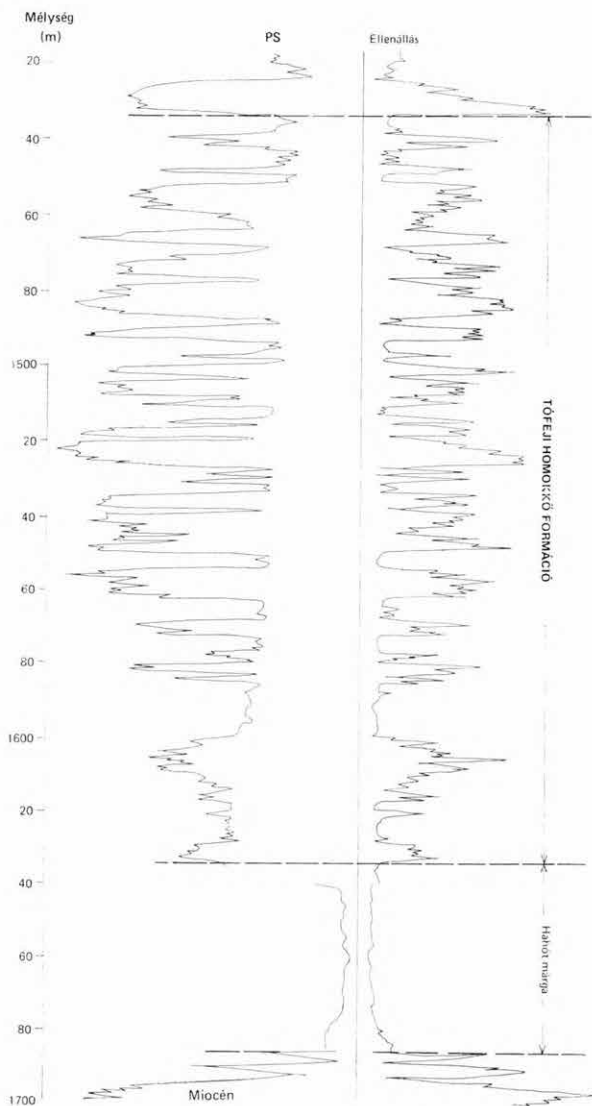


6. ábra. A Nagy lengyel Agymárga Formáció szemléltetése a Nagy lengyel 387. sz. fúrás karottázsszelvényén  
 „A” – a Lenti Márga Formációban lévő jellegzetes marker

Abb. 6. Veranschaulichung der Nagy lengyel Formation auf dem Karottageprofil der Bohrung Nagy lengyel 387.

„A” – charakteristischer Marker in der Lenti Formation





7. ábra. A Tófeji Homokkő Formáció szemléltetése a Hahót 31. sz. fúrás karottázsszelvényén

Abb. 7. Veranschaulichung der Tófej Formation auf dem Karottageprofil der Bohrung Hahót 31.

nyomon követni. Vastagsága itt 500–600 m és jellemző rá az agyagmárga-, homokos agyagmárga-, márga-, homokkőrétegek sűrű, monoton váltakozása. Ezek a homokkövek kemények, tömöttek, karbonáttartalmuk viszonylag nagy. Alulról felfelé a homokkőrétegek gyakoribbá válnak. A Bajcsai típus homokkövei a kiemelt területek felé kiékelődnek, illetve a Nagylengyeli Agyagmárga Formációval fogazódnak össze. Ez jól megfigyelhető pl. Bajcsa és Belezna között.

### Somogyi Formációcsoport

A formációcsoportot Somogy megyéről neveztük el, mert két tagozatának jellemző kifejlődési típusai itt a legszembetűnőbbek. Ez a formációcsoport a Drávai Agyagmárga Formációt és a már Dunántúli Főcsoportba sorolt Újfalui Homokkő Formációt öleli fel. A két formáció egységbe való összevonását az indokolja, hogy a transzgressziós jellegű üledékképződés tulajdonképpen ezek között vált át regresszióba, így a két tagozat csak egymással való kapcsolatában vizsgálható.

A formációcsoport alsó és felső határa a folyamatos átmenetek miatt nagyon nehezen jelölhető ki, a domináns kőzettani jellegek figyelembevételével csak bizonyos mértékig pontosítható.

### *Drávai Agyagmárga Formáció*

*A litosztratigráfiai egység sztratotípusának típusterülete:* Dél-Dunántúl és a Dráva-depresszió magyarországi peremvidéke.

A formációt a Dráva folyóról neveztük el, mert a somogy–drávavölgyi medencerész déli, a folyóval párhuzamos 20–30 km széles övezetében mélyült kutatófúrásokban (pl. Gyékényes – Berzence – Somogyudvarhely – Vízvár – Heresznye – Babócsa) harántolták a legjellegzetesebb kifejlődésben.

A formáció fekszik a Tófeji Homokkő Formáció, illetve helyenként a Nagylengyeli Agyagmárga Formáció. Ezekről való elhatárolása nem éles. Amennyiben a Nagylengyeli Formáció a fekszik, az elhatárolás gyakorlatilag megoldhatatlan. A Tófeji Formációtól leginkább az elektromos szelvénykép fő vonásainak összehasonlításával lehet elkülöníteni. Amíg a Tófeji Formációban a homokkőrétegek dominálnak, addig a Drávai Formációban ezek alárendelteké válnak és határozottan előtérbe kerül a pelites fácies.

A Drávai Formáció fedője az Újfalui Homokkő Formáció. A két tagozat elválasztását megkönnyíti, hogy a Drávai Formáció homokköveinek PS-görbéje „harang” alakú (transzgresszív jelleg), az Újfalui Formációé „tölcsér” alakú (regresszív jelleg).

A Drávai Formáció a somogy–drávavölgyi, a zala–délbalatoni, valamint a nyugat- és kelet-kisalföldi medencerészek területén az idősebb tagozatokhoz viszonyítva a legnagyobb kiterjedésben található meg. A litológiai kifejlődés, szinte mindenütt azonos. Meghatározó képződmény az agyagmárga (szürke közepes keménységű, helyenként csillámos, kőzetlisztes), de a Formáció alsó szakaszán több agyagos homokkőréteg is keletkezett. A formáció vastagsága a sztratotípus típusterületén 200–400 m.

A Drávai Formációhoz kötődik egy fontos jellegzetesség: az „intrapannóniai ferde település”, vagy „eltérő dőléssel betelepült összlet”, mely a sztratotípus területen földtani és szeizmikus szelvényeken is jól érzékelhető. Ezen

a fekvőhöz és a fedőhöz viszonyított relatíve eltérő települést értünk és elsősorban az üledékképződési folyamat irányának megfordulásával magyarázzuk, de kialakulásában a tektonikai mozgásoknak is szerepet tulajdonítunk. Létrejöttének körülményeit és mechanizmusát a jövőben tovább kell elemeznünk. Ebben nagy segítséget jelenthet majd a folyamatos rétegdőlésmérés általánossá tétele.

### Fejlődéstörténeti vázlat

A pannóniai s. str. általános leülepedési modelljének (depositional system) alapítása a Dunántúlon az, hogy az üledékanyag az Alpokból érkezett.

A transzgresszió kezdetét a „lemezes-márga” feletti homokkőszorozat (Lovászi Homokkő Formáció), illetve a durvatormelékes képződmények (Mihályi Konglomerátum Formáció) megjelenése jelzi.

A transzgresszió ezen első fázisa után nyugodt időszak következett, melyet nagy területen követhető pelites üledékek jellemeznek (Lenti Márga Formáció, Nagylengyeli Agyagmárga Formáció). A Dunántúl déli részén a somogy – drávavölgyi medencerészben a pannóniai s. str. alsó szakaszán a márga – mészmárga kifejlődés az uralkodó (Beleznai Mészmárga Formáció). Ez a terület különböző részein nem egyidejű képződmény, bár többnyire a Lenti Márga Formáció keletkezési idején belül képződött.

Az erőteljesebb transzgressziót a homokköveknek pelitekkel szembeni uralkodóvá válása jelzi (Tófeji Homokkő Formáció). Olyan területek süllyedése is intenzívvé vált, amelyek a miocén folyamán nem, vagy csak kis mértékben süllyedtek. A Tófeji Formáció vastagsága, tagoltsága alapján ez a kép jól kirajzolódik. Az üledékképződésre a szakaszosság jellemző.

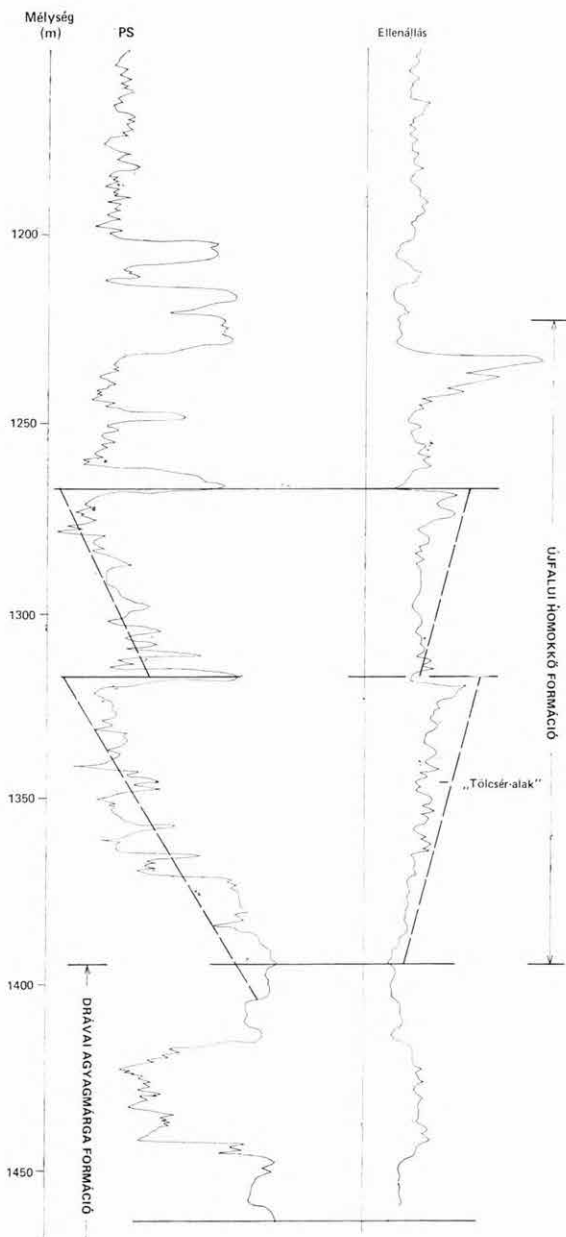
A pannóniai s. str. felső szakaszán (Drávai Agyagmárga Formáció) már megszűntek a regionális homokkőkifejlődések. Ekkorra már majdnem teljes kiédesedés következett be, a pannóniai medence beltengerből tóvá alakult. A medenceperemekről, valamint a sekélyebb mélységű területekről a már lerakódott anyag lepusztulása, áthalmazása indult meg, megkezdve a medence feltöltését. Ez a folyamat a különböző területrészekben különböző időben indult. A Somogyi Formációcsoport felső részén (Újfalui Homokkő Formáció) a partvonalat követő homokosodás már ennek a folyamatnak a kezdetét jelzi. Kiteljesedése a Kisalföldi Formációcsoporra tehető.

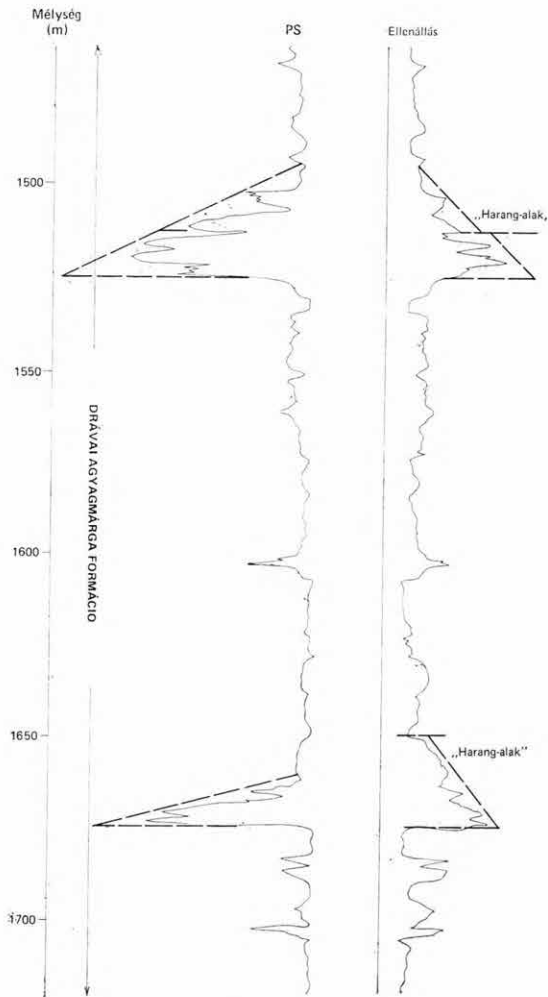
Az üledékképződési folyamat irányának ezen megfordulása az egyik oka annak a regionális képnek, hogy a Drávai Formációban ferde település (eltérő dőléssel betelepült összlet) figyelhető meg. Emellett kompressziós orogén hatás is megnyilvánult, amit a részletesen ismert budafai boltozaton a pannóniai s. str. tetején kimutatott eltérő település mutat. Ez az orogén hatás időben a rhodáni fázissal azonosítható.

### Üledéktípusok genetikusan összefüggő kapcsolatai

A tengerpartszegélyi környezetben az üledéktípusok genetikusan összefüggő kapcsolatai figyelhetők meg. D. A. BUSCH az ilyen kapcsolatok két típusát ismerte fel:

- a rétegek genetikusan növekedése (GIS = genetic increment of strata),
- a rétegek genetikusan sorozata (GSS = genetic sequence of strata).





8. ábra. A Drávai Agymárga Formáció és az Újfalu Homokkő Formáció szemléltetése a Görgeteg-Babócsa 12/a. sz. fúrás szelvényén

Abb. 8. Veranschaulichung der Dráva und der Újfalu Formationen auf dem Profil der Bohrung Babócsa 12/A.

A „GIS” egy üledékképződési ciklust reprezentáló rétegek olyan intervalluma, amelyben minden litológiai összetevő genetikus kapcsolatban van minden másikkal. A felső határnak egy litológiai—idő markernek kell lenni, ugyanakkor az alsó határ lehet vagy egy litológiai—idő marker, egy diszkordancia, vagy egy fáciesváltozás. Magában foglalja mindazokat az üledékeket, amelyek a ciklusos süllyedés, vagy ciklusos emelkedés egy szakasza során leülepedtek. Vonatkozhat egy szűkített üledékes sorozatra is, amely a lépcsőzetes süllyedés vagy lépcsőzetes emelkedés egy szakasza folyamán ülepedett le.

Egy „GSS” két vagy több összefüggő „GIS”, mely többé-kevésbé folyamatos üledékképződést képvisel. Ezen belül szögdiszkordancia nem lehet jelen, de korlátozott kiterjedésű diszkonformitás (kimozdultság nélküli egyenlőtlen rátelepülés) előfordulhat.

Ebben a felfogásban az előzőekben tárgyalt formációcsoportok (pl.: Murai és Kanizsai Formációcsoport) képviselnek egy-egy „GIS”-t, mivel kielégítik a definíció alapkritériumát. (Ezekben minden litológiai összetevő genetikus kapcsolatban van egymással, ui. az egy formációba tartozó tagozatok egymásnak heteropikus fáciesei.) A pannóniai s. str. egy „GSS”-nek tekinthető.

## IRODALOM — LITERATUR

- BUSCH D. A. 1974: Stratigraphic traps in sandstones. — Exploration. Techniques.
- FÜLÖP J.—CSÁSZÁR G.—HAAS J.—JÓCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1975: A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. — Földt. Int. kiadv.
- GAJDOS I.—PAP S.—SOMFAI A.—VÖLGYI L. 1983: Az alföldi pannóniai (s. l.) képződmények litosztratigráfiai egységei. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- OKGT Területi Kutatási program: Kisalföld (1972. ápr. 15.).
- OKGT Területi Kutatási program: Délnyugat-Dunántúl (I/A—I/B) (1973. aug.—dec.).
- RÁDLER B.—SÁGHY GY.—ÚJFALUSSY A.—VARGA I. 1978: Eltérő dőlésű neogén üledékek szeizmikus kutatása. — Magy. Geofiz. 19 (6): 201—206.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. — Földt. Közl. 95: 140—163.
- VÖLGYI L. 1976: Szénhidrogéntelepek előrejelzésének lehetőségei földtani megfontolások alapján. — Földt. Közl. 106: 503—527.

## PANNONIEN S. STR.-BILDUNGEN DER TRANSDANUBISCHEN BECKENGEBIETE

BÉLA BARDÓCZ—ERNŐ BÍRÓ—VIKTOR DANK—LÁSZLÓ MÉSZÁROS—GUSZTÁV  
NÉMET—ISTVÁN TORMÁSSY

### Einleitung

Die Beziehungen und vertikalen Zusammenhänge der lithostratigraphischen Einheiten sowie die Parallelisierung mit den für die Grosse Ungarische Tiefebene eingeführten Einheiten sind in der Arbeit von V. DANK—Á. JÁMBOR in Abb. 2 vorgelegt.

Innerhalb des das Intervall zwischen dem Miozän und dem Pleistozän umfassenden Komplexes haben wir 12 lithostratigraphische Einheiten (Formationen) unterschieden und diese in 4 Formationsgruppen (Groups) eingestuft. Den ganzen Komplex haben wir nach den für den Gültigkeitsbereich der Klassifikation (Transdanubien) charakteristischsten geographischen Namen Peremarton and Dunántúl Übergruppe genannt (Abb. 1). Zum Stratotypus der Formationen wurden Bohrprofile der in Transdanubien auf Erdöl und Erdgas niedergebrachten Schürfb Bohrungen gewählt.

Die vorliegende Zusammenstellung umfasst die zum Pannonien s. str. gehörenden Mura und Zala Formationsgruppen sowie die Dráva Formation der Somogy Formationsgruppe.

### Charakterisierung der Lithostratigraphischen Einheiten

#### Die Mura Formationsgruppe

Die Formationsgruppe wurde nach dem Fluss Mur im SW-Transdanubien benannt, da 3 Formationen der Formationsgruppe zum ersten Mal im SW-Transdanubien erkannt worden waren. Die zur Formationsgruppe gehörenden fünf Formationen sind die folgenden:

- Die Lovász Formation (Sandstein)
- Die Lenti Formation (Mergel)
- Die Belezna Formation (Kalkmergel)
- Die Mihályi Formation (Konglomerat)
- Die Pásztori Formation (Trachyt).

Die Zusammenfassung dieser fünf Formationen in eine und dieselbe Formationsgruppe wird dadurch berechtigt, dass alle hierzu gerechneten Formationen eine sog. „Transgressionslithofazies“ darstellen, sowie dass mit Ablagerung der Formationen die erste Phase der Expansion der pannonischen Binnensee zu Ende kam. Wenn das Liegende miozän ist, kann die Mura Formationsgruppe wie folgt, darauf lagern:

- sie kann sich davon ohne Unterbrechung der Sedimentation entwickeln (z. B. SW-Transdanubien),
- mit einer Erosionsdiskordanz darauf lagern;
- in einer Form, in der keine offensichtliche erosionsbedingte Unterbrechung vorliegt, aber eine Lücke (Hiatus) („paraconformity“) vorhanden ist. Die Formationen der Formationsgruppe überlagern jedes, auf eine andere Weise aufgebautes Liegende (z. B. mesozoisch, paläozoisch, präkambrisch) mit einer Erosionsdiskordanz.

Das Hangende ist die Nagylengyel Formation (Tonmergel), stellenweise die Tófej Formation (Sandstein-Tonmergel).

### *Die Lovászi Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Lovászi, Erdöl-Erdgasfeld von Budafa.

Die Formation überlagert das Abschlussglied der Sarmat-Stufe, den sog. „Plattenmergel“ mit einer Sedimentationskontinuität. Der „Plattenmergel“ lässt sich im SW- und W-Teil des Komitates Zala, im Raume der Neogendepression von Budafa–Lovászi–Resznek–Órség in grosser Häufigkeit verfolgen. Die Oberkante der Formation (Kontakt mit der Lenti Formation) im Raume des Stratotypusgebietes lässt sich eindeutig definieren. Ihre Mächtigkeit beträgt in den Strukturen von Lovászi im Durchschnitt 100 m. In der Tiefzone von Resznek–Órség und in ihrer Randzone kann sie in ähnlicher Mächtigkeit in allen Bohrungen angetroffen werden, doch gegen Osten (Pusztapáti, Barabásszeg, Nagylengyel) keilen die Sandsteinschichtglieder (beds) aus und gehen in eine pelitische Fazies über.

### *Lithologischer Aufbau*

Für die Lovász Formation ist die Wechsellagerung von Sandstein- und Tonmergelschichtglieder kennzeichnend. Der Sandstein ist hellgrau, von mittlerer Härte, glimmerig, siltführend, feinkörnig. Der Tonmergel bis Mergel ist grau, dunkelgrau, von mittlerer Härte, horizontalgeschichtet, stellenweise mit verkohlten Pflanzenresten, siltführend.

### *Die Lenti Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Lovászi, Erdöl- und Erdgasfeld Lovászi.

Die Formation überlagert den Lovászi-Sandstein; ihre Grenzen können sowohl nach unten als auch nach oben (Kanizsa Formationsgruppe) eindeutig gezogen werden. Ihre Mächtigkeit beträgt im Raume des Stratotypusgebietes 70 bis 100 m. Innerhalb des Pannonien s. str.-Komplexes lässt sich dieser Stratotypus durch die Grosstruktur von Budafa und das Gewölbe von Lovászi durchweg gut verfolgen; auch in den Bohrungen der Tiefzone Resznek–Órség ist sie verfolgbar, nur ihre Grenzen sind hier nicht so scharf wie im Typusgebiet.



### Lithologischer Aufbau

Grauer, harter, stellenweise geschichteter, feinsandiger Tonmergel bis Mergel, stellenweise mit Sandsteinschnüren. Wo die Lenti Formation mächtig wird, kommen im Komplex auch Sandsteinschichten vor.

#### Die Belezna Formation

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Erdöl- und Erdgasfeld Belezna.

Der Miozän-Komplex wird von ca. 50 m mächtigen Mergel bis Kalkmergelschichten überlagert. Im elektrischen Profilbild (kurznormaler Widerstand) kann die Überlagerung aufgrund der charakteristischen Widerstandszunahme eindeutig nachgewiesen werden. Nach oben, gegen die der Lenti Formation entsprechenden Tonmergel-Mergelbildungen bzw. gegen eine der Formationen der Kanizsa Formationsgruppe (Nagy lengyel Formation, Tófej Formation) ist der Übergang graduell. Die Belezna Formation lässt sich in der Linie Belezna—Gyékényes—Tarany—Darány im Raume der Drau-Depression in einem breiten Streifen verfolgen. Auf jugoslawischer Seite entspricht dieser Formation das „Križevci član“ (Križevci Member) der „Moslavačka Gora“ Formation bzw. seine heteropische Fazies, der „Koprivnički pješčenjaci“ (Koprivnica Sandstone). Diese Formationen liegen zwischen den Markern Rs5 (G) und Rs7 (H).

Die wichtigsten Charakterzüge der Überlagerung älterer Gesteine sind wie folgt:

— Prämiozäne Bildungen werden durch die Formation immer mit einer Erosionsdiskordanz überlagert (z. B. in der Bohrung Görgeteg—Babócsa 6. folgt unter dem Kalkmergel des 2283—2300 m-Intervalles unmittelbar das präkambrische metamorphe Grundgebirge).

— Längs einer Diskordanzfläche berühren sich der obertortonische (oberes Baden) Schichtenkomplex und die Belezna Formation z. B. im Raum Darány-West. In der Bohrung Darány-West 1. im unteren Rückfallabschnitt der kennzeichnenden Widerstandszunahme zwischen 2501,8 und 2514 m (Kerngewinn: 12,2 m, 100%), bei einer Schichtung von 10° bis 15° Einfallen kommt ein dunklerbräunlichgrauer, sehr harter, muscheliger, splittrigbrüchiger Mergel mit einem dunkleren, grauen, mittelharten, feinglimmerigen, durch Gleitflächen durchsetzten, stark siltführenden, einige winzige, verkohlte Pflanzenresten erhaltenen Mergel bzw. mit einem grauen, harten, feinkörnigen 5—6 cm mächtigen Sandstein mit kalkigem Bindemittel in Kontakt. Der untere Mergel ist tektonisch gestörter, dicht mit Gleitflächen durchsetzt und enthält noch einige Foraminiferen; der obere Mergel ist dichter, im wesentlichen kaum tektonisiert, in ihm lassen sich nur Ostracoden beobachten, stellenweise in grosser Zahl; der Charakter der Diskordanz ist eigenartig: sie ist keine Winkeldiskordanz, da die beiden Mergel mit beinahe gleichem Fallwinkel geschichtet sind; es gibt keine Spur einer Erosionsdiskordanz; hier kommen zwei Mergelschichten ziemlich scharf voneinander getrennt in Kontakt. Wahrscheinlich handelt es sich um das Phänomen der „paraconformity“, d. h. eine Situation, in der es keine offensichtliche Erosionsunterbrechung vorhanden ist, doch liegt eine Sedimentationslücke (Hiatus) vor.

— Die dritte Lagerungsart der Belezna Formation ist die Konkordanz, die für das Typusgebiet des Stratotypus (Belezna) ferner für den Raum von Somogyudvarhely und Tarany kennzeichnend ist.

Bei Belezna setzen sich die wechsellagernden Sandstein-, Mergel- und Tonmergelschichten der Sarmat-Stufe ohne lithologische Veränderung in der Mura Formationsgruppe des Pannonien s. str. fort, so dass die Grenzziehung in diesem Gebiet auf Schwierigkeiten stösst.

In Somogyudvarhely konnte das Vorhandensein der Sarmatschichten in der Bohrung 4. nachgewiesen werden. Bei der Sohlenrückfall des charakteristischen Widerstandsmaximums, zwischen 2576 und 2589 m wurde ein kontinuierliches Kernbohren vorgenommen, wobei ein 100%-ger Kerngewinn erreicht werden konnte. Der Tonmergel des 2576—2577,5 m-Intervalles ( $\text{CO}_3$ -Gehalt 34,14 Gewichtsprozent) ist in seinem Habitus dem Mergel des 2577,5—2589 m-Intervalles ähnlich ( $\text{CO}_3$ -Gehalt 59,78 Gewichtsprozent), also ein kontinuierlicher Übergang ist wahrscheinlich. Angesichts ihrer inneren Texturmerkmale unterscheiden sich die beiden Gesteine voneinander: im Mergel des 2577,5—2589 m-Intervalles gibt es mehr Kalkitkristalle, die auch grösser sind. Ferner enthält dieser Mergel mehr fremde Fragmente. Scharf ist der Unterschied auch in der Fossilführung: der Tonmergel des 2576—2577,5 m-Intervalles enthielt nur Ostracoden-Klappen, während der des 2577,5—2589 m-Intervalles führte eine ziemlich reiche und kennzeichnende Fossilvergesellschaftung (Algae: *Sphaeridia moldavica* MAC.—PAGH., *Acicularia* sp., Foraminifera: *Rotalia beccari* (L.), *Nonion granosum* (D'ORB.), *Nonion* sp., *Elphidium* sp., *Anomalina badenensis* D'ORB. (Relikte), *Bolivina* sp. (Relikt), *Globorotalia* sp. (Bruchstück, umgehäuft!), Spongiae: Schwammnadeln., Pisces: Fischschwimmstachel, Annelidae: *Pectinaria*, *Trichoptera?* sp.), die — trotz einiger allochtoner bzw. Relikten-Formen — bereits auf ein Brackwassermilieu hinweist. Die reduktive Fazies wird durch den dispersen bzw. Foraminiferengehäuse ausfüllenden Pyrit angezeigt. Ein kennzeichnendes Fossil der Sarmat-Stufe ist die agglutinierte, rohrförmige *Pectinaria* sp. (Annelidae); diese Fazies kann am letzten Ende der Sarmatzeit entstanden sein. In Tarany haben wir innerhalb des 2490—2644 m-Intervalles einen 26 bis 44 mm mächtigen faunenleeren Mergel-Kalkmergelabschnitt bedingungsweise in das Sarmat eingestuft, und wir setzen für die Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze eine ununterbrochene Sedimentation voraus.

### Lithologischer Aufbau

Die Kalkmergel und Mergel sind bräunlichgrau und dunkelgrau, hart, von muscheligen und splittrigen bruch, feinsandig bzw. feinsiltführend, stellenweise leicht subhorizontal geschichtet und verfügt über einen Karbonatgehalt von 42,70 bis 74,29 Gewichtsprozent. In die basalen Kalkmergelbildungen sind westwärts Sandsteinlinsen eingeschaltet. In Abhängigkeit von der Zahl und Mächtigkeit der Linsen vermächtigt sich die Formation stark in westlicher Richtung. Aufgrund der vor allem für das Miozän charakteristischen Schichten-druckverhältnisse wird die Basis der kennzeichnenden Kalkmergelbildungen von Belezna in den Oberteil des Sarmats eingestuft. Das wird auch durch die biostratigraphischen Angaben der Bohrung Somogyudvarhely 4. berechtigt.

An der Sarmat/Pannonien s. str.-Grenze kam es wegen der ununterbrochenen Sedimentation zu keiner wesentlichen Veränderung in der Lithologie. In Belezna kann die Schichtenfolge ab der ersten Kalkmergel- und Mergeleinschaltung zwischen den Sandsteinschichten des Sarmats als zur panonischen Abteilung gehörig betrachtet werden, obwohl dort, wo der Oberteil des Sarmats durch Mergel vertreten ist, diese Unterscheidung unsicher ist.

### *Die Mihályi Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* NW-Transdanubien; Erdgasfeld von Mihályi.

Die Mihályi Formation überlagert ihr Liegendes immer mit einer Erosionsdiskordanz, deshalb lässt sie sich gut trennen. Problematisch wird die Grenzziehung in dem Falle, wenn das Liegende gestört, verwittert, brekziös ist. In solchen Fällen berücksichtigt man bei der Grenzziehung die authigene Brekziation, den Abrollungsgrad und den Gehalt an fremden Materialien. Als Hangende der Formation dient die sich ohne Unterbrechung der Sedimentation darüber lagernde Belezna Formation, doch kann es auch durch die Nagylengyel, die Tófej oder die Drava Formation vertreten sein.

Die Mihályi Formation ist im Raume der Strukturhöhen von Mihályi und Görgeteg – Babócsa bekannt. Zum ersten Mal wurde sie in den Schürfböhrung im Raume von Mihályi nachgewiesen, deswegen hat man auch ihren Namen von hier genommen. Ihre Mächtigkeit ist ziemlich variabel: von 5 bis 60 m in Mihályi und von 1 bis 40 m in Babócsa.

### *Lithologischer Aufbau*

Im Stratotypusgebiet ist das dominante Gestein das Konglomerat, aber daneben kommt auch Sandstein-, Travertin- und Mikrobrekzienfazies vor.

Das Konglomerat ist hellgrau bis grau; besteht aus gut bis mittelmässig abgerollten Geröllen verschiedener metamorpher Gesteine (Quarzit, Phyllit, Glimmerschiefer, Serizitschiefer, Epidotschiefer); ungeschichtet; mittelmässig hart bis hart; stellenweise sehr lockerbindig, porös; sehr schwach sortiert; kleinkörnig (besteht vorwiegend aus Geröllen von 1 bis 3 mm-Durchmesser, vereinzelt kommen auch Gerölle mit einem Durchmesser von 1 bis 2 cm oder mehr vor) bzw. stellenweise von Konglomeratcharakter (Blöcke von 5–10, sogar von 15 cm-Durchmesser). Bindemittel: kaolinführender, karbonathaltiger Sandstein. Karbonatgehalt: 12,69–40,13 Gewichtsprozent. Das Liegende des Konglomerates ist immer eine altpaläozoische Bildung (Phyllit, Quarzit, Dolomit, Serizitschiefer).

Die Mikrobrekzie ist hellgrau, von mittlerer Härte, ungeschichtet, besteht aus Phyllit- und Quarzitgeröllen von 2 bis 8 mm-Durchmesser. Sie ist durch ein stark kalkiges, sandiges Bindemittel zementiert, leicht sortiert.

Der Sandstein ist hellgrau, fein-, klein- bis grobkörnig, siltführend, mit stark karbonatischem Bindemittel, Karbonatgehalt: 32,45–42,6 Gewichtsprozent.

Der Travertin ist weisslichgrau bis hellbräunlichgelb, von mittlerer Härte, ungeschichtet, hohlräumig, porös, stellenweise von kalktuffigem Gefüge. Fein-

kristallin; in den Hohlräumen enthält das Gestein Aragonitausscheidungen, sowie Pyriteinsprenglinge. Dieses Gestein kann als postvulkanisches Produkt des Trachyt- und Alkalibasaltvulkanismus der Kleinen Ungarischen Tiefebene betrachtet, und seine Bildungszeit zum Beginn des Pannonien s. str. gestellt werden.

Die obigen Gesteinsarten sind uns aus den Bohrungen Mihályi (M) 2., 3., 9., 10., 31., 35. und 36. bekannt. Es handelt sich um fossilere typische Ablagerungen des pannonischen Meeres.

### *Die Pásztori Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* Die Kleine Ungarische Tiefebene; CO<sub>2</sub>-Vorkommen bei Pásztori.

Die in den Bohrungen von Pásztori aufgeschlossenen vulkanischen Ablagerungen weisen auf eine zeitlich lange, wiederholte Tätigkeit hin. Aus den Lagerungsverhältnissen der sedimentären Gesteine sowie der vulkanischen Ablagerungen lässt sich feststellen, dass sich die magmatische Tätigkeit in der Miozän einsetzte, ihr Paroxysmus im Pannonien s. str. war, und sie sich im Oberpannon aussetzte. Als Folge der vulkanischen Tätigkeit bei Pásztó kam es zur Ablagerung von vorwiegend saueren Gesteinen.

Im Gebiet bei Pásztori wurde des Alter des Trachit-Vulkanismus von der Bohrung 4 bewiesen. Die Bohrung Pá. 4. (10. Kern) durchteufte bei 2005,5—2022 m Mergel, Agglomerat, Trachittuf. Im Mergel-Bindemittel des Agglomerats sind Ostracoden unterpannonischen Alters zu finden, und auch im darüber lagernden, zweifellos unterpannonischen Mergel — *Congerina partschi maorti* BARN.—STR., *Limnocardium (Paradacna)* sp. — kommen trachitische Lapillis oft vor.

### **Die Kanizsa Formationsgruppe**

Die Formation wurde nach der Stadt Nagykanizsa benannt, weil die charakteristischsten Entwicklungstypen ihrer beiden Members in der Nähe dieser Stadt eingehender kennengelernt wurden. Die beiden Members — die Nagylengyel Formation sowie die Tófej Formation — sind von Transgressionscharakter, sie breiten sich über die Formationsgruppe von Mura hinaus und sind immer heteropische Fazies voneinander.

Das Liegende der Formationsgruppe ist durch die Mura Formationsgruppe oder beim Fehlen von dieser durch Schichten, die älter als Pannonien s. str. sind, vertreten. Ihr Hangendes ist in jedem Fall die Dráva Formation (Tonmergel-Sandstein) der Somogy Formationsgruppe.

Die Kanizsa Formationsgruppe hat eine grosse Regionalverbreitung und lässt sich im Osten der Kleinen Ungarischen Tiefebene, im Zala-Südbalaton-Beckenteil und im Somogy-Drávatal-Beckenteil verfolgen. Eine Ausnahme davon ist die Rückenzone des Hochschollenzuges Mihályi und die Randzonen der Teilbecken, wo die pannonische Sedimentation erst in der Somogy Formationsgruppe begonnen hat.

### Die Nagylengyel Formation

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Erdölfeld Nagylengyel.

Die Formation ist nach dem Erdölfeld Nagylengyel benannt worden, da sie in den Bohrungen im Raume des Erdölfeldes und in seiner Umgebung (z. B. Barabásszeg, Szilvagy, Salomvár, Bak, Zalaszentmihály) in typischster Entwicklung durchteuft wurde.

Die Nagylengyel Formation kann auch Schichten überlagern, die älter als Pannonien s. str. sind. Im Raume von Nagylengyel ist die Überlagerung sarmatischer Schichten durch die Formation eine allgemeine Regel. Auf der Kleinen Ungarischen Tiefebene, in der Umgebung von Vaszar—Takácsi—Tét überlagert sie dagegen mit einer Erosionsdiskordanz die Badenien-Schichten, während am SO-Rand der Struktur Répcelak, in der Bohrung M 22. das altpaläozoische metamorphe Grundgebirge überlagert wird. Oft überlagert sie das eine oder das andere Schichtglied der Mura Formationsgruppe. In diesen Fällen, ist die Ununterbrochenheit der Sedimentation an den Stellen am wahrscheinlichsten, wo das Liegende durch die Belezna Formation vertreten ist. Im Somogy—Dravatal-Teilbecken lässt sich diese Erscheinung an vielen Stellen beobachten. In Mihályi kommt es vor, dass die Nagylengyel Formation mit Ausbleiben der Belezna Formation unmittelbar die Mihályi Formation überlagert.

Die Oberkante der Nagylengyel Formation ist an den Stellen scharf, wo im Hangenden die Tófej Formation durch mächtige, an Sandsteinschichten reiche Ablagerungen vertreten ist. (Eine solche Stelle ist z. B. auch das Typusgebiet des Stratotypus.) In Bereichen von Struktur erhöhungen kann praktisch die ganze Kanizsa Formationsgruppe durch die Formation vertreten sein (z. B. Zalaszentmihály, Zm 1.). An diesen Stellen wird die Formation schon durch die Dráva Formation überlagert.

Die Formation ist in Transdanubien weit verbreitet. Ihre Durchschnittsmächtigkeit beträgt im Typusgebiet des Stratotypus, in Nagylengyel 135 m, im allgemeinen 100 bis 150 m, selten mehr als 200 m. Als zusammenhängender Tonmergelkomplex äussert sie sich markant in den bohrlochgeophysikalischen Profilen. Sie ist dort leicht erkennbar.

### Die Tófej Formation

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* SW-Transdanubien; Erdölfeld Nagylengyel. Die Formation erhielt ihren Namen von den Sandsteinschichten „Tófej“, des Erdöl- und Erdgasfeldes Hahót—Ederics bei der Ortschaft Tófej im Komitat Zala.

Ausserhalb des Typusgebietes kann die Formation im grössten Teil des Zala—Südbalaton- und des Somogy—Drautal-Teilbeckens angetroffen werden, sie fehlt nur gegen die Mittelgebirge (Keszthely-, Mecsek-, Villány-Gebirge), an den Rändern. Im Raume des West- und Ostteilbeckens der Kleinen Ungarischen Tiefebene lässt sich diese Formation ebenfalls weit verfolgen, mit Ausnahme der Ränder der Teilbecken und der Topzone der Grossstruktur Mihályi.

In der Zone Salomvár—Barabásszeg—Szilvagy—Nagylengyel macht ihre Mächtigkeit 300 bis 500 m aus. Nach unten ist die Grenze scharf (Nagylengyel

Formation), nach oben (Dráva Formation) gibt es einen allmählichen Übergang.

In Abhängigkeit von der Persistenz oder Linsenförmigkeit der Sandsteinschichtglieder innerhalb der Tófej Formation, bzw. der Tatsache, ob die Formation die Tiefteile des Sedimentationsbeckens oder seine mehr erhöhten Zonen ausfüllt, werden 3 Entwicklungstypen als Grundtypen unterschieden. Für den *Gellénháza*-Typus sind vor allem Persistenz und dickbankige Sandsteinfazies charakteristisch, was sich auf die Stabilität der Sedimentation schliessen lässt. In den vielen Bohrungen, die im Nordteil des Komitates Zala, im Raume Órség—Göcsej abgeteuft wurden, kann man gut beobachten, dass die verhältnismässig mächtigen (im allgemeinen 10—20 m) Sandsteinschichtglieder der Formation — die voneinander durch ungefähr gleichmächtige Tonmergelschichtglieder getrennt sind — auf ziemlich grossen Gebieten verfolgt werden können, d. h. sie mit Hilfe der durch die elektrischen Profile gebotenen guten Identifikationsmöglichkeiten mehrere Kilometer lang verfolgbar sind.

Für den *Liszó*-Typus ist die linsenförmige Entwicklung kennzeichnend. Die Sandsteinschichten sind in der Regel tonig, durch Siltsteinschnüre gegliedert, in horizontaler und vertikaler Richtung mit raschem Fazieswechsel charakterisierbar. Die grosse Faunenarmut lässt sich mit dem unruhigen bewegten Beckenboden erklären. Letzten Endes sind die beobachteten Lücken und die äusserst häufigen Fazieswechsel tektonischen Bewegungen zuzuschreiben.

Selbstverständlich unterscheiden sich voneinander die beiden Typen nicht so scharf. Häufig treten Persistenz und linsenartige Ausbildung der Sandsteinschichten zusammen, kombiniert auf. Das lässt sich im Drautal-Teilbecken gut erkennen.

Der dritte Typus ist der von *Bajcsa*, der die relativ tiefen Teile des Pannonien s. str.-Beckenuntergrundes ausfüllt. Auf der Grossen Ungarischen Tiefebene entspricht er dem „Flügelsandstein“ der Szolnok Formation. Den Namen „Bajcsa“ haben wir gewählt, weil der Typus in der Struktur von Bajcsa (Bohrungen 1., 2., 4., 5., 13., 14.) am besten erkannt und verfolgt werden konnte. Seine Mächtigkeit beträgt hier 500 bis 600 m und ein charakteristisches Merkmal ist die häufige, monotone Abwechslung von Tonmergeln, sandigen Tonmergeln, Mergeln und Sandsteinen. Diese Sandsteine sind hart, dicht, mit einem relativ hohen Karbonatgehalt. Von unten nach oben werden die Sandsteinschichten häufiger. Die Sandsteine des Bajcsa-Typus keilen sich gegen die Strukturhöhen aus, bzw. verzahnen sich mit der Nagylengyel Formation. Zwischen Bajcsa und Belezna lässt sich das gut beobachten.

### Die Somogy Formationsgruppe

Die Formationsgruppe erhielt ihren Namen vom Komitat Somogy, weil die charakteristischen Faziestypen der beiden Formationen der Formationsgruppe hier am auffälligsten sind. Die Formationsgruppe umfasst die Dráva Formation und die Újfalu Formation. Die Vereinigung der beiden Formationen in eine Formationsgruppe wird dadurch berechtigt, dass die transgressionsartige Sedimentation eigentlich zwischen diesen beiden in Regression umschaltet, so dass die beiden Formationen nur in ihrer Beziehung zueinander untersucht werden können.

Wegen der kontinuierlichen Übergänge ist die untere und obere Grenze der Formationsgruppe schwer zu ziehen und unter Berücksichtigung der dominanten lithologischen Merkmale kann sie nur bis zu einer gewissen Masse präzisiert werden.

### *Die Dráva Formation*

*Typusgebiet des Stratotypus der lithostratigraphischen Einheit:* S-Transdanubien, ungarische Randzone der Draudepression.

Die Formation wurde nach dem Fluss Drau genannt, da sie in ihrer meist charakteristischen Entwicklung in den in der südlichen, mit dem Fluss parallelen 20 bis 30 km breiten Zone des Somogy—Drautal-Teilbeckens (z. B. Gyékényes—Berzence—Somogyudvarhely—Vízvár—Heresznye—Babócsa) abgeteufte Bohrungen durchteuft worden ist.

Das Liegende der Dráva Formation ist durch die Tófej Formation bzw. stellenweise durch die Nagylengyel Formation vertreten. Die Abgrenzung von diesen ist nicht scharf. Wenn das Liegende durch die Nagylengyel Formation vertreten ist, erweist sich die Grenzziehung praktisch als unlösbar. Von der Tófej Formation kann man sie am besten trennen, wenn man die Hauptzüge des elektrischen Profilbildes miteinander vergleicht: während in der Tófej Formation die Sandsteinschichten vorherrschen, werden diese in der Dráva Formation untergeordnet und die pelitische Fazies tritt in den Vordergrund.

Das Hangende der Dráva Formation ist die Újfalu Formation. Die Grenzziehung zwischen den beiden wird dadurch erleichtert, dass die PS-Kurve der Sandsteine der Dráva Formation „glockenförmig“ ist (transgressiver Charakter), während die Újfalu Formation eine „trichterförmige“ PS-Kurve aufweist (regressiver Charakter).

Die Dráva Formation ist in den Teilbecken Somogy—Drautal, Zala—Südbalaton sowie West- und Ostteil der Kleinen Ungarischen Tiefebene in grösster Verbreitung im Vergleich zu den älteren Formationen zu finden. Die lithologische Zusammensetzung ist fast überall gleich. Die dominante Rolle spielt der Tonmergel (grau, von mittlerer Härte, stellenweise glimmerig, siltführend), aber im unteren Teil der Formation haben sich auch mehrere tonige Sandsteinschichten (hellgrau, von mittlerer Härte, stellenweise glimmerig, siltführend) gebildet. Die Mächtigkeit der Dráva Formation liegt im Typusgebiet des Stratotypus bei 200 bis 400 m.

An die Dráva Formation ist ein wichtiges Merkmal gebunden: „die intra-pannonische schräge Lagerung“ oder „der mit unterschiedlichem Einfallen eingelagerte Komplex“, der im Stratotypusgebiet sowohl in geologischen als auch in seismischen Profilen gut beobachtbar ist. Darunter verstehen wir eine, im Vergleich zum Liegenden und Hangenden relativ unterschiedliche Lagerungsform und wir erklären das vor allem mit der Inversion des Sedimentationsprozesses, obwohl dabei auch den tektonischen Bewegungen eine bestimmte Rolle zugeschrieben wird. Die Umstände seiner Entstehung und deren Mechanismus sollte in der Zukunft noch weiter geprüft werden. In dieser Hinsicht kann die allgemeine Einführung der kontinuierlichen Schicht-einfallmessungen eine grosse Hilfe leisten.

## Entwicklungsgeschichtliche Übersicht

Der Grundzug des allgemeinen Ablagerungsmodells (depositional system) des Pannonien s. str. in Transdanubien ist die Tatsache, dass das Sedimentmaterial aus den Alpen gekommen war.

Den Beginn der Transgression zeigt das Einsetzen der Sandsteinserie oberhalb des „Plattenmergels“ (Lovászi Formation) bzw. das der grobklastischen Sedimente (Mihályi Formation) an.

Nach dieser ersten Phase der Transgression kam eine ruhige Periode, die durch die weit verfolgbaren pelitischen Formationen gekennzeichnet wird (Lenti Formation, Nagylengyel Formation). Im Südteil Transdanubiens, im Beckenteil Somogy—Drautal ist im unteren Abschnitt des Pannonien s. str. die Mergel-Kalkmergelfazies dominant (Belezna Formation). Es handelt sich dabei um Sedimente, die in den verschiedenen Teilen des Gebietes nicht gleichzeitig, aber meistens innerhalb der Entstehungszeit der Lenti Formation zur Ablagerung kamen.

Von der intensiveren Transgression zeugt die Dominanz der Sandsteine gegenüber den Peliten (Tófej Formation). Auch die Absenkung solcher Gebiete wurde intensiver, die im Miozän überhaupt nicht, oder nur in geringem Masse sanken. Aufgrund der Mächtigkeit und Zergliedertheit der Tófej Formation zeichnet sich dieses Bild ganz deutlich aus. Für die Sedimentation ist die Periodizität charakteristisch.

Im oberen Abschnitt des Pannonien s. str. (Dráva Formation) setzen sich die regionalen Sandsteinbildungen schon aus. Zu dieser Zeit hatte sich schon ein fast völliges Süssee-Werden vollzogen. Das pannonische Becken wurde von einem Binnenmeer zu einem Binnensee. Die Sedimentzufuhr in die Kanäle wurde von Abtragung von Sedimenten aus den Beckenrändern und ihrer Anhäufung ausgelöst, womit die Aufschüttung des Beckens begonnen hat. Dieser Vorgang fing in den verschiedenen Regionen zu verschiedenen Zeitpunkten an. Die der Küstenlinie folgende Versandung im oberen Abschnitt der Somogy Formationsgruppe (Újfalu Formation) zeigt schon den Beginn dieses Prozesses an. Seine Kulmination kann in der Kisalföld Formationsgruppe stattgefunden haben.

Diese Inversion des Sedimentationsvorganges ist eine der Ursachen des regionalen Bildes, nach dem in der Dráva Formation eine schräge Lagerung (ein mit unterschiedlichem Einfallen eingelagerter Komplex) beobachtet werden kann. Ausserdem hat sich auch ein kompressives orogenes Effekt geäußert, wovon die im Top des Pannonien s. str. im ausführlich untersuchten Budafa-Gewölbe nachgewiesene unterschiedliche Lagerung zeugt. Dieses orogene Effekt ist zeitlich mit der rhodanischen Phase identifizierbar.

### Genetisch bedingte Beziehungen der Sedimenttypen

In der litoralen Umwelt lassen sich genetisch bedingte Beziehungen der Sedimenttypen erkennen. D.A.BUSCH hat zwei Typen von Beziehungen dieser Art erkannt:

- den genetisch bedingten Schichtenzuwachs (GIS = genetic increment of strata);
- die genetische Schichtenfolge (GSS = genetic sequence of strata).



„GIS“ stellt ein solches Intervall von Schichten dar die einen einzigen Sedimentationszyklus repräsentieren, und in dem jede lithologische Komponente mit allen anderen genetisch verbunden ist. Die obere Grenze muss einen lithologischen Zeitmarker darstellen, während die untere Grenze sowohl ein lithologisch-zeitlicher Marker, als auch eine Diskordanz, als auch ein Fazieswechsel sein kann. „GIS“ umfasst alle Sedimente, die im Laufe einer gewissen Phase der zyklischen Absenkung oder zyklischen Erhebung zur Ablagerung kamen. Dabei kann es sich auch um eine beschränkte Sedimentabfolge handeln, die sich während einer gewissen Phase der stufenweise erfolgten Absenkung oder Erhebung abgelagert hat.

Ein „GSS“ besteht aus zwei oder mehreren zusammenhängenden „GIS“, die eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation darstellen. Darin kann keine Winkeldiskordanz vorhanden sein, aber eine Diskonformität von beschränkter Verbreitung (ungleichmässige Drauflagerung ohne Dislokation) kann vorkommen.

In dieser Auffassung repräsentieren die früher besprochenen Formationsgruppen (z. B. die Mura and Kanizsa Formationsgruppen) je ein „GIS“, da sie dem Grundkriterium der Definition entsprechen. (In diesen stehen alle lithologischen Komponente miteinander in genetischer Verbindung, weil die zu einer und derselben Formationsgruppe gehörenden Formationen heteropische Fazies voneinander darstellen.) Das Pannonien s. str. kann als eine „GSS“ betrachtet werden.



## AZ ALFÖLD KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEI

BÉRCZI ISTVÁN\*—DANK VIKTOR\*\*—GAJDOS ISTVÁN\*\*\*—PAP SÁNDOR\*\*\*  
RÉVÉSZ ISTVÁN\*—SZENTGYÖRGYI KÁROLY\*—VÖLGYI LÁSZLÓ\*\*\*

### Bevezetés

Az Alföldön a fiatal harmadidőszaki képződmények tetemes részét a kunsági (pannóniai s. str.) emelet üledékei alkotják. Ezek megismerését és feltárását a rendszeres szénhidrogén-kutatás tette lehetővé. Már a mintegy fél évszázaddal ezelőtt mélyített első fúrások adatai alapján sejthető volt a ma pannóniai s. str.-nak nevezett üledékösszletnek a korábban feltételezettnél nagyobb vastagsága. A képződmények pontosabb elterjedési és vastagsági viszonyai csak az utóbbi időben váltak körvonalazhatóvá (Magyarország pannóniai képződményeinek földtani térképsorozata). A kunsági (pannóniai s. str.) emelet képződményeit harántolt több ezer mélyfúrás változatos, szerkezetiileg erősen tagolt fekvést tapogatótt ki. A fekvés szerkezeti helyzete, a rétegsorok tagolódása, a fáciesek kapcsolatai azt bizonyítják, hogy a fiatalabb üledékekkel teljesen fedett kunsági képződmények a gyorsabban süllyedő mélyzónákat töltötték ki, ezeket a mérsékeltébb aljzatmozgással jellemzett gerincevonulatok választják el egymástól. E két morfológiai régió között az ugyancsak tagolt, átmeneti szerkezeti helyzetű és süllyedéstörténetű mélységtartomány teremt kapcsolatot.

A képződmények jelenlegi szerkezeti helyzete — a medencerendszer egészére ható folyamatos süllyedés miatt — szoros kapcsolatot mutat, a fáciesek elrendeződésével is ellenőrizhetően, a paleogeomorfológiai viszonyokkal.

A fejlődéstörténeti eseményektől és az üledékgyűjtőbeli helyzettől függően az alföldi kunsági emeletbeli rétegsorok között jelentékeny vastagságbeli különbségek (150—3500 m) tapasztalhatók (lásd: Magy. orsz. pannóniai képződményeinek földt. térképsorozata).

### Általános sajátosságok

#### Településmód

A kunsági emelet üledékeinek két települési módja ismert az alföldi medencerendszerben. A lényegesen idősebb — többnyire proterozóos—mezozóos — képződmények felett diszkordanciával, a szarmata rétegekre pedig üledék-hézag jele nélkül következnek a kunsági emelet kezdőrétegei. Mindkét települési helyzet kapcsán megfigyelhető azonban, hogy a rétegek túlterjednek a

\* M. Szénhidrogénipari Kutató-fejlesztő Intézet Százhalombatta, H—2443 Pf. 32.

\*\* Központi Földtani Hivatal Budapest, Iskola út 9—27. H—1251. Pf. 22.

\*\*\* Kőolajkutató V. Szolnok, Munkásőr út 43. H—5001. Pf. 85.

szarmata vagy idősebb miocén fekün és rendre egymás felett is. Az idősebb képződmények felett, megfelelő környezeti feltételek mellett, transzgressziós alapkonglomerátum körvonalazza az üledékgyűjtő térnyerését.

A szarmata—kunsági képződmények közötti határ megállapítása egyrészt a szakaszos mintavétel, másrészt a több helyen jelentkező „turbidit” jellegű üledékáthalmazás miatt többnyire nehézkes.\* E mellett a medencebeli szarmata képződményeken belül a peremi kifejlődések közül csak a Kozárdi Formáció rétegei azonosíthatók kifogástalan módon. A Tinnyei Formációt rendszerint nehéz kimutatni, bár néhány kielégítő mértékben feltárt rétegsor adataival a magyarországi felfogás szerint értelmezett szarmata fiatalabb rétegtani egységének jelenléte is igazolható a szorosabb értelemben vett pannóniai üledékek fekéjében. Néhol a szarmata rétegek víz alatti elmosásból eredő részleges hiánya tapasztalható.

Sajátos a szarmata—pannóniai s. str. képződmények közötti határ jellege a DK-alföldi mély süllyedékek zónájában. Itt — kizárólag e zónák belsejére korlátozott elterjedésű — izopikus kifejlődésű, 100—250 m vastag pelites, leginkább a slírrre emlékeztető üledékösszlet települ a felső-bádeni és a pannóniai s. str. képződmények közé, amely fedője és fekéje felé egyaránt folyamatos üledékképződés jegyeit mutatja. Belőle ősmaradványokat kimutatni egyelőre nem sikerült. E süllyedékszónák belsejében jelenleg tehát paleontológiai módszerekkel a szarmata jelenléte nem bizonyítható, ugyanakkor hitelt érdemlő ismeretanyag nem is cáfolja a szarmata jelenlétének lehetőségét. Az eddigi — jelentőségükhöz mérten elég csekély számú — adatok arra látszanak utalni, hogy az erőteljesen süllyedő mélyzónák belsejében a szarmata képződmények sajátosságos, nyíltvízi, de a vízmélység, ill. kedvezőtlen geokémiai és szedimentációs környezet („turbidit” képződés) miatt, gyakorlatilag ősmaradványmentes faciése alakult ki. Ezt az elgondolást inkább alátámasztani, mint cáfolni látszik az a tény, hogy az említett süllyedékszónák peremén normális litorális, gyakran biogén szarmata rétegek mutatkoznak összefüggő öves elrendezésben.

Az Alföld területén tehát nagyrészt a szarmata képződményekhez csatlakoznak üledékfolytonosan a kunsági emelet rétegei, eltekintve azoktól a szarmata során létező szárazulatoktól, amelyeket szarmata vagy kunsági alapkonglomerátumok öveznek.

#### Kőzetrétegtani tagolódás

A mélyfúrásos kutatás során feltárt nagy vastagságú (a hazai értelemben elhatárolt), szarmata és pleisztocén közötti pannóniai (s. l.) képződményekben a rétegtani tájékozódásnak — a különféle őslénytani módszerekkel elért tagadhatatlan előrehaladás ellenére — legszilárdabb támpontjait a kőzetrétegtani módszerek jelentik. Az alföldi pannóniai (s. l.) rétegsorok litosztratigráfiailag alapvetően kétosztatúak. Alsó, uralkodóan pelites részüket (amely megfelel a korábban alsó-pannóniai alemeletbe tartozó képződményeknek), Peremartoni Főcsoportnak, felső vékonyréteges, homokos—pelites részeit Dunántúli Főcsoportnak nevezzük, egyetértésben a Magyar Rétegtani Bizottság vezetőség-

\* A „turbidit” megjelölést itt szélesebb értelemben, a gravitációs üledékfolyások valamennyi típusát beleértve, használjuk.

gének állásfoglalásával. A kunsági (pannóniai s. str.) képződmények fedőképződményeit a Magyarországon korábban felső-pannóniainak nevezett képződmények alkotják, amelyek üledékfolytonosan fejlődnek ki a kunsági emeletbeli (az alsó-pannóniai, pannóniai s. str.) rétegekből. Kőzetrétegtanilag az Alföldön a pannóniai (s. l.) képződmények felső része képezi a fedőt, a Peremartoni Főcsoport kőzetrétegtanilag az Algyői Formációval zárul. Ez a megoldás természetesen kizárólag litosztratigráfiai nézőpontból állja meg a helyét, mert az időrétegtani határ metszi a kőzetrétegtani határt (BÉRCZI I.—PHILIPS R. L. 1982).

### A litosztratigráfiai egységek jellemzése

A litosztratigráfiai egységek kapcsolatát és vertikális összefüggéseit mutatjuk be az 1., 2., 3., 4. ábrákon.

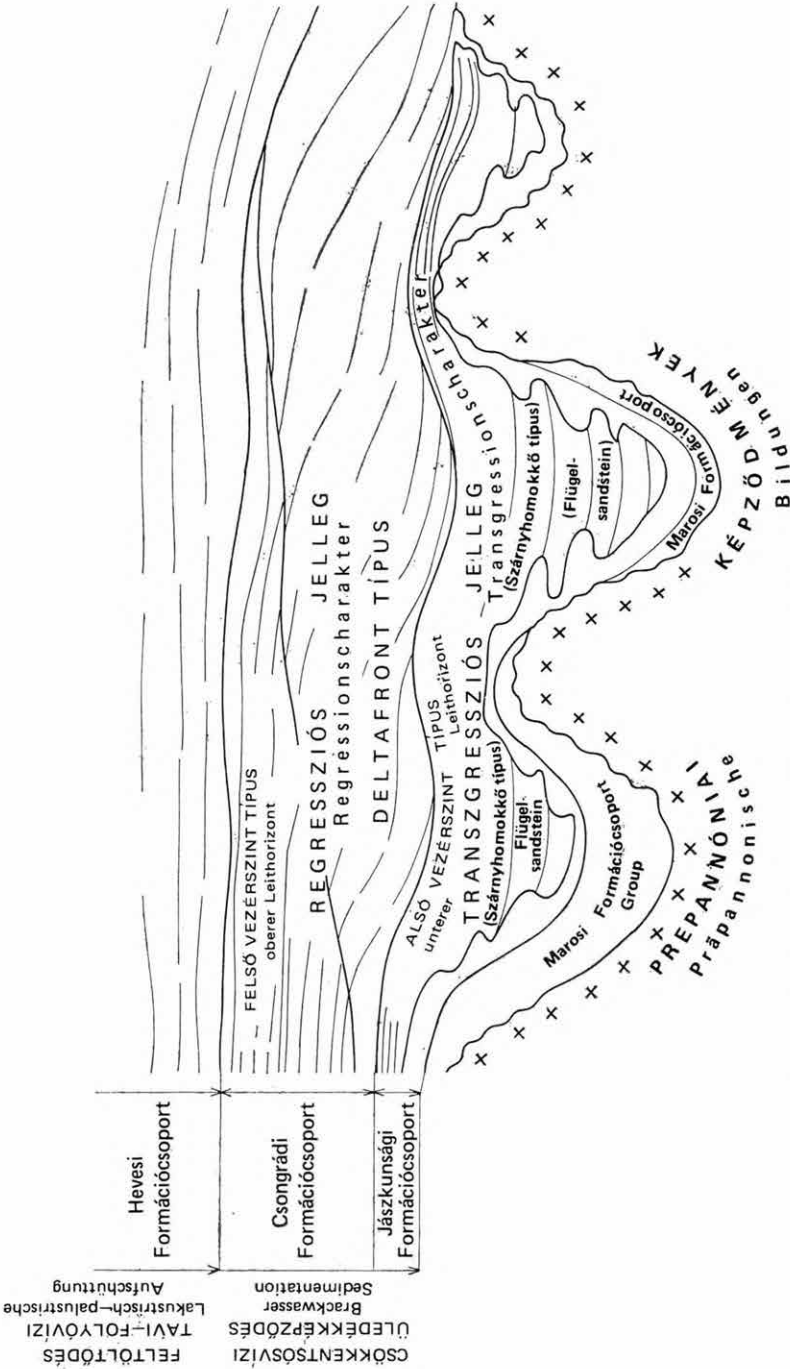
#### Marosi Formációcsoport

Szarmata fekü esetén — eddigi ismereteink szerint az esetek többségében — a Marosi Formációcsoport üledékfolytonossággal fejlődik ki belőle. A tagozat minden más fekére diszkordanciával települ. Fedője az esetek túlnyomó részében a Nagykőrüi Agyagmárga Formáció és a Szolnoki Homokkő Formáció (pl. Endrőd, Szarvas környéke).

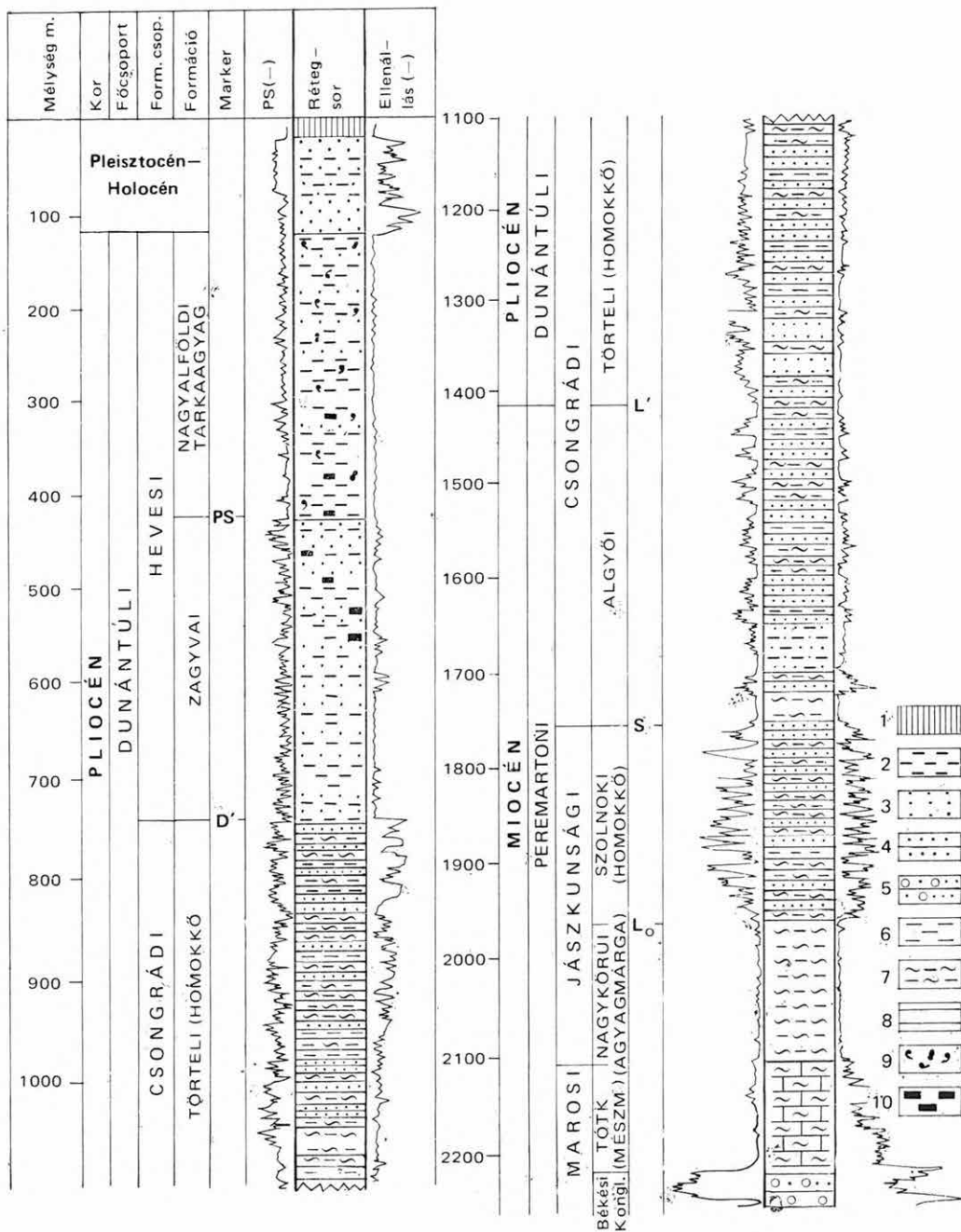
#### Békési Konglomerátum Formáció

A Békési Konglomerátum Formáció csak a pusztaföldvár—battonyai és az algyő—kiszombori preneogén gerincsorokon és néhány, ezeknek az előterében levő medencealjzati kiemelkedésen van meg. Legmagasabban a Bat.-K 19. sz. fúrás érte el 1009 m-ben, legmélyebben az Uszi 1. sz. fúrás 3648 m-ben. Vastagsága a 100 m-t általában nem haladja meg. A gerincek magasabb pontjain foltokban hiányzik és a környező mély medencék felé is kiékelődik. Legvastagabb a lejtőkön, ahol az egykori felszín mélyedéseit 60—80 m vastagságban tölti ki. A pusztaföldvár—battonyai és az algyő—kiszombori előfordulások között laterális kapcsolat nincs. A Békési Konglomerátum Formáció laterálisan közvetlenül érintkezhet a Tótkomlói Mészmárga Formációval.

A Békési Konglomerátum Formáció fekjére mindig diszkordanciával települ, attól általában jól elhatárolható. Pusztaföldvár—Pusztaszőlős—Tótkomlós—Csanádapáca környékén egyes helyeken a vele azonos vagy hasonló kifejlődésű idősebb miocén rétegektől való elkülönítése bizonytalan. A fedő legtöbbször a tagozatra üledékfolytonossággal települő Tótkomlói Mészmárga Formáció, ritkán a Nagykőrüi Agyagmárga Formáció. A Tótkomlói Mészmárga Formáció és a Békési Konglomerátum Formáció között több helyen 5—10 m-es átmeneti öv van, amelyben mészmárga és homokkő rétegek váltakoznak egymással.



1. ábra. A kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények fejlődéstörténeti vázlatja  
 Abb. 1. Entwicklungsgeschichtliche Skizze der Bildungen der Kunság Stufe (Pannonien s. str.)



2. ábra. A kunsági (pannoniai s. str.) képződmények típusszelvénye

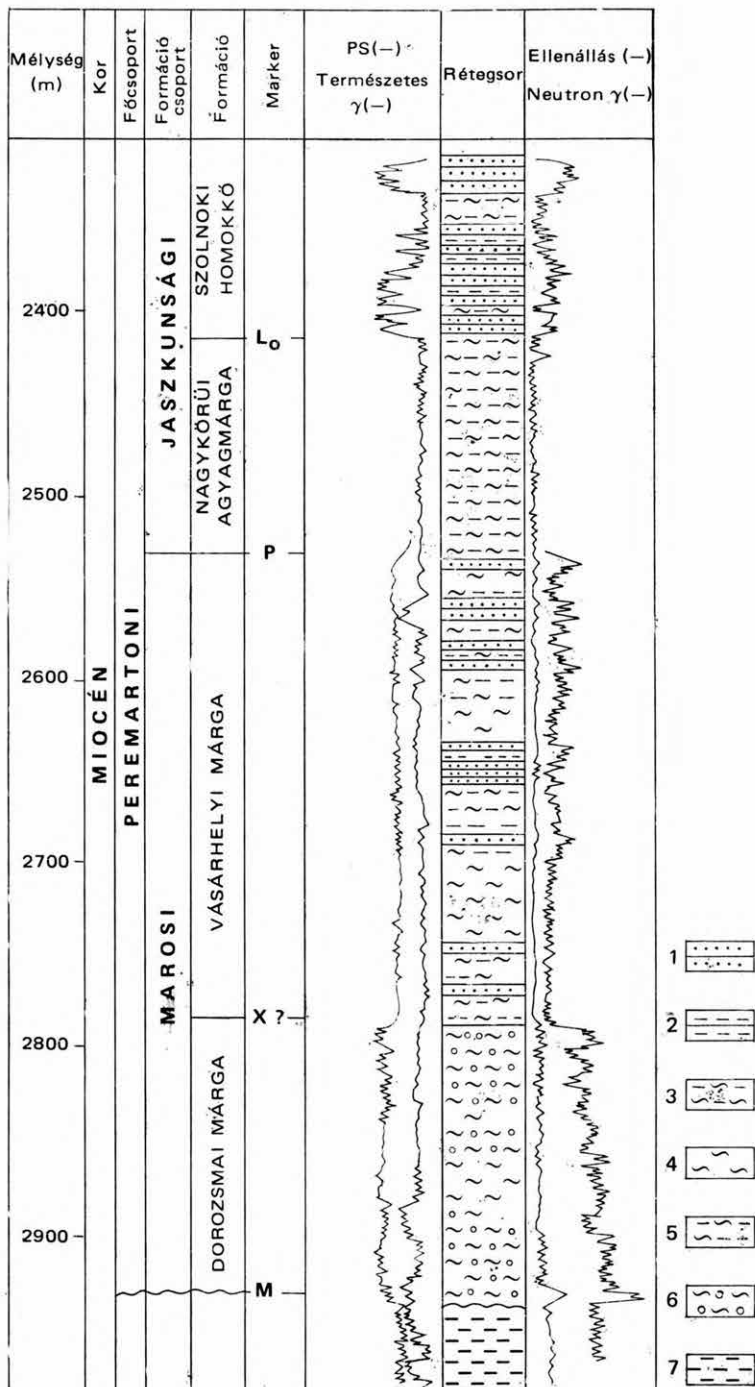
Összeállították: GAJDOS I.—PAP S.—SOMFAI A.—VÖLGYI L.

1. lösz, 2. aleurit, aleurolit, 3. homok, 4. homokkő, 5. homokos konglomerátum, konglomerátum, 6. agyag, 7. agyagmárga, 8. mészmárga, 9. mészkonkrécio, 10. földes-fás barnakőszénisk

Abb. 2. Typusprofil der Bildungen der Kunság Stufe (Pannonien s. str.)

Zusammengestellt von: I. GAJDOS—S. PAP—A. SOMFAI—L. VÖLGYI

1. Löss, 2. Aleurit, Aleurolit, 3. Sand, 4. Sandstein, 5. sandiges Konglomerat, Konglomerat, 6. Ton, 7. Tonmergel, 8. Kalkmergel, 9. Sandkoncretion, 10. Erdig-holzhaltiger Braunkohlenschnur





## Kőzetani felépítés

Kőzetanyaga világosszürke, szürke, egyenetlen, darabos törésű. Szemcseösszetétele alapján ez a formáció a legtöbb esetben kavicsos durva- és közép-szemcsés homokkőből áll. Csak ritkán, az összlet legalján éri el a finomszemcsés konglomerátum szemcseösszetételt. Az apró- és közép-szemcsés konglomerátum, görgeteg egészen ritka. A tagozat alaphegység közeli zónájából breccsa jellegű képződmények is előkerültek. A kevés finom- és aprószemű homokkő, esetleg aleurolit betelepülés segítségével a látszólag egységes kifejlődésű összlet alritmusokra bontható. Az egyes alritmusokban — de tendencia jelleggel az egész konglomerátum összletben is — a szemcseösszetétel felfelé való kifinomodása rögzíthető. Az 1–40%-nyi kavicsanyag elrendeződésében irányított-ság nem figyelhető meg. A kavicsok általában lekerekítettek, anyaguk kvarc, kvarcit és metamorfit. A rétegződés elemei vagy hiányoznak, vagy nehezen ismerhetők fel, szinte minden határfelület elmosódó, fokozatos. Csupán a homokkő szakaszokban figyelhető meg az összlet felső határa közelében rétegzettség. Ez részben szemcsenagyság különbségekre, részben csillámtartalomra vezethető vissza. Gyakoriak a kavicsos lumasellák (*Limnocardium* sp. és *Congerina* sp.). Érdekességként előfordult szenes kötőanyagú konglomerátum is. A sósavban oldódó rész %-os mennyisége néhány %-tól 35–40%-ig terjed. Bőségesen találunk kemény, karbonátos kötőanyagú szakaszokat. Mindezek a hullámverési zónában, illetve az azt övező csendesebb vizű zónában történt felhalmozódás bizonyítékaként tekinthetők. Meredek partot, gyors feltöltődést, területileg és időben változó energiaviszonyokat tételezünk fel. A mélyebb szerkezeti helyzetbe telepített fúrásokban a szemcseösszetétel finomodása és a kavicsfrakció mennyiségének csökkenése észlelhető, az osztályozottság javulásával párhuzamosan. A gránit aljzatú területeken a vékony konglomerátum fölött a formáció arkóza homokkő kifejlődésű. Egy fúrásban vertikálisan szemlélve az osztályozottság ingadozásait azt tapasztaljuk, hogy egyaránt előfordulnak mérsékelt, gyengén, igen gyengén és rendkívül gyengén osztályozott szakaszok. Tendencia jelleggel vertikálisan és horizontálisan is megfigyelhető a szinusz görbe jellegű osztályozottsági változás. A partvonal egyre távolodik, mivel a süllyedés mértéke nagyobb, mint a feltöltődés, a szemcseösszetétel finomabbá és homogénebbé válik. A CM diagramon az egyenletes szuszpenzió (legkevesebb), osztályozott szuszpenzió és görgetve szállítás pontjai egyaránt előfordulnak. Ez egyben gyakorisági sorrendet is jelent. A görgetve szállított üledékek pontjai mintegy 80%-ban vannak jelen, ami az ábrából az ismétlődő pontok miatt nem tűnik ki.

3. ábra. A kunsági (pannóniai s. str.) képződmények Marosi Formációsoportjának medencebeli típusszelvénye

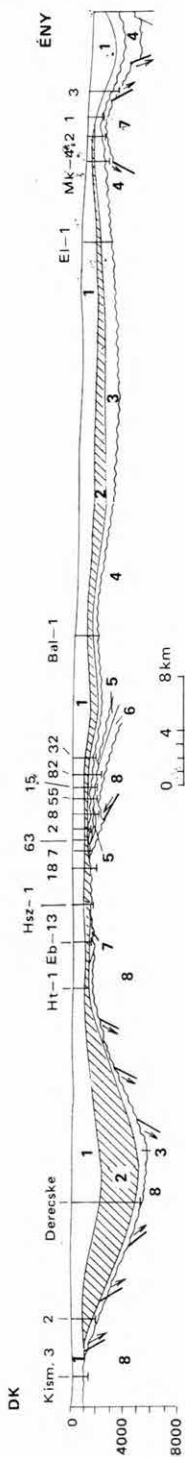
Összeállították: GAJDOS I.—PAP S.—SOMFAI A.—VÖLGYI L.

1. homokkő, 2. aleurolit, 3. agyagmárga, 4. márga, 5. aleuritos márga, agyagmárga, 6. kavicsos márga, 7. agyag, meszes agyag

Abb. 3. Typusprofil des Beckeninneren der Maros Formationsgruppe der Bildungen der Kunság Stufe (Pannonien s. str.)

Zusammengestellt von: I. GAJDOS—S. PAP—A. SOMFAI—L. VÖLGYI

1. Sandstein, 2. Aleurolit, 3. Tonmergel, 4. Mergel, 5. Aleurolit führender Mergel, Tonmergel, 6. Kieselhaltiger Mergel, 7. Ton, kalkhaltiger Ton



4. ábra. Vázlatos földtani szelvény Kismarja és Bükkszék között

Szerkesztette: HAJDU D.

1. Dunántúli Főcsoport és negyedkori képződmények, 2. Peremartoni Főcsoport, 2. miocén képződmények, 4. eocén és oligocén képződmények, 5. felső-kréta képződmények, 6. jura képződmények, 7. triász képződmények, 8. prekambriumi metamorfitek

Abb. 4. Schematisches geologisches Profil zwischen Kismarja und Bükkszék

Zusammengestellt von: D. HAJDU

1. Dunántúl Supergruppe und Quartärbildungen, 2. Peremarton Supergruppe, 3. Miozänbildungen, 4. Eozän- und Oligozänbildungen, 5. Bildungen der oberen Kreide, 6. Jurabildungen, 7. Triasbildungen, 8. Algonkische Metamorphite

### Tótkomlói Mészmárga Formáció

A Tótkomlói Mészmárga Formáció, a nagy mélységű medencék (pl. hódmezővásárhely—makói árok) és a kisebb üledékhányos területek kivételével, az Alföldön általánosan elterjedt. Vastagsága változó, a 200 m-t nem haladja meg. Településére jellemző, hogy a medencealjzati kiemelkedések tető részén elvkonyodik, gyakran kiékelődik, oldalain kivastagodik, majd a mélyebb medencék irányában összefogazódik a Dorozsmai Márga- és a Vásárhelyi Formációval. Ez azonban még további vizsgálatokat igényel.

A formáció a Békési Konglomerátum Formációra mindig üledékfolytonossággal települ. A két formáció között 5—10 m-es átmeneti zóna lehet, amelyben mészmárga és homokkő rétegek váltakoznak egymással. Ahol a Békési Konglomerátum Formáció hiányzik, ott idősebb képződményekre települ. A Tótkomlói Formáció és a fekü idősebb miocén képződmények között egyes helyeken diszkordancia van (pl. Üllés). Az Alföld más részein (pl. Kaba—Kisújszállás, Nagykőrű környékén, a Közép- és Kelet-Alföldön) viszont üledékfolytonosságra utaló jelenségek vannak. Ezek a helyeken a diszkordáns település esetén ott, ahol a fekü idősebb miocén képződményei hasonló kőzettani kifejlődésűek, a pontos elhatárolás nehéz, elsősorban a természetes gamma szelvények segítségével lehetséges. A miocénnél idősebb kőzetekre a tagozat mindig eróziós diszkordanciával települ és elhatárolása nem okoz problémát. A nagy mélységű árkok peremein és az ilyen árkokban levő relatív medencealjzati kiemelkedéseken a formáció üledékfolytonossággal települ a Dorozsmai Márga- vagy a Vásárhelyi Formációra. Ezek a helyeken a két kifejlődés között az átmenet általában fokozatos. A Tótkomlói Mészmárga Formáció fedője leggyakrabban a Nagykőrűi Agyagmárga Formáció. A kettő között általában 5—20 m vastag átmeneti szakasz van, amelyben agyagmárga és márga rétegek váltakoznak egymással úgy, hogy a karbonáttartalom alulról felfelé haladva fokozatosan csökken. Az átmeneti részt tradicionálisan a Nagykőrűi Agyagmárga Formációba soroljuk.

### Kőzettani felépítés

A Békési Konglomerátum Formációtól legtöbbször néhány méter vastagú átmeneti szakasz választja el. Ennek anyaga karbonátos finomhomokkő, aleurolit vagy márga, mely rétegzett és fokozatos átmenetet képez a fedő felé is, csatlakozva a Nagykőrűi Agyagmárga Formációhoz. Ez márga, mészmárga váltakozásából áll, majd agyagmárga közbetelepülések is megjelennek és fokozatosan uralkodóvá válnak. A kőzet 60—95%-ban mikrokristályos  $\text{CaCO}_3$ -ból áll. Tartalmaz néhány százalék dolomitot is. Ezen kívül kevés kvarc és agyagásvány építi fel. A karbonáttartalom alapján néhány minta agyagos mészkőnek minősül.

Ahol a kunsági emelet magas szerkezeti helyzetű, kifejlődése vékony (pl. Ásotthalom, Kelebia, Battonya), ott színe világos sárgásszürke, kagylós, pikkelyes törésű, gyakran tartalmaz aleuritost, esetleg homokos szakaszokat. A kőzetben a piritesedett növénymaradványok, aleurolit feldúsulás sok helyen szagattott, vízszintes, laphosullámos mikrorétegzettségre utal.

A középmély—mélyebb szerkezeti helyzetű területeken a mészmárga színe sötétebb, világos barnásszürke, sárgás barnásszürke. Kagylós-, pikkelyes-,

esetleg szilánkos törésű, rideg, néha repedezett. Itt az aleurolitos szakaszok ritkábbak.

A magas szerkezeti helyzetű területek mészmárgája feltehetően sekély vízben, parttól nem nagy távolságra képződött. A középmély területeken az egykori szigetek víz alá kerülésével, sekélyebb, nyugodt vizű víz alatti hátságok jöttek létre, itt az előzőnél redukтивabb viszonyokat tételezünk fel.

### *Keceli Bazalt Formáció*

A Keceli Bazalt Formációt eddig az Alföldön három területről ismerjük. Ezek:

1. Kiskunfélegyháza Kiha-Ny 3. sz. fúrás és környéke,
2. Balástya S. 1. sz. fúrás környéke,
3. Ruzsa 4., Ű. 28., Bordány 2. sz. fúrások környéke.

Mindegyik terület egy-egy kitérés centrumot is jelent. Az egyes területek kiterjedését fúrásokkal lehatároltan nem ismerjük.

A Keceli Bazalt Formáció az Alföldön a kunsági emelet és az idősebb miocén rétegek között helyezkedik el. A fekü miocén kőzetek tető része már tartalmaz néhány 10 cm vastag bazalt padot. A fedő a Dorozsmai Márga vagy a Tótkomlói Mészmárga Formáció. A Tótkomlói Mészmárga Formáció mészmárgája a bazalt agglomerátum felső részében kis töredékek és vastagabb rétegek formájában is megvan. Igen érdekes a Ruzsa 4. sz. fúrás anyagából készült csiszolat, ahol a bazalt kis, lekerekített gömbök formájában tartalmazza a mészmárgát. A mészmárga betelepülések is tartalmazzák a bazalt és bazalttufa vékonyabb—vastagabb csíkjaikat, kisebb-nagyobb törmelékeit.

### *Dorozsmai Márga Formáció*

A formációt eddig csak a Szeged környéki középmély neogén medence-részekből és a hódmezővásárhely—makói árokból ismerjük. További előfordulásait várhatjuk a békés—gyulai süllyedék, a derecskei depresszió és más mély medencék azon részein, amelyek közelében a medenceperem meredek lejtőjű. Eddig ismert legnagyobb vastagsága a Hód I. sz. fúrásban 397 m.

A formáció fekéjét idősebb miocén kőzetek vagy a preneogén medencealjzat alkotja. Az idősebb miocén rétegekre diszkordanciával települ. A mély medencerészekben (pl. a Hód I. sz. fúrás) folyamatos átmenet valószínűsíthető az idősebb miocén és a kunsági rétegek között, bár itt a szarmata jelenléte őslénytanilag még nem bizonyított. A fedő — konkordáns településsel — minden esetben a Vásárhelyi Formáció.

A nagy mélységű medencékben ez a formáció általában a kunsági emelet legmélyebb helyzetű tagja. Kútgeofizikai szelvények segítségével azonosítása a már említett átmeneti területek kivételével (pl. Űlés—Ruzsa—Kelebia) általában jól megoldott. A durvább törmelékes rétegek és a karbonáttartalom nagyobb területre kiterjedő egyidejű változása a formáción belül egy-egy medencében vagy medencerészben finomabb szintezést, illetve formáción belüli rétegazonosítást is lehetővé tesz.

## Vásárhelyi Formáció

A formáció tipikus kifejlődéseit a hódmezővásárhely—makói árokban és a Szeged—Dorozsma környéki mély medencerészekből ismerjük, a Dorozsmai Márga Formáció túlterjedő jelleggel. Valószínűleg ezekkel azonosak a békés—gyulai sülyedék É-i részén mélyített fúrások Tótkomlói Mészmárga Formáció és Nagykőrüi Agyagmárga Formáció közötti rétegsorai. Ugyancsak ezzel azonosítható az Abádszalók-D. 1. sz. fúrás azonos rétegtani helyzetű összelete is. A tagozat kifejlődésére valamennyi nagy mélységű alföldi medencében számíthatunk.

A Vásárhelyi Formáció a kunsági emelet relatíve idős tagja. A formáció fekéje eddigi ismereteink alapján a Dorozsmai Márga Formáció vagy a Tótkomlói Mészmárga Formáció, amelyekre üledékfolytonossággal települ. A fedő a Nagykőrüi Agyagmárga Formáció, az üledékfolytonosság ebben az irányban is valószínű. Az elhatárolás az üledékfolytonosság miatt mind a feké, mind a fedő felé bizonytalan lehet.

## Kőzettani felépítés

A Dorozsmai Márga és a Vásárhelyi Formáció kőzettani jellemzőit, azok nagyfokú hasonlósága miatt együtt tárgyaljuk.

*Mészmárga.* Sötétszürke, feketésszürke színű. Sekélyebb területeken esetleg sötétbarnás szürke színű. Kagylós, pikkelyes, szilánkos törésű, 60—95%-ban mikrokristályos kalcit tartalmú. Fokozatos átmenetekkel márgából fejlődik ki. Ezek a helyeken gyakori a lemezes elválás is, esetleg repedezettség. Helyenként aleurit tartalmú, fészekszerű betelepülésként tartalmazhat kvarc szemcséket. Foltokban bakteriopirit csomókat tartalmaz hintve. A márgával szemben alárendelt mennyiségű, csupán vékonyabb csíkokban van jelen.

*Márga.* Sötétszürke, feketésszürke színű, 40—60% karbonáttartalmú, kagylós, pikkelyes törésű, lemezes elválású, ritkán repedezett. Bakteriopirit csomókat tartalmaz. Néhol fokozatos átmenettel mészmárgába megy át. Változó mennyiségű homok, illetve aleurit szemcsét tartalmazhat. Helyenként vékony homokkő csíkok tagolják. Ezek alsó határa éles, felfelé az átmenet éles és fokozatos is lehet. Gyakori a fészekszerű homokbetelepülés. A réteglemezek lefutása vízszintes, párhuzamos, esetenként laposhullámos. Gyakori a fényes csúszási tükör.

*Agyagmárga.* Sötétszürke, kagylós-pikkelyes törésű, máshol lemezes elválású. Fokozatos átmenetekkel márgába, illetve finom aleurolitba megy át. Homokkő csíkok, durva aleurolit rétegek, réteglemezek a Vásárhelyi Formációban gyakoriak. Az agyagmárga részaránya felfelé növekszik a márga rovására. Néhol szabálytalan formájú betelepülésként finomhomok szemcseméretű, eltemetett homokhullámok jelentkeznek. Fészekszerűen finomhomok is előfordul. Bakteriopirit csomókat tartalmaz. A csúszási tükör gyakori, helyenként pergésre hajlamos. Felső szakaszán előfordulhatnak finomhomokkő kavicsek is.

*Finom aleurolit* a Vásárhelyi Formációra jellemző. Sötétszürke, szórtan aprócsillámos. Az összelet alján márgát, mészmárgát rétegez, feljebb agyagmárgát tagol, többnyire fokozatos átmenetekkel. Piritcsomókat tartalmaz. Hasonlóan a márga és agyagmárga rétegekhez, gyakran tartalmaz homokkő,

kavicsos homokkő csíkokat. Felfelé haladva rétegsoron belüli részaránya növekszik.

*Durva aleurolit* főleg a Vásárhelyi Formációban fordul elő vékony csíkok formájában. Szürke, sötétszürke színű, csillámos, osztályozatlan, szenesedett növénymaradványokat tartalmaz.

*Durvahomokos, aprókavicsos márga, agyagmárga* a Dorozsmai Formáció jellegzetes üledéke. Csak a kunsági emelet alsó részén található meg. A kavicsanyag általában kissé koptatott, ám gyakoriak a szögletes szemcsék is. A szemcseösszetétel alulról felfelé finomodik. Alsó határa többnyire éles, felső gyakran fokozatos. A kavicsok anyaga kvarc, kvarcit és metamorfit. Néhány törmelékeny mészkőszemcse is előfordul. A kavicsos szakaszokban gyakoriak az agyagmárga anyagú kavicsok (intraklasztok) is.

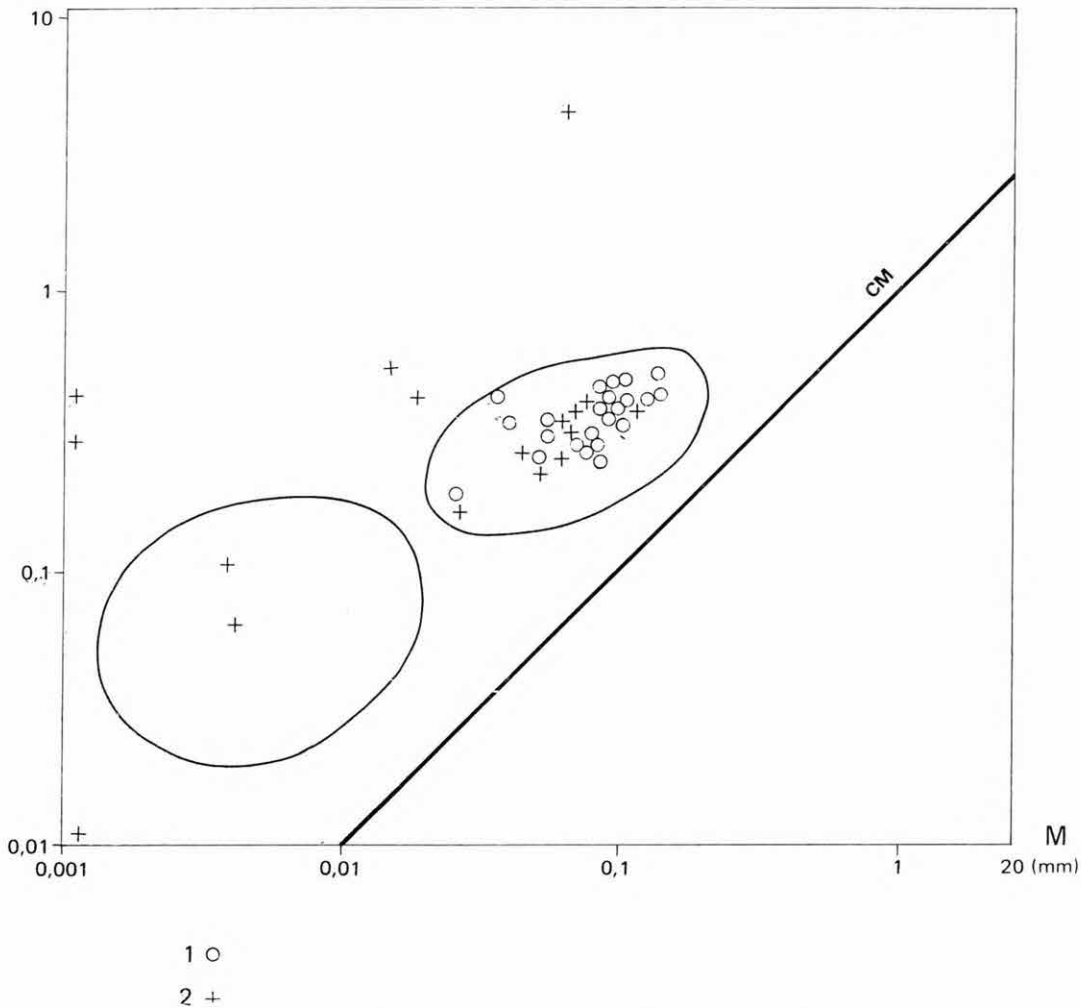
*Finomhomokkő.* Magas az agyagfrakció részaránya. Szürke, közép kemény, gyakran tartalmaz agyagmárga és finom aleurolit anyagú kavicsokat. Vékony csíkok, betelepülések formájában van jelen, főleg a Vásárhelyi Formációban. Mennyisége alárendelt a rétegsorban.

*Apróhomokkő.* Alig fordul elő, csupán vékony csíkok formájában találjuk. Az aleurolit és agyagfrakciók részaránya igen magas.

*Kavicsos középszemcsés homokkő* is előfordul vékony csíkokban a rétegsor alsó szakaszán, a Dorozsmai Márga Formációban.

*Szemcseösszetételi sajátosságok.* A Dorozsmai Márga Formáció vizsgált homokkő és durva aleurolit mintáinak túlnyomó többsége az igen gyengén-, rendkívül gyengén osztályozott kategóriákba tartozik. A CM diagram, kavicsosság, kőzetszerkezeti jegyek arra utalnak, hogy a felhalmozó közeg energiája erősen ingadozott. A durvább üledékek turbidites üledékképződése és a nyugodt vízi, áramlás-szegény periódusok váltakoztak (egyöntetű, pelágikus és osztályozott szuszpenzió), ez utóbbiak uralkodó volta mellett. A szemcseösszetételi sajátosságok alapján az idősebb miocén és a Dorozsmai Márga Formáció üledékei között nagyfokú genetikai rokonság, fokozatos átmenet figyelhető meg (hasonlóan a kőzetszerkezeti jegyekhez). Megjegyezzük, hogy a CM diagramon a diagenizáltabb, erősen kavicsos minták nem szerepelnek. Belőlük vizsgálat nem készült. A Vásárhelyi Formáció vizsgált mintáinak túlnyomó többsége gyengén osztályozott, ám ez az osztályozottság a Dorozsmai Márga Formáció mintáihoz viszonyítva még mindig valamivel jobb, és a felhalmozó közeg energiájának árnyalattal kevésbé ingadozó voltára utal. A minták szórvaosan tartalmaznak aleurolit kavicsokat. Pelitből vizsgálat nem készült. A vázolt kép a fokozatosan osztályozott, valamint egyöntetű szuszpenzióban szállítás sajátosságait mutatja, jelezve, hogy a gravitációs üledékszállítás még mindig nem szűnt meg teljesen.

*Kőzetszerkezeti jegyek.* Mindkét formációban gyakori a horizontális párhuzamos rétegződés. A réteghatárok többnyire élesek, a kavicsos homokkő esetében a felső réteghatár fokozatos. Elterjedtek a laposhullámos réteghatárok is. Az osztályozott rétegzettség jelensége elterjedt az ide tartozó üledékekben. Kompakciós eredetű csúszási tükör, bakteriopirit konkreció gyakori. A finomszemcsés alapanyagban változatosan koptatott kvarc, kvarcit, különféle metamorfit, a homokkő rétegekben agyagmárga márga és finom aleurolit anyagú kavicsok (intraklasztok) gyakoriak. Különböző magmintákon ugyan, de a Bouma-sorozat valamennyi tagja felismerhető. A pirit konkreciók jelensége a fenékvíz kénhidrogén-tartalmára, valamint az oxigén- és a vízáramlá-



5. ábra. Vásárhelyi és Dorozsmai Formáció CM diagramja

1. Vásárhelyi Formáció, 2. Dorozsmai Formáció

Abb. 5. CM Diagramm der Vásárhely und der Dorozsma Formationen

1. Vásárhely Formation, 2. Dorozsma Formation

sok hiányára utal. A Vásárhelyi Formációban már megjelennek a rétegsor felsőbb részein gyakori jegyek: lencsés rétegződés, mikrorétegzettség, mikrokeresztarétegzettség, konvolúció, terhelési zsebek.

#### Jászkunsági Formációcsoport

Két formáció együttesen a „transzgressziós jellegű, feltöltődést mutató, túlterjedő településű üledékfácies”-t alkotja. A fáciest és így a formációt az Alföldön a következők jellemzik:

– a formációcsoport üledékeinek vastagsága és kifejlődése fekéjének morfológiájától függ,

– a helyi süllyedékeket a vékony Nagykörűi Agyagmárga Formáció fölött változó, helyenként nagy vastagságú Szolnoki Homokkő Formáció durvább üledékei töltik ki, míg a kiemeltebb helyeken elsősorban csak a Nagykörűi Agyagmárga Formáció finomabb üledékei rakódtak le,

– a formációcsoporton belül, alulról fölfelé haladva, a homokkő rétegek egymáson túlterjedők, az üledéklerakódás térbeli előrenyomulását jelzik,

– az üledékképződés a helyi térszint kiegyenlítette.

A formációcsoport fekéje a Marosi Formációcsoport, vagy ennek hiánya esetén a kunsági emeletnél idősebb képződmény. Fedője minden esetben az Algyői Formáció. A prepannóniai medencealjzat kiemelkedéseinél a Marosi Formációcsoport fölött ez a formációcsoport hiányzik a leggyakrabban. Teteje lokálisan jól követhető azonosítási vezérszint, amelyet a keleti országrészen „Szalonta Homokkövek” helyi elnevezésből kiindulva „S” betűvel jelölünk (2., 3. ábra).

### *Nagykörűi Agyagmárga Formáció*

A formáció az Alföldnek azokon a részein, amelyek már a kunsági emeletben víz alá kerültek, általánosan elterjedt és csak igen kevés helyen (pl. Endrőd-észak) hiányzik, így laterálisan folyamatosnak tekinthetjük. Vastagsága a 100 m-t ritkán haladja meg. Mint összefüggő agyagmárgaösszlet a mélyfúrások geofizikai szelvényein jól felismerhető. A tagozat felső részén levő agyagos homokkő, aleurolit rétegek helyi jellegűek, regionális azonosításra alkalmatlannak, de egy-egy adott helyen jól mutatják a Szolnoki Homokkő Formációval való laterális összefogazódását.

A tagozat általában a Marosi Formációcsoport valamelyik formációjára települ. Az üledékfolytonosság azokon a helyeken a legvalószínűbb, ahol a feké márgás, mészmárgás kifejlődésű. Leggyakrabban a Tótkomlói Mészmárga Formáció alkotja fekéjét. A pusztaföldvár – battonyai és az algyó –kiszombori preneogén gerinczen elfordul, hogy a Tótkomlói Mészmárga Formáció kimaradásával közvetlenül a Békési Konglomerátum Formációra települ. A mélymedencékben és a Duna –Tisza köze déli részén a Vásárhelyi Formáció alkotja fekéjét. A két tagozat határa néhány méteres bizonytalansággal a legtöbb esetben biztosan kijelölhető. Eróziós diszkordanciával kunsági (pannóniai s. str.) emeletnél idősebb kőzetekre is települhet, ez azonban ritka eset. Ilyen pl. az Algyó 103. sz. fúrás, ahol fekéje prekambriumi metamorfit és a Psz. 31. sz. fúrás, ahol közvetlenül a jura időszaki márgapalára települ.

A formáció felső határa ( $L_0$  azonosítási vezérszint 2., 3. ábra) azokon a helyeken éles, ahol a fedőben a Szolnoki Homokkő Formáció viszonylag vastag homokos kifejlődésben található, azaz a medencék mélyebb részén. A relative kiemelt helyzetű medencerészekben, a szerkezeti maximumok tetején akár a teljes Jász-kunsági Formációcsoportot kitöltheti. Ezekben a helyeken fedője már az Algyői Formáció. Itt észrevehető határ nélkül megy át a deltaelőtér erősen agyagmárgás kifejlődésű rétegeibe.



*Szolnoki Homokkő Formáció*

A formáció az Alföldön általánosan elterjedt, vastagsága a fekü morfológiájának függvénye. A laterális kapcsolat a különböző preneogén gerinceken keresztül nem mindig folyamatos. Például az algyői tetőzónán a formáció hiányzik, de dőlésirányban a mintegy 5 km-re levő Algyő-K 1. sz. fúrásban már kb. 650 m vastag, a még távolabbi Hód I. sz. fúrásban pedig 1000 m-nél is vastagabb. A Nagykőrüi Agyagmárga Formációval laterálisan összefogazódik.

A formáció fekéje a legtöbb esetben a Nagykőrüi Agyagmárga Formáció, amelyre üledékfolytonossággal települ. Néhány területen szögdiszkordanciával idősebb képződmények felett találjuk. Itt a homokkő alja márgás kifejlődésű (pl. Endrőd).

A formáció a homokkőrétegek kifejlődése, települése és elterjedése alapján két tagra osztható. Az alsó az ún. „szárnyhomokkő” típus. Ebben az összletben a homokkővek általában aleurolitosak és a prekunsági medencealjzat relatíve mély részeit állít ki. A relatíve kiemelt tetőzóna irányába emelkednek, a fekü közelébe érve kiékelődnek, illetve a Nagykőrüi Agyagmárga Formációval fogazódnak össze. Elnevezését ez a települési mód indokolja. Jellemző még a rétegtagra az is, hogy alulról felfelé haladva a homokkőrétegek területi elterjedése nő, amiből az is következik, hogy az összlet öszsvastagsága és a homokkőrétegek, rétegcsoportok száma rövid horizontális távolságon belül jelentősen megváltozhat. A Nagykőrüi Agyagmárga és a Szolnoki Homokkő Formáció között a határt ott húzzuk meg, ahol a homokkőrétegek a kútgeofizikai szelvényeken megjelennek ( $L_0$  azonosítási vezérszint). Ennek kijelölése a szárnyhomokkő-rétegek kifejlődési jellege miatt sok esetben problémás.

A szárnyhomokkővek fölött található homokkőrétegek nagyobb területi elterjedésűek és az egyes fúrások között regionálisan is jól azonosíthatók. A homokkőrétegek öszsvastagsága — szemben a szárnyhomokkő-rétegekkel — egy-egy területen belül nagyjából azonos és többnyire jóval alatta marad a szárnyhomokkő rétegek maximális öszsvastagságának. A rétegek száma többnyire állandó és a szárnyhomokkő típusrétegeinél kevésbé dőlnek, kisebb területeken vizsgálva csaknem vízszintes településűek. A formáció szárnyhomokkő típusú homokkő- vagy agyagmárga rétegei között az egész Alföldön követhető vezérszintek nincsenek, viszont jó kifejlődésű agyagmárgarétegek egy-egy medencéreszen belül lehetővé teszik az egyes homokkőréteg-csoportok azonosítását.

A fedő minden esetben az Algyői Formáció. Ettől való elhatárolása a mélyfúrások geofizikai szelvényein abban az esetben egyértelmű, ha a vizsgált területen már több fúrás van és tudjuk, hogy a tetőzónán mely homokkővek ékelődnek ki. Ez esetben kijelölhető a legfelső, még kiékelődő homokkőréteg, amelynek teteje — az „S” azonosítási vezérszint — egyben a formáció teteje. A határ felismerését megkönnyíti, hogy a két tagozat homokkőveinek települése és azonosíthatósága között lényeges különbség van. Mint írtuk, a Szolnoki Homokkő Formáció homokkőrétegei alulról felfelé egymáson túlterjedők, kis dőlésűek és laterálisan a fekü közelében hirtelen kiékelődnek. Ezzel szemben az Algyői Formáció rétegei ferde településűek (szögdiszkordancia), a fekü irányába vékonyodnak és fokozatosan elmárgásodnak. Először a homokos fácies fokozatos elagyagosodása következik be anélkül, hogy a rétegvastagság jelentősen megváltoznék és a réteg jóval távolabb tűnik el.

### Csongrádi Formációcsoport

Az Algyői Formációt és a Törteli Homokkő Formációt foglalja magába. Ezeket azért soroljuk egy formációcsoportba, mert regressziós, delta jellegű üledékfáciesükből adódóan csak egymással való kapcsolatukban vizsgálhatók. A formációcsoport alsó és felső határa egy-egy jellegzetes azonosítási vezérszint („S” és „D”), amelyek között az üledékösszet vastagsága egy-egy adott területen belül azonos vagy valamilyen irányban tendenciózusan változik. A két vezérszint között a formációk vastagsága egymás rovására meghatározott irányban csökken, illetve növekszik. A két formáció határát jelölő „L” azonosítási vezérszint az ipari gyakorlat szerint a kunsági emelet felső határa, amely azonban nem tekinthető időhorizontnak, csak kőzetfácies határnak. A két formáció vastagságának egymás rovására történő változása regressziós, delta jellegű üledékkifejlődéssel magyarázható és ezzel oldható fel a határ kijelölésénél mutatkozó kőzettani és faunisztikai ellentmondás. A regressziós, delta jellegű üledékfáciesen belül két fáciestípust különböztetünk meg: deltalejtő és deltafront, valamint a deltaelőtér (prodelta) üledékeit. Ezek genetikailag szorosan kapcsolódnak egymáshoz és szükségszerűen fauna – flóra keveredéssel járnak együtt. Az egyik fáciestípusból a másikba való átmenet határozott irányítottságot mutat és a tendencia rétegenként előre látható. Az egyik fáciestípusban bekövetkezett vastagságváltozást szükségszerűen követi a másik kiegyenlítő vastagságváltozása, de a két fáciestípus összvastagsága változatlan marad. A deltafrontba tartozó rétegek vastagsága gyakorlatilag azonos és dőlésük közel szintes, vagy a medence regionális mélyülésének irányába enyhén dőlnek. A deltalejtő és deltaelőtér (prodelta) típusba tartozó rétegek viszonylagos vastagságát és dőlését minden esetben az határozza meg, hogy az akkori üledékképződési térszín (medencelejtő) melyik pontját vizsgáljuk.

A kunsági emelet felső határát egyezményesen az „L” horizontnál vettük fel. Ezért a „D–L” horizontok közötti Törteli Homokkő Formációval, amelyik a Csongrádi Formációcsoport felső része (GAJDOS I. – PAP S. – SOMFAI A. – VÖLGYI L. 1979), nem foglalkozunk.

### *Algyői Formáció*

A formáció az Alföld nagy részén felismerhető, laterálisan követhető, de vastagsága változó. A formáció feküje a Szolnoki Homokkő Formáció, vagy a Nagykőrüi Agyagmárga Formáció. Ezekről való elhatárolása elsősorban a kutatás kezdeti fázisában problematikus lehet. Ahol a Szolnoki Homokkő Formáció hiányzik (elsősorban a szerkezeti maximumok tetőzónáin), ott a tagozat alsó, agyagmárga kifejlődésű része gyakorlatilag elhatárolhatatlanul megy át a Nagykőrüi Agyagmárga Formációba. A fedő minden esetben a Törteli Homokkő Formáció. A két formáció elválasztását megkönnyíti, hogy az Algyői Formáció homokkövei általában alulról felfelé, a Törteli Homokkő Formáció homokkövei pedig felülről lefelé agyagosodnak. A határt a mélyfúrású geofizikai szelvényeken tükröződő jellegváltozásnál (fácieshatár) húzzuk meg, ez az „L” azonosítási vezérszint.

A formáció a fedő és a fekü felé is szögdiszkordanciát mutat, a következő települési jellegzetességekkel:

– egy-egy réteget külön vizsgálva és meghatározott irányban (pl. Algyőn ÉNY–DK) haladva először a réteg gyors kivastagodása, majd fokozatos elvékonyodása tapasztalható;

– az elvékonyodó homokkőrétegek fokozatosan pelitesednek;

– a hirtelen kivastagodó réteg dőlése az azt követő kivékonyodás során fokozatosan csökken és felveszi a fekvő-, illetve fedőtagozat képződményeinek dőlését;

– az előzőkből következik, hogy a legnagyobb rétegdölések a maximális rétegvastagság környezetében, az „L” azonosítási vezérszint közelében találhatók;

– a kivastagodás, illetve kivékonyodás a kitüntetett irányban rétegtanilag egyre fiatalabb rétegekben, folyamatosan és az egykori üledékszállítás irányában előrehaladva következik be;

– a Történelmi Homokkő Formáció meghatározott irányú kivékonyodását ennek a tagozatnak ugyanilyen irányú kivastagodása kompenzálja.

A települési viszonyok irányítottságára vonatkozóan a következők mondhatók el (VÖLGYI L. 1976):

– a formáción belül a dőlésirány a Battonya–Debrecen vonaltól nyugatra déli tendenciájú, ettől keletre a tendencia még nem tisztázott;

– a Dél-Alföldön, a Kelet-Alföldön és a Duna–Tisza közén a rétegek dőlésiránya többnyire az általános szerkezeti csapásiránnyal azonos, vagy ahhoz közel álló.

A Közép-Alföldön, elsősorban a flis aljzatú zóna területén a rétegek ferde településének déli tendenciája annak ellenére megmarad, hogy ez nem esik egybe a szerkezeti fő csapásiránnyal.

A lokális vezérszintek csak korlátozott távolságra biztosítják egyes rétegcsoportok azonosítását, viszont a térben egymást átfedő lokális vezérszintek összességükben lehetővé teszik a tendenciák megállapítását. Megfelelő fúrás-sűrűség esetén az egyes rétegcsoportok nagyobb távolságon át megbízhatóan követhetők. Ennek egyik lényeges feltétele, hogy a fúrások mindegyike harántolja a formációt, mivel a rétegazonosítás kiindulópontjai az „L” és „S” vezérszintek, amelyeket egyértelműen csak ilyen esetben áll módunkban felismerni.

## IRODALOM – LITERATUR

- ALLEN J. R. L. 1964: Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa. — Developments in sedimentology. 1. Deltaic and shallow marine deposits: 26–34. Amsterdam, London, New York.
- ALLEN L. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — Sedimentology 5: 89–191.
- ASQUITH D. O. 1970: Depositional topography and major marine environments, late Cretaceous, Wyoming. — AAPG Bull. 54 (7): 1184–1224.
- ASQUITH D. O. 1974: Sedimentary models, cycles and deltas, upper Cretaceous, Wyoming. — AAPG Bull. 58 (11): 2274–2283.
- BALOGH K. 1971: Közetszerkezetek és üledékfácies. — Az üledékes petrológia újabb eredményei: 1–58, Budapest.
- BALOGH K. 1973: A dél-alföldi neogén transzgressziós rétegsorok üledékjegyei. — Földt. Közl. 103: 251–269.
- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. In BARTHA et al.: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 9–172, Budapest.
- BARTHA F. 1975: A magyarországi pannon képződmények horizontális és vertikális összefüggései és problematikája. — Földt. Közl. 105: 399–418.

- BÉRCZI I. 1970: Sedimentological investigation of the coarse-grained clastic sequence of the Algyó hydrocarbon-holding structure. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 14: 287–300.
- BÉRCZI I. 1971: A szemcseeloszlás vizsgálatok statisztikus kiértékelése. — *Az üledékes petrológia újabb eredményei*: 59–121, Budapest.
- BÉRCZI I.—PHILLIPS R. L. 1982: Neogene delta formations in the southeastern part of the Great Hungarian Plain (SE Hungary). — 11<sup>th</sup> International Sedimentological Congress. Hamilton, Ont. Canada.
- BÉRCZI I.—VICZIÁN I. 1973: Üledékes kőzettani vizsgálatok a dél-alföldi neogénben. — *Földt. Közl.* 103: 319–339.
- BUSCH D. A. 1971: Genetic units in delta prospecting. — *AAPG Bull.* 55 (8): 1137–1154.
- CONYBEARE C. E. B. 1976: Geomorphology of oil and gas fields in sandstone bodies. — *Developments in petroleum science*. Elsevier Sci. Publ. Company. Amsterdam, Oxford, New York.
- DANK V. 1965: A dél-alföldi neogén medencérezsek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekkel. — *Földt. Közl.* 95: 123–129.
- ELLIOTT T. 1974: Interdistributary bay sequences and their genesis. — *Sedimentology*. 21: 611–622.
- GAJDOS I. 1972: A pannon „átmeneti szint” rétegeinek korrelációja és az alsó–felső-pannon határ problémája normál szelvények vizsgálata alapján. — *Kőolajkutató V. Geológiai Adattár, kézirat*. Szolnok.
- GAJDOS I.—PAPP S.—SOMFAI A.—VÖLGYI L. 1983: Az alföldi pannóniai (s. l.) litosztratifáiai egységei. — *Földt. Int. Alk. kiadv.*
- JÁMBOR Á. 1971: A magyarországi szarmata. — *Földt. Közl.* 101: 103–106.
- JÁMBOR Á.—KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1971: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről: 155–192.
- JÁMBOR Á. et al. 1986: Magyarország pannóniai képződményeinek földtani térkép-sorozata, 1:50 000. — *Földt. Int. kiadv.*
- KÖRÖSSY L. 1953: Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismeretéhez. — *Földt. Közl.* 83: 3–12.
- KÖRÖSSY L. 1971: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. In BARTHA et al. *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*: 199–221, Budapest.
- LEVORSEN A. I. 1954: *Geology of Petroleum*: San Francisco, W. H. Freeman: 518.
- MAGYAR L.—RÉVÉSZ I. 1976: Data on the classification of pannonian sediments of the Algyó area. — *Acta Miner. Petr.* Szeged 22 (2): 267–283.
- MARINOVIC D.—BOSKOV-STAJNER Z. 1971: Stratigraphy of oil and gas fields in the territory of Yugoslavia. — *Nafta* 22 (6): 524–532.
- MUCSI M. 1973: A Dél-Alföld földtani fejlődéstörténete a neogénben. — *Földt. Közl.* 103: 311–318.
- MUCSI M.—MAGYAR L.—TANÁCS J.—RÉVÉSZ I. 1968: Algyói pannóniai magok szemcseösszetétele, üledékritmus és fácies vizsgálata. — Szeged.
- MUCSI M.—RÉVÉSZ I. 1975: Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. — *Acta Miner. Petr.* Szeged 22 (1): 29–49.
- PAPP S. 1976: Alföldi és Északi-középhegységi kőolaj-földgáztároló kőzetek. — *Földt. Közl.* 106: 555–580.
- PETTIJOHN F. J.—POTTER P. E. 1964: *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. — Springer Verlag Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York.
- PETTIJOHN F. J.—POTTER P. E.—SIEVER R. 1972: *Sand and sandstone*. — Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York: 439–480.
- POTTER P. E. 1967: Sand bodies and sedimentary environments, a review. — *AAPG Bull.* 51 (3): 337–365.

- REINECK H. E.—SINGH I. B. 1973: Depositional sedimentary environments. — Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- RÉVÉSZ I. 1979: Adatok a pannóniai litofációk értelmezéséhez és fejlődéstörténeti összefüggéséhez. — OGIL jelentés, OKGT Irattár, kézirat.
- RÉVÉSZ I. 1980: Az Algyő-2 telep földtani felépítése üledékföldtani heterogenitása és ösföldrajzi viszonyai. — Földt. Közl. 110: 512—539.
- RUSSEL W. L. 1955: Structural geology for petroleum geologists. — McGraw-Hill. Book Company, Inc.
- SANGREE J. B.—WIDMIER J. M. 1978: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9. Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. — AAPG Bull. 62 (5): 752—771.
- SHEPARD F. P. 1964: Criteria in modern sediments useful in recognising ancient sedimentary environments. — Developments in sedimentology, Vol. 1. Deltaic and shallow marine deposits: 1—23, Amsterdam, London, New York.
- STRAUSZ L. 1941: A dunántúli pannon szintezése. — Földt. Közl. 71: 220—235.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 32 (2): 67—157.
- SZALAY Á.—SZENTGYÖRGYI K. 1977. A Pannon medence neogén összletének litosztratógráfiai tagolása. — OGIL jelentés, OKGT Irattár, kézirat.
- SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. In BARTHA et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 253—344. Budapest.
- SZÓNOKY M. 1975: Medenceperemi és medencebelseji felsőpannóniai rétegsorok összehasonlító vizsgálata. — Szeged. Doktori értekezés, kézirat.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. — Földt. Közl. 95: 140—163.
- VÖLGYI L. 1976: Szénhidrogéntelegek előrejelzésének lehetőségei földtani megfontolások alapján. — Földt. Közl. 106: 503—527.
- VÖLGYI L.—GAJDOS I. 1971: A deszki szint földtani újvizsgálata. — OKGT jelentés, kézirat.
- VÖLGYI L.—SUBA S.—BALLA K.—CSALAGOVITS I. 1970: Magyarország szénhidrogén telepei. Algyő. — OKGT kiadv. Budapest.

## ABLAGERUNGEN DER KUNSAĞ-STUFE (PANNONIEN S. STR.) AUF DER GROSSEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

VON

I. BÉRCZI—V. DANK—I. GAJDOS—S. PAP—I. RÉVÉSZ—K. SZENTGYÖRGYI—  
L. VÖLGYI

### Einleitung

Auf der Grossen Ungarischen Tiefebene machen einen beträchtlichen Teil des Jungtertiärs die Ablagerungen der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) aus. Die regelmässigen Erkundungsarbeiten auf Erdöl und Erdgas haben es ermöglicht, diese Ablagerungen kennenzulernen und zu erschliessen. Aufgrund der Angaben der bereits vor ca. einem halben Jahrhundert abgeteuften ersten Bohrungen war es zu vermuten, dass der heute Pannonien s. str. genannte Schichtenkomplex mächtiger ist, als es früher angenommen war. Die genaueren Verbreitungs- und Mächtigkeitsverhältnisse dieser Ablagerungen konnten erst in jüngster Zeit näher festgestellt werden. (Serie der geologischen Karten über die Pannonien s. str. Ablagerungen Ungarns.)

Die mehreren tausend Tiefbohrungen, die das Pannonien s. str. (Kunság Stufe) durchteuft hatten, tasteten ein tektonisch stark gegliedertes Liegendes ab. Die strukturelle Lage des Liegenden, die Gliederung der Schichtenfolgen und die Faziesbeziehungen beweisen, dass die mit jüngeren Ablagerungen vollkommen bedeckten Pannonien s. str.-Schichten die schneller absinkenden Tiefzonen ausgefüllt haben, die durch Rückenzüge von mässigerer Untergrundbewegung voneinander getrennt sind. Diese beiden morphologischen Regionen verbindet ein Übergangstiefenbereich mit einem ebenfalls gegliedertem Untergrund und einer im Übergangsstadium befindlichen tektonischen Lage und Absenkungsgeschichte.

Wegen der sich auf das ganze Beckensystem auswirkenden kontinuierlichen Absenkung weist die gegenwärtige Strukturlage der Ablagerungen einen engen Zusammenhang mit den paläogeomorphologischen Verhältnissen, was auch mit der Anordnung der Fazies kontrolliert werden kann.

In Abhängigkeit von den entwicklungsgeschichtlichen Ereignissen und der Lage innerhalb des Sedimentationsbeckens lassen sich beträchtliche Mächtigkeitsunterschiede zwischen den einzelnen Schichtenkomplexen des Pannonien s. str. beobachten (150—3500 m) (Abb. 1.).

### Allgemeine Charakterzüge

#### Lagerungsverhältnisse

Es sind zwei Lagerungsformen der Ablagerungen der Kunság Stufe im Beckensystem der Grossen Ungarischen Tiefebene bekannt. Über den wesentlich älteren — zumeist proterozoisch-mesozoischen — Bildungen folgen die Basalschichten des Pannonien s. str. mit Diskordanz, die Sarmatschichten

werden dagegen ohne Zeichen einer Unterbrechung der Sedimentation von denselben Schichten überlagert. Bei beiden Lagerungsformen lässt sich jedoch beobachten, dass die Schichten transgressiv auf das sarmatische oder ältere miozäne Liegende folgen und ab und zu nebeneinander gelegen sind. Über den älteren Bildungen, unter entsprechenden Umweltbedingungen, wird die Extension des Sedimentationsbeckens durch ein Transgressionsbasiskonglomerat konturiert.

Die Grenzziehung Sarmat/Pannonien s. str. ist einerseits wegen der abschnittsweise erfolgten Probenahme, andererseits wegen der an mehreren Stellen vorkommenden Turbiditbildung meist schwierig. Auserdem können innerhalb der im Beckeninneren ausgebildeten Sarmatablagerungen aus den Beckenrandfazies nur die Schichten der Kozárd Formation einwandfrei identifiziert werden. Im allgemeinen ist es schwer, die Tinnye Formation nachzuweisen, obwohl mit den Angaben mancher, befriedigend erschlossener Schichtenfolgen das Vorhandensein der jüngeren stratigraphischen Einheit des Sarmats (nach ungarischer Auffassung) im Liegenden der pannonischen Sedimenten bestätigt werden kann. An manchen Stellen lässt sich ein auf subaquatische Erosion zurückführender partieller Fehler der Sarmatschichten beobachten.

Eigenartig ist der Charakter der Grenze zwischen dem Sarmat und dem Pannonien s. str. in der Zone der Tiefsenken im SO der Grossen Ungarischen Tiefebene. Zwischen die Schichten des oberen Badenien und des Pannonien s. str. ist hier ein isopisch entwickelter, 100 bis 250 m mächtiger, pelitischer Schlierkomplex geschaltet, dessen Verbreitung ausschliesslich auf das Innere dieser Zonen beschränkt ist. Dieser Komplex weist keinen Zeichen einer Sedimentationsunterbrechung weder zum Hangenden, noch zum Liegenden auf. Aus dem Komplex konnten bisher keine Fossilien nachgewiesen werden. Also im Inneren dieser Senkungszonen kann derzeit das Vorhandensein des Sarmats mit Hilfe paläontologischer Methoden nicht nachgewiesen werden. Es gibt aber auch keine Beweise, aufgrund welcher ein mögliches Vorhandensein des Sarmats ausgeschlossen werden könnte. Die bisherigen — im Verhältnis zu ihrer Bedeutung zu geringzähligen — Angaben scheinen darauf hinzuweisen, dass sich die sarmatischen Ablagerungen innerhalb der in einer intensiven Absenkung begriffenen Tiefzonen in einer solchen eigenartigen hemipelagischen Fazies ausgebildet haben, die wegen der ungenügenden Wassertiefe bzw. ungünstigen geochemischen Bedingungen (Turbiditerscheinungen) praktisch fossilifer sind. Die Tatsache, dass sich am Rande der erwähnten Senkungszonen in zusammenhängender zonaler Anordnung normallitorale, oft biogene sarmatische Ablagerungen zeigen, scheint diese Konzeption eher zu beweisen, als zu widerlegen. Abgesehen von jenen, in der Sarmatzeit existierten Festländern, die von sarmatischen oder Pannonien s. str. Basalkonglomeraten umgeben sind, schliesen sich also auf dem Gebiet der Grossen Ungarischen Tiefebene die Pannonien s. str. Schichten grösstenteils Sarmatbildungen an.

#### Lithostratigraphische Gliederung

Die sichersten Ansatzpunkte für die stratigraphische Orientierung in dem mächtigen, mit Tiefbohrforschungsarbeiten erschlossenen, Pannonien (s. 1.) Ablagerungen zwischen dem Sarmat und dem Pleistozän (wie es in der ungarischen Praxis verstanden wird) bieten — trotz des eindeutigen Fortschrittes,

der mit verschiedenen paläontologischen Methoden erzielt worden ist — die lithostratigraphischen Methoden. Lithostratigraphisch gliedern sich die Pannonschichtenfolgen (Pannonien [s. l.] der Tiefebene grundsätzlich in zwei Teile. Der untere, vorwiegend pelitische Teil, der den früher zum unteren Pannonien gerechneten Bildungen entspricht, wird Peremarton Übergruppe, der obere, feingeschichtete, sandig-pelitische Teil Dunántúl Übergruppe genannt, in Übereinstimmung mit der Stellungnahme des Vorstandes der Ungarischen Stratigraphischen Kommission.

Das Hangende der Pannonien s. str.-Bildungen bilden die früher in Ungarn oberpannonisch genannten Ablagerungen, die sich ohne Unterbrechung der Sedimentation aus den Schichten der Kunság Stufe (Unterpannon, Pannonien s. str.) entwickeln.

Lithostratigraphisch bildet das Hangende auf der Grossen Ungarischen Tiefebene der obere Teil der Pannonien (s. l.)-Bildungen. Lithostratigraphisch wird die Peremarton Übergruppe von der Algyó Formation abgeschlossen. Diese Lösung kann ausschliesslich lithostratigraphisch als entsprechend betrachtet werden, weil die chronostratigraphische Grenze von der lithostratigraphischen Grenze geschnitten wird (I. BÉRCZI—R. L. PHILLIPS 1982.)

### Charakterisierung der lithostratigraphischen Einheiten

Verbindung und vertikale Zusammenhänge der lithostratigraphischen Einheiten sind in Abb. 1., 2., 3. und 4. veranschaulicht.

#### Maros Formationsgruppe

Wenn das Liegende eine sarmatische Ablagerung ist, entwickelt sich daraus — nach unseren heutigen Kenntnissen —, in der Mehrheit der Fälle die Maros Formationsgruppe mit kontinuierlicher Sedimentation. In allen anderen Fällen ist die Überlagerung diskordant. Das Hangende ist in der überwiegenden Mehrheit der Fälle die Nagykörű Formation und die Szolnok Formation (z. B. Umgebung von Endrőd, Szarvas).

#### *Die Békés Formation*

Die Békés Formation ist nur in den präneogenen Rückenügen von Pusztaföldvár—Battonya und Algyó—Kiszombor und in manchen, in Vorraum von diesen befindlichen Höhen vorhanden. In höchster Position hat sie die Bohrung Bat-K 19. bei 1009,0 m, in tiefster Position die Bohrung Uszi 1 bei 3648 m erreicht. Ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen nicht mehr als 100 m. In höheren Punkten der Rücken fehlt sie, und auch gegen die sie umgebenden Tiefbecken keilt sie aus. Am mächtigsten ist sie auf den Gehängen, wo sie die Niederungen der einstigen Oberfläche in einer Mächtigkeit von 60—80 m ausfüllt. Zwischen den Vorkommen Pusztaföldvár—Battonya und Algyó—Kiszombor besteht keine laterale Verbindung. Die Békés Formation kann lateral einen direkten Kontakt mit der Tótkomlós Formation haben. Sie überlagert das Liegende der Békés Formation mit Diskordanz, und lässt sich



im allgemeinen gut abgrenzen. Ihre Abgrenzung ist von den mit ihr identisch oder ähnlich ausgebildeten älteren Miozänschichten in der Umgebung von Pusztaföldvár—Pusztaszőlös—Tótkomlós—Csanádapáca an manchen Stellen unsicher. Das Hängende bildet meistens die Tótkomlós Formation, die das Member ohne Unterbrechung der Sedimentation überlagert, oder selten die Nagykőrű Formation. Zwischen der Tótkomlós Formation und der Békés Formation gibt es an mehreren Stellen eine 5—10 m mächtige Übergangszone, in der Kalkmergel- und Sandsteinschichten einander abwechseln.

### Lithologischer Aufbau

Lithologisch handelt es sich um hellgraue bis graue Gesteine mit unebener Bruchfläche. Nach der Kornzusammensetzung besteht die Formation meistens aus grob- bis mittelkörnigem Sandstein mit Geröllen. Nur selten, an der tiefsten Basis des Komplexes wird eine feinkörnige Konglomerat-Kornzusammensetzung erreicht. Fein- bis mittelkörniges Konglomerat sowie Blöcke kommen ganz selten vor. Von der grundgebirgsnahen Zone der Formation sind auch brekzienartige Bildungen zum Vorschein gekommen. Die als eintönig erscheinende Formation lässt sich mit Hilfe von wenigen fein bis feinkörnigen Sandsteinlagen in Subrhythmen gliedern. In den einzelnen Subrhythmen — und die Tendenz besteht im ganzen Konglomeratkomplex — lässt sich aufwärts eine Verfeinerung der Kornzusammensetzung erkennen. Die Gerölle, die ca. 1 bis 40% des Konglomerates darstellen, weisen keine Orientation auf. Die Gerölle sind im allgemeinen abgerundet, sie bestehen aus Quarz, Quarzit und Metamorphit. Schichtungselemente gibt es entweder keine, oder sie sind schwer zu erkennen. Fast alle Grenzflächen sind verwischt, mit allmählichen Übergängen. Nur in den Sandsteinabschnitten kann eine Schichtung in der Nähe der Obergrenze des Komplexes beobachtet werden. Das ist teils auf Unterschiede in der Korngrösse, teils auf das Vorhandensein von Glimmern zurückzuführen. Häufig sind die Geröll-lumachellen (*Limnocardium* sp. und *Congeria* sp.). Als eine Kuriosität haben wir sogar Konglomerat mit kohligem Bindemittel gefunden. Der Prozentsatz der in Salzsäure löslichen Fraktion beträgt von ein paar bis 35—40%. Häufig gibt es harte Partien mit karbonatischem Bindemittel. All diese Beobachtungen können als ein Beweis für die Anhäufung in der Brandungszone bzw. in der sie umgebenden Stillwasserlagune betrachtet werden. Dementsprechend werden steile Küste, rasche Aufschüttung und sowohl räumlich, als auch zeitlich veränderliche Energieniveaus vermutet. In den strukturell tiefer angelegten Bohrungen lässt sich eine Verfeinerung der Kornzusammensetzung sowie eine Abnahme der Geröllfraktion beobachten, und parallel damit erfolgt eine Verbesserung der Sortierung. In den Gebieten mit granitischem Untergrund ist die Formation über einem dünnen Konglomerat durch Arkosensandstein vertreten.

Wenn wir in einer Bohrung die Schwankungen der Sortierung vertikal prüfen, erfahren wir, dass mässig-, schwach-, sehr schwach- und äusserst schwach sortierte Partien gleichermassen vorkommen. Sowohl vertikal, als auch horizontal äussert sich die Tendenz, nach der die Veränderung der Sortierung eine Sinuskurve beschreibt. Die Küstenlinie entfernt sich immer mehr, da die Absenkung schneller, als die Aufschüttung ist und die Korngrösse immer feiner, homogener wird. Die Punkte von gleichmässiger Suspension (am we-

nigsten), sortierter Suspension und Transport durch Rollen treten im C/M-Diagramm gleichermaßen auf (Abb. 13). Das bedeutet zugleich eine Häufigkeitsreihenfolge. Die Punkte der durch Rollen transportierten Sedimente sind in ca. 80% vorhanden, was wegen der Wiederholung der Punkte der Abbildung nicht entnommen werden kann.

### *Die Tótkomlós Formation*

Mit Ausnahme der Becken von grosser Tiefe (z. B. dem Hódmezővásárhely—Makó Graben) und der Gebiete mit verhältnismässig kleiner Lücke ist die Tótkomlós Formation auf der Grossen Ungarischen Tiefebene allgemein verbreitet. Ihre Mächtigkeit ist veränderlich, sie beträgt nicht mehr als 200 m. Für ihre Auflagerung ist es kennzeichnend, dass sich die Formation in den Gratteilen der Beckenbodenhöhen verjüngt, oft auskeilt, sich an den Rändern verdickt, um dann sich in Richtung der tieferen Becken mit der Dorozsma und der Vásárhely Formation zu verzahnen. Hier sind jedoch noch weitere Untersuchungen erforderlich.

Die Überlagerung auf die Békés Formation ist immer ununterbrochen, ohne Sedimentationslücke. Zwischen den beiden Formationen scheint eine 5—10 m mächtige Übergangszone vorhanden zu sein, in der Kalkmergel- und Sandsteinschichten einander abwechseln. Wo die Békés Formation fehlt, werden ältere Schichten überlagert. Zwischen der Tótkomlós Formation und den liegenden älteren miozänen Bildungen besteht an manchen Stellen eine Diskordanz (z. B. bei Üllés). An anderen Gebieten der Grossen Ungarischen Tiefebene (z. B. in der Umgebung von Kaba—Kisújszállás, Nagykörű, im zentralen und östlichen Teil der Tiefebene) gibt es dagegen Zeichen, die auf eine kontinuierliche Sedimentation hindeuten. An diesen Stellen und bei diskordanter Auflagerung dort, wo die liegenden älteren miozänen Sedimente von ähnlicher Fazies vertreten sind, stösst die genaue Grenzziehung auf Schwierigkeiten, und ist vor allem mit Hilfe natürlicher Gammaprofilen möglich. Die Überlagerung auf prämiozäne Schichten erfolgt immer mit Erosionsdiskordanz, und die Grenzziehung bedeutet kein Problem. An den Rändern der Graben von grosser Tiefe und auf den in solchen Graben befindlichen relativen Erhöhungen überlagert die Formation ohne Unterbrechung der Sedimentation die Dorozsma- oder die Vásárhelyi Formation. An diesen Stellen ist der Übergang zwischen den beiden Bildungen im allgemeinen kontinuierlich. Das Hangende der Tótkomlós Formation ist meist die Nagykörű Formation. Zwischen den beiden befindet sich in der Regel ein 5—20 m mächtiger Übergangsabschnitt, in dem eine Wechsellagerung von Tonmergel und Mergel mit einer allmählichen Abnahme des Karbonatgehaltes von unten nach oben zu finden ist. Den Übergangsteil teilen wir nach der Tradition in die Nagykörű Formation ein.

### *Lithostratigraphischer Aufbau*

Von der Békés Formation wird sie meistens von einem, ein paar m mächtigen Übergangsabschnitt getrennt. Dieser besteht aus karbonatischem Feinsandstein, Siltstein oder Mergel. Auch gegen das Hangende besteht ein geschichteter, gradueller Übergang, indem sie sich der Nagykörű Formation

anschliesst. Sie besteht aus einer Wechsellagerung von Mergel und Kalkmergel, dann treten auch Tonmergelzwischenlagen auf, die dann zu den vorherrschenden Bildungen werden. Das Gestein besteht zu 60- bis 95% aus mikrokristallinen  $\text{CaCO}_3$ . Es enthält auch ein paar Prozenten Dolomit. Ausserdem gibt es in seiner Zusammensetzung ein wenig Quarz und Tonmineralien. Aufgrund des Karbonatgehaltes erweisen sich manche Proben als Kalkstein.

Wo die Pannonien s. str.-Ausbildung geringmächtig ist (z. B. bei Ásotthalom, Kelebia, Battonya), dort ist sie hellgelblichgrau, mit muscheligen, schuppigen Bruch, oft mit Siltstein- oder eventuell sandführenden Partien. Die Anreicherung pyritisierter Pflanzenreste, Siltsteine im Gestein weist an vielen Stellen auf eine unterbrochene, horizontale, flachwellige Mikroschichtung hin.

In Gebieten von mittelgrosser bis grösserer Tiefe ist die Farbe des Kalkmergels dunkler, hellbräunlichgrau, gelblich-bräunlichgrau. Er ist von muscheligen, schuppigen oder eventuell splittrigem Bruch, starr, manchmal geklüftet. Hier sind die siltsteinführenden Partien seltener.

Der Kalkmergel der Beckengebiete von höherer Strukturage hat sich im Flachwasser, nicht weit von der Küstenlinie abgelagert. In den mitteltiefen Gebieten mit dem Untertauchen der einstigen Inseln entstanden Unterwasser Rücken mit seichterem und stillerem Wasser, hier werden reduktivere Verhältnisse im Vergleich zum frühererwähnten vorausgesetzt.

#### *Die Kecel Basalt Formation*

Die Kecel Formation ist uns auf der Tiefebene bisher aus drei Gebieten bekannt. Diese sind:

1. Bohrung Kiha-K 3. und Umgebung,
2. Bohrung Balástya (S. 1.) und Umgebung,
3. Die Bohrungen Ruzsa-4., Ü. 28. Bordány 2. und Umgebung.

Jedes Gebiet stellt je ein Ausbruchzentrum dar. Die Ausdehnung der einzelnen Gebiete ist uns — mit Bohrungen abgegrenzt — unbekannt. Die Kecel Formation befindet sich auf der Grossen Ungarischen Tiefebene zwischen der Kunság Stufe und den älteren Miozänschichten. Der obere Teil des aus Miozängesteinen bestehenden Liegenden enthält schon einige 10 cm mächtige Basaltbänke. Das Hangende bildet die Dorozsma Formation oder die Tótkomlós Formation. Der Kalkmergel der Tótkomlós Formation ist auch in dem oberen Teil des Basaltagglomerats in Form von Kleinbruchstücken sowie mächtigeren Schichten zu finden. Sehr interessant ist der Schliff aus dem Kern der Bohrung Ruzsa 4., wo der Basalt den Kalkmergel in Form von kleinen, abgerundeten Kugeln enthält. Auch die Kalkmergel-Einlagen enthalten dünnere-mächtigere Streifen, kleinere-grössere Bruchstücke von Basalt und Basalttuff.

#### *Die Dorozsma Formation (Mergel)*

Die Formation ist uns bisher nur aus den mitteltiefen Neogenbeckenteilen der Umgebung von Szeged und dem Hódmezővásárhely—Makó-Graben bekannt. Weitere Vorkommen sind in den Teilen der Békés—Gyula-Senke, der Derecske-Depression und anderer Tiefbecken zu erwarten, in deren Nähe

der Beckenrand sehr steil geneigt ist. Ihre bisher bekannte grösste Mächtigkeit beträgt 397,0 m in der Bohrung Hód I. Das Liegende der Formation bilden entweder ältere Miozängesteine, oder der prä-neogene Beckenuntergrund. Sie überlagert die älteren Miozänschichten mit Diskordanz. In den tiefen Beckenteilen (z. B. Bohrung Hód I.) ist ein kontinuierlicher Übergang zwischen den älteren miozänen Kunság-Schichten wahrscheinlich, obwohl hier das Vorhandensein des Sarmats paleontologisch noch nicht bewiesen ist. Das Hangende ist in jedem Fall die Vásárhely Formation mit einer konkordanten Ablagerung.

In den Becken von grosser Tiefe stellt diese Formation das tiefste Glied der Kunság Stufe dar. Mit Ausnahme der bereits erwähnten Übergangsgebiete (z. B. Úllés—Ruzsa—Kelebia) ist ihre Identifizierung anhand bohrlochgeophysikalischer Messungen im allgemeinen gut gelöst. Die gleichzeitige Veränderung der gröberklastischen Schichten und des Karbonatgehaltes innerhalb eines grösseren Gebietes ermöglicht auch die Durchführung einer feineren Synthese in den einzelnen Becken oder Beckenteilen bzw. die Identifikation der Schichten innerhalb der Formation.

### *Die Vásárhely Formation*

Die typische Ausbildungen der Vásárhely Formation sind uns aus dem Hódmezővásárhely—Makó Graben und den Tiefbeckenteilen in der Umgebung von Szeged—Dorozsma bekannt, wobei die Verbreitung über die Dorozsma Formation hinaus transgressiv ist. Wahrscheinlich sind mit diesen die Schichtenfolgen zwischen der Tótkomlós Formation und der Nagykörű Formation in den im Nordteil der Békés—Gyula Senke abgeteufte Bohrungen identisch. Ebenfalls damit kann der in einer gleichen stratigraphischen Lage befindliche Komplex der Bohrung Abádszalók-D 1. identifiziert werden. Mit dem Vorhandensein der Formation kann in allen Tiefbecken der Ungarischen Tiefebene gerechnet werden.

Die Vásárhely Formation ist ein relativ altes Glied der Kunság Stufe. Das Liegende der Formation dürfte entweder die Dorozsma Formation oder die Tótkomlós Formation sein, auf welche die Auflagerung ohne Unterbrechung der Sedimentation erfolgt. Das Hangende ist durch die Nagykörű Formation vertreten, die Kontinuität der Sedimentation scheint auch in dieser Richtung zu bestehen. Wegen der Sedimentationskontinuität kann die Grenzziehung sowohl gegen das Liegende, als auch gegen das Hangende unsicher sein.

### *Lithologischer Aufbau*

Die lithostratigraphischen Charakteristika der Dorozsma und Vásárhely Formation werden wegen ihrer grossen Ähnlichkeit zusammen behandelt.

*Kalkmergel.* Dunkelgrau, schwarzlichgrau, in seichteren Gebieten eventuell dunkelbräunlichgrau, von muscheligen, schuppigen, splittrigem Bruch, mit einem mikrokristallinen Karbonatgehalt von 60—95%. Er entwickelt sich mit allmählichen Übergängen aus Mergel. An diesen Stellen kommt auch eine plattige Trennung häufig vor, eventuell auch eine Klüftung. Stellenweise ist er siltsteinführend, an manchen Stellen mit nestförmigen Lagen von Quarz-

körnern. In Flecken führt er gestreute Bakteriopyritknollen. Angesichts seiner Menge ist er dem Mergel untergeordnet, er ist nur in dünneren Schnüren vorhanden.

*Mergel.* Dunkelgrau, schwarzlichgrau mit einem Karbonatgehalt von 40 bis 60%, von muscheligem, schuppigem Bruch bzw. von plattiger Trennung, selten geklüftet. Enthält Bakteriopyritknollen. Stellenweise geht er mit einem allmählichen Übergang in Kalkmergel über. Er kann unterschiedliche Mengen an Sand- bzw. Siltlinsen enthalten. Stellenweise wird er durch dünne Sandsteinschnüre gegliedert. Die Unterkante der Sandsteinschnüre ist scharf, nach oben kann der Übergang sowohl scharf, als auch allmählich sein. Nestförmige Sandlagen kommen häufig vor. Die Lamination ist von parallelem Horizontalverlauf, eventuell flachwellig. Glatte Gleitflächen kommen häufig vor.

*Tonmergel.* Dunkelgrau, von muscheligem, schuppigem Bruch, anderswo von plattiger Trennung. Er geht mit allmählichen Übergängen in Mergel bzw. feinen Siltstein über. Sandsteinschnüre, grobe Siltsteinschichten, Lamination sind in der Vásárhely Formation häufig. Der Anteil des Tonmergels nimmt nach oben zu Lasten des Mergels zu. Stellenweise zeigen sich verschüttete Sandwellen von Feinsandkorngroße als Lagen von unregelmässiger Form. Auch nestförmige Feinsandlagen kommen vor. Er enthält Bakteriopyritknollen. Gleitflächen sind häufig, stellenweise zum Fliessen geneigt. Im Oberteil können auch feinsandige Gerölle vorkommen.

*Feinkörniger Siltstein.* Er ist für die Vásárhely Formation charakteristisch. Dunkelgrau, zerstreut (sporadisch) kleinglimmerig. An der Basis der Abfolge ist zwischen Mergeln, Kalkmergelschichten, höher im Profil zwischen Tonmergeln eingeschaltet, zumeist mit allmählichen Übergängen. Enthält Pyritknollen. Ähnlich zu den Mergel- und Tonmergelschichten enthält er oft Sandstein- und geröllige Sandsteinschnüre. Aufwärts im Profil steigt sein Anteil an.

*Grobkörniger Siltstein.* Kommt in Form von dünnen Schnüren hauptsächlich in der Vásárhely Formation vor. Grau, dunkelgrau, glimmerig, unsortiert, enthält verkohlte Pflanzenresten.

*Grobsandiger, feinschortiger Mergel und Tonmergel.* Ein charakteristisches Sediment der Dorozsma Formation. Er kann nur im unteren Teil der Kunság Stufe angetroffen werden. Die Gerölle sind im allgemeinen etwas abgerundet, doch kommen auch winkelige Körner häufig vor. Die granulometrische Zusammensetzung wird von unten nach oben immer feiner. Die Unterkante ist zumeist scharf, die Oberkante oft allmählich. Die Gerölle bestehen aus Quarz, Quarzit und Metamorphit. Einige klastische Kalksteinkörner kommen auch vor. In den gerölligen Abschnitten sind Tonmergelgerölle auch häufig zu finden (Intraklasten).

*Feinkörniger Sandstein.* Der Anteil der Tonfraktion ist hoch. Grau, mittelhart, enthält oft Gerölle aus Tonmergel und feinem Siltstein. Er ist in Form von dünnen Schnüren, Einlagerungen vorhanden, hauptsächlich in der Vásárhely Formation. Seine Menge in der Schichtenfolge ist untergeordnet.

*Kleinkörniger Sandstein.* Er kommt kaum vor, er ist nur in Form von dünnen Schnüren zu finden. Der Anteil der Siltstein- und Tonfraktionen ist hoch.

In dünnen Schnüren kommt auch *mittelkörniger Sandstein mit Geröllen* in der Dorozsma Formation im unteren Abschnitt der Abfolge vor.

*Granulometrische Verhältnisse.* Die überwiegende Mehrheit der untersuchten Proben der Dorozsma Formation gehört zu Kategorien wie sehr schwach, ausserst schwach sortiert. Das CM-Diagramm, Geröllzusammensetzung, sedimentologische und Strukturmerkmale weisen darauf hin, dass die Energie des Akkumulationsmittels starken Schwankungen ausgesetzt war. Es wechselten sich die Turbiditsedimentation von größeren Sedimenten mit Perioden der Ablagerung in stillem Wasser ohne starke Strömungen (gleichförmige, pelagische und sortierte Suspension), wobei die letzteren vorherrschten. Aufgrund der granulometrischen Beschaffenheiten besteht zwischen den älteren miozänen Ablagerungen und der Dorozsma Formation eine grosse genetische Verwandtschaft (wie es auch im Gefüge und Strukturmerkmalen zu beobachten ist). Hier sei es bemerkt, dass auf dem CM-Diagramm die mehr diagenisierteren, stark gerölligen Proben nicht dargestellt sind. Keine von diesen ist analysiert worden. In der Vászrhely Formation ist die überwiegende Mehrheit der untersuchten Proben leicht sortiert. Der Sortierungsgrad ist im Vergleich zu den Proben aus der Dorozsma Formation etwas besser, was ein Hinweis auf die etwas weniger schwankende Energie des Ablagerungsmilieus ist. Die Proben enthalten sporadische Siltsteingerölle. Vom Pelit ist keine Probe untersucht worden. Das skizzierte Bild zeigt die Eigenartigkeiten des Turbiditcharakters und eines Transportes in gradiertem sowie gleichtöniger Suspension, was darauf hinweist, dass der Sedimententransport durch Gravitation noch immer nicht aufhörte.

*Sedimentologische Merkmale.* In beiden Formationen lässt sich die horizontale Parallelschichtung häufig beobachten. Die Schichtengrenzen sind in der Regel scharf, im Falle des gerölligen Sandsteins ist die obere Schichtgrenze mit einem allmählichen Übergang gekennzeichnet. Flachwellige Schichtengrenzen sind auch weit verbreitet. Die gradierte Schichtung (graded bedding) ist in den hierzu gehörenden Ablagerungen verbreitet. Gleitflächen von Kompaktionsursprung und Bakteriopyritkonkretionen sind häufig. In der feinkörnigen Grundmasse treten mannigfaltig abgerundete Gerölle von Quarz, Quarzit, verschiedenen Metamorphiten, in den Sandsteinschichten die von Tonmergel, Mergel, und feinem Siltstein (Intraklast) auf. In verschiedenen Kernproben zwar, doch sind alle Glieder der Bouma-Serie zu erkennen. Das Vorhandensein von Pyritkonkretionen deutet auf die Verunreinigung des Bodenwassers mit Schwefelhydrogen sowie auf das Fehlen von Oxygen und Wasserströmungen von vertikaler Richtung hin. In der Vászrhely Formation erscheinen schon die in den höheren Teilen der Schichtenfolge häufigen Merkmale wie linsenförmige Schichtung, Feinschichtung, Feinkreuzschichtung, Konvolution und load casts.

#### Die Jász-kunság Formationsgruppe

Die beiden Formationen zusammen bilden die „auf transgressiver Aufschüttung hinweisende Lithofazies mit Überlappungscharakter“. Die Fazies und dementsprechend die Formation werden auf der Grossen Ungarischen Tiefebene durch Folgendes charakterisiert:

- Mächtigkeit und Entwicklung der Formationsgruppe hängen von der Morphologie des Liegenden ab;
- die Lokalsenken sind mit den größeren Sedimenten der Szolnok For-

mation mit unterschiedlicher, stellenweise grosser Mächtigkeit, die die geringmächtige Nagykorú Formation überlagert, ausgefüllt, während an den Stellen von höherer Lage vor allem die feineren Sedimente der Nagykorú Formation abgelagert sind;

— innerhalb der Formationsgruppe sind die Sandsteinschichten aufeinander transgressiv überlappend wenn man die Schichtenfolge von unten nach oben beobachtet. Das zeugt von einer räumlichen Expansion der Sedimentakkumulation.

— Die Sedimentation hat das lokale Gelände ausgeglichen.

Das Liegende der Formation bildet die Maros Formationsgruppe, oder wenn diese nicht vorhanden ist, eine Bildung, die älter als die Kunság Stufe ist. Das Hangende ist in jedem Fall die Algyó Formation. Bei den Erhöhungen des präpannonischen Beckenuntergrundes fehlt über der Maros Formationsgruppe gerade diese Formationsgruppe am häufigsten. Die Oberkante der Formationsgruppe stellt einen auch lokal gut verfolgbaren Leithorizont dar, den wir im östlichen Teil Ungarns — vom Lokalbegriff „Zalonta Sandsteine“ ausgehend — mit dem Buchstaben „S“ bezeichnet haben (Abb. 2—3).

### *Die Nagykorú Formation*

Diese Formation ist an den Stellen der Grossen Ungarischen Tiefebene, die schon in der Kunság Stufe mit Wasser überschwommen wurden, allgemein verbreitet, und sie fehlt nur in sehr wenigen Gebieten (z. B.: Endröd- Nord). Ihre Mächtigkeit beträgt nur selten mehr als 100 m. Als zusammenhängendes Kalkmergelkomplex kann sie an den geophysikalischen Tiefbohrprofilen gut erkannt werden. Die an der Oberkante des Glieds gelagerten Tonsandstein-, Siltsteinschichten sind lokalen Charakters, sie sind zu einer regionalen Identifizierung nicht geeignet, aber an einigen bestimmten Stellen zeigen sie gut die laterale Verzahnung mit der Szolnok Formation.

Im allgemeinen überlagert das Member eine der Formationen der Maros Formationsgruppe. Die Sedimentationskontinuität ist an den Stellen am wahrscheinlichsten, wo das Liegende durch Mergel und Kalkmergel vertreten ist. Am häufigsten bildet die Tótkomlós Formation das Liegende. Am präneogenen Rücken von Pusztaföldvár—Battonya und Algyó—Kiszombor kommt es vor, dass es mit Ausbleiben der Tótkomlós Formation unmittelbar die Békés Formation überlagert. In den Tiefbecken und im Südteil des Donau—Theiss-Zwischenstromlandes bildet das Liegende die Vásárhely Formation. Die Grenze der beiden Formationen kann in den meisten Fällen, mit ein paar m Toleranz, genau gezogen werden.

Die Formation kann mit einer Erosionsdiskordanz auch Gesteine überlagern, die älter als Pannonien s. str. sind, das ist allerdings sehr selten der Fall. Eine solche Stelle ist z. B. die Bohrung Algyó 103. wo die Formation unmittelbar die jurassischen Tonschifer überlagert.

Die Oberkante der Formation (Leithorizont  $L_0$ ) ist an jenen Stellen scharf, wo im Hangenden die Szolnok Formation in verhältnismässig mächtiger sandiger Ausbildung zu finden ist, d. h. in tieferen Teilen der Becken. In den relativ erhöhten Beckenteilen, im Gipfel der Strukturmaxima kann sogar die ganze Jász-kunság Formationsgruppe durch die Nagykorú Formation aus-

gefüllt sein. An diesen Stellen ist ihr Hangendes schon die Algyó Formation. Hier geht sie ohne merkliche Grenze in die stark tonmergelige Schichten eines Prodelta (bottom set) — Milieus über.

### *Die Szolnok Formation*

Die Formation ist auf der Grossen Ungarischen Tiefebene weit verbreitet. Ihre Mächtigkeit ändert sich in Abhängigkeit von der Morphologie des Liegenden. Die Lateralverbindung durch die verschiedenen präeneogenen Rücken ist nicht immer kontinuierlich, z. B. in der Algyó-Maximumzone fehlt die Formation, doch in der Bohrung Algyó-K 1., etwa 5 km weiter davon entfernt, in Fallrichtung erreicht ihre Mächtigkeit bereits ca. 650 m, während sie in der noch weiter gelegenen Bohrung Hód I. sogar 1000 m übertrifft. Die Szolnok Formation ist mit der Nagykorú Formation lateral verzahnt.

Das Liegende der Szolnok Formation ist in meisten Fällen die Nagykorú Formation, die sie mit einer kontinuierlichen Sedimentation überlagert. An manchen Stellen überlagert die Formation ältere Bildungen diskordant. Hier ist die Basis des Sandsteines durch Mergel vertreten (z. B. bei Endrőd).

Angesichts der geologischen Merkmale, Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Sandsteinschichten kann die Formation in zwei Gliede gegliedert werden. Das untere ist der sog. „Flügel sandstein“-Typus. In diesem Komplex sind die Sandsteine im allgemeinen siltsteinführend und füllen die relativ tiefen Teile des präpannonischen Beckenuntergrundes aus. Sie keilen sich in Richtung der relativ erhöhten Zone aus, beziehungsweise verzahnen sich mit der Nagykorú Formation. Die Benennung ist durch diese Lagerungsweise berechtigt. Ausserdem ist für das Glied auch kennzeichnend, dass die räumliche Verbreitung der Sandsteinschichten von unten aufwärts ansteigt, woraus darauf gefolgert werden kann, dass sich die Gesamtmächtigkeit des Komplexes und die Zahl der Sandsteinschichten bzw. Schichtengruppen sogar innerhalb einer kurzen horizontalen Entfernung beträchtlich verändern können. Die Grenze Nagykorú/Szolnok Formation wird dort gezogen, wo die Sandsteinschichten in bohrlochgeophysikalischen Profilen erscheinen (Leithorizont  $L_0$ ). In vielen Fällen ist diese Grenzziehung — wegen des Ausbildungscharakters der Flügel sandsteinschichten — problematisch.

Die Sandsteinschichten oberhalb des Flügel sandstein-Schichten sind von grösserer räumlicher Verbreitung und sie können auch zwischen den einzelnen Bohrungen regional gut identifiziert werden. Die Gesamtmächtigkeit der Sandsteinschichten ist — den Flügel sandsteinschichten gegenüber — innerhalb einzelner grösserer Gebiete im grossen und ganzen gleich und zumeist kleiner als die maximale Gesamtmächtigkeit der Flügel sandsteinschichten. Die Zahl dieser Schichten ist meist konstant, und die Schichten fallen weniger ein, als die Typusschichten des Flügel sandsteins. Auf einem kleineren Gebiet geprüft, sind sie fast horizontal gelagert. In den Sandstein- oder Tonmergelschichten der Formation gibt es auf der ganzen Tiefebene keinen gut verfolgbaren Leithorizont, aber gut entwickelte Tonmergelschichten ermöglichen innerhalb einzelner Beckenteile die Identifizierung der einzelnen Sandsteinschichtengruppen.

Das Hangende ist in jedem Fall die Algyó Formation. Die grenzung davon in den bohrlochgeophysikalischen Profilen ist in jenen Fällen eindeutig, wenn im untersuchten Gebiet schon mehrere Bohrungen vorliegen und wir wissen,



welche Sandsteine sich in der Topzone auskeilen. In diesem Fall kann die oberste, noch sich auskeilende Sandsteinschicht bestimmt werden, deren Top den Leithorizont und zugleich die Oberkante der Formation darstellt. Das Erkennen der Grenze wird dadurch erleichtert, das angesichts der Lagerungsverhältnisse und Identifizierbarkeit der Sandsteine ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Formationen besteht. Wie bereits erwähnt, sind die Sandsteinschichten der Szolnok Formation transgressiv aufeinander gelagert, von geringen Einfallen und keilen sich lateral in der Nähe des Liegenden aus. Demgegenüber sind die Sichten der Algyó Formation schräg gelagert (Winkeldiskordanz), werden gegen das Liegende immer geringermächtiger und gehen allmählich in Mergel über. Zuerst kommt es zur allmählichen Vertonung der standigen Fazies ohne bedeutende Veränderung der Schichtenmächtigkeit und die Schicht setzt viel weiter aus.

### Die Csongrád Formationsgruppe

Die Csongrád Formationsgruppe umfasst die Algyó und die Törtel Formationen. Diese werden zu einer Formationsgruppe gerechnet, weil sie wegen ihrer regressiven, deltaischen Lithofaziesmerkmale nur in Zusammenhang miteinander untersucht werden können. Die untere und obere Grenze der Formation bilden zwei charakteristische Leithorizonte („S“ und „d“), zwischen denen die Mächtigkeit des Komplexes innerhalb eines gegebenen Gebietes gleich ist oder sich in eine gewisse Richtung tendenziös verändert. Die Mächtigkeit der Formationen zwischen den beiden Markern nimmt auf Kosten der anderen in einer bestimmten Richtung ab bzw. zu. Der die Grenze zwischen den beiden Formationen anzeigende Leithorizont „L“ stellt der industriellen Praxis entsprechend die Oberkante des Pannonien s. str. dar, die allerdings nicht als Chronohorizont, sondern nur als Lithofaziesgrenze betrachtet werden kann. Die Veränderung der Mächtigkeit der beiden Formationen auf Kosten der anderen ist auf eine regressiv, deltaische Lithofaziesentwicklung zurückzuführen und dadurch kann der sich bei der Grenzziehung äussernde lithologische und faunistische Widerspruch aufgelöst werden.

Innerhalb der regressiven, deltaischen Lithofazies lassen sich zwei Typen unterscheiden: Prodelta- und Deltafront-Sedimente (foreset and topset sediments). Genetisch sind diese voneinander untrennbar und weisen notwendigerweise eine Vermischung der Fauna und Flora auf.

Der Übergang des einen Typus in den anderen weist eine deutliche Orientation auf, und die Tendenz ist von Schicht zu Schicht im voraus erkennbar.

Der Mächtigkeitsveränderung im einen Typus folgt notwendigerweise die sie ausgleichende Mächtigkeitsveränderung des anderen Typus, aber die Gesamtmächtigkeit der beiden Typen bleibt ungeändert.

Die Mächtigkeit der zum Deltafront-Typus gehörenden Schichten ist praktisch gleich und ihr Einfallen beinahe horizontal oder in Richtung der Regionalvertiefung des Beckens leicht geneigt.

Die relative Mächtigkeit der zum Prodeltatypus gehörenden Schichten und ihr Einfallen hängt in jedem Fall davon ab, welcher Punkt des einstigen Sedimentationsgeländes (Beckenhang) geprüft wird.

Die obere Grenze der Kunság Stufe wurde konventionell bei dem Horizont L' gezogen. Demzufolge haben wir uns mit der Törtel Formation, zwischen den Horizonten „D—L“ die den oberen Teil der Csongrád Formation darstellt (I. GAJDOS—S. PAP—A. SOMFAI—L. VÖLGYI 1979), nicht befasst.

### *Die Algyó Formation*

Die Formation lässt sich auf einem grossen Gebiet der Grossen Ungarischen Tiefebene beobachten. Sie ist lateral verfolgbar, aber ihre Mächtigkeit ist ungleichmässig. Das Liegende bildet die Szolnok Formation oder die Nagykörű Formation. Die Abgrenzung der Algyó Formation von diesen dürfte vor allem in der Anfangsphase der Forschungsarbeiten problematisch sein. Wo die Szolnok Formation fehlt (vor allem in den Topzonen der strukturellen Maxima), dort geht der untere, durch Tonmergel vertretene Teil der Formation praktisch ohne eine scharfe Grenze in die Nagykörű Formation über. Das Hangende bildet in jedem Fall die Törtel Formation. Die Trennung der beiden Formationen wird dadurch erleichtert, dass sich die Sandsteine der Algyó Formation von der Basis aufwärts, die der Törtel Formation vom Top abwärts in Tone übergehen. Die Grenze wird daher dort gezogen, wo sich ein Fazieswechsel (eine Veränderung der Faziesmerkmale) in den bohrlochgeophysikalischen Profilen erkennen lässt. Das ist der Leithorizont L'.

Die Formation weist eine Winkeldiskordanz sowohl gegen ihr Hangendes, als auch gegen ihr Liegendes auf, wobei folgende Lagerungsseigenartigkeiten beobachtet werden können:

- wenn man jede Schicht gesondert untersucht und einer bestimmten Richtung (z. B. in Algyó vom NW nach SO) folgt, beobachtet man zunächst die rasche Vermächtigung und dann die allmähliche Verjüngung der Schichtenfolge.

- die sich verjüngenden Sandsteinschichten werden allmählich pelitisch.

- das Einfallen der plötzlich mächtig werdenden Schicht nimmt im Laufe der darauf folgenden Verjüngung allmählich ab und wird schliesslich mit dem Einfallen des hangenden bzw. liegenden Schichten gleich.

- aus den obererwähnten folgt es, dass die grössten Einfallwerte in der Nähe der maximalen Schichtenmächtigkeit, in der Nähe des Leithorizontes „L“ zu finden sind.

- Vermächtigung und Verjüngung erfolgen in der bevorzugten Richtung in stratigraphisch immer jüngeren Ablagerungen, kontinuierlich und in Vorwärtsrichtung, d. h. der Richtung des ehemaligen Sedimenttransportes.

- die Verjüngung in bestimmter Richtung der Törtel Formation wird durch die gleichgerichtete Vermächtigung dieses Members kompensiert.

Bezüglich der Orientation der Lagerungsverhältnisse kann Folgendes erwähnt werden (L. VÖLGYI):

- der Einfallrichtung innerhalb der Formation zeigt westlich von der Linie Battonya—Debrecen eine südliche Tendenz, östlich davon ist die Tendenz ungeklärt;

- im Südteil der Tiefebene, im Ostteil der Tiefebene und im Donau—Theiss-Zwischenstromland ist die Einfallrichtung der Schichten meist dem allgemeinen Streichen der Strukturen gleich oder ihm ähnlich.

Im zentralen Raum der Tiefebene, in erster Reihe im Raume der Zone mit einem Flischuntergrund bleibt die südliche Tendenz des schrägen Einfallens der Schichten trotz der Tatsache erhalten, dass diese mit dem strukturellen Hauptstreichen nicht übereinstimmt.

Die lokalen Leithorizonte sichern die Identifizierung einzelner Sichten-  
gruppen nur auf beschränkter Entfernung, doch wird durch die Gesamtheit  
der sich räumlich überlappenden lokalen Leithorizonte die Feststellung der  
Tendenzen ermöglicht. Bei entsprechender Bohrdichte können die einzelnen  
Schichtengruppen auf grössere Entfernungen zuverlässlich verfolgt werden.  
Eine wesentliche Voraussetzung dafür ist es, dass die Formation von jeder  
Bohrung durchteuft werden soll, da die Ausgangspunkte für die Schichten-  
identifikation die Leithorizonte  $L'$  und S sind, die wir nur in solchen Fällen  
eindeutig erkennen können.



## A KELET-MAGYARORSZÁGI KUNSAGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI ÉS FIATALABB KÉPZŐDMÉNYEGYÜTTESEK KORRELÁCIÓJA SZÉNHYDROGÉN-KUTATÓ SZEIZMIKUS ÉS KÚTGEOFIZIKAI SZELVÉNYEK ALAPJÁN

POGÁCSÁS GYÖRGY\*—VÖLGYI LÁSZLÓ\*\*

### Bevezetés

Magyarország keleti részén a neogén—quarter időszakban, mélységüket tekintve, több részre tagolódó depressziórendszer alakult ki. A legmélyebb süllyedékek (Makói-árok, Békési-medence, Derecskei-árok) legmélyebb zónáiban viszonylag vékonyabb pre-szarmatára, illetve szarmatára (kb. 1 km) konkordánsan nagy vastagságú (3—5 km) pannóniai (s. l.) összlet települ. A neogén összlet uralkodóan törmelékes (márga, agyagmárga, homokkő, konglomerátum) kifejlődésű.

A mélyfúrások szórványos elrendeződése és a szakaszos magmintavétel miatt a mélyzónák üledékfáciesének térbeli elterjedése és ezek kapcsolatának vizsgálata csak a hagyományos (öslénytani, kőzettani) anyagvizsgálatokra támaszkodva megoldhatatlan feladat. A fúrásokban végzett kútgeofizikai és a reflexiós szeizmikus mérések nagyon sok új adatot és a magfúrásokhoz viszonyítva egyenletes térbeli információeloszlást szolgáltatnak. Az elmúlt években a geofizikai szelvények és a fúrási magminták felhasználásával a tiszántúli depressziók pannóniai (s. l.) képződményeit új szempontok szerint sikerült tagolni. (GAJDOS I. et al. 1979).

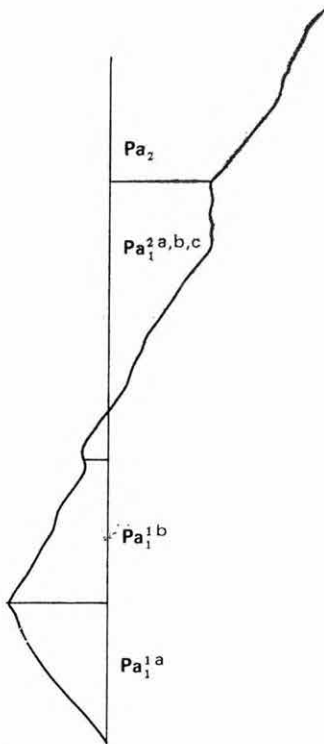
A mikrolaterológ szelvények litológiai kiértékelésének trendanalízisével litogenetikai egységeket lehetett elkülöníteni (SZALAY Á.—SZENTGYÖRGYI K. 1979). Más szerzők a szokványos kútgeofizikai szelvények kőzettani tartalmára alapozva sorolták litosztratigráfiai egységekbe (formációkba és tagozatokba) a poszt-szarmata képződményeket (GAJDOS I. et al. 1979). A reflexiós szeizmikus szelvényeket felhasználva, a kőzettestek szeizmikus sajátosságaira alapozva kidolgozták a mélydepressziók pannóniai (s. l.) képződményeinek szeizmikus sztratigráfiai beosztását (KÉSMÁRKY I. et al. 1981). A rétegtani felépítés és az azt kialakító fejlődéstörténeti eseménysor megbízható rekonstruálásához szükségessé vált a különböző geofizikai módszerekre alapozott „sztratigráfiai” besorolások egybeesésének, illetve átfedésének tisztázása.

### Litogenetikai egységek elkülönítése trendelemzéssel

Mikrolaterológ szelvények litológiai kiértékelésének trendelemzésével SZALAY Á.—SZENTGYÖRGYI K. (1979) litogenetikai egységeket különített el. Feltételezték, hogy az ősföldrajzi körülmények és a medencefejlődés alapvető változásai a medenceüledékek litológiai kifejlődésében a litológia tendenciózus

\* Geofizikai Kutató V. Budapest, Népköztársaság út 59. H—1068.

\*\* Kőolajkutató V. Szolnok, Munkásőr út 43. H—5001 Pf. 85.



1. ábra. A Hód. I. sz. mélyfúrás litológiai trend-görbéje (SZALAY—SZENTGYÖRGYI 1979. szerint)

Az  $y = -x$  egyenes irányában a pelites, az  $y = x$  irányában pedig a klastikus elem dominál

Abb. 1. Lithologische Trendkurve der Tiefbohrung Hód. I. (Nach SZALAY—SZENTGYÖRGYI 1979)

Entlang der Geraden  $y = -x$  dominiert das pelitische, entlang der Geraden  $y = x$  das klastische Element

rán a litosztatigráfiai egységek függőleges és vízszintes összefüggését valamint az üledékfáciesek (transzgressziós, transzgressziós-feltöltődéses, regressziós, tavi—folyóvízi) kapcsolatát ábrázoltuk. Az ugyanazon formációcsoporthoz tartozó formációk egymást heteropikus fáciesként helyettesíthetik. GAJDOS I. és szerzőtársai elvi szelvényvázlatot állítottak össze a mély és középmély depressziókról. Hasonló szelvényt mutat be BÉRCZI et. al. cikkének 1. ábrája. Ezen, a formációk genetikai és elterjedési viszonyait bemutató ábrán látható a medencefeltöltődési folyamat menete.

változásaiban is tükröződnek. A változások irányát úgy tették láthatóvá, hogy a fúrások középvonalát  $y$  tengelynek tekintve, az  $y = x$  függvény mentén jelenítették meg a homokos, az  $y = -x$  függvény mentén pedig a pelites rétegek vastagságiértékeit. Példaként az 1. sz. ábrán SZALAYÉK nyomán bemutatjuk a Hód. I. sz. fúrás litológiai trend-görbéjét. Az alsó egység kétosztatú ( $Pa_1^a$ ,  $Pa_1^b$ ). A  $Pa_1^a$  uralkodóan pelites, a mélyzónák alját borító miocén összletből folyamatosan fejlődik ki. Erre éles határral a homokos kőzetekből álló egység,  $Pa_1^b$  települ. Mindkét egység lerakódását feltöltődéses mechanizmus jellemzi. A háromosztatú  $Pa_2$  egység alsó határát pelites rétegek alkotják, erre uralkodóan homokos képződmények települnek, majd ismét pelitessé váló üledékek zárják a rétegsort. A  $Pa_2$  egység képviseli a regionális pannóniai (s. l.) transzgressziót. A pliocénre ( $Pa_3$ ) trendanalízissel további részekre nem bontható fluvio-lakusztikus fáciesekben lerakódó pszammitos üledékek jellemzők.

#### A pannóniai (s. l.) képződmények litosztatigráfiai beosztása

A kelet-magyarországi pannóniai képződmények hagyományos kútgeofizikai szelvények közöttani tartalmára alapozott litosztatigráfiai beosztását GAJDOS I. és szerzőtársai készítették el. Munkacsoportjuk négy formációt, ezen belül 12 tagozatot különített el. (A Magyar Rétegtani Bizottság javaslatára a későbbiek során a 12 tagozat formációvá, a 4 formáció formációcsoporttá lépett elő.) Karotázs markerekre alapozott beosztásuk szorosan kapcsolódik a kelet-magyarországi medencék üledékfeltöltődésének egyes szakaszaihoz. A 2. ábrán a litosztatigráfiai egységek függőleges és vízszintes összefüggését valamint az üledékfáciesek (transzgressziós, transzgressziós-feltöltődéses, regressziós, tavi—folyóvízi) kapcsolatát ábrázoltuk. Az ugyanazon formációcsoporthoz tartozó formációk egymást heteropikus fáciesként helyettesíthetik. GAJDOS I. és szerzőtársai elvi szelvényvázlatot állítottak össze a mély és középmély depressziókról. Hasonló szelvényt mutat be BÉRCZI et. al. cikkének 1. ábrája. Ezen, a formációk genetikai és elterjedési viszonyait bemutató ábrán látható a medencefeltöltődési folyamat menete.

Form. Csoep.	Mar-ker	FORMÁCIÓK FORMATIONEN	FÁCIESTÍPUSOK FAZIESTYPEN
HEVESI	PS	Nagyalföldi Tarkaagyag	TAVI, FOLYÓVÍZI
	D'	Zagyvai	
CSONGÁRDI	L'	FELSŐ VEZÉRSZINT TÍPUS OBERER LEITHORIZONT Törteli Homokkő	REGRESSZIÓS
	S	Algyői delta front típus	
	Lo	ALÓS VEZÉRSZINT TÍPUS UNTERER LEITHORIZONT szárhomokkő Flügelsandstein Szolnoki Homokkő	
JÁSZKUNSAI	P'	Nagykörűi Agyagmárga	TRANSZ- GRESSZIÓS FEL- TÖLTŐDÉST MUTATÓ
	P	Vásárhelyi	
MAROSI	X	Tótkomlósi Mészmar- ga	TRANSZ- GRESSZIÓS
	Pn	Keceli Ba- zalt	
	B <sub>1</sub>	Dorozsmai Márga	
		Békési Konglo- merátum	

PREPANNON KÉPZŐDMÉNYEK

2. ábra. Az alföldi pannóniai (s. l.) képződmények litosztratigráfiai beosztása és fáciesbe sorolásuk (GAJDOS et al. nyomán)

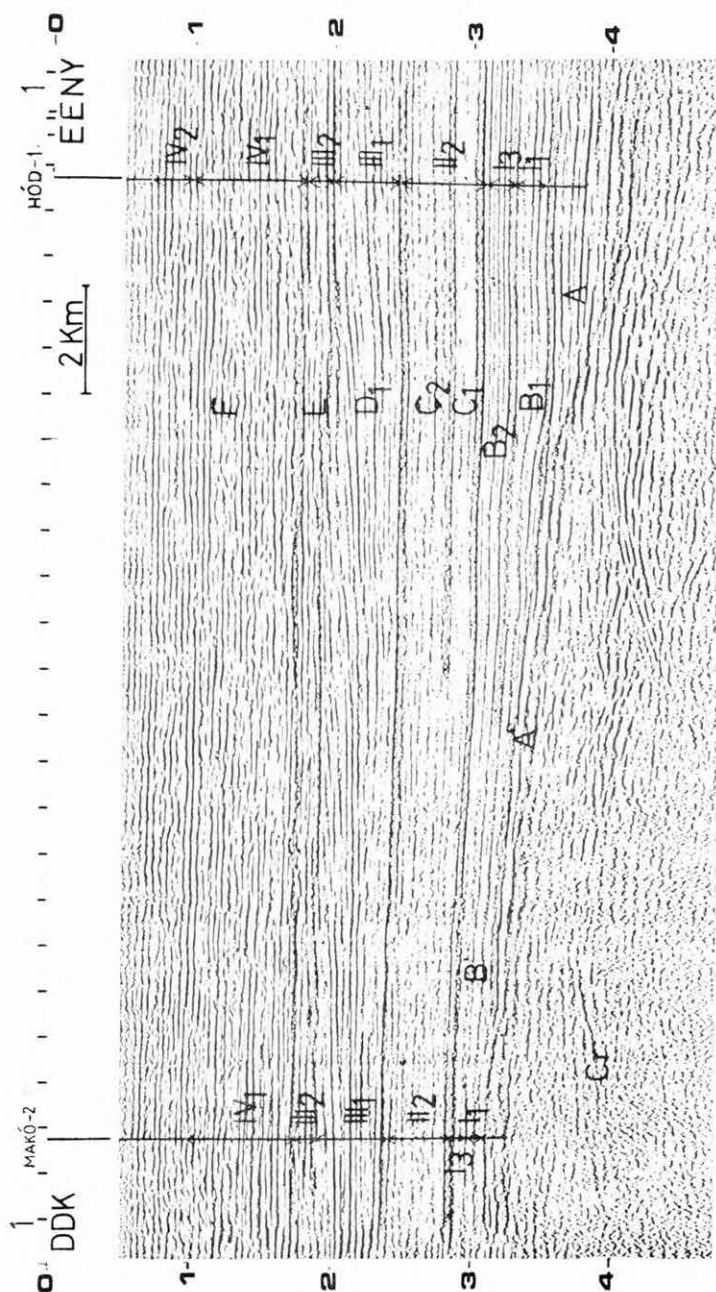
Abb. 2. Lithostratigraphische Gliederung der pannonischen (s. l.) Bildungen auf der Grossen Ungarischen Tiefebene und ihre Einstufung in Fazies (nach GAJDOS et al.)

### Szeizmikus sztratigráfiai egységek

A szeizmikus sztratigráfiai osztályozás igen jól felhasználható az üledékes képződmények tanulmányozásához. Alapfeltevése szerint különböző ősföldrajzi és üledékfelhalmozódási viszonyok között lerakódó üledékek makrostrukturája egymástól eltér. A strukturális különbségek különböző reflexiós alakzatok formájában jelennek meg az időszelvényeken. Ezen alakzatok és a reflexiós paraméterek elemzése útján rétegtani, ősföldrajzi, üledékföldtani információk nyerhetők. A kelet-magyarországi depressziókat kitöltő üledékek szeizmikus sztratigráfiai beosztását KÉSMÁRKY—POGÁCSÁS—SZANYI (1981) ismertették. A 3—8. ábrákon bemutatott szelvények kifejlődéseit a reflexiós paraméterek alapján különítettük el. Következő lépésben megvizsgáltuk az elkülönített szeizmikus szekvenciákhoz tartozó reflexiós szekvencia-határon mutatott viselkedést, majd egymást metsző reflexiós szelvényeken a mélyzónák fúrásai között korrelációba hoztuk a szeizmikus szekvenciákat.

### Szeizmikus, litogenetikai és litosztratigráfiai egységek korrelációja

A karotázs szelvények alapján azonosított litosztratigráfiai és litogenetikai egységek fúrásokban megvont határait — az ugyanazon fúrásban végzett szeizmikus sebesség-szelvényezés eredményeit felhasználva — raktuk fel a



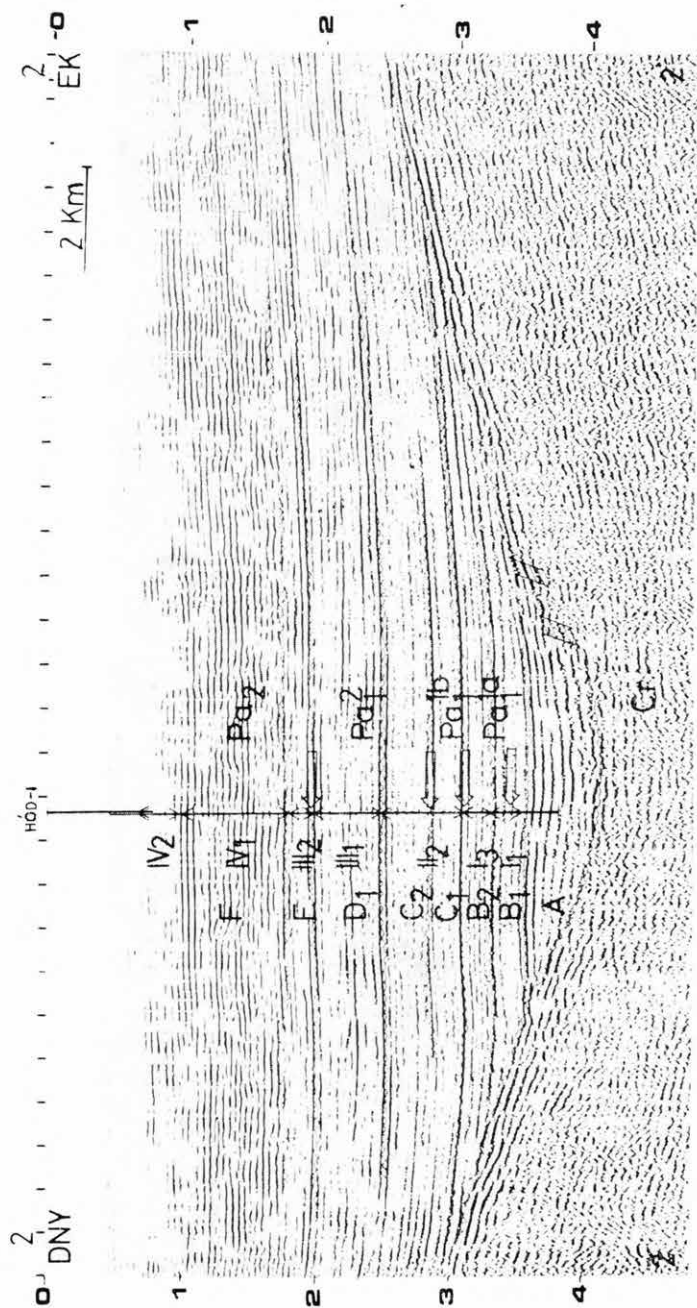
3. ábra. A Makói-árok espásírányával közel párhuzamos reflexiós szelvény (mélységskála sec-ban)

A, B, B<sub>1</sub>, C<sub>1</sub> stb. szeizmikusan elkülönített kifejlődések. I, I<sub>a</sub>, II<sub>2</sub> stb. lyukgeotizikai markerek alapján azonosított litosztratiográfiai egységek. Az egységek szabályos megnevezését a 2. ábrán tüntettük fel. Pa<sub>1</sub><sup>a</sup>, Pa<sub>1</sub><sup>b</sup> stb. mikrolaterológ szelvények közötti kiértékelésnek trendanalízisével elkülönített litogenetikai egységek. A litosztratiográfiai egységek mélyfúrásban megvolt határát x-ekkel, a litogenetikai egységeket vízszintes nyílakkal jelöltük. A szelvény függőlegesen időléptékes

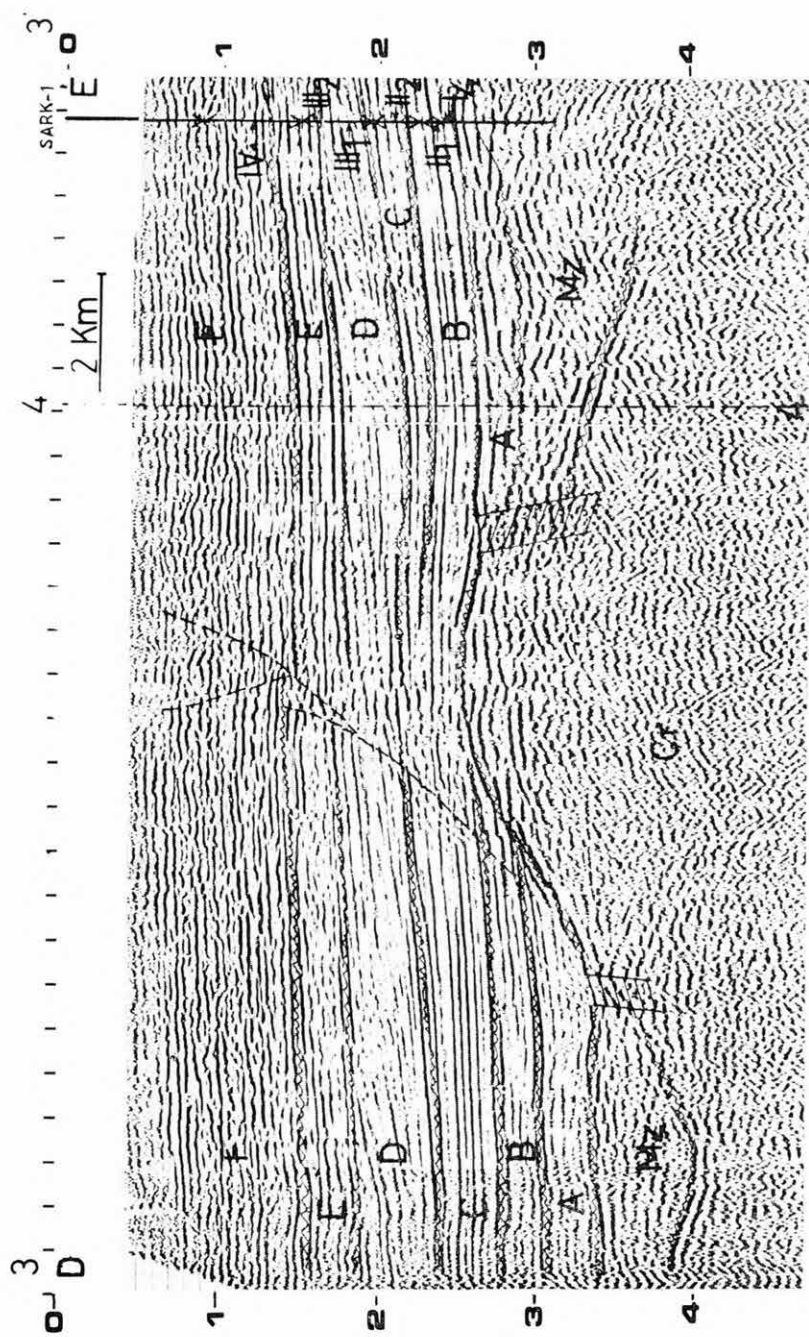
Abb. 3. Das mit der Linie des Makó-Grabens fast parallele Reflexionsprofil (Tiefskala in sec)

A, B, B<sub>1</sub>, C<sub>1</sub> usw. seismisch getrennte Ausbildungen, I, I<sub>a</sub>, II<sub>2</sub> usw. aufgrund lithogeophysischer Marker identifizierte lithostratigraphische Einheiten. Die Genaue Benennungen der Einheiten wurden in der Abb. 2. dargestellt. Pa<sub>1</sub><sup>a</sup>, Pa<sub>1</sub><sup>b</sup> usw. Mit Trendanalyse der lithostratigraphischen Auswertung von Mikrolaterolog-Profilen getrennte lithogenetische Einheiten. Die in der Tiefbohrung gezogene Grenze der lithostratigraphischen Einheiten wurden mit X, die lithogenetischen Einheiten mit waagerechten Pfeilen dargestellt. Das Profil ist vertikal in Zeitskala dargestellt

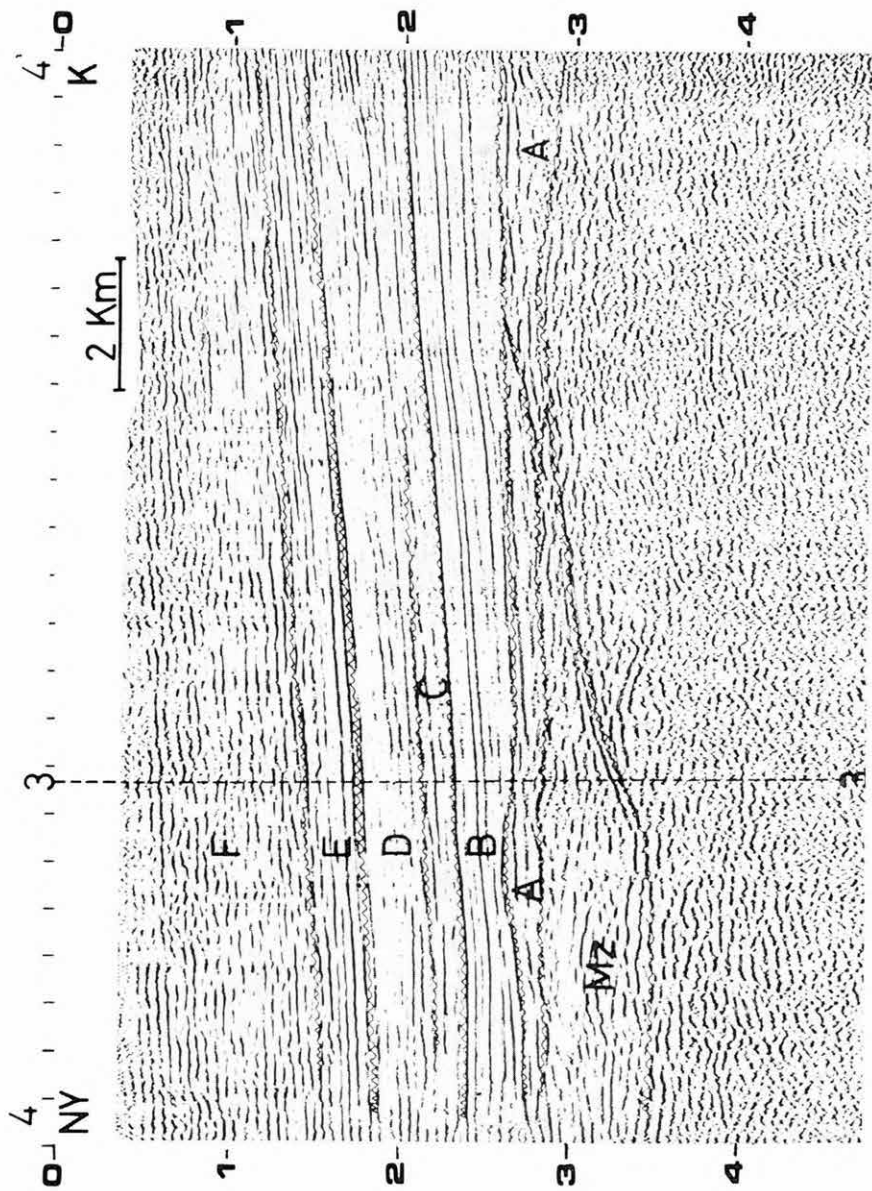




1. ábra. Szelvény a Makói-árkon keresztül  
Abb. 1. Profil durch den Makó-Graben

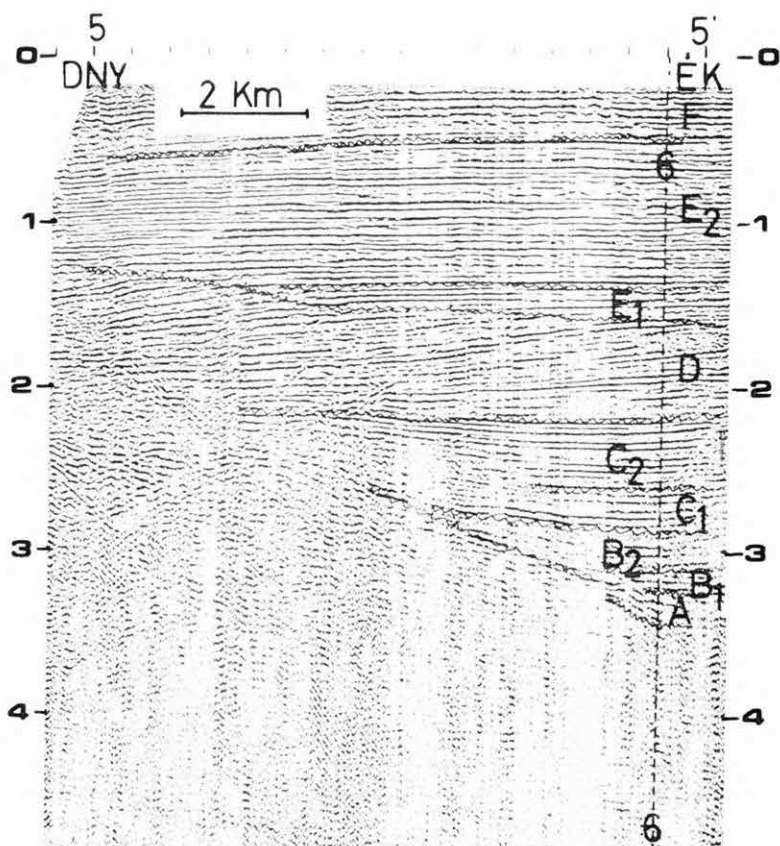


5. ábra. Szelvény a békési mélyzóna északi szárnyán  
 Abb. 5. Profil auf dem Nordflügel der Tiefzone von Békés



6. ábra. Szelvény a Békési-medence északi, eltekélyesedő szárnyán

Abb. 6. Profil auf dem nördlichen, seichter werdenden Flügel des Békés Beckens



7. ábra. Dőlésirányú szelvény a Derecskei-árokban

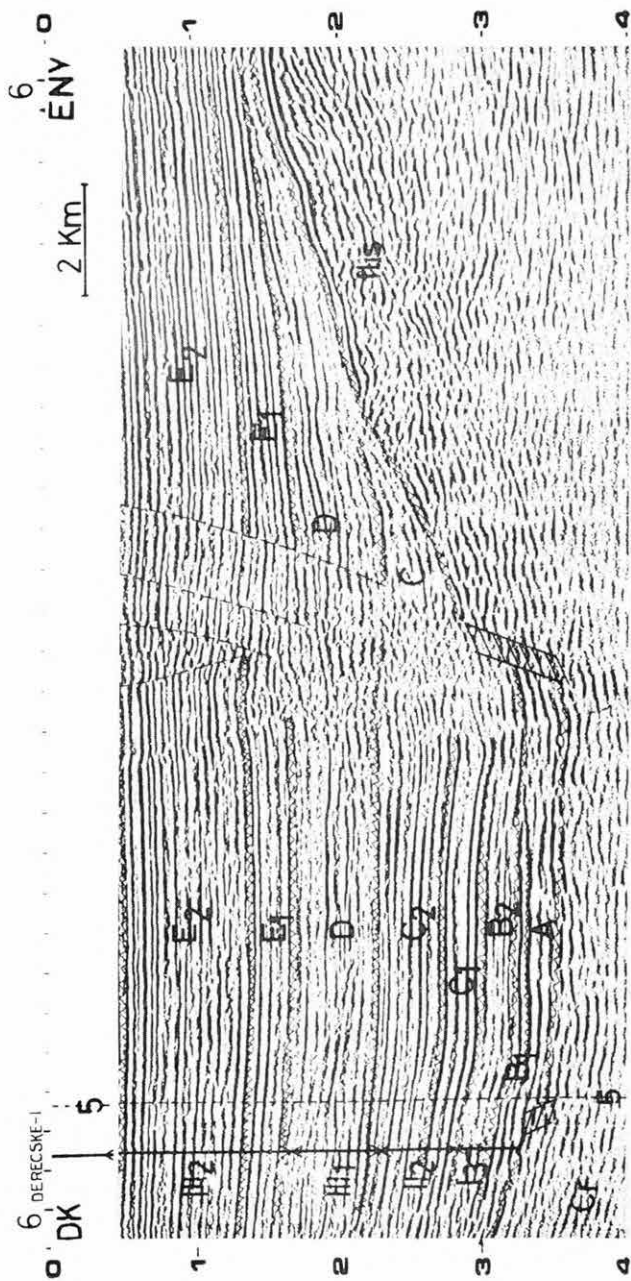
Szembeötlően vastag a deltaháttér (lagúna) környezetet jelző E „fácies”.

A C „fácies” reflexiók jellemzői erősen pelites kifejlődést jeleznek

Abb. 7. Fallrichtungprofil im Derecske-Becken

Die auf einen Deltahintergrund (Lagune) hinweisende „E” Fazies ist auffallend mächtig. Die Reflexionscharakteristika der „C” Fazies zeigen eine stark pelitische Ausbildung

fúrások közelében haladó reflexiók szelvényekre. A szeizmikusan elkülönített kifejlődések és a litosztratigráfiai egységek erős és ismétlődő összefüggésének igazolására egymást a Hód. I., Sark. I. és Derecske I. sz. alapfúrások közelében metsző szeizmikus szelvényeket mutatunk be (3–8. ábra). A szelvényeken a szeizmikusan elkülönülő egységeket nagybetűkkel, az alegységeket arab számokkal jelöltük. A litosztratigráfiai egységek közül a formációcsoportokat római, az ezeken belül elkülönített formációkat arab számmal jelöltük. A bemutatott szeizmikus szelvények alapján megállapítható, hogy a vizsgált depressziókban szeizmikusan elkülönített kifejlődési egységek, továbbá a litogenetikai és a litosztratigráfiai egységek (2. ábra) határai igen jól egybeesnek. A litológiai egységek és a szeizmikusan elkülönített kifejlődések mindhárom területen azonos sorrendben következnek egymásra. Különbségek vannak viszont egyes depressziókban a tagozatok, valamint a szeizmikusan elváló alfáciesek

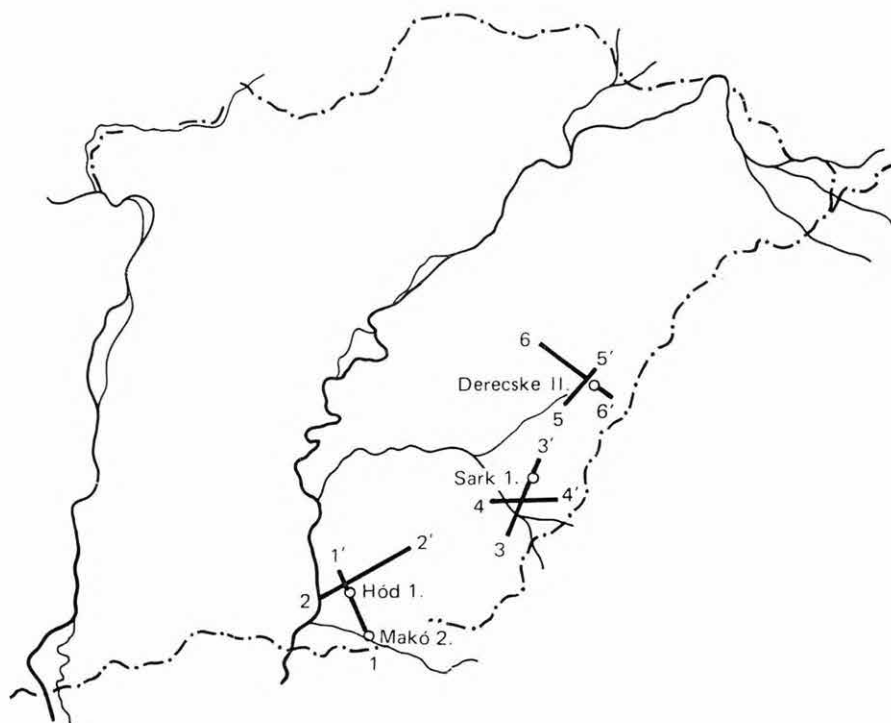


8. ábra. A Derecskei-árok szeizmikus szelvényének migrált változata

A depressió közepén az E „facies” jellegzetes transzform kétszatlást mutat. Az ábra közepén a transzform vetőt szagantott vonallal jelöltük

Abb. 8. Migrierte Variante des seismischen Profils des Derecske-Beckens

In der Mitte der Depression zeigt das Charakter der E „Facies” eine Zweiteilung.  
Die Verwerfungen in der Mitte der Abbildung wurden mit Strichellinie angezeigt



9. ábra. A 3—8. ábrákon bemutatott korrelációs mintaszelvények nyomvonala  
 Abb. 9. Leitlinie der auf den Abbildungen 3—8. dargestellten Korrelationsprofile

vastagságértékei, megjelenési módja és kifejlődése között. Az eltérő kifejlődések és vastagságok az üledékképződés menetének különbözőségére vezethetők vissza. Kelet-magyarországi vizsgálataink eredményeit táblázatban foglaltuk össze (1. táblázat).

### Ősföldrajzi, fejlődéstörténeti értelmezés

A litosztratigráfiai egységek és az egymásra települő szeizmikusan elkülönített kifejlődések alapján a pannóniai (s. l.) ősföldrajzi, fejlődéstörténeti eseménysor főbb szakaszai a következők:

A mélydepressziók területén a felső-miocénben feltöltődéses üledékképződés folyt, amely átnyúlt a kunsági (pannóniai s. str.) emeletbe is (A, B szeizmikus „fácies”). A mélyrészek centrumát metsző (1., 2., 5., 6. sz.) szelvényeken nem ismerhető fel eróziós diszkordancia vagy üledékhiány a szarmata—pannóniai (s. str.) határon. A kunsági (pannóniai s. str.) emeletet fokozatosan előretörő transzgresszió jellemezte (C „fácies”). A transzgressziós képződményekre feltöltődéses regressziót képviselő rétegsor települ (D, E „fácies”). A ferde reflexiókkal jelentkező D „fácies” képe vándorló deltafrontot, az E „fácies” a delta front mögött elhelyezkedő delta síkságot valószínűsít. Az F „fáciest” tavi—folyóvízi üledékek képviselik.

1. táblázat – Tabelle 1.

Szeizmikus- és litosztratigráfiai egységek korrelációs táblázata  
 Korrelationstabelle der seismischen und lithostratigraphischen Einheiten

SZEIZMIKUS „FÁCIÉS”		LITOLÓGIAI TRENDANALÍZIS	LITOSZTRATIGRÁFIAI EGYSÉG	
			FORMÁCIÓ CSOPORT	FORMÁCIÓ
F		Pa	HEVESI IV	Nagyalföldi 2
				Zagyvai 1
E	E <sub>2</sub> E <sub>1</sub>	Pa <sub>1</sub> <sup>2</sup>	CSONGRÁDI III.	Törteli 2
D	D <sub>2</sub> D <sub>1</sub>			Algyői 1
C	C <sub>2</sub>	Pa <sub>1</sub> <sup>1b</sup>	JÁSZKUNSAI II.	Szolnoki 2
	C <sub>1</sub>			Nagykörűi 1
B	B	Pa <sub>1</sub> <sup>1a</sup>	MAROSI I.	Tótkomlói 4 Vásárhelyi 3
	B			Békési 2 Dorozsmai 1
A	A	—	miocén medencealjzat	
Cr	MZ	—		

## Összefoglalás

A különböző alapon megvonnt határok nagymértékben egybeesnek, s ez az alkalmazott eljárások megfelelő voltát igazolja. A különböző közvetett módszereken alapuló beosztások a tényleges földtani felépítés egy-egy megközelítését jelentik. A fizikai paraméterekre alapozott tagolások mögött rejtőző üledékföldtani, fejlődéstörténeti törvényszerűségek megismerésével tehető finomabbá a terület szénhidrogénföldtani modellje.

## IRODALOM — LITERATUR

- GAJDOS I. — PAPP S. — SOMFAI A. — VÖLGYI L. 1983: Az alföldi pannóniai (s. 1.) képződmények litosztratigráfiai beosztása. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- KÉSMÁRKY I. — POGÁCSÁS GY. — SZANYI B. 1981: Seismic stratigraphic interpretation in Neogene-Quaternary depressions of Eastern Hungary. — Proc. 26th Int. Geophys. Symposium Leipzig: 130–140.
- POGÁCSÁS GY. — VÖLGYI L. 1982: Correlation of the East Hungarian Pannonian Sedimentary Facies on the basis of CH-prospecting seismic and well-log sections. — Proc. 27th Int. Geophys. Symposium Bratislava, A (I): 322–336.
- SZALAY Á. — SZENTGYÖRGYI K. 1979: Adatok a szénhidrogénkutató fúrások által feltárt medencebéli pannon képződmények litológiai tagolásának ismeretéhez trendelemzés alapján. — MTA X. Osztályának Közleményei 12 (4): 401–423.



**KORRELATION DER OSTUNGARISCHEN PANNONIEN  
S. STR. — (KUNSÁG-STUFE) UND JÜNGEREN SCHICHTENVERBÄNDE  
AUFGRUND VON FÜR KOHLENWASSERSTOFFPROSPEKTION  
ERRICHTETEN SEISMISCHEN  
UND BOHRLOCHGEOPHYSIKALISCHEN PROFILE**

von  
GYÖRGY POGÁCSÁS—LÁSZLÓ VÖLGYI

### Einleitung

Im Ostteil Ungarns hat sich in der Neogen—Quartärperiode ein sich angesichts der Tiefe in mehrere Teile gliederndes Depressionssystem entwickelt. In den ultratiefen Zonen der tiefsten Depressionen (Makó-Graben, Békés-Becken, Derecske-Graben) wird ein weniger mächtiges Pre-Sarmat bzw. Sarmat (ca. 1 km), von einem mächtigen (3—5 km) Pannon-Komplex konkordant überlagert. Der Neogen-Komplex ist vorwiegend von klastischen Sedimenten (Mergel, Tonmergel, Sandstein, Konglomerat) vertreten.

Wegen des sporadischen Vorkommens der Tiefbohrungen und der abschnittsweise erfolgten Probenahme ist es praktisch unmöglich, die räumliche Verbreitung und Verbindung der Lithofazies der Tiefzonen nur mit Hilfe traditioneller (paläontologischer, petrographischer) Untersuchungsmethoden zu ermitteln. Die bohrlochgeophysikalischen — und Reflexionsmessungen liefern zahlreiche neue Angaben und ermöglichen eine im Vergleich zu den Kernbohrungen gleichmäßige räumliche Informationsverteilung. In den vergangenen Jahren hat es gelungen, die Pannonbildungen der Depressionen östlich der Theiss mit Hilfe geophysikalische Profile und Bohrkernproben nach neuen Gesichtspunkten zu gliedern (I. GAJDOS et al. 1979).

Durch die Trendanalyse der lithologischen Auswertung von Mikrolaterologprofilen konnten lithogenetische Einheiten unterschieden werden (Á. SZALAY—K. SZENTGYÖRGYI 1979). Andere Verfasser haben die postsarmatischen Bildungen aufgrund des lithologischen Inhaltes konventioneller bohrlochgeophysikalischer Profile in lithostratigraphische Einheiten eingestuft (I. GAJDOS et al. 1979). Auf reflexionsseismischen Profilen fassend wurde die seismische stratigraphische Gleiderungskala der Pannonablagerungen der Tiefdepressionen erarbeitet (I. KÉSMÁRKY et al. 1981). Zur verlässlichen Rekonstruktion des stratigraphischen Aufbaues und der dafür verantwortlichen geochronologischen Reihe wurde erforderlich zu klären, ob die auf verschiedene geophysikalische Methoden basierten „stratigraphischen“ Einstufungen koinzidieren oder sich überlappen.

### Unterscheidung lithogenetischer Einheiten durch Trendanalyse

Mit Trendanalyse der lithologischen Auswertung von Mikrolaterologprofilen hat Á. SZALAY—K. SZENTGYÖRGYI (1979) lithogenetische Einheiten abge sondert. Es wurde angenommen, dass sich die grundsätzlichen Veränderungen der paläogeographischen Verhältnisse und der Beckenentwicklung auch in trendartigen Veränderungen der Lithologie wieder spiegeln. Der Trend der

Veränderungen wurde dadurch sichtbar gemacht, dass bei Betrachtung der Bohrachse als Y-Achse die Mächtigkeitwerte der sandigen Schichten längs der  $y = x$  Kurve, die der pelitischen längs der  $y = -x$  Kurve dargestellt wurden. Als Beispiel wird von uns die lithologische Trendkurve der Bohrung Hód. I. nach der Mitteilung von SZALAY et al. angeführt. Die untere Einheit ist zweiteilig ( $Pa_1^{1a}$ ,  $Pa_1^{1b}$ ).  $Pa_1^{1a}$  ist vorwiegend pelitisch ausgebildet, es entwickelt sich ohne Unterbrechung aus dem Miozän-Komplex, der die Basis der Tiefzonen bedeckt. Darüber lagert die aus sandigem Gestein bestehende Einheit  $Pa_1^{1b}$  mit einer scharfen Grenze. Die Ablagerung beider Einheiten ist durch einen Auffüllungsmechanismus gekennzeichnet. Die untere Grenze der dreiteiligen Einheit  $Pa_1^2$  ist durch pelitische Schichten vertreten; darüber lagern vorwiegend sandige Ablagerungen, und dann wird die Serie durch wieder pelitisch werdende Ablagerungen abgeschlossen. Die Einheit  $Pa_1^2$  vertritt die regionale Pannonien (s. l.)-Transgression. Für das Pliozän sind psammitische Sedimente kennzeichnend, die in durch Trendanalyse in weitere Teile ungliederbaren fluviolakustrischen Fazies abgelagert wurden.

### Lithostratigraphische Gliederung der Pannonien (s. l.)-Bildungen

Die auf den lithologischen Inhalt herkömmlicher bohrlochgeophysikalischer Profile basierte lithostratigraphische Gliederung der Pannonbildungen Ostungarns wurde von I. GAJDOS et al. erarbeitet. Ihre Arbeitsgruppe hat vier Formationen und innerhalb der einzelnen Formationen 12 Members unterschieden. Ihre auf Karottagemarkers basierte Gliederung ist eng an die einzelnen Etappen der Auffüllung der ostungarischen Becken gebunden. In Abb. 2. haben wir die Beziehung zwischen dem horizontalen und vertikalen Zusammenhang der lithostratigraphischen Einheiten und der Lithofazies (Transgressions-, Transgressions-Auffüllungs-, Regressions-, lakustrisch-fluviatile Lithofazies) dargestellt. Die zur gleichen Formation gehörenden Members können einander als heteropische Fazies ersetzen. In der Abb. 2. wurden die horizontalen und vertikalen Zusammenhänge der lithostratigraphischen Einheiten, sowie der Ablagerungsfazies (transgressive, transgressiv-sich auffüllende, regressive, See — Flussablagerungen) dargestellt. In dieser, die genetischen und Verbreitungsverhältnisse der Formationen darstellenden Abbildung sieht man das Modell des Beckenauffüllungsvorganges.

### Seismische stratigraphische Einheiten

Die seismische stratigraphische Klassifikation lässt sich für das Studium sedimentärer Ablagerungen sehr gut benutzen. Nach ihrer Grundhypothese weisen die unter verschiedenen paläogeographischen und Sedimentationsverhältnissen zur Ablagerung gekommenen Sedimente eine voneinander abweichende Makrostruktur auf. Die „strukturellen“ Unterschiede äussern sich in Form von unterschiedlichen Reflexionskonfigurationen in den Zeitprofilen. Durch die Analyse dieser Konfigurationen und der Reflexionsparameter können stratigraphische, paläogeographische und sedimentologische Informationen gewonnen werden. Die seismische stratigraphische Gliederung der Sedimentfüllung der ostungarischen Becken wurde von KÉSMÁRKY—POGÁCSÁS—

SZANYI (1981) bekannt gemacht. Die seismischen Fazies der Profile in Abb. 3. bis 8. wurden aufgrund der für die Reflexionsstruktur charakteristischen Parameter voneinander unterschieden. Als nächster Schritt untersuchten wir das Verhalten der zu den unterschiedenen seismischen Sequenzen gehörenden Reflexionen an der Sequenzgrenze. Danach korrelierten wir die seismischen Sequenzen auf den sich schneidenden Reflexionsprofilen zwischen den Bohrungen der Tiefzonen.

### **Korrelation seismischer, sowie lithogenetischer und lithostratigraphischer Einheiten**

Die in Bohrungen gezogenen Grenzen der aufgrund von Karottageprofilen identifizierten lithostratigraphischen und lithogenetischen Einheiten wurden mit Benützung der Ergebnisse der in derselben Bohrung durchgeführten seismischen Geschwindigkeitsprofilmessungen auf die in der Nähe der Bohrungen laufenden Reflexionsprofilen aufgetragen. Zur Bestätigung des Bestehens einer starken und systematischen Korrelation zwischen den seismischen Fazies und den lithostratigraphischen Einheiten werden seismische Profile vorgelegt, die sich in der Nähe der Basisbohrungen Hód. I., Sark. I. und Derecske I. schneiden (Abb. 3–8). Auf den Profilen haben wir die seismischen Fazies mit Grossbuchstaben, die Subfazies mit arabischen Ziffern unterschieden. Von den lithostratigraphischen Einheiten wurden die Formationen mit römischen, die innerhalb der Formationen abgesonderten Members mit arabischen Ziffern bezeichnet. Aufgrund der vorgelegten seismischen Profile lässt sich feststellen, dass die untersuchten Depressionen voneinander seismisch getrennte Fazies sind, und die Grenzen der lithogenetischen und lithostratigraphischen Einheiten gut zusammenfallen (Abb. 2.). Die lithologischen Einheiten und die seismisch getrennten Fazies sind in allen drei Gebieten in gleicher Reihenfolge aufeinander gelagert. Unterschiede bestehen dagegen in manchen Depressionen zwischen den Mächtigkeitswerten, Ausserungsformen und Entwicklung der Members sowie der seismischen Subfazies. Die unterschiedlichen Fazies und Mächtigkeitswerte sind auf die Unterschiedlichkeit des Sedimentationsablaufes zurückzuführen. Die Ergebnisse der von uns in Ostungarn durchgeführten Untersuchungen haben wir in der Tabelle 1. zusammengefasst.

### **Paläogeographische, entwicklungsgeschichtliche Auslegung**

Aufgrund der lithostratigraphischen Einheiten und der aufeinander lagernden seismischen Fazies lassen sich folgende Hauptphasen der pannonischen paläogeographischen und entwicklungsgeschichtlichen Ereignisse unterscheiden:

Im Raume der Tiefdepressionen ging im oberen Miozän eine akkumulationsartige Sedimentation vonstatten, die auch in das Pannonien s. str. (Kunság Stufe) hinüberreichte (seismische Fazies A und B). In den die Zentren der Tiefzonen schneidenden Profilen (Nr. 1., 2., 5., 6.) lässt sich keine Erosionsdiskordanz oder Lücke an der Sarmat/Pannonien s. str. -Grenze beobachten. Das Pannonien s. str. wurde durch eine allmählich vorrückende Transgression ge-

kennzeichnet („Fazies“ C). Die Transgressionsbildungen werden durch eine Auffüllung und Regression darstellende Serie überlagert („Fazies“ D, E). Das durch schräge Reflexionen vertretene D-„Faziesbild“ macht eine progradierende Deltafront (delta barrier), „Fazies“ E eine hinter dem Barrier gelegene Lagunenumwelt wahrscheinlich. „Fazies“ F ist durch lakustrische-fluviatile Ablagerungen vertreten.

### Zusammenfassung

Die starke Koinzidenz der aus verschiedenem Grund gezogenen Grenzen bestätigt die Richtigkeit der angewandten Verfahren. Die auf verschiedene indirekte Methoden beruhenden Gliederungen bedeuten je eine Vorstellung über den tatsächlichen geologischen Aufbau. Durch die Untersuchung der hinter den auf physikalische Parameter basierten sedimentologischen und entwicklungsgeschichtlichen Gesetzmässigkeiten kann das kohlenwasserstoffgeologische Modell des Gebietes näher kennengelernt werden.

## A KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBE TARTOZÓ KÉPZŐDMÉNYEK NANNOPLANKTONJA MAGYARORSZÁGON\*

BÓNA JÓZSEF\*\* — GÁL MIKLÓS\*\*

### Bevezetés

A kunsági (pannóniai s. str.) emeletben keletkezett magyarországi formációkról egész 1964-ig az volt a mikropaleontológusok véleménye, hogy abban autochton coccolithok nincsenek. Egybehangzónak tűnt ez azzal a véleménnyel, miszerint a Paratethys Kárpátokon belüli része a kunsági emelet elején már beltó volt és annyira kiédesedett, hogy abban a Coccolithineae különféle fajai nem találták már meg a szaporodásukhoz szükséges 2,5–3,8% sótartalmat. REINHARDT (1972) irodalmi adatokat közölt kultúrtenyészetekben végzett kísérletekről, miszerint a zavartalan fejlődés alsó határa a sótartalom vonatkozásában 1,7%, a felső pedig 4,5%. Ezen adatoktól eltekintve egy édesvízi faj is ismeretes.

### Eddigi megfigyelések a Középső-Paratethysből

A mecseki neogén rétegeket vizsgálva BÓNA (1964) azt állapította meg, hogy a pannóniai s. str. képződmények egyes szakaszai sok apró autochton coccolithot tartalmaznak.

JERKOVIĆ (1970) az egyik belgrádi mélyfúrás pannóniai (s. l.) rétegeiben talált autochton coccolithokat és leírta onnan a *Noelaerhabdus* genust egy fajjal. 1971-ben ennek a pannóniai (s. l.) korszakra jellemző genusnak további új fajait írta le.

BARTHA (1971) a Mecsek előterében mélyült Ellend 1. sz. fúrás biosztratigráfiai ismertetésénél felhasználta BÓNA kéziratosa nannoplankton adatait is. Értékeléséből kitűnik, hogy a pannóniai (s. l.) leginkább coccolithos rétegei a bázisrétegek fölött, a *Congerina banatica* tartalmú rétegekben vannak. Szerinte a coccolithokat bezáró kőzet a puhatestű fauna alapján mezo—pliohalin (0,5–1,6%) sótartalmú és a primer kőzetanyag medencebelsejei fáciesben ülepedett le.

BÓNA—SZENTAI (1966) hírt adtak arról, hogy nemcsak a Mecsek térségében, hanem a Dunántúl középső részén és Észak-Magyarországon is megfigyelhető autochton nannoplankton a kunsági (pannóniai s. str.) emelet üledékes formációiban. A Várpalota 87. és a Karácsond 1/8. sz. fúrásokban ilyeneket először KERESKESNÉ TŰSKE M. figyelt meg.

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.  
\*\* Országos Földtani Kutató és Fúró V. Komló, Kossuth L. út 1. H—7301 Pf. 86.

## A kunsági (pannóniai s. str.) emelet nannoplanktonja

A fekü szarmata képződményekből BÁLDINÉ BEKE M. (1960), BÓNA J. (1964) és NAGYMAROSY A. (1980) írtak le nannoplanktont. A kunsági (pannóniai s. str.) képződményekben a szarmatához viszonyítva új típusú nannoplankton együttes jelenik meg, amely a sótartalom változásaival lépést tartva egyre gazdagabbá válik, majd ismét elszegényedik.

A pannóniai (s. l.) képződmények rendszeres nannoplankton vizsgálata még nem történt meg. E dolgozatot csak kezdeti lépésnek tekintjük, s inkább a figyelmet szeretnénk felhívni arra, hogy az egyéb egysejtű algavázak mellett nem hiányoznak a nannoplankton vázelemek sem. Helyenként tömegesen fordulnak elő, de a vizsgált szelvényekből ítélve a fajsám aránylag csekély. Bizonyos fajok azonban a számukra kedvező fáciesekben nagy egyedszámot értek el. Az már bizonyított, hogy az egysejtű algáknak a kőolaj keletkezésében mint kiindulási szerves anyagnak, fontos szerepük van. Biosztratigráfiai szerepükről hazai vonatkozásban még keveset mondhatunk. Az apró fajok egy része még nincs leírva, ez feltétlenül elektronmikroszkópos vizsgálatot igényel. A leírtak nagy részéről tudjuk, hogy a miocénből és a paleogénből ismeretlenek. Az 1. táblázatban ezeket a jellemző fajokat csillaggal jelöltük meg. Az eddigi vizsgálatokból úgy tűnik, hogy a Középső-Paratethys ezen utolsó, nem egészen normál sósvízi stádiumában sajátos, apró termetű nannoplankton flóra alakult ki. Közöttük globális szintezésre is alkalmas újabb fajt, így első sorban Discoaster-félét eddig nem sikerült megfigyelni. Anyagunkban az egyetlen zónajelző faj a *Reticulofenestra pseudoumbilica*, amely az NN 5 középső-miocén nannozónában lép fel és az alsó-pliocénben hal ki.

## A lelőhelyek és minták mikrofoszília együtteseinek ismertetése

A lelőhelyeket, amelyekből az itt kimutatott nannoplankton származik, vázlatos térképen tüntettük fel (1. ábra). Ezek, egy pontot kivéve, fúrási szelvényeket, illetve szelvényszakaszokat jelölnek. Egyetlen mecseki külszíni szelvény a danitzpusztai homokbányában van. A feldolgozott szelvények kőzetanyagukat tekintve márgákból és aleuritokból állnak, a belőlük kimutatott nannoplanktont és a preparátumban megfigyelhető jellemző vázrészeket, azok dominancia értékével az 1. táblázatban közöljük.

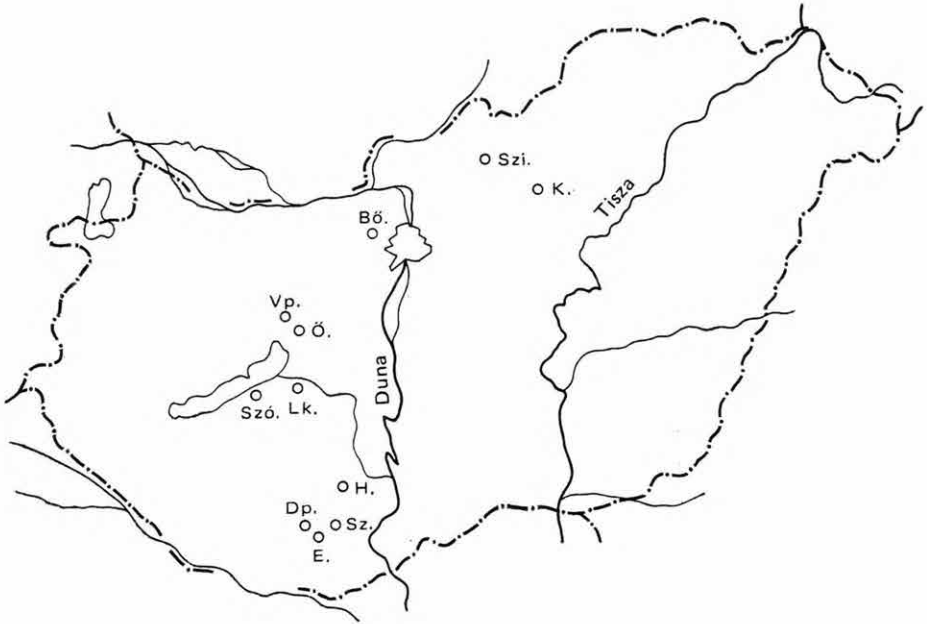
Az eddigi megfigyelésekből a következő fontosabb megállapításokat tehetjük:

1. a kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények egyes szakaszai sok autochton nannoplanktont tartalmaznak, ebből a tengernek legalább 1,7% sótartalmára következtethetünk.

2. A biofáciesek gyakran váltakoznak.

3. A kunsági képződményekben rétegtani szempontból jellemző a Noelaerhabdus különféle fajai és a *Bekelithella echinata*. Előbbi a *Congerina banatica*, utóbbi a *Congerina cžjžeki* kagylófajok kísérőjének látszik, a szaporodáshoz szükséges legfontosabb környezeti faktorok azonosságával.

A vizsgált képződményekből *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), cf. *Cricolithus jonesi* COHEN, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER), *Cyclococcolithus leptoporus* (MÜRR.—BLACKM.), *Noelaerhabdus signatorius* (BÓNA) BÓNA—GÁL, *N. bozinovicæ* JERKOVIĆ,



1. ábra. A nannoplanktonot tartalmazó kunsági emeletbeli szelvények helyszínrajza  
 Bő. = Budajenő 2. sz. fúrás, Vp. = Várpalota 87. sz. fúrás, Ö. = Ósi 69. sz. fúrás, Lk. = Lajoskomárom 1. sz. fúrás, Szó. = Szólád 1. sz. fúrás, H. = Hidas 90. sz. fúrás, Dp. = danitzpusztai homokbányából vizsgált szelvény, Sz. = Szilágy 1. sz. fúrás, E. = Ellend 1. sz. fúrás, Szi. = Szirák 1. sz. fúrás, K. = Karácsond 1/8. sz. fúrás

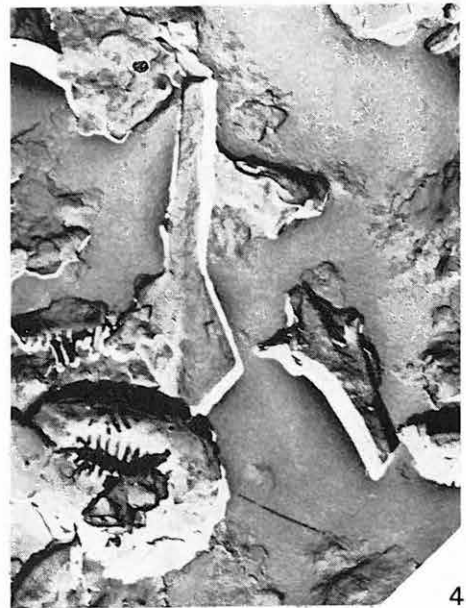
Abb. 1. Lageplan der Nannoplanktonflora-führenden Profile der Kunság Stufe

?*N. tegulatus* BÓNA—GÁL, *N. jerkovici* BÓNA—GÁL, *Noalaerhabdus* sp., *Bekelithella echinata* BÓNA—GÁL, *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Coronosphaera mediterranea* (LOHMANN), *Sphenolithus* sp., *Holodiscolithus macroporus* (DEFLANDRE), *Syracosphaera* sp., *Perforocalcinella fusiformis* BÓNA taxonok kerültek elő.

## I. tábla — Tafel I

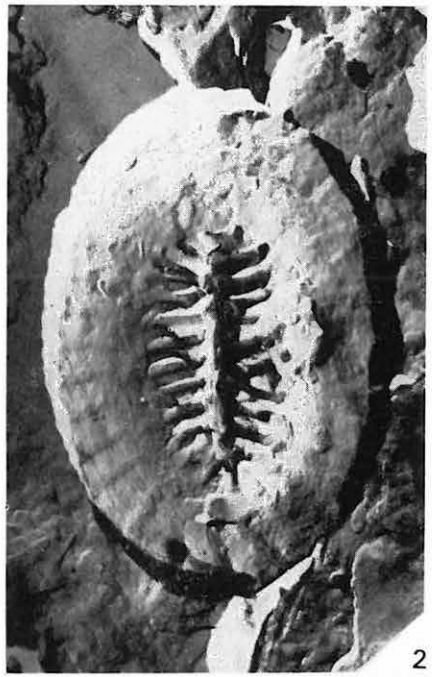
- 1—4. *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIĆ
1. 12 000 ×  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30—100,50 m
  2. 16 000 ×  
Szirák 2. sz. fúrás 650,30 m
  3. 12 000× disztális oldal  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30—100,50 m
  4. 8000× letört nyúlvány-végződés és tárcsa: disztális nézetben  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30—100,50 m





## II. tábla — Tafel II

- 1—4. *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIC  
disztális nézetű-bazális tárcsák
1. 12 000×  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30–100,50 m  
A tárcsán a letört nyúlvány törési felülete is látható.
  2. 16 000×  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30–100,50 m
  3. 12 000×  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30–100,50 m
  4. 16 000×  
Szirák 2. sz. fúrás 650,30 m



## III. tábla — Tafel III

- 1—4. *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIĆ  
proximális nézetű bazális társasák
1. 16 000×  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30—100,50 m
  2. 16 000×  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30—100,50 m
  3. 20 000×  
Szirák 2. sz. fúrás 650,30 m
  4. 20 000×  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 592,00—602,00 m



1



2



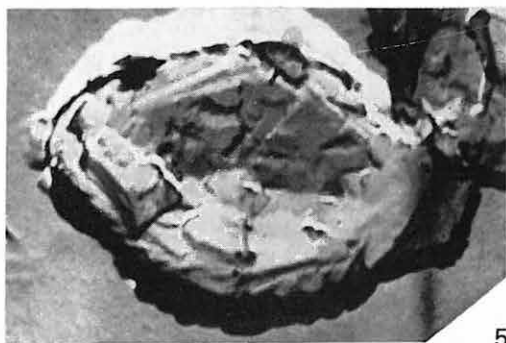
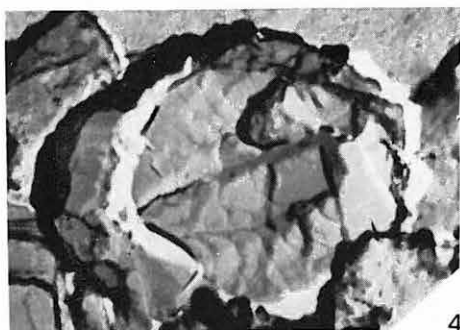
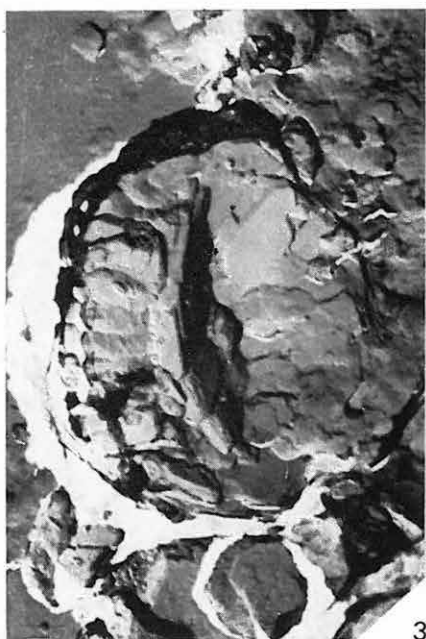
3



4

## IV. tábla — Tafel IV

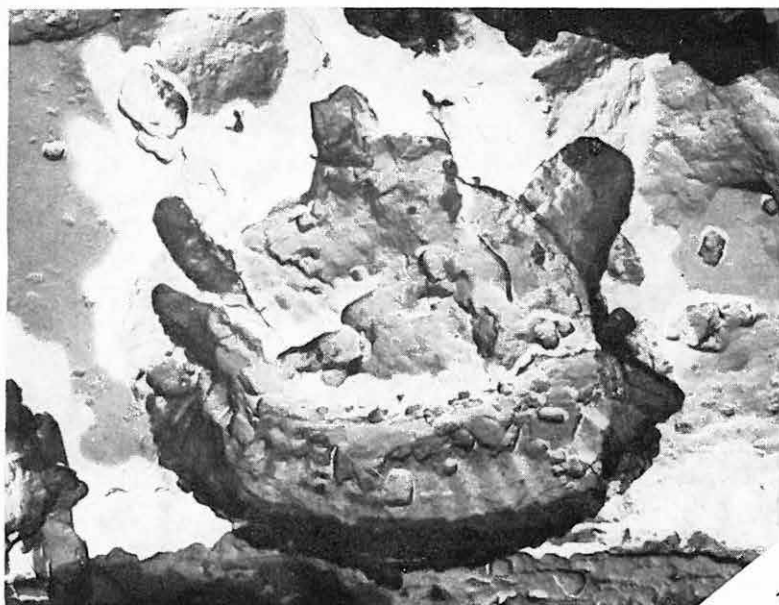
- 1—2. ?*Noelaerhabdus tegulatus* BÓNA—GÁL
1. 16 000× disztális oldal  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 592,00—602,00 m
  2. 20 000× proximális oldal. Holotypus  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 592,00—602,00 m
- 3—5. *Nannoplankton* sp. indet. (5 mikrométer alatt)
3. 16 000× disztális oldal  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 669,40—670,40 m
  4. 20 000×  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 669,40—670,40 m
  5. 16 000×  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 669,40—670,40 m



## V. tábla — Tafel V

- 1—3. *Bekelithella echinata* BÓNA — GÁL
1. 12 000× disztális oldal. Holotypus
  2. 8 000× proximális oldal  
Danitzpuszta 11. sz. minta
  3. 8 000× disztális oldal  
Danitzpuszta 11. sz. minta





1



2

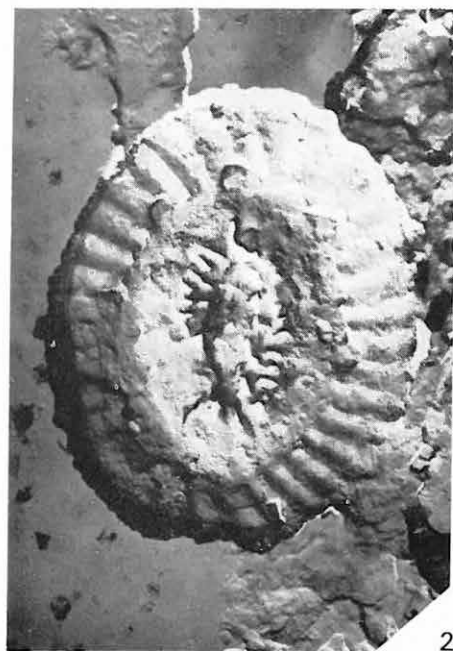


3

## VI. tábla — Tafel VI

1—4. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER)

1. 12 000 × disztális oldal  
Ósi 69. sz. fúrás 111,00—124,00 m
2. 12 000 × disztális oldal  
Ósi 69. sz. fúrás 111,00—124,00 m
3. 12 000 × proximális oldal  
Danitzpuszta 11. sz. minta
4. 12 000 × proximális oldal  
Danitzpuszta 11. sz. minta



## VII. tábla — Tafel VII

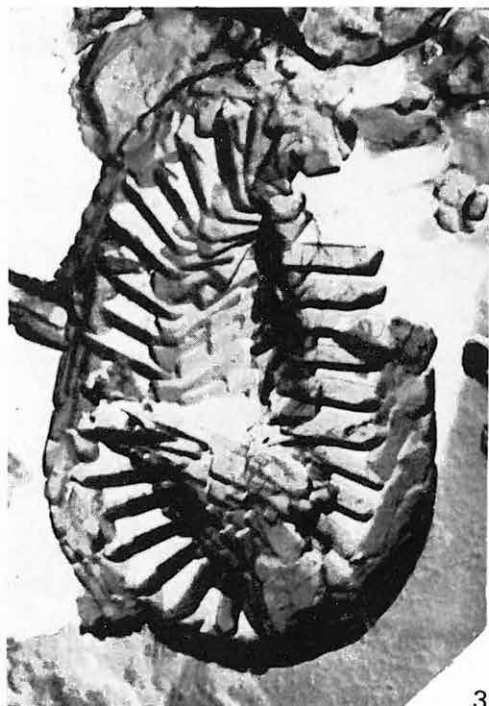
- 1., 2. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER)
  1. 16 000× disztális oldal  
Szólád 1. sz. fúrás 226,40—227,50 m
  2. 16 000× proximális oldal  
Szólád 1. sz. fúrás 226,40—227,50 m
3. *Syracosphaera* sp. indet.  
20 000×  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 669,40—670,40 m
4. *Coronosphaera mediterranea* (LOHMANN)  
16 000×  
Danitzpuszta 11. sz. minta



1



2



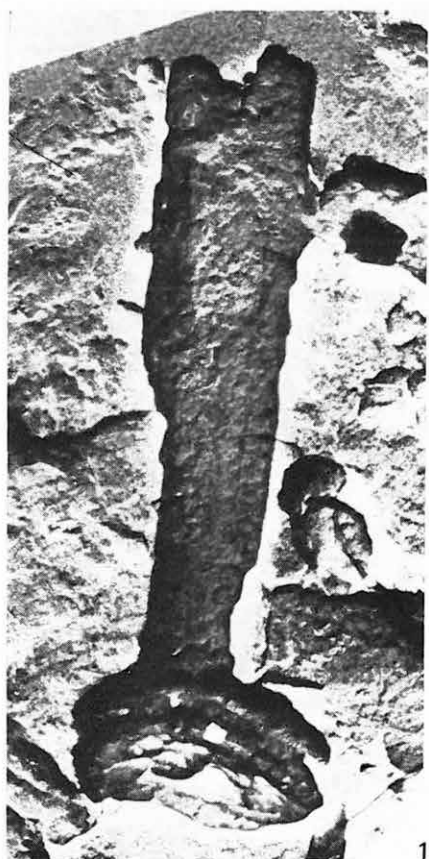
3



4

## VIII. tábla — Tafel VIII

- 1—4. *Noelaerhabdus jerkovići* BÓNA—GÁL  
Danitzpuszta 17. sz. minta
- 1., 2. 6 000× oldalnézet
3. 16 000× bazális tárcsa proximális oldala
4. 12 000× bazális tárcsa disztális oldala



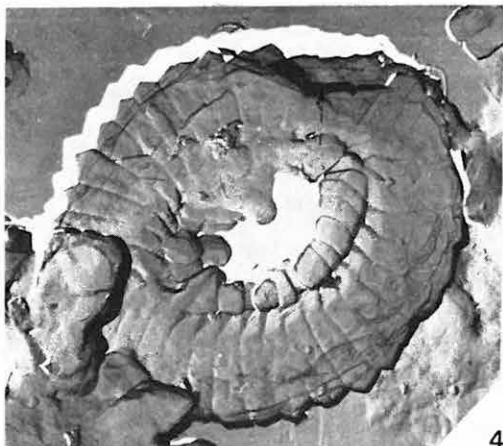
1



2



3



4

## IX. tábla — Tafel IX

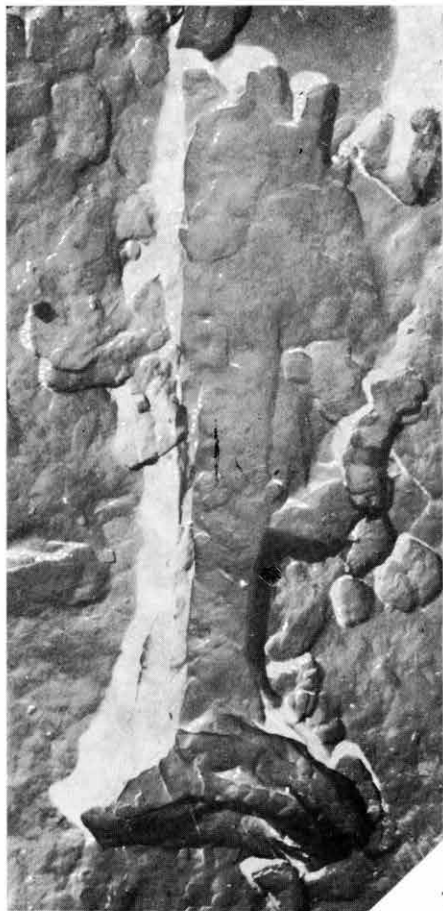
1—4. *Noelaerhabdus jerkovići* BÓNA — GÁL  
Danitzpuszta 17. sz. minta

1. 8 000× oldalnézet. Holotypus

2. 20 000× bazális tárcsa proximális oldala

3., 4. 16 000× bazális tárcsa disztális oldala





1



2



3



4

## X. tábla — Tafel X

- 1., 2. *Noelaerhabdus jerkovići* BÓNA—GÁL  
Danitzpuszta 17. sz. minta
  1. 28 000× a nyúlvány eredési helye a bazális tárcsán jól megfigyelhető
  2. 16 000× proximális oldal
- 3., 4. cf. *Cricolithus jonesi* COHEN  
Danitzpuszta 17. sz. minta
  3. 20 000×
  4. 28 000×



1



2



3



4

## XI. tábla — Tafel XI

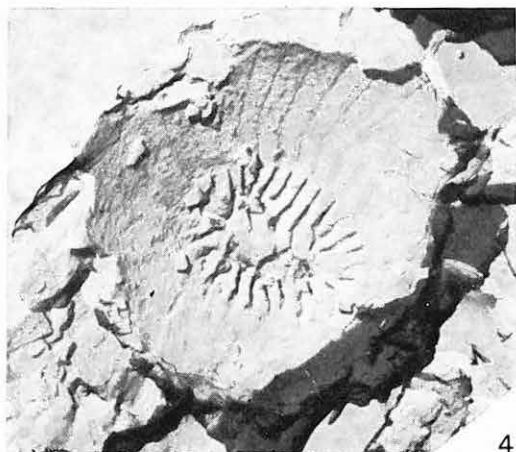
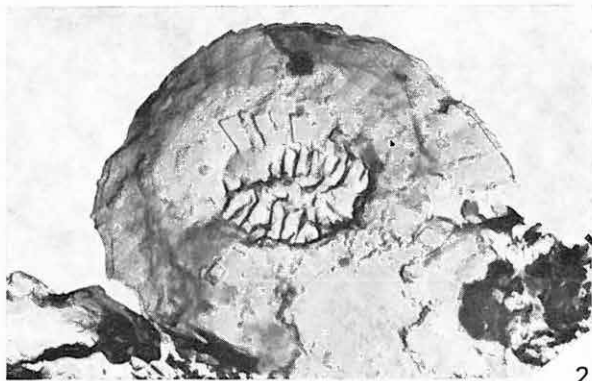
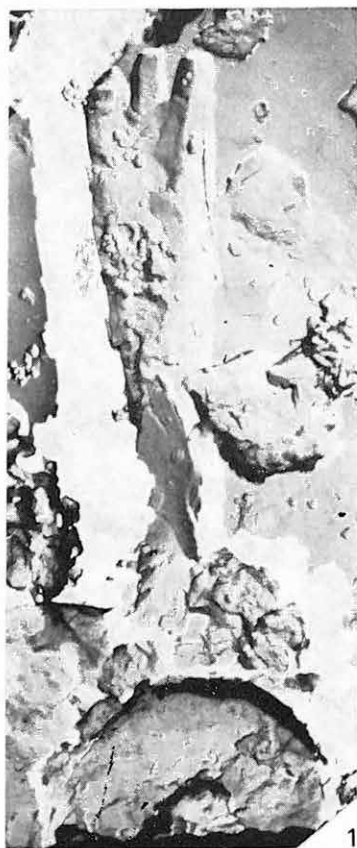
1—5. *Noelaerhabdus jerkovići* BÓNA—GÁL

Szólád 1. sz. fúrás 226,4—227,5 m

1. 8 000×

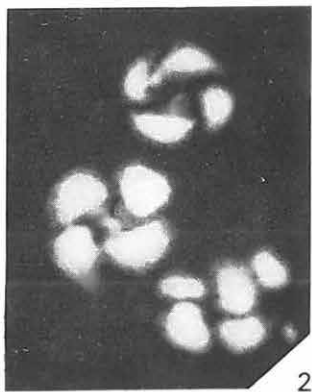
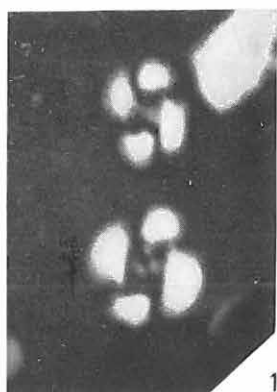
2., 3. 16 000× bazális tárcsa disztális oldala

4., 5. 20 000× bazális tárcsa proximális oldala



## XII. tábla — Tafel XII

- 1—2. *Bekelithella echinata* BÓNA—GÁL  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
× N
3. ?*Noelaerhabdus tegulatus* BÓNA—GÁL  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 592,00—602,00 m  
× N
- 4—6. *Bekelithella echinata* BÓNA—GÁL  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta természetes fényben,  
oldalnézet.
- 7—9. *Noelaerhabdus jerkovići* BÓNA—GÁL  
Szólád 1. sz. fúrás 226,40—227,50 m természetes fényben, oldalnézet

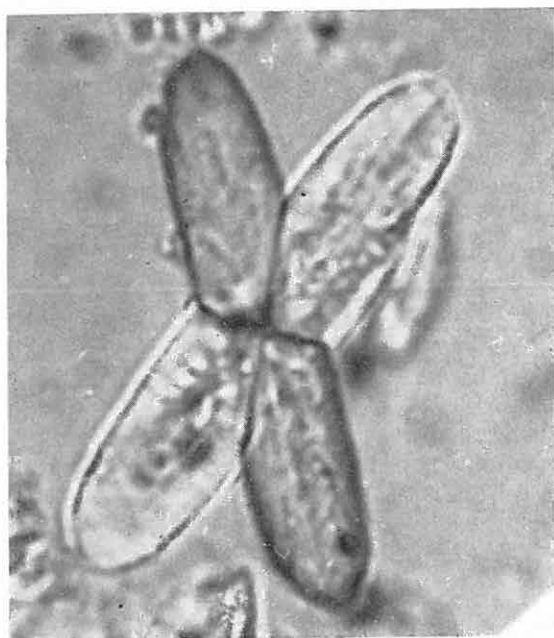


10  $\mu m$

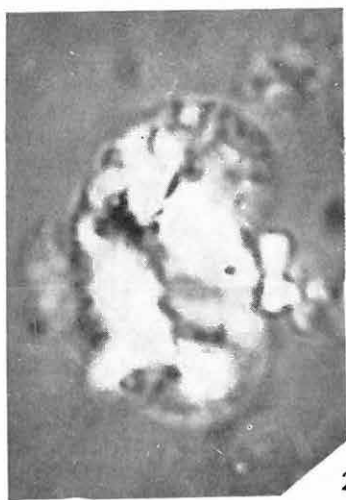
## XIII. tábla — Tafel XIII

1. *Perforocalcinella fusiformis* BÓNA  
Budajenő 2. sz. fúrás 207,80—208,80 m  
félig keresztezett nikollal
2. *Helicosphaera carteri* (WALLICH)  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
félig keresztezett nikollal
3. *Noelaerhabdus* sp. indet. letört nyúlványa  
Budajenő 2. sz. fúrás 98,30—100,50 m  
× N
4. *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN—BRAARUD)  
Lajoskomárom 1. sz. fúrás 581,00—592,00 m  
× N
5. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH)  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
× N
6. Mépszivacsstű  
Danitzpusztai homokbánya, 8. sz. minta  
természetes fényben
7. *Holodiscolithus macroporus* (DEFLANDRE)  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
természetes fényben
8. *Helicosphaera carteri* (WALLICH)  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
× N
9. *Cyclococcolithus leptoporus* (MURR.—BLACKM.)  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
félig keresztezett nicollal
10. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER)  
Danitzpusztai homokbánya, 11. sz. minta  
× N

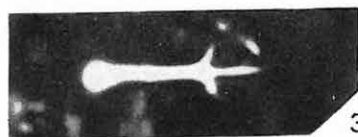




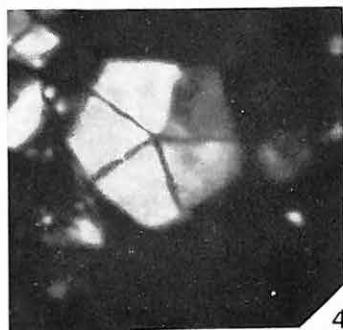
1



2



3



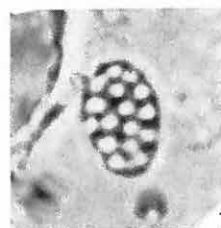
4



5



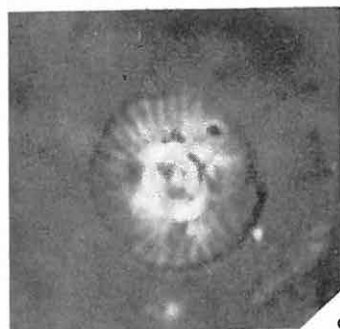
6



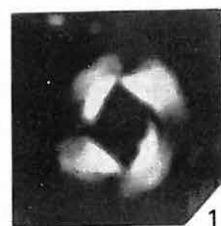
7



8



9



10

10  $\mu m$

## IRODALOM — LITERATUR

- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. In BARTHA F. et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 9—172. — Akad. Kiadó, Budapest.
- BÁLDINÉ BEKE M. 1960: Magyarországi miocén Coccolithophoridák rétegtani jelentősége. — Földt. Közl. 90: 213—223.
- BÁLDINÉ BEKE M. 1980: A Börzsöny hegységi andezit fekvőjében található üledékek nannoplanktonja. — Földt. Közl. 110: 159—179.
- BÓNA J. 1964: Coccolithophorida vizsgálatok a mecseki neogén rétegekben. — Földt. Közl. 94: 121—131.
- BÓNA J.—RUMLINÉ SZENTAI M. 1966: A mátraaljai lignitkutató fúrások palynológiai eredményei. — Földt. Közl. 96: 421—426.
- BUKRY D. 1978: Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils. — Micropaleontology 24 (1): 44—60.
- CICHA I. et al. 1975: Biozonal division of the upper tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpatians. — Geol. Surv. Prague.
- CONLEY S. M. 1979: Recent coccolithophores from the Great Barrier Reef-Coral Sea region. — Micropaleontology 25 (1): 20—43.
- GARTNER S. 1967: Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica and Gulf of Mexico. — Kansas Univ. Paleont. Contr. Paper 29: 1—7.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JERKOVIĆ L. 1970: Noelaerhabdus nov. gen type d'une nouvelle familia de Coccolithophorides fossiles: Noelaerhabdaceae du miocène superieur de Yugoslavie. — Micropal. C. R. Acad. Sc. Paris, 270 Ser. D: 468—470.
- JERKOVIĆ L. 1971a: Noelaerhabdus bekei nov. sp. des Coccolithophorides du pannonien de Belgrade. — Bull. sci. Sect. A. Yugosl. 0758.
- JERKOVIĆ L. 1971b: Noelaerhabdus braarudii nov. sp. des coccolithophorides du pannonien de Belgrade. — Bull. sci. Sect. A. Yugosl. 0760.
- KLEB B. 1971: A pannon emeletbeli kiédesedés üledékföldtani és geokémai vizsgálata. In BARTHA F. et al.: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 173—198. Akad. Kiadó, Budapest.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — Földt. Int. Évk. 53 (3).
- MARTINI E. 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton Zonation. — Proc. II. Planctonic conf. Roma: 739—777.
- MÜLLER G. 1974: Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). — In Repr. DSDP. 25: 579—633.
- NAGYMAROSY A. 1980: A magyarországi badenien korrelációja nannoplankton alapján. — Földt. Közl. 110: 206—245.
- OKADA H.—MC INTYRE A. 1977: Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans. — Micropaleontology 23 (1): 1—55.
- PERCH-NIELSEN K. 1971: Durchsicht Tertiäre Coccolithen. — Proc. II. Planctonic. Conf. Roma: 939—975.
- PERCH-NIELSEN K. 1972: Remarks on the late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. — In Rep. DSDP. 12: 1003—1069.
- REINHARDT P. 1972: Coccolithen. — A. Ziemsen Verlag, Wittenberg, Lutherstadt.
- STRADNER H. 1972: Catalogue of calcareous nannoplankton from sediments of Neogene age in the eastern North Atlantic and Mediterranean Sea. — In Rep. DSDP. 13: 1137—1191.
- STRADNER H.—PAPP A. 1961: Tertiäre Discoasterieden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jahrb. der Geol. Bundesanstalt, Sonderband 7: 3—159.

A vizsgált profil neve Name des untersuchten Profils	Inota 87. sz. fúrás	Lajoskomárom 1. sz. fúrás	Budajenő 2. sz. fúrás	Székely 1. sz. fúrás	Ósi 69. sz. fúrás	Danitzpusztai homokbányák	Hidas 90. sz. fúrás	Szilágy 1. sz. fúrás	Ka-A8	Szi 2. sz. fúrás
Kor Alter	Pa <sub>1</sub>	Pa <sub>1</sub>	Pa <sub>1</sub>	Pa <sub>1</sub>	Pa <sub>1</sub>	Pa <sub>1</sub>	Pa <sub>2</sub>	Pa <sub>1</sub>		
A mintavétel helye * Stelle der Probenahme	55,0-67,1 67,1-69,3 74,0-75,8 83,3-85,3 93,3-96,5 115,3-120,0 52,12-53,25 53,7-53,6 55,4-56,4 58,16-59,2 59,2-60,2 60,2-61,2 61,2-62,2 62,2-63,2 63,2-64,2 64,2-65,2 65,2-66,2 66,2-67,2 67,2-68,2 68,2-69,4 69,4-70,4 70,4-71,0 40-10,6 25,0-34,0 49,3-51,0 56,7-57,0 62,2-63,1 66,5-70,0 77,5-82,5 89,5-96,3 96,3-100,5 103,2-114,8 120,9-127,3 135,0-136,2 141,4-158,0 158,0-161,2 162,0-188,0 188,0-205,0 205,8-206,8 207,8-208,8 208,8-209,4 210,4-211,4 211,4-212,0 212,0-213,0 213,0-214,0 214,0-215,0 215,0-216,0 111,0-124,0 130,2-137,8 218,0-222,9 222,9-225,4 225,4-227,0 227,0-228,4 228,4-229,4	59,5-59,1 55,3-56,8 56,8-59,8 59,8-62,8 62,8-65,8 65,8-68,8 68,8-72,8 72,8-80,2 80,2-85,0 85,0-88,2 88,2-92,7 92,7-97,1 97,1-100,1 100,1-100,3 100,3-105,8 107,2-109,6 109,6-111,4 111,4-115,4 115,4-119,4 119,4-124,4 35,0-36,5 40,5-41,5 43,5-44,5 47,5-49,5 51,5-53,5 55,5-56,5 57,5-58,5 62,5-63,5 66,5-67,5 69,5-70,5 75,5-76,5 79,5-80,5 85,7-86,7 86,5-87,5 91,5-92,5 97,5-98,5 82,0-85,0 250,4-431,9 650,3-								
Nannoplankton és egyéb mikrofossziliák Nannoplankton und sonstige Mikrofossilien										
<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich)		P		P		PP				
<i>Cyclococcolithus leptoporus</i> (Murr et Blackm)				PP	PPP	PP				
cf. <i>Cricolithus janesi</i> Cohen		F				PPP				
<i>Helicosphaera carteri</i> (Wallich)			P			PP				
<i>Holodiscolithus macroporus</i> (Defl.)										
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (Gran et Braarud)		PF								
<i>Noelaerhabdus signatorius</i> (Bona)										
<i>Noelaerhabdus bazinovicæ</i> Jerk. * ?	AA									
<i>Noelaerhabdus jerkovici</i> n. sp. *	F									
? <i>Noelaerhabdus tegulatus</i> n. sp. *		A								
<i>Noelaerhabdus div. sp. indet</i>	F	A F								
<i>Reticulafenestra pseudumbilica</i> (Gartner)	F A									
<i>Bekelithella echinata</i> n. gen. n. sp. *										
<i>Syracosphaera sp. indet</i> * ?		P								
<i>Coronosphaera mediterranea</i> (Lohman)										
<i>Sphenolithus sp.</i>										
<i>Perforocalcinella fusiformis</i> (Bona)	AP F P	FA	PAAA	P	A	F	PAAFFAA	F		
5 mikrométernél kisebb coccolith	A	P A	APP	PA	PPP	PFA	PP	A	FF	PF P PFPPPPPPPP
Allochton nannoplankton		F P	P	P	PPP	P P P	PPPP	P		P
Kieselschalige Einzeller	AA				AAAAAA	APAAAAAA	AP	AFAAAPF		
Kieselschwammnadel	AF				FP	P PP	P P	P		
Kalkschwammnadel		PFAAPAAA	FP P P		PA	F PFFFF	P		PFFP	FFPF

**Jelmagyarázat**

Pa<sub>1</sub> = pannonien s. str. képződmények  
 Pa<sub>2</sub> = felsőpannoniai képződmények  
 P = jelen van (presens), egy-két példány  
 F = gyakori (freguens), gyakran megjelenik a látómezőben  
 A = tömeges (abundans), általában sok vázelem a látómezőben

1 = a danitzpusztai homokbányában a pannonien és pontien közötti diszkordancia felület alatt anyagátalozásonként megszedett legfelső helyzetű minta jele  
 17 = az 1 jelű mintától 5 méterre lévő legalsó helyzetű minta jele  
 \* = a faj csak a pannóniai körü képződményekből ismert

**Zeichenerklärung**

P = anwesend (presens), 1-2 Exempl.  
 F = häufig (freguens), erscheint oft im Sichtfeld  
 A = massenhaft (abundans), im allgemeinen viele Skelettelemente im Sichtfeld

1 = Zeichen der Probe in der obersten Lage aus dem Danitzpusztaer Sandgrube. Die Probe wurde je nach Materialänderung, unter der Diskordanzoberfläche zwischen Pannonien und Pontien genommen  
 17 = Zeichen der Probe in unterster Lage, 5m von der Probe 1 entfernt

\* = die Spezies ist nur aus pannonischen Bildungen bekannt

Pa<sub>1</sub> = Pannonien s. str. Bildungen  
 Pa<sub>2</sub> = oberpannonische Bildungen

## A MAGYARORSZÁGI KUNSÁGI EMELETBELI (PANNÓNIAI S. STR.) KÉPZŐDMÉNYEK DIATOMÁI\*

HAJÓS MÁRTA\*\*

### Bevezetés

A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények Diatomáinak ismerete elsősorban a földtani kutatófúrásokkal feltárt üledékes kőzetek vizsgálatán alapul. A lelőhelyek a szigetegységek által tagolt Kárpát-medence pannóniai (s. l.) üledékes képződményeinek peremi területére szorítkoznak (1. ábra).

A Mecsek hegység DK-i előterében Szilágy; a Bakony hegység és a Vértes hegység DK-i előterében Vilonya, Csór, Csákvár; a Gerecse DK-i előterében a Zsámbéki-medencében Budajenő; a Bükkalján Bogács; a Tokaji-hegység kisebb üledékgyűjtő medencéiben Tállya és Sárospatak körzetében mélyült fúrások diatomás kőzeteit őslénytani, paleoökológiai és biosztratigráfiai szempontból értékeltük. A medence belsejének mély süllyedékeit kitöltő üledékek mind ez ideig meddőnek bizonyultak Diatoma tekintetében (pl. Tengelic 2. sz. fúrás 47,6–678,4 m-ig).

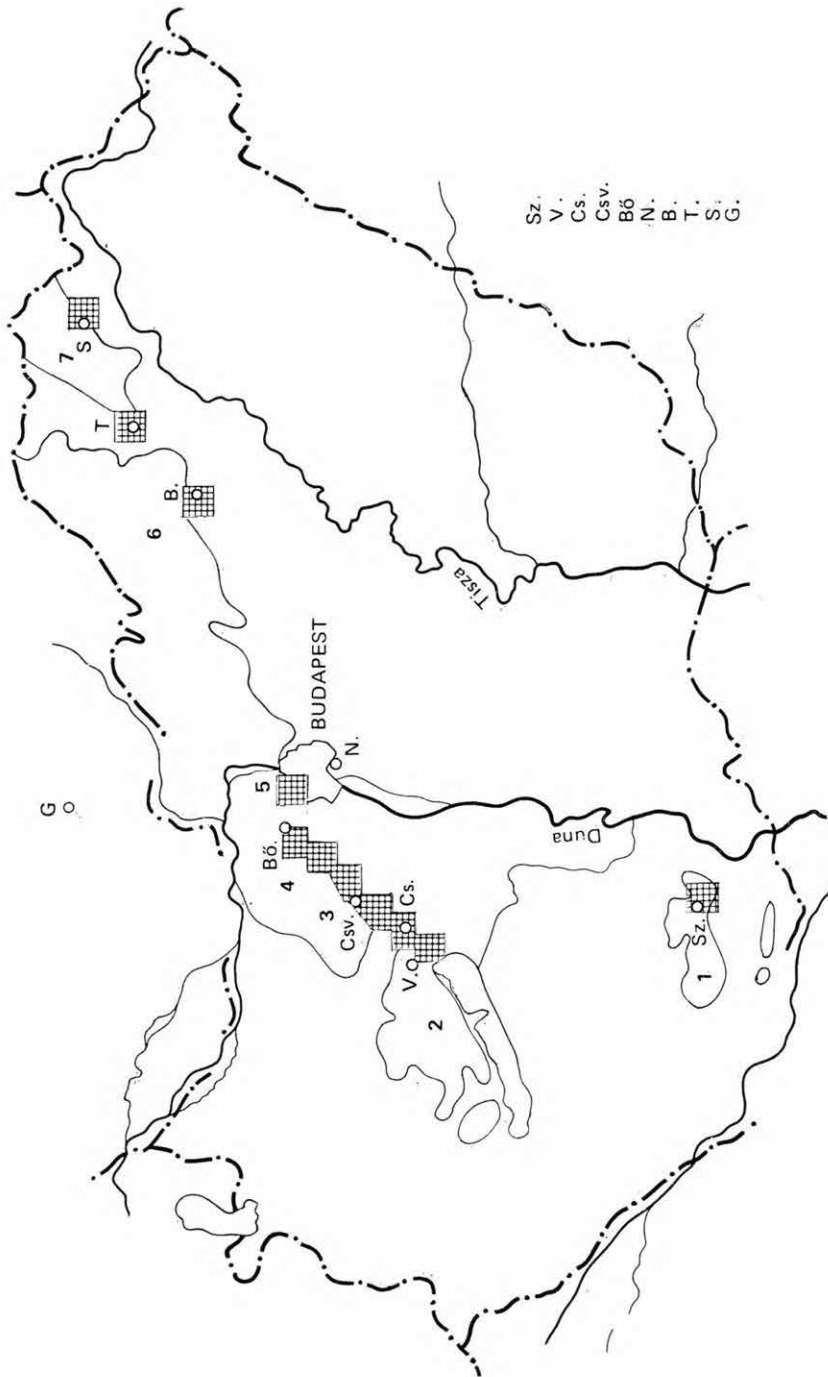
Az 1. táblázat csupán a Diatoma vizsgálatra előkészített, feltárt, részletesen vizsgált és értékelt kőzetminták adatait közli. A hegységperemi, medence-szegélyi területeken mélyített és diatomás üledéksort harántolt fúrások száma ennél lényegesen több (JÁMBOR 1971, HAJÓS 1971, JÁMBOR 1980, JÁMBOR—KORPÁS-HÓDI 1973).

A kunsági emeletbeli (pannóniai s. str.) Diatomákat tartalmazó kőzettípusok vízben szállított és lerakódott üledékes képződmények széles skáláját foglalják magukban. Lehet aleuritos mészmárga (Sz. 1., BARTHA: 1971. p. 129.; Sz. 2., HAJÓS: 1966.); leveles, lemezes márga (Bő. 2., HAJÓS: 1977. p. 384.); mikrorétegzett agyag, agyagmárga, vékonylemez diatomaföld (Bő. 3., Bő. 6., HAJÓS: 1978., V. 6., HAJÓS: 1979); diatomaföld, diatomás aleurit (Csv. 3., 9., 11., 18., 31., HAJÓS: 1971. p. 34.); finomhomokos agyag (N. 6., HAJÓS: 1976); homokos aleuritos agyag (B. 9., HAJÓS: 1971. p. 273.) és lehet erősen tufás, tufitos diatomaföld (T. 6., HAJÓS: 1959, Sp. 10., GYARMATI—HAJÓS: 1971. p. 460.), hogy csak a legfontosabbakat említsük. PALIK P. (1958) közleményében Bogáctól ÉK-re a főárok alsó részéből gyűjtött külszíni homokmintákból, mint pannóniai s. str. képződményből, több mint 40 Diatoma taxont közölt.

A diatomás üledékek többnyire lencses, vagy vékonyabb, vastagabb réteges közbetelepülések. Kifejlődésük a néhány centiméterestől a több méteres, sőt az 50 m-t is meghaladó vastagságban is ismert (1. táblázat).

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostatotipen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H — 1442. Pf. 106.



1. ábra. A kunsági (pannóniai s. str.) emelet diatomás üledékeinek hegységperemi — medencezegélyi elterjedése

1. Mecsek, 2. Bakony, 3. Vértes, 4. Gerecse, 5. Budai-hegység, 6. Bükk, 7. Tokaji-hegység  
 Sz. = Szilágys, V. = Vilonya, Cs. = Csőr, Csv. = Csákvár, Bő. = Budajenő, N. = Budapest—Népliget, B. = Bogács, T. = Tályas, S. = Sárospatak,  
 G. = GHS, 1. sz. fűrés (Horna Stubna)

Abb. 1. Gebirgsrand- und Beckenrand-Verbreitung der diatomeenführenden Pannonien s. str. Bildungen

1. táblázat — Tabelle 1.

## A kunsági emeletbeli (pannóniai s. str.) diatomás képződményeket feltárt fúrások\*

## Bohrungen mit diatomeenführenden Ablagerungen im Pannonien s. str.

A fúrás helye Bohrstelle	A fúrás jele Zeichen der Bohrung	A harántolt diatomás képződmény vastagsága m-ben Diatomeenführendes Sediment im m	A diatomás képződményt tartalmazó litosztratigráfiai egység (Jámbor Á. 1983. beosztása) Diatomeenführende Lithostratigraphische Einheit
Szilágy	Sz. 1.	58,6 — 95,5	Csákvári Agyagmárga Formáció
Szilágy	Sz. 2.	151,0 — 166,0	Csákvári Agyagmárga Formáció
Vilonya	V. 6.	24,9 — 33,4	Csákvári Agyagmárga Formáció
Csór	Cs. 8.	45,0 — 46,0	Csóri Aleurit Formáció
Csór	Cs. 8.	57,4 — 58,2	Csákvári Agyagmárga Formáció
Csákvár	Csv. 9.	126,6 — 127,7	Csákvári Agyagmárga Formáció
Csákvár	Csv. 9.	144,4 — 144,6	Ósi Tarkaagyag Formáció
Csákvár	Csv. 11.	127,0 — 132,3	Csákvári Agyagmárga Formáció
Csákvár	Csv. 18.	71,6 — 98,0	Zámori Kavics Formáció
Csákvár	Csv. 31.	256,6 — 256,9	Csákvári Agyagmárga Formáció
Budajenő	Bő. 2.	205,6 — 205,8	Zalai Márga Formáció
Budajenő	Bő. 3.	25,0 — 194,0	Zalai Márga Formáció
Budajenő	Bő. 6.	165,2 — 166,2	Zalai Márga Formáció
Népliget	N. 6.	14,0	Csákvári Agyagmárga Formáció
Bogács	B. 9.	115,0 — 150,0	Edelényi Tarkaagyag Formáció
Tállya	T. 6.	6,0	Edelényi Tarkaagyag Formáció
Sárospatak	Sp. 10.	224,0 — 234,4	Edelényi Tarkaagyag Formáció

\* A fúrások rétegsorát, földtani vizsgálati eredményeit a MÁFI Adattára őrzi.

A diatomás kőzetek nagy változatossága és a némelykor igen csekély rétegvastagság eredményezte, hogy az őslénytani vizsgálatok az utóbbi évtizedekig csak a típusos, laza, könnyű diatomaföld kőzetmintákra szorítkoztak.

A diatomás képződmények közvetve, vagy közvetlenül a szarmata képződmények felett települő pelites, finomszemcsés üledékekhez kötötten fordulnak elő, többnyire konkordáns településsel (2. táblázat).

A mikroflóra rétegenkénti előfordulása, gyakorisága, megtartási állapota a rétegösszleten belül tág határok között — meddőtől az úgyszólván tiszta maradványegyüttesig — ingadozik. Ezért a biofációs-változásokat a teljes vertikális szelvényben folyamatosan követni nem tudtuk. Mivel elegendő diatoma-vizsgálati adat nem állt rendelkezésre, képződményeinket JÁMBOR Á. — KÖRPÁS-HÓDI M. (1973) rétegtani besorolása alapján és tájegységenként ismeretjük (1. és 2. táblázat). Szerzők a kunsági emeletbeli (pannóniai s. str.) képződmények települését a Dunántúli-középhegység DK-i előterében a puhatestű fauna alapján (alulról felfelé)

$P_1^1$  = *Limnocardium praeponticum*

$P_1^2$  = *Congeria banatica*

$P_1^3$  = *Congeria czjzseki* „horizontokra” tagolták.

Diatomás képződményeink települési helyzetét, az ő adataikkal és beosztásukkal egyeztetve, közli a 2. táblázat.

Diatomás képződmények települési helyzete  
Lagerung der diatomeenführenden Schichten

A Centrális-Paratethys regionális korbeosztása Regionale Altersgliederung des Zentralen Paratethys	A fúrás szelvényekben vizsgált molluszkás és diatomás rétegek biosztratigráfiai vázlat Biosstratigraphische Skizze der in den Bohrprofilen untersuchten mollusken- und diatomaenführenden Schichten	A rétegsorok malakológiai tagolódása (Korpás-Hódi M. 1973.) Malakologische Gliederung der Schichtenfolgen	A rétegsorok jellemző Diatoma- együttese (Hajós M. 1982.) Charakteristische Diatomeen- Vergesellschaftung der Schichtenfolgen
Balatoni emelet (Fedő) (Hangendes)	P <sub>1</sub> Szilágy 1. sz. fúrás Szilágy 2. sz. fúrás Vilonya 6. sz. fúrás Csőr B. sz. fúrás Csákvár 9. sz. fúrás Csákvár 1. sz. fúrás Csákvár 18. sz. fúrás Csákvár 31. sz. fúrás Budajenő 2. sz. fúrás Budajenő 3. sz. fúrás Budajenő 6. sz. fúrás Bogács 9. sz. fúrás Sárosatak 10. sz. fúrás	Congeria czižeki C. zagrabiensis Limnocardium riegei Congeria banatica Limnocardium abichi L. lenzi Parvidacna laevicostata Limnocardium praeponticum L. cekusi L. plicataeformis	Actinoptychus pannonicus A. trilobatus Campylodiscus pannonicus Coscinodiscus jámboiri Diplomeis esthereia D. soói Epithemia aspera Fragilaria fossilis F. magna Mastogloia dubravcensis M. koriana Melosira radiata M. teres
Kunsági emelet (Pannóniai s. str.)	P <sub>2</sub> 56,6 m 126,6 m 45,0 m 144,6 m 24,9 m 56,2 m 127,0 m 71,6 m 256,0 m 256,8 m 115,0 m		
Szarmata emelet (Fekü) (Liegendes)	P <sub>1</sub> 95,5 m 151,8 m 166,5 m 132,3 m 98,0 m 205,8 m 194,0 m 158,8 m 224,5 m 166,2 m		
Pliocén	Triász	Oligocén	

||||| molluszkás képződmények  
molluskenführende Bildungen

||||| diatomás képződmények  
diatomeenführende Bildungen

### A Mecsek hegység DK-i előtere

A Szilágy 1. és Szilágy 2. sz. fúrások szelvényében a szarmata és pannóniai s. str. határon a képződmények folyamatosan, litofációs változás nélkül, konkordánsan települnek, fauna és flóramaradványokban gazdag rétegekkel.

A kőzet aleuritós agyag, agyagmárga és mészmárga, melyben a  $P_1^3 = Congeria$  cžjeki,  $P_1^2 = Congeria$  banatica és  $P_1^1 = Limnocardiumos$  Mollusca-együtteseket egymás alatti folyamatos településben tárták fel a fúrások (KORPÁSNÉ HÓDI M. szóbeli közlése).

BARTHA F. (1971) a Sz. 1. sz. fúrásban a puhatestű maradványok alapján a szarmata—pannóniai s. str. határt 98,50 m-ben határozta meg, a fúrás 98,50 m feletti részét az „alsó-pannóniai” emelet alsó részébe helyezte. Az ősmaradványegyüttesre jellemző a sok Foraminifera. Ezek részben áthalmozott, részben „in situ” leletek. A gazdag makro- és mikrofauna maradványokon kívül Diatoma, Silicoflagellata, szerves héjú plankton és kovaszivacs vázmaradványok is jelzik a biosztratigráfiai határt.

A sekélyvízi biofációs átmenetét a lassan, de fokozatosan kiédesülő pannóniaiba számos új faj megjelenése, a túlélő fajok alaki és mennyiségi változása jelzi (3. és 4. táblázat). A Diatomák mennyisége relatíve uralkodó az üledék többi kovavázú fossziliájához viszonyítva. Sok a plankton forma, az epiphyta fajok száma is jelentős, a bentosz alárendelt. Jellemző az együttesre a szarmatát túlélő euhalob és euryhalin tengeri fajok jelenléte (a 3. táblázatban \*-gal jelölve).

A terület partközeli ősföldrajzi helyzetét a litorális fajok túlnyomó többsége mellett, némely brakkvízi lagunaforma pl. a *Diploneis smithii* (BRÉB.) CL. és a *Campylodiscus* nemzetség taxonjai is alátámasztják.

A víz hőmérsékletére utaló thermophil faj a *Melosira undulata*. (EHR.) KÜTZ. Napjainkban melegvízi trópusi tavakban, partközelen él (HUSTEDT, 1927). Sok a *Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN., mely trópusi tavakban tömegesen fordul elő (HUBER-PESTALOZZI, 1942). A *Melosira granulata* (EHR.) RALFS napjainkban mint melegvízi plankton is ismert (DRUM 1981). HUSTEDT (1956) a Maracaibo-öböl planktonjából említi.

Az együttes alapján a partközeli terület 25—200 m mély lehetett, melynek sótartalma oligohalin, legfeljebb mezohalin volt (KOLBE 1927). Gyakori forma a *Synedra tabulata* (AG.) KÜTZ., mely BROCKMANN szerint 5—20%-os állóvizek jellemző euryhalin alakja.

Az üledékgyűjtő e területén a süllyedéssel lépést tartó lassú feltöltődés mind az üledéksor kőzeteivel, mind az ősmaradványegyüttesrel magyarázható.

### A Dunántúli-középhegység DK-i előtere

A Bakony hegység, a Vértes hegység és a Gerecse DK-i peremi süllyedékeiben Vilonya, Csór, Csákvár, Budajenő környékén és Budapesten a Népligetben mélyült fúrások biosztratigráfiai jelentőségű diatomás üledéksort tártak fel.

A Vilonya 6. sz. fúrásban az alig 10 m összvastagságú diatomás képződményben (24,9—33,4 m) mikrorétegzett agyag-, agyagmárga-, mészmárga, sőt márgás mészkő vékony rétegei váltakoznak vékonylemezes diatomás aleurit és néhány cm-es diatomaföld rétegekkel. Az erősen meszes, márgás képződ-



	Ökológia — Ökologie											
	Előfordulások Lokalitáten								Sárospatak			
	Szilágy	Budajenő	Népliget	Vilonya	Csákvár—Csőr	Bogács	Tállya	9.	10.	11.		
<b>Diatomaflóra és egyéb kovás maradványok</b>												
<b>Diatomeenflora und andere kieselige Fossilien</b>												
1.												
<b>Bacillariophyceae (Diatomeae)</b>												
<i>Achnanthes delicatula</i> (KÜTZ.) GRUN.					B							●
<i>A. lanceolata</i> (BRÉB.) GRUN.			S		S			S				●
<i>A. lanceolata</i> (BRÉB.) GRUN. v. <i>elliptica</i> CL.						S						●
<i>A. oestrupii</i> (CL.) HUST.			S									●
<i>A. pantocseki</i> HAJÓS								B				+
<i>Actinopterychus oppennoorthi</i> REINH.*	M		M									+
<i>A. pannonicus</i> HAJÓS	B	B	B	B		B						+
<i>A. undulatus</i> (BAIL.) RALFS*	M	M	M	M	M	M						+
<i>A. undulatus</i> (BAIL.) RALFS v. <i>tamanica</i> JOUSÉ*	M							M				●
<i>A. simplex</i> HAJÓS	B	B		B	B							+
<i>A. trilobatus</i> HAJÓS	B	B	B		B	B						+
<i>Amphiprorarora paludosa</i> W. SM.		B	B									●
<i>Amphora ovalis</i> (KÜTZ.) KÜTZ.	B	B										●
<i>A. ovalis</i> (KÜTZ.) KÜTZ. v. <i>lilyca</i> (EHR.) CL.				B								●
<i>A. suavis</i> PANT.				S								+
<i>Caloneis schumanniana</i> (GRUN.) CL.	S			S	S							●
<i>C. schumanniana</i> (GRUN.) CL. v. <i>lanceolata</i> HUST.				B								●

oligohalob, euryhalin, litorális, t=0–6 °C,

pH 7,2–8,7 epiphyta

litorális, epiphyta, indiff. t=18 °C, pH 6,7–7,9

litorális, epiphyta

epiphyta

epiphyta

plankton

plankton, litorális

plankton, euhalin, mezohalin, s=10% &gt;

plankton, euhalin

plankton, mezohalob

plankton, mezohalob

mezohalob, epiphyta

oligohalob, euryhalin, t=2,5–16 °C,

pH 7,1–8,4

oligohalob, euryhalin

●

+

epiphyta, litorális t=4–13 °C, pH 6,6–8,1

oligohalob, plankton

I.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
<i>Campylodiscus pannonicus</i> HAJÓS	S	S	S	S		S			+	epiphyta, tavi
<i>Cocconeis diminita</i> PANT.			S		B				●	epiphyta, litorális, mezohalob
<i>C. disculoides</i> HUST.			S						●	epiphyta, tavi
<i>C. disculus</i> (SCHUM.) CL.	B	B	B						●	epiphyta, litorális, euryhalin, indiff., t=13 °C, pH 6,6–7,9
<i>C. placentula</i> EHR.	B	B	B	B	B			B	●	epiphyta, indiff., mezotroph, oligohalob
<i>C. placentula</i> EHR. v. <i>euglypta</i> (EHR.) GRUN.	B	B	B	B	B	B		B	●	epiphyta, indiff., mezotroph, oligohalob
<i>C. placentula</i> EHR. v. <i>intermedia</i> (HÉRIB.—PERAG.) CL.	B	B	B	B	B	B		B	●	epiphyta, indiff., euryhalin, eutroph
<i>C. placentula</i> EHR. v. <i>minoraphis</i> GETTL.									●	epiphyta, indiff., mezotroph, oligohalob
<i>C. placentula</i> EHR. v. <i>lineata</i> (EHR.) V. HEURCK		B			B	B			●	mezohalob, litorális, epiphyta, t=3,5–7 °C, pH 8,5
<i>C. scutellum</i> EHR. v. <i>minutissima</i> GRUN.									+	plankton, euryhalin, euhalob?
<i>Coccinodiscus impressus</i> HAJÓS*		M		M		M			+	mezohalob, plankton, litorális
<i>C. jámbori</i> HAJÓS	B	B	B	B	B	B			+	mezohalob, plankton, litorális
<i>C. jámbori</i> HAJÓS f. <i>biseriata</i> HAJÓS									+	mezohalob, plankton, litorális
<i>C. jámbori</i> HAJÓS f. <i>magna</i> HAJÓS			B	B	B	B			+	mezohalob, plankton, litorális
<i>C. jámbori</i> HAJÓS f. <i>minor</i> HAJÓS		B	B	B	B	B			+	mezohalob, plankton, litorális
<i>C. lacustris</i> GRUN.	B				B	B		B	●	halophil, plankton, litorális, szalinákban
<i>C. lacustris</i> GRUN. f. <i>pannonica</i> HAJÓS		B			B	B			+	halophil, plankton, litorális
<i>C. parvus</i> HAJÓS									+	mezohalob, plankton, litorális
<i>Cymatopleura solea</i> (BRÉB.) W. SM.	B			B		B			●	oligohalob, plankton, indiff.
<i>Cymbella affinis</i> KÜTZ.	B			B		B			●	oligohalob, plankton, indiff.
<i>C. dubravicensis</i> GRUN.				B		B			+	mezohalob, eutroph, tavi
<i>C. ehrenbergii</i> KÜTZ.				B		B			●	litorális, tavi, állóvízi
<i>C. helvetica</i> KÜTZ.				B		B		B	●	oligohalob, plankton, indiff.
<i>C. inflexa</i> PANT.	B								+	oligohalob, plankton, litorális, eutroph, tavi
<i>C. latistriata</i> PANT.				B		B			+	mezohalob, eutroph, tavi
<i>C. turgida</i> (GREG.) CL.				B	B	B		B	●	litorális, tavi, állóvízi
									+	oligohalob, plankton, litorális, kalkophyl, t=4–18 °C, pH 7,1

3. táblázat Jolytatása — Fortsetzung der Tabelle 3.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
<i>Diploneis elliptica</i> (KÜTZ.) CL. v. <i>pannonica</i> HAJÓS	B		B		B	B		+	+	epiphyta
<i>D. estherae</i> HAJÓS	B		B		B	B		+	+	epiphyta
<i>D. mauleri</i> (BRUN) CL.	S	S	B		S	S		●	●	epiphyta, tavi
<i>D. ovalis</i> (HILSE) CL.		B	B		B	B		B	●	epiphyta, halophyl, aerophyl, indiff. t=2,5—16 °C, pH 7,1 bentikus
<i>D. ovalis</i> (HILSE) CL. v. <i>oblongella</i> (NAEG.) CL.	B		B		B	B		●	●	epiphyta, halophyl, aerophyl, bentikus
<i>D. smithii</i> (BRÆB.) CL.	B		B		B	B		●	●	euryhalin, epiphyta, litorális, laguna forma
<i>D. soói</i> HAJÓS		B	B		B	B		+	+	epiphyta
<i>D. splendida</i> (GREG.) CL. v. <i>andesitica</i> (PANT.) HUST.*	B							+	+	epiphyta
<i>Entopyla antiqua</i> HAJÓS*	M	M						+	+	epiphyta
<i>Epithemia aspera</i> HAJÓS	B		B		B	B		+	+	epiphyta
<i>E. hungarica</i> (PALIK) HAJÓS			B		B			+	+	epiphyta
<i>Epithemia pannonica</i> HAJÓS	B		B					+	+	epiphyta
<i>E. reicheltii</i> FRICKE		S				S		S	●	epiphyta, halophyl
<i>E. salina</i> PANT.						B		●	●	epiphyta, halophyl
<i>E. sorex</i> KÜTZ.						B		●	●	oligohalob, euryhalin, epiphyta, litorális, pH 7,9
<i>E. sorex</i> KÜTZ. v. <i>gracilis</i> HUST.						B		●	●	oligohalob, euryhalin, epiphyta, litorális
<i>E. turgida</i> (EHR.) KÜTZ. v. <i>granulata</i> (EHR.) BRUN	B		B			B		●	●	oligohalob, epiphyta
<i>Fragilaria brevistriata</i> GRUN.					S	S		S	●	halophyl? plankton, tavi
<i>F. brevistriata</i> GRUN. v. <i>elliptica</i> HÉRIB.		S			S	S		●	●	halophyl, plankton, litorális, tavi
<i>F. constrictans</i> (EHR.) GRUN.	B		B		B	B		B	●	oligohalob, eutroph-mezotroph, euryhalin t=12 °C pH 7,5—8 fenékforma
<i>F. crassa</i> HAJÓS	B		B					+	+	plankton
<i>F. estherae</i> HAJÓS	B		B		B	B		+	+	plankton
<i>F. fossilis</i> (PANT.) HAJÓS*	B	B	B		B	B		B	+	bentikus?
<i>F. fossilis</i> (PANT.) HAJÓS f. <i>triangula</i> HAJÓS	B		B		B	B		+	+	bentikus?

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
<i>Fragilaria leptostauron</i> (EHR.) HUST.	S	S	S	S	S	S		S	●	bentikus, pH 6,6
<i>F. leptostauron</i> (EHR.) HUST. v. <i>amphitétras</i> PANT.	B	S	B	S	S			+	+	bentikus bentikus
<i>F. magna</i> HAJÓS										
<i>F. pinnata</i> EHR. v. <i>lanzettula</i> (SHUM.) HUST.	S			B	B	S		S	●	plankton, litorális, tavi, t=12 °C pH 7,4–7,9
<i>Gomphonema dubravicensis</i> PANT.	B			B	B			B	●	oligohalob
<i>G. intricatum</i> KÜTZ.										mezohalob, eutroph, állóvízi, t=8–12 °C, pH 7,8
<i>G. linguatum</i> HUST.				S		S			●	litorális, tavi
<i>Gyrosigma cf. spencerii</i> (W. SM.) GRIFF—HENT.	B	B							●	litorális
<i>Mastogloia dubravicensis</i> HAJÓS	B	B	B	B	B	B		+	●	oligohalob, epiphyta, litorális
<i>M. koriana</i> HAJÓS	B	B	B	B	B	B		+	●	oligohalob, epiphyta, litorális
<i>M. koriana</i> HAJÓS f. <i>granulata</i> HAJÓS	B							+	●	oligohalob, epiphyta, litorális
<i>Melosira ambigua</i> (GRUN.) O. MÜLL.									●	oligohalob, eutroph, plankton, álló- és folyóvízi
<i>M. arenaria</i> MOORE	B					B		B	●	oligohalob, plankton, litorális, tavi, pH 7,6
<i>M. distans</i> (EHR.) KÜTZ.	B					B		B	●	oligohalob, plankton, litorális
<i>M. distans</i> (EHR.) KÜTZ. v. <i>lirata</i> (EHR.) BETHGE	B		B			B			●	oligohalob, plankton, litorális, stenotherm, pH 7,6
<i>M. goretzkyi</i> TSCHER.	B	B		B	B	B		+	●	oligohalob, plankton, litorális
<i>M. granulata</i> (EHR.) RALFS	B								●	oligohalob, plankton, eutroph, halophyl, t=15–20 °C
<i>M. granulata</i> (EHR.) RALFS v. <i>pannonica</i> HAJÓS				B	B		B	+	●	oligohalob, plankton, litorális, endemikus
<i>M. islandica</i> O. MÜLL.	B			B	B			●	●	oligohalob, plankton, euryhalin, tavi
<i>M. islandica</i> O. MÜLL. f. <i>curvata</i> (EHR.) O. MÜLL.	B	B							●	oligohalob, plankton, euryhalin, tavi

3. táblázat folytatása — Fortsetzung der Tabelle 3.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
<i>Melosira lochii</i> PANT.*	B			B	B			B	+	oligohalob, plankton, litorális
<i>M. miocaenica</i> TSCHER.*	B			B	B			+	+	plankton, litorális
<i>M. radiata</i> HAJÓS	S		S	S		B		+	+	plankton, litorális
<i>M. teres</i> BRUN	S		S	S		S		●	+	plankton, litorális, trópusi tavakban
<i>M. undulata</i> (EHR.) KÜTZ.										terecser Európában, trópusi tavakban, litorális plankton
<i>Navicula clementis</i> GRUN.						B		+	+	mezohalob
<i>N. forcipata</i> GREV. v. <i>balnearis</i> (GRUN.) CL.*						B		+	+	
<i>N. haueri</i> GRUN.	S		S	S	S			+	+	
<i>N. jimboi</i> PANT.	S	S					S			
<i>N. kanizsai</i> PANT.										
<i>N. scutelloides</i> W. SM.	B	S	B	B	B			●	+	oligohalob, indifferentens
<i>N. vulpina</i> KÜTZ.								●	+	litorális, tavi
<i>Nitzschia frustulum</i> (KÜTZ.) GRUN.	B					B		●	+	oligohalob, halophyl, tavi, euryhalin
<i>Ophephora martyi</i> HÉRIB.	B		B	B	B			●	+	oligohalob, plankton, litorális, eutroph, tavi
<i>Pinnularia esoz</i> EHR.								●	+	oligohalob, pH 7,4–7,9
<i>P. gibba</i> EHR. v. <i>flescositata</i> HAJÓS									+	
<i>Podosira hungarica</i> PANT.*	B	B	B	B		B	B		+	
<i>P. pannonica</i> HAJÓS	B								+	
<i>Rhopalodia gibba</i> (EHR.) O. MÜLL. var. <i>boryana</i> (PANT.) O. MÜLL.*		B	B	B	B	B		+	+	oligohalob, epiphyta
<i>R. musculus</i> (KÜTZ.) O. MÜLL.		B	B	B	B			●	+	mezohalob, epiphyta, litorális, állóvízi
<i>Stauroneis smáthii</i> GRUN.								●	+	mezohalob, plankton, litorális, t=1 °C, pH 7,4–8,0
<i>S. vilonyana</i> HAJÓS									+	oligohalob, plankton
<i>Stephanodiscus maceskensis</i> HAJÓS									+	
<i>Sturirella hungarica</i> HAJÓS	B			B	B	B			+	
<i>S. linearis</i> W. SM. v. <i>constricta</i> (EHR.) GRUN.			B	B	B			●	+	oligohalob, tavi
<i>S. oblongella</i> HAJÓS			B	B	B				+	oligohalob, litorális, endemikus

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
<i>Synedra püschella</i> (RALES) KÜTZ.						B			●	oligohalob, plankton, litorális, t=8–13 °C pH 6,6–7,9
<i>S. tabulata</i> (Ag.) KÜTZ.	B			B		B			●	mezohalob, euryhalin, S=5–20‰
<i>Terpsinoë intermedia</i> GRUN.*									+	oligo-mezohalob, euryhalin, epiphyta, part- menti
Plankton (incertae sedis)*	B									
Dinophyceae*	M		B		M			S		
Chrysomonadales										
Silicoflagellales*	M									
<b>Phytolitharia:</b>										
Lithodontium						B		B	+	sekélyvízi, litorális
Lithostylidium						B		B	+	sekélyvízi, litorális
<b>Ciliata</b>						B				
<b>Porifera</b>										
Monaxon; acanthostyl	B	B	B	B		B		B		
Monaxon; oxca	B	B	B	B		B		B		
Sphaeraster	B	B	B	B	B	B		B		

M = tengervíz, polyhalob sótartalom 20–40% } euhalob  
 B = tengerbrakk, mesohalob sótartalom 5–20% }  
 limnibrakk, oligohalob sótartalom 0,2–5% }  
 S = édesvíz

● = ma is élő  
 + = kihalt  
 \* = áthalmazott és a származását is tükröző euhalob taxonok  
 M. teres. = syn. *Melosira scabrosa* in EVANS 1964. p. 415.

A kunsági emelet/pannóniai s. str./szintjelző taxonjai  
Leitfossil-Taxa der Pannonien s. str.

MIOCÉN		PLIOCÉN	Centráli-Paratethys regionális korbeosztása
Szarmata	Kunsági emelet (pannóniai s. str.)	Balaton-i emelet	Diatoma zónák (Hajós M. 1982)
Ahanalus simplex Cymatostira biharensis	Fragilaria bituminosa Melosira bituminosa M. mentica		
	Actinoptychus pannonicus A. trilobatus Coscinodiscus jambori, Diploneis soói Fragilaria magna		
			Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs Gomphonema linguatum Hust. Melosira undulata (Ehr.) Kütz. Terpsinoë intermedia Grun. Actinoptychus undulatus v. tamanica Jouse Melosira distans (Ehr.) Kütz. Melosira granulata (Ehr.) Ralfs Melosira islandica O. Müll. Melosira miocaenica Tschér. Melosira goreczky Tschér. Melosira kochii Pant. Stephanodiscus mecsekensis Hajós Coscinodiscus impressus Hajós Diploneis splendida (Greg.) Cl. v. andesitica (Pant.) Cl. Actinoptychus oppenoorthi Reinh. Actinoptychus pannonicus Hajós Actinoptychus simplex Hajós Actinoptychus trilobatus Hajós Campylodiscus pannonicus Hajós Coscinodiscus parvus Hajós Cymbella dubravicensis Grun. Cymbella inflexa Pant. Diploneis degenii (Pant.) Hajós Diploneis elliptica (Kütz.) Cl. v. pannonica Hajós Diploneis esthereia Hajós Diploneis soói Hajós Entopyla antiqua Hajós Epithemia aspera Hajós Epithemia hungarica (Palič) Hajós Epithemia pannonica Hajós Epithemia salina Pant. Fragilaria crassa Hajós Fragilaria fossilis (Pant.) Hajós Fragilaria fossilis f. triangula Hajós Fragilaria leptostauron (Ehr.) Hust. v. araphitetras Pant. Fragilaria magna Hajós Gomphonema dubravicense Pant. Mastogloia dubravicensis Hajós Mastogloia koriana Hajós Mastogloia koriana f. granulata Hajós Melosira granulata (Ehr.) Ralfs v. pannonica Hajós Melosira radiata Hajós Navicula clementis Grun. Navicula haueri Grun. Navicula kanitzii Pant. Podosira hungarica Pant. Podosira pannonica Hajós Rhopalodia gibba (Ehr.) O. Müll. boryana (Pant.) O. Müll. Surirella hungarica Hajós Surirella oblongella Hajós Coscinodiscus jambori Hajós Fragilaria esthereia Hajós Navicula jimboi Pant. Coscinodiscus lacustris Grun. Cymatopleura solea Bréb. W. Sm. Cymbella ehrenbergii Kütz. Cymbella helvetica Kütz. Epithemia reicheltii Fricke Melosira teres Brun.

mények meddők, még kalkophil taxonokat sem tartalmaznak. Feltehető, hogy e rétegekben a  $\text{CaCO}_3$  feldúsulás következtében a kovás maradványok már a kőzetkiválás során, vagy utólag feloldódtak. A diatomás rétegösszleten belüli litofációs-változásokat a diatomás rétegek maradványegyüttese alig tükrözi. A társulás mintánkét közel azonos összetételű. Kisebb biofációs-változásra csupán az egyes nemzetségek, vagy azokon belül egyes fajok uralkodó vagy alárendelt mennyiségéből következtetünk.

A Diatomák épek, jó megtartásúak. Legtöbb a plankton forma, a *Melosira radiata* HAJÓS és a *Fragilaria brevistriata* GRUN., *F. construens* (EHR.) GRUN., *F. leptostauron* (EHR.) HUST., *F. pinnata* EHR. összefüggő láncai. Gyakorik az *Epithemia* és *Diploneis* nemzetség fenéklakó fajai. A nagyobb méretű tüskés kovaszivaestűk, az ovoid alakú planktonok (zoosporangium?) nagy mennyisége a diatomás rétegösszlet legmélyebb, kezdeti szakaszán, a lemezes, leveles elválású agyagmarga rétegek jellemzői.

Külön említést érdemel az együttesben nagyobb egyedszámban megjelent *Terpsinoe intermedia* (BAIL.) RALFS faj, melyet GRUNOW (1884) nigériai (Lagos) és sierra leonei lelőhelyekről közölt, jelezvén, hogy héjszerkezete a *Terpsinoe musica* EHR. recens fajra emlékeztet. HUSTEDT (1927) GRUNOW taxonját, mint a *Terpsinoe musica* EHR. var. *intermedia* (GRUN.) HUST. ismerteti. PANTOCSEK (1886) Élesdről (= Alesd, Románia) közölt ábrája és leírása alapján önálló, kihalt fajként fogadjuk el.

A közelálló recens fajok életkörülménye euryhalin. Melegebb tengerek partjainál, feltehetőleg az aljathoz tapadva élt. Hazánk területén pannóniai s. str. üledékekből e fajjal mind ez ideig nem találkoztunk. Jellemzők az együttesre az oligohalob és az endemikus, rövid fajlétűjű, a kunsági (pannóniai s. str.) üledékképződés időegységén belül megjelent, „virágzott” és kihalt fajok.

A diatomás rétegösszlet sekélyvízi, partközeli oligohalin, erősen csökkent sósvízi, meleg tengeröböl üledéke. KÖRPÁSNÉ HÓDI M. a puhatestű maradványok alapján a fúrás 24,2–26,5 m közötti rétegeit a  $P_1^2$  alsó szakaszába, a 27,4–35,0 m közötti rétegeket a  $P_1^1$  felső biosztratigráfiai szakaszába helyezi (2. táblázat).

A *Vértes hegység DK-i előterében* mélyített Csór 8. sz., Csákvár 9., 11., 18. és 31. sz. fúrások diatomás képződményeinek mikroflóráját, biofációját és összefoglalva körülményeit — lévén a neogén medencekitöltés közel azonos képződményei — összefoglalva együttesen ismertetjük. A maradványegyüttest és azok ökológiai adatait a 3. táblázat tartalmazza.

A diatomás képződmények: diatomaföld, diatomás aleurit, diatomás lagunáris-agyag, amelyek vagy üledékfolytonossággal a szarmata tenger litorális üledékeire települnek (Csv. 11., Csv. 18. sz. fúrás) vagy a pelites, aleuritos képződmények fiatalabb üledékképződési szakaszának közbetelepülései (Cs. 8., Csv. 9., 31. sz. fúrás) (HAJÓS 1971, JÁMBOR 1981, JÁMBOR—KÖRPÁS—HÓDI 1973) (2. táblázat).

Az összletben a litorális mesohalin plankton formák uralkodnak. A *Melosira granulata* (EHR.) RALFS és endemikus változata, melegvízi thermophil plankton forma. Sejtjei többnyire összefüggő láncot alkotnak. Sok az endemikus *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS, a *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS és annak változatai, formái. A vékonyhéjú, nagy méretű *Coscinodiscus lacustris* GRUN. példányai töredezték. Az epiphyta *Cocconeis*, *Achnantes*, a fenéklakó *Diploneis* és *Kalaneis* taxonok száma alárendelt.

A kunsági beltenger vizének kiédesülő sótartalmát az oligohalob és mezo-



halob fajok jelzik. A sósvizet igénylő polihalob, és nagy sóingadozást tűró euryhalin formák száma kevesebb (REMANE 1958). Az üledékgyűjtő medence területének partközelségét az édesvízi fajok bizonyítják. A rekonstruálható ősföldrajzi kép nagyobb tengeröböl, számos szigettel, benyúló földnyelvvel, kisebb lagunáris öblökkel.

Az üledékekben az apró Limnocardiumok és a *Congeria cžžeki* M. HOERN. a leggyakoribb kagylók (JÁMBOR 1971).

*Budajenő.* A Gerecse DK-i előterében, a Zsámbéki-medencében mélyült budajenői fúrások vékonyabb (Bő. 2., Bő. 6. sz. fúrás) és vastagabb (Bő. 3. sz. fúrás) diatomás képződményeket tártak fel, melyeket a Diatoma- és Mollusca-fauna alapján a kunsági emelet (= pannóniai s. str.) kiédesülő, csökkentsósvízi biozónájába sorolunk (1. és 2. táblázat).

A rétegösszlet kőzetmintái a Bő. 3. sz. fúrásban meglehetősen egyveretű pelites képződmények. Aleuritós, finomhomokos agyag, agyagmárga világoszürke rétegei váltakoznak a vékonylemezes, könnyű, fehér, fajban és maradványszámban gazdag diatomaföld rétegekkel.

A Bő. 3. sz. fúrás 25,0–194,0 m közötti teljes szelvényét vizsgáltuk. A maradványegyüttes mikroflórája jó megtartású, gazdag. Uralkodnak a Centricae planktonformák. Sok a tengeri euryhalin *Actinoptychus undulatus* (BAIL.) RALFS, *Coscinodiscus impressus* HAJÓS, *C. parvus* HAJÓS. Jelen vannak, bár alárendeltebb számban pannóniai endemikus taxonok, az *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS, *Diploneis soói*, HAJÓS *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS és formái (3. táblázat).

A puhatestűekkel tagolt  $P_1^1$ ,  $P_1^2$  és  $P_1^3$  biosztratigráfiai egységek közel teljes szelvényét vizsgáltuk (2. táblázat). A rétegösszleten belül a mikroflóra összetételének ingadozása csekély. Nagyobb, jelentősebb földrajzi, ökológiai változás az élettérben e területen nem volt. Kisebb változást a víznívó időnkénti emelkedése vagy süllyedése idézett elő. Ezt az ingadozást a maradványok híven tükrözik. Például 75,1–75,4 m között csökkent a víz mélysége, a kovaszivacs vázelemek, Phytolithariák és a planktonformák héjtöredéke több, az ép plankton fajok száma alárendeltebb. 85,0–85,7 m között az epiphyta taxonok mellett jelentősen növekedett a plankton fajok száma. A víz szintje emelkedett. 112,0–194,0 m között a víznívó állandóbb, ingadozása csekélyebb volt. A planktondús melosirás és coscinodiscusos rétegek váltakoznak. Az epiphyta fajok száma e rétegekben kevesebb. Az epiphyták mennyisége a planktonban szegényebb rétegekben növekszik. A víz sótartalma meio-mesohalin is lehetett (REMANE—SCHLIPPER 1958).

A Bő. 2., 3. és 6. sz. fúrásban a szarmata közvetlen fedőjében, vagy annak közelében települt diatomás réteg, rétegösszlet agyagos kifejlődésű. Diatomás agyag, agyagmárga, alginites, szenesedett növénymaradványos agyagrétegek váltakoznak a fajban szegény, rossz megtartású, sekély, állóvízi meso—oligohalin diatomaföld rétegekkel. Ez üledékek maradványegyüttese sekély-állóvízi, fajszegény, korrodált héjú. A Bő. 2. és 3. sz. fúrás biosztratigráfiai tagolását KÖRPÁSNÉ HÓDI MARGIT (szóbeli közlés) Mollusca vizsgálataival egyeztetettük.

A terület időegységen belüli mélysége és sótartalma általában nagyobb lehetett, mint a Csákvári-medencében. Az Ebrüidales—Silicoflagellales tengeri planktonok ép, vékonyvázú maradványai áthalmazottak aligha lehetnek.

*Budapest—Népliget 6. sz. fúrás.* A budapesti Metro-építés előkészítésére mélyített fúrás 14 m-ben szürke, finomhomokos, diatomás agyagot tárt fel. A

maradványegyüttesben sok a kovaszivacstű, gyakoriak az egysejtű ostorosok, a mikroflóra fő tömegét a Diatoma fajok és változataik képviselik (3. táblázat).

A kovaszivacstűk sima és rücskös, tüskés, csöves és tömött, egyenes és ívelten görbült monaxonok. Az egysejtű ostorosok Chrysomonadales ciszták. A Diatomák a ma is élő fajokkal történő összehasonlítás alapján euryhalin, részben állóvizekben élt litorális planktonformák, részben magasabb rendű növényekre, aljzathoz tapadva élő epiphyták vagy fenéklakók.

A gyakoribb fajok alapján az üledékgyűjtő vize oligohalin, 0,5–3‰-es, esetleg meio–mesohalin 3–8–10‰-es, vagyis csökkent sótartalmú brakkvíz volt (REMANE–SCHLIPPER 1958). A Diatomák jelentős része kihalt. A kihalt fajok mind az idősebb miocén (bádeni, szarmata), mind a fiatalabb pleisztocén és jelenkori fajoktól is lényegesen eltérők. Feltűnő nagy méretük, durva díszítettségük és aránylag nagy areolanyílásuk. E fajok az eddigiekben ismertett hegységperemi üledékekből jól ismertek, gyakoriak. A jellemző kihalt *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS, *Campylodiscus pannonicus* HAJÓS, *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS, *Diploneis soói* HAJÓS, *Melosira radiata* HAJÓS, *M. goretzkyi* TSCHER. stb. fajok és a teljes kísérő flóra alapján az üledék párhuzamosítható a Dunántúli-középhegység, sőt az Északi-középhegység peremén lévő fúrások (Bogács 9., Sárospatak 10.) kunsági emeletbeli (pannóniai s. str.) homokos, márgás, agyagos, diatomás, aleuritós üledékeivel. Néhány Diatoma faj a Szovjetunió pliocén üledékeiből is ismert.

### A Bükkaljai és a Tokaji-hegység peremi Diatomái

*A Bogács 9. sz. fúrásban* a fekü miocén piroklasztikum, melyre 177 m-ben kunsági emeletbeli áthalmazott tufa, homokos tufit, zöldesszürke lignites agyag rétegek, felettük Molluscával, főként Limnocardiumokkal, óriás termetű Ostracodákkal és ugyancsak nagy méretű Diatomákkal jellemezhető, finoman rétegzett agyag és agyagos—homokos aleurit rétegek települnek (1., 2., 3. táblázat; HAJÓS—RADÓCZ 1971).

A fúrás 115,0–150,0 m-ig feltárt rétegeiből fajban és mennyiségben is gazdag, jó megtartású mikroflóra együtttest ismertünk meg. A rétegsor 150,0 m alatt található rétegei kovás egysejtű maradványokat nem tartalmaznak. 150 m felett az üledék kezdetben fajszegény, felfelé haladva a rétegek egyre homokosabbak, a diatoma-együttes faj- és egyedszámban egyre gazdagabbá válik anélkül, hogy a maradványok biofációs változást jeleznének. A rétegösszlet homokos aleuritrétegeinek mikroflórája közel azonos ökológiai és ősföldrajzi körülmények között élt és ülepedett.

A flóra tömegét aligsós, csökkentsós, de szárazföldi vizeket is kedvelő euryhalin Diatoma fajok és azok változatai képezik. A víz, amelyben éltek, feltehetően oligohalin 0,3–5‰ sótartalmú, esetleg meio–mesohalin 5–10‰ lehetett. A fajok egy része litorális planktonforma, más része magasabb rendű növényeken, algákon tapadva élő epiphyta, jó részük pedig sekély állóvizekben fenéklakó. A rövid fajlőtűjű új taxonok az üledékgyűjtő vizének gyors kiédesüléséhez alkalmazkodott új formák. Nagy méretük, díszítettségük, rövid fajlőtűjük miatt igen jó biosztratigráfiai „jelző formák”.

*Tállya 6. sz. fúrás.* Az 1950-es évek elején, a Tokaji-hegység térképezéséhez (VARJÚ GY.) lemélyített Tállya 6. sz. kézfúrás alig 6 m mélyen diatomás tufit-réteget tárt fel. E rétegben a Diatoma héjak száma alárendelt. Az együttes

faj- és egyedszámban szegény (3. táblázat), de annál jelentősebb. Legfontosabb formája az *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS, mely először innen került elő és azóta is egyike a legjellemzőbb endemikus kunsági emeletbeli Diatomának. Jelenléte az üledékekben egyértelműen meghatározza annak biosztratigráfiai besorolását, sőt lehetővé teszi a kunsági emeletbeli üledékek párhuzamosítását, rétegtani korrelációját.

Jelentőségét sokáig nem ismertük fel, mert a Tokajhegycsalja kunsági emeletbeli diatomás üledékei egyéb mikro- és makrofaunát nem tartalmaznak. Zónajelző fontosságát csak a későbbi vizsgálatok igazolták, amikor a Bogács 9. sz. fúrás diatomás üledékeiből előkerült jellemző kunsági emeletbeli puha-  
testű és Ostracoda fauna egyértelműen igazolta rétegtani helyzetét.

*Sáros-patak 10. sz. fúrás.* A kunsági emelet legidősebb képződményei itt az áthalmozott bentonitos tufa, piroklasztikum, agyagos tufitos közbetelepülésekkel váltakozó riolittufa.

E réteggösszetből a 224,0–241,6 méterközben települő sárgásfehér, tufitos, tufás diatomaföld-rétegek mikroflóráját vizsgáltuk (GYARMATI—HAJÓS 1971). A 234,4–241,0 m-ben lévő diatomás tufit a szarmata regressziós tenger elsőkélyesedő laguna üledéke. 224,6–234,4 m közben a kőzet tufás diatomaföld, melynek csökkentsósvízi és édesvízi flóraegyüttese bizonyíthatóan pannóniai (3. táblázat). Az üledékgyűjtő sekélyvízű volt. A planktonformák száma alárendelt. Ezek euryhalin tengeri litorális formák, többnyire töredékesek. Valószínűleg áthalmozottak. Az üledékképződés gyors és zavartalan volt. Az édesvízi *Melosira undulata* (EHR.) KÜTZ. és a *Cymbella turgida* (GREG.) CL. melegvízi trópusi tavak algája. A *Melosira arenaria* MOORE, M. *granulata* (EHR.) RALFS és *Fragilaria* láncok épek, a kőzet mikrolemezes lapjaival párhuzamosan helyezkednek el. A diatomás réteggösszet 224,6 m-ében a *Fragilaria*, *Cymbella*, *Epithemia* és *Gomphonema* nemzetség ép héjú édes és csökkentsósvízi fajai uralkodnak.

A konkordánsan települő, egymás feletti rétegek kőzete és mikroflóraegyüttesének különbsége a folyamatos, de rendkívül gyors üledékképződés eredménye.

### A Diatomák rétegtani ökológiai és biosztratigráfiai értékelése

A kunsági emeletbeli diatomás képződményeket kizárólag a hegységperemi kifejlődések területein találjuk (1. ábra), a medencekifejlődések képződményeiben ismeretlenek.

Az eddig ismert diatomás üledékek az ÉNy-i uralkodó szél irányától védett hegységperemi (DK-i) helyzetű mélyedések, sekély lagunáris és mélyebb-vízű öbleiben képződtek. E képződmények többnyire folyamatos üledékképződéssel közvetlenül a szarmata rétegekre települnek (2. táblázat).

A mikroflóra-együttesnek a kunsági emelet időegységén belüli változása folyamatos. A jellemző fajok összetétele és számaránya tájegységenként és az időegység függvényében csak kisebb változást mutat, ezért a diatomás képződményekre érvényes általános megállapításokat az alábbiakban foglalhatjuk össze:

- a kovavázú maradvány-együttesben uralkodnak a *Diatoma* fajok. A fajokon belül is nagy a megjelenési formagazdagság;
- gyakoriak az egysejtű ostorosok, a Chrysomonadales ciszták. Jelentős

a kovaszivacs vázelemek mennyisége. A középső- és felső-miocén üledékeinkből ismert fosszilis tengeri fajok hiányoznak. Ez az üledékgyűjtő vízének lényeges sótartalom-csökkenését igazolja;

— a Diatomák jelentős része plankton és epiphyta. A bentosz formák alárendeltek.

Számos új faj és a már ismert fajok új formái, változatai, megváltozott ökológiai körülményeket igazolnak. Itt is hivatkoznunk kell arra, hogy a litosztratigráfiai változás nem mindig esik egybe a flóra-változással. A Diatomák olyan érzékenyen reagálnak ugyanis a víz ökológiai változásaira — így elsősorban a sótartalom, a hőmérséklet, a pH változásokra —, hogy azt a flóra maradványok sokkal hamarabb tükrözik, mint ahogy az a litológiai rétegsorban észlelhető.

A szarmata és a kunsági emelet közötti biosztratigráfiai határt is kizárólag az ökológiai tényezők megváltozása eredményeként megjelent számos új taxon, forma és változat előfordulása húzza meg. A szabályt erősítő kivételként ez a határ jól egyezik a litosztratigráfiai szarmata — kunsági emelet határral és az egyéb ősmaradványcsoportok által jelzett nagy változásokkal is.

A kunsági emelet felső határát a Diatomák ugyancsak élesen megvonják. Mezohalin — oligohalin, fosszilis, tágabb értelemben vett brakkvízi fajok a balatoni emelet (felső-pannóniai alemelet) képződményeiből hiányoznak. E rétegekből csak édesvízi — legfeljebb gyengénsós belvízi — ma is élő taxonok ismertek.

A Diatomák általában jó megtartásúak, nagyméretűek és durván díszítettek. Jellemző a nagyméretű plankton formák gyakran jelentős mennyisége. Ezek a kihalt, rövid fajlétű taxonok lényegesen különböznek a miocén tengeri és brakkvízi, valamint a jelenkori édes és limnobrajk fajtoktól. Jellemző továbbá a fajok változékonysága, formagazdagsága. Az euryhalin fajok nagy formagazdagságát az élettér vízének gyors sókoncentráció változásához, a gyors kiédesüléshez történő alkalmazkodás eredményezte. A Centricae planktonformáknál a felület növekedése és durva díszítettsége tette lehetővé, hogy a kisebb fajsúlyú közegben is lebegjenek (*Actinoptychus trilobatus* HAJÓS, *Coccinodiscus jámbori* HAJÓS, *Melosira radiata* HAJÓS stb.).

Jellemző morfológiai változás a csónak- és pálcika-alakú Pennatae formák keresztirányú kiszélesedése, a hosszanti (apikális) és a keresztirányú (transzapikális) tengelyek azonos arányra törekvése is. Így jöttek létre a csónak alakú formák  $\times$  és  $+$  alakú változatai, formái, sőt új taxonok.

A maradványok lelőhelyenkénti előfordulását, vagyis földrajzi elterjedését és ökológiai adatait a 3. táblázat, gyakoriságukat, fajlétűjüket a 4. táblázat közli.

Figyelemre méltó és jellemző, különösen a kunsági emelet felső határához közel települő diatomás rétegekben az édesvízi — limnobrajk fajok jelenléte és ezek viszonylag nagy mennyisége. Elsősorban helyhez kötött életmódot képviselő Pennatae-k, amelyeknek hosszú fajlétű taxonjaik ma is élnek.

A Diatomák ökológiai értékelésénél az aktualizmus elvéből kiindulva, a recens fajok ökológiai adatait vettük figyelembe (DRUM 1981, KALBE 1973, KOLBE 1927, HUBER — PESTALOZZI 1942, HUSTEDT 1927; 1927 — 1966; 1956, PANKOW 1976, PATRIK 1961, REMANE 1958). Az irodalmi adatokat kiegészítettük a hazai, már ismert biofációs diatomás üledékek fosszilis diatomáinak empirikus adataival. Ezeket figyelembe véve, a partszegélyi előfordulások területe sekélyvízi 25 — 150, maximálisan 200 m mély lehetett. A planktonok a

mélyebb vizű öblökben éltek. A partközelséget, az epiphyta fajok, a Phytolithariák és a nagy méretű kovaszivacs vázmaradványok jelzik. A hullámveréstől védett, nyugodt állóvízi üledékképződési körülményeket az összefüggő Melosira láncok, Fragilaria láncok, és a nagyméretű, vékonyhjú Actinoptychus, Coscinodiscus és Melosira planktonformák ép diszkoszai bizonyítják.

A víz sótartalma 0,2–5‰-es oligohalob, 5–20‰-es mezohalob, vagyis olyan brakkvíz volt, melyben a sótartalom — a parttávolságtól, vízmélységtől és a szárazföldről beömlő felszíni vizek mennyiségétől függően — tág határok között változott. Az együttesben jelenlévő tengeri fajok kivétel nélkül euryhalin, nagy sóingadozást tűrő formák, melyek recens alakjai kiédesülő tengeröblökben, folyótorkolatokban napjainkban is előfordulnak.

A víz közel semleges, vagy inkább enyhén lúgos lehetett (3. táblázat). Savanyú pH-jú közegben élő, vagy ezt kedvelő fajt az együttesben nem találunk. Kalkophil, azaz mészkedvelő fajjal gyakrabban találoztunk (*Cocconeis placentula* EHR.). Lúgos vizet kedvelő a *Fragilaria brevistriata* GRUN.

Az éghajlatra csupán a vízhőmérsékleti adatokból következtethetünk. Jelentős a melegkedvelő, melegvízi taxonok száma és mennyisége (*Melosira undulata* (EHR.) KÜTZ., *Nitzschia frustulum* (KÜTZ.) GRUN. stb.)

Flóraegyüttesünk endemikus—csökkentsósvízi, amelyet biosztratigráfiai-lag a Diatomák alapján tagolni egyelőre nem tudunk. Ehhez még több, a teljes kunsági emelet üledékképződési ciklusát átfogó képződményegyüttes vizsgálata szükséges. Ezért diatomás képződményeink biosztratigráfiai vázlatát a kísérő puhatestű fauna alapján KÖRPÁSNÉ HÓDI M. biosztratigráfiai együttesinek és egységeinek elismerésével készítettük (2. és 4. táblázat).

A mikroflóra-együttesek ismeretében diatomás képződményeinket összehasonlíthatjuk és párhuzamosíthatjuk a mecseki Sz. 1., Sz. 2., a Csákvári-medence Cs. 8., Csv. 9., 11., 18., 31., a budapesti N. 6., az északmagyarországi B. 9., T. 6., és Sp. 10. sz. fúrások pelites aleuritós üledékeiben.

Fenntartással, a további bizonyító vizsgálatokig, a jellemző fajok alapján ide soroljuk a délszlovákiai Dubravica = Dúbravica, Lutilla = Lutilla, (GRUNOW 1882, ŘEHA KOVÁ 1969), az Erdélyi-medencéből Bibarcfalva, Bucsa, Köpec (PANTOCSEK 1892–1905) és a Turóci-medencében mélyített GHS 1. sz. fúrás (HAJÓS 1974) lelőhelyek diatomás képződményeit is.

A Kárpátokon túli területekről a szomszédos országok szakirodalma hasonló kifejlődésű diatomás képződményeket nem ismertet.

## IRODALOM — LITERATUR

- BALÁZS E. et al. 1981: Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken. — Földt. Int. kiadv.: 54–74.
- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. In BARTHA F. et al.: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 9–172. — Akad. Kiadó, Budapest.
- CLEVE P. T. 1894–1895: Synopsis of the Naviculoid Diatoms. I–II. — Kongl. Svenska Vet. Akad. Handligr., 1894 26 (2): 1–194. 1895 27 (3): 1–219. Stockholm.
- CRAWFORD R. M. 1979: Filament formation in the Diatom genera *Melosira* C. A. Agradh and *Paralia* Heiberg. — Nova Hedwigia, Beiheft 64: 121–133. Lehre.
- DRUM R. W. 1981: Diatoms in the Des Moines River. — Proc. Iowa Acad. Sci. 88 (2): 52–62.

- EVANS G. H. 1964: Two fossil Diatoms from the Lake Deposits of the English Lake District. — *New Phytol.*, 63: 413—417.
- FRENGUELLI G. 1932: Trachelomonadi del Pliocene Argentino: 1—44. Roma.
- GRUNOW A. 1882: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Diatomeen Österreich—Ungarns. — *Beitr. zur Paläontologie Österreich—Ungarns.* 2: 136—159. Wien.
- GRUNOW A. 1884: Die Diatomeen von Franz Josefs-Land. — *Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften.* 48: 53—112. Wien.
- GYARMATI P.—HAJÓS M. 1971: A Sárospatak 10. sz. fúrás diatomás rétegei. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről: 459—475.
- HAJÓS M. 1959: Jelentés a Tállya III. sz. perspektivikus fúrás és a Tállya 6. (Varjú) jelzésű kőzetminták és a Tállya-gomboskai kovaföldbánya kovaalga vizsgálatáról. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- HAJÓS M. 1971, 1973: Diatomées du Pannonien inférieur provenant du bassin néogène de Csákvár. — *Acta Botanica Acad. Sci. Hung.* 17 (1—2): 59—82 (1971), 18 (1—2): 95—118 (1973).
- HAJÓS M. 1974: Vyjskm diatomácei vo vzorkách vrtu GHŠ-I. In GASPARIK J.: Štruktúrný vrt. GHŠ-I. (Horná Štubňa): 35—39. — Bratislava.
- HAJÓS M. 1976: Jelentés a Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m (METRO) kőzetmintájának Diatoma-vizsgálatáról. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- HAJÓS M. 1977: A budajenői B6-2. sz. fúrás neogén képződményeinek Diatoma flórája. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1975-ről: 383—400.
- HAJÓS M. 1978a: A Budajenő B6-3. sz. fúrás (Zsámbéki-medence) alsópannóniai korú Diatomái. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- HAJÓS M. 1978b: A Budajenő-6. sz. fúrás Diatomái. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- HAJÓS M. 1979: Jelentés a Vilonya-6. sz. vízmegfigyelő fúrás kőzetmintáinak Diatoma-vizsgálatairól. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963: Magyarreggy diatomás üledékeinek életföldtani vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1960-ről: 89—119.
- HAJÓS M.—RADÓCZ Gy. 1971: Diatomás rétegek a bükkalji alsópannonból. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről: 271—297.
- HUBER-PESTALOZZI G. 1942: Das Phytoplankton des Süßwasser Diatomeen. In THLE-NEMANN A.: *Die Binnengewässer* 16, Teil. 2. (2): 1—549. — Stuttgart.
- HUSTEDT F. 1927: Bacillariales aus dem Aokiensee in Japan. — *Archiv für Hydrobiologie.* 18: 155—172. Stuttgart.
- HUSTEDT F. 1927—1966: Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. In RABERHORST L.: *Kryptogamen-Flora.* 7 (1): 1—920, (2): 1—845, (3): 1—816. — Leipzig.
- HUSTEDT F. 1930: Bacillariophyta, Diatomeae. In PASCHER A.: *Die Süßwasserflora Mitteleuropas.* 10: 1—466. — Jena.
- HUSTEDT F. 1956: Diatomeen aus dem Lago de Maracaibo in Venezuela. — *Ergebnisse der deutschen limnologischen Venezuela-Expedition 1952.* 1: 93—138. Berlin.
- JÁMBOR Á. 1971: Alsópannóniai diatomaföld-rétegek a csákvári neogén medencében. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1968-ről: 25—31.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Földt. Int. Évk.* 62: 1—259.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS-HÓDI M. 1973: Möglichkeiten für die Horizontierung der pannonischen Ablagerungen im Südost-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 17: 429—467.
- KALBE L. 1973: Kieselalgen in Binnengewässern. — *Diatomeen:* 1—206. Wittenberg.
- KOLBE W. R. 1927: Zur Ökologie, Morphologie und Systematik der Brackwasser-Diatomeen. Die Kieselalgen des Spernerberger Salzgebietes. — *Pflanzenforschung.* 7: 1—146. Jena.
- PALIK P. 1958: Alsópannóniai kovamoszat és kovaszivacs maradványok. — *Földt. Közl.* 88: 83—100.
- PANKOW H. 1976: Algenflora der Ostsee. Plankton. Diatomophyceae: 58—320. Jena.

- PANTOCSEK J. 1886—1905: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Bacillarien Ungarns. — 1: 1—74. Taf. 1—30 1886; 2: 1—123. Taf. 1—30 1889; 3: Taf. 1—42 1892, 1—118. 1905. Nagytapolcsány—Pozsony.
- PATRICK R.—FREESE L. R. 1961: Diatoms (Bacillariophyceae) from Northern Alaska. — Proc. Acad. Nat. Sci., Philadelphia 112 (6).
- ŘEHÁKOVÁ Z. 1969: Changements qualitatifs des associations de Diatomées dans les sédiments tertiaires et quaternaires de Tchécoslovaquie. Études sur les Quaternaire dans le Monde. — Union Intern. pour l'étude du Quaternaire VIII<sup>e</sup> Congrès INQUA Paris: 275—307.
- REMANE A.—SCHLIPPER C. 1958: Die Biologie des Brackwassers. In THIENEMANN A.: Die Binnengewässer. 22: 1—348. — Stuttgart.
- VAN LANDINGHAM I. L. 1967—1979: Catalogue of the fossil and recent genera and species of Diatoms and their synonyms. — 1—8: 1—4654. Vaduz.

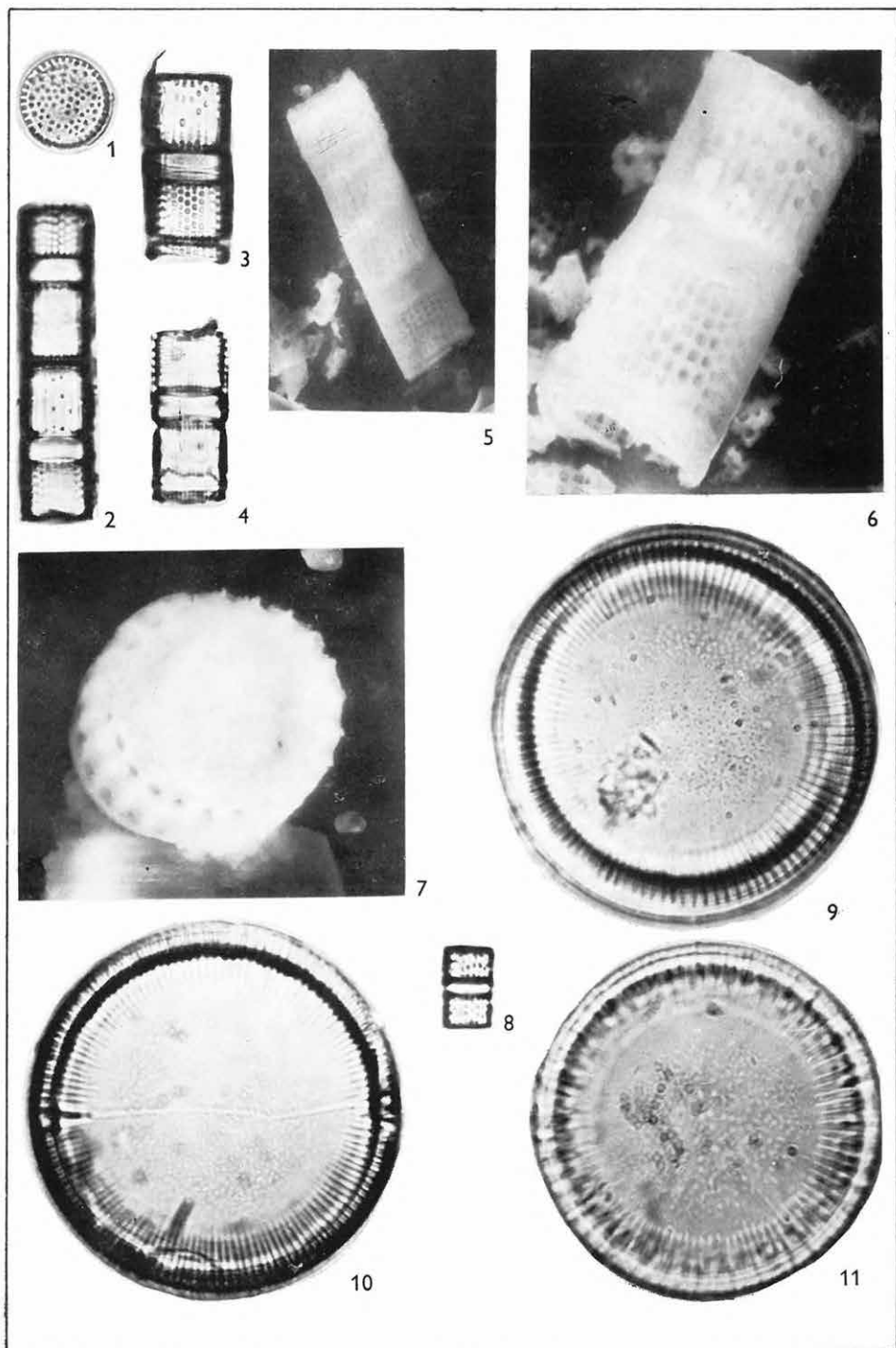
**Táblák — Tafeln**



## I. tábla — Tafel I

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

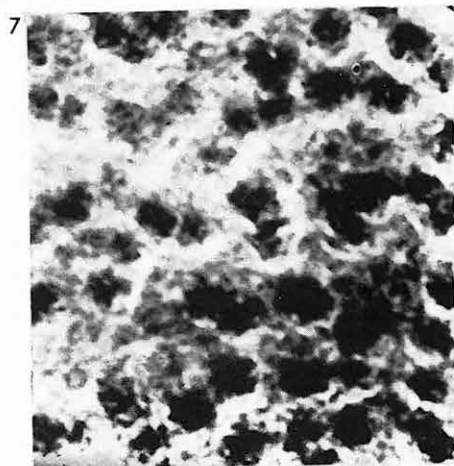
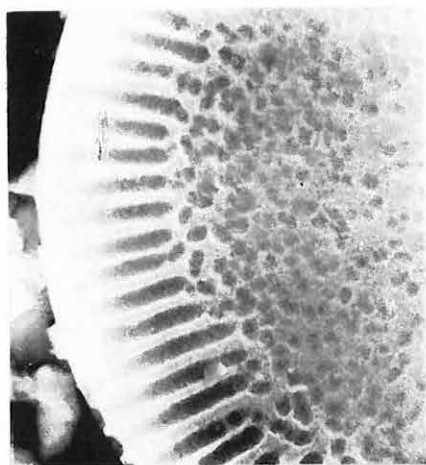
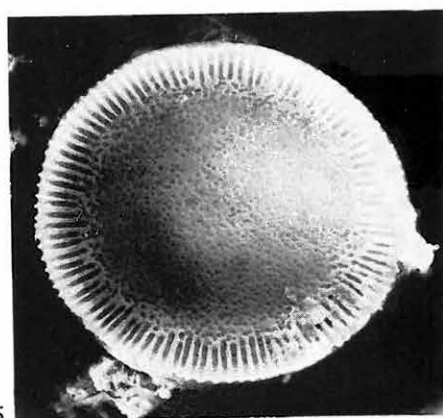
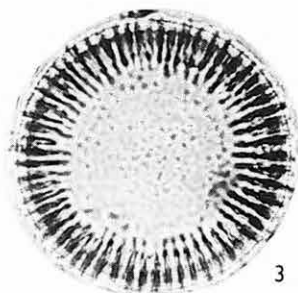
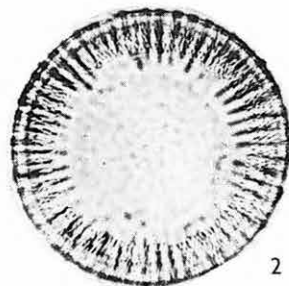
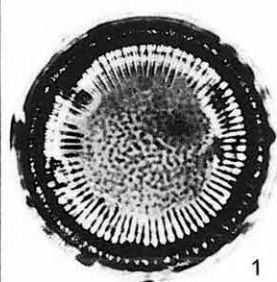
1. *Melosira granulata* (EHR.) RALFS. var. *pannonica* HAJÓS (felülnézet)  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m
2. *Melosira granulata* (EHR.) RALFS. var. *pannonica* HAJÓS (oldalnézet)  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m
- 3—4. *Melosira granulata* (EHR.) RALFS. var. *pannonica* HAJÓS (oldalnézet)  
Csákvár 9. sz. fúrás 126,6—127,7 m
5. *Melosira granulata* (EHR.) RALFS. var. *pannonica* HAJÓS (oldalnézet)  
Scanning felvétel, 1000×  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m
6. *Melosira granulata* (EHRT.) RALFS. var. *pannonica* HAJÓS (oldalnézet)  
Scanning felvétel, 2000×  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m
7. *Melosira granulata* (EHRT.) RALFS. var. *pannonica* HAJÓS (felülnézet)  
Scanning felvétel, 4000×  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m
8. *Melosira miocaenica* TSCHER.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 9—10. *Melosira radiata* HAJÓS  
10. Holotypus  
Bogács 9/5 sz. fúrás 115,0—125,0 m
11. *Melosira radiata* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m



## II. tábla — Tafel II

( A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

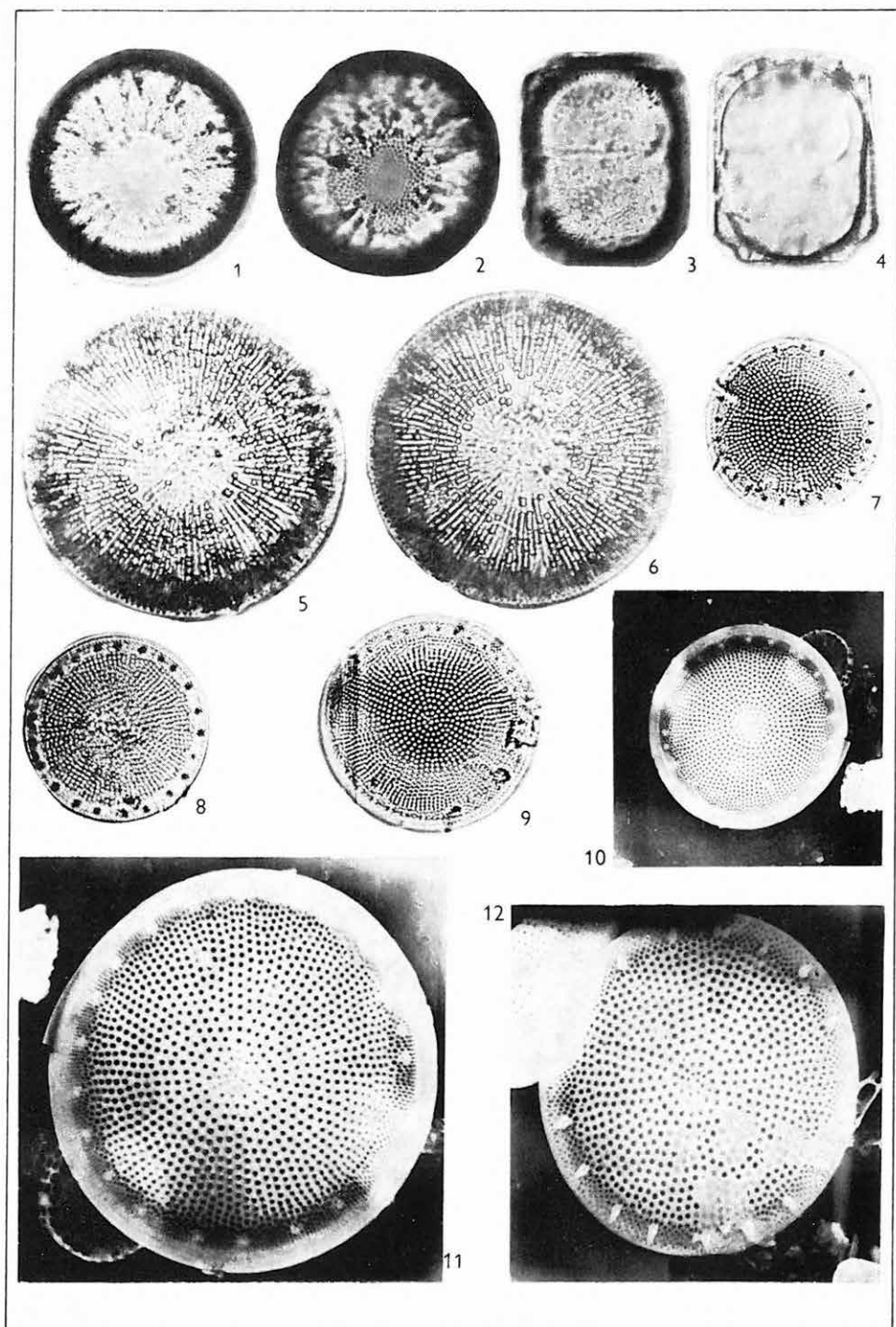
1. *Melosira teres* BRUN  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,5 m
- 2–3. *Melosira teres* BRUN  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,0 m
4. *Melosira teres* BRUN (belső felület övi résszel)  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m  
Scanning felvétel, 1600×  
(a valva külső felülete)
5. *Melosira teres* BRUN  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m  
Scanning felvétel, 1000×  
(a valva külső felülete)
6. *Melosira teres* BRUN  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m  
Scanning felvétel, 3000×
7. *Melosira teres* BRUN (a valva külső felülete)  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m  
Scanning felvétel, 1000×



## III. tábla — Tafel III

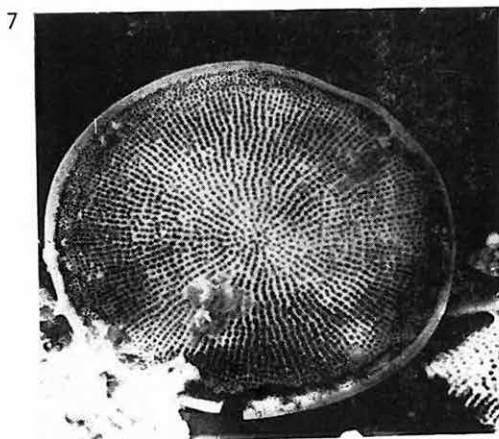
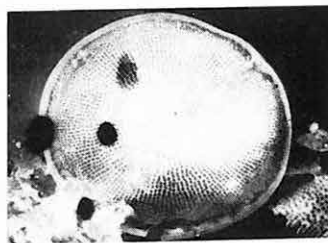
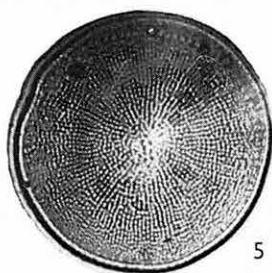
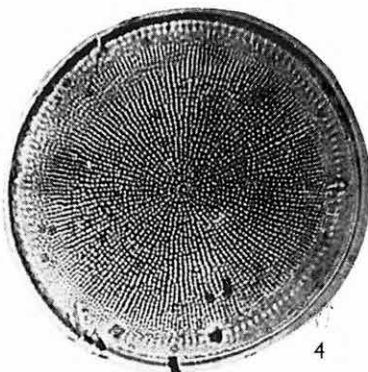
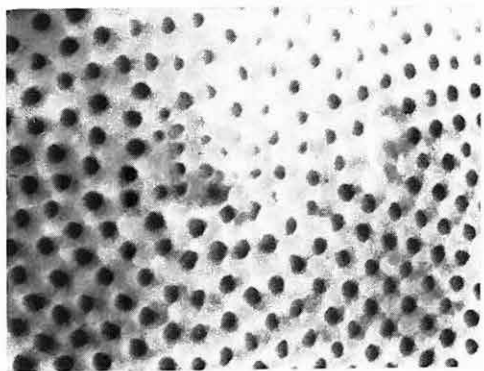
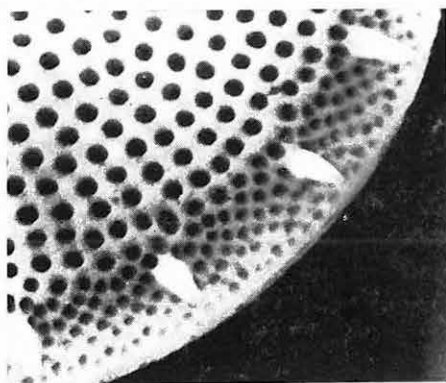
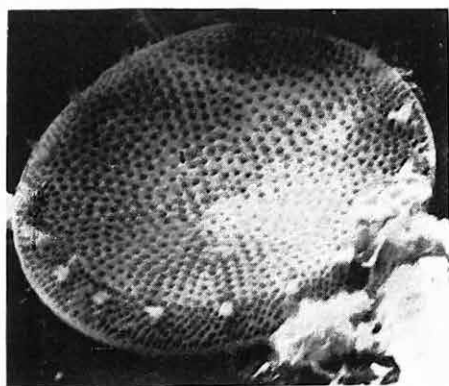
(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

- 1—2. *Podosira hungarica* PANT. (felülnézet)  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 3—4. *Podosira hungarica* PANT. (oldalnézet)  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 5—6. *Podosira pannonica* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m, (Holotypus)
7. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9—27,4 m
8. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
9. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,0 m
10. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS (a valva belső felülete)  
Scanning felvétel, 1000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
11. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS (a valva belső felülete)  
Scanning felvétel, 2000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
12. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS (a valva külső felülete)  
Scanning felvétel, 2000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m



## IV. tábla — Tafel IV

1. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS (a valva külső felülete)  
Scanning felvétel, 2400×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
2. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS (a valva külső felületének szegélye)  
Scanning felvétel, 6000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
3. *Coscinodiscus jámbori* HAJÓS (a valva külső felületének központi része)  
Scanning felvétel, 6000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 4—5. *Coscinodiscus lacustris* GRUN.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
6. *Coscinodiscus lacustris* GRUN. (a valva belső felülete)  
Scanning felvétel, 1000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
7. *Coscinodiscus lacustris* GRUN. (a valva belső felülete)  
Scanning felvétel, 1600×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m

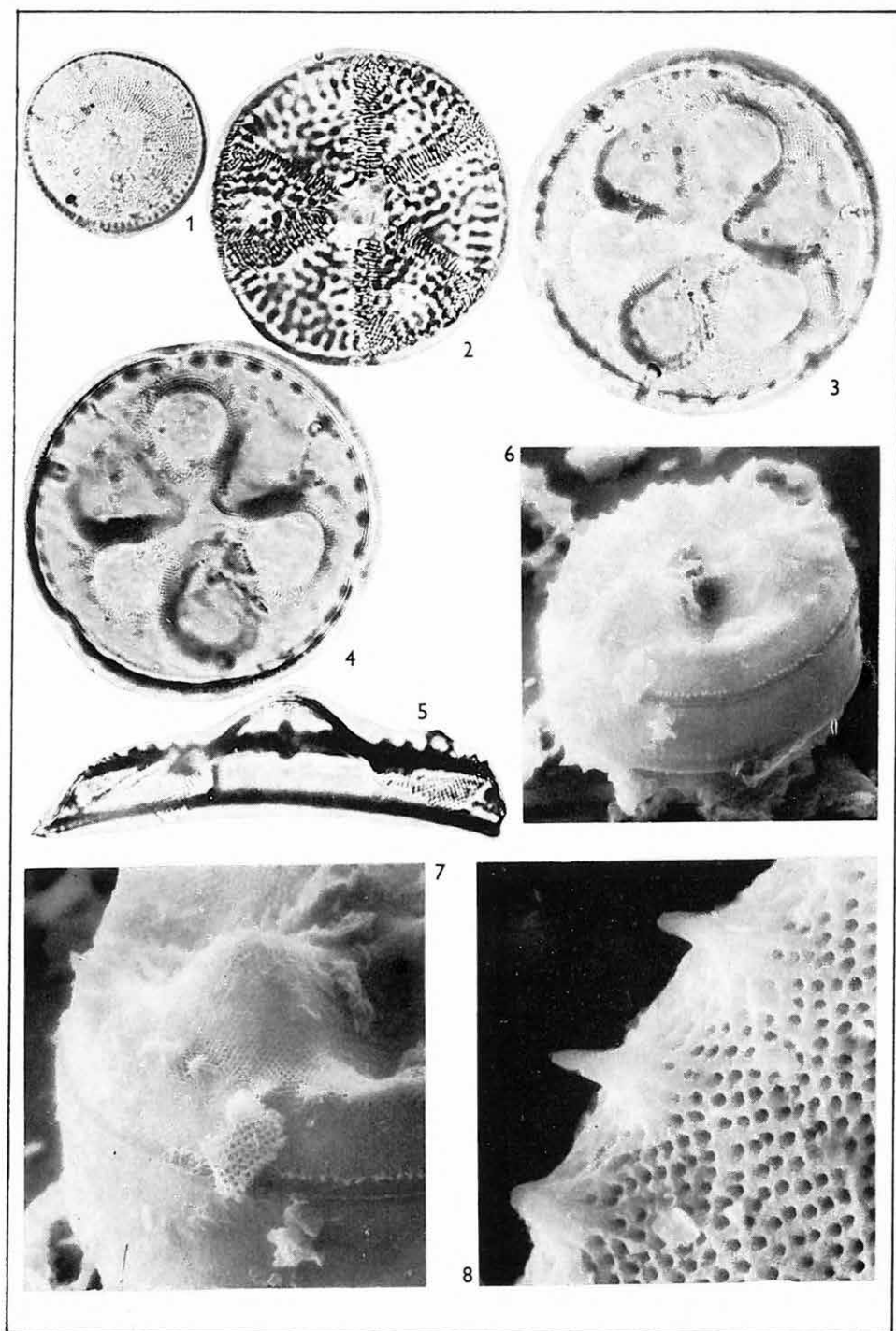




## V. tábla — Tafel V

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

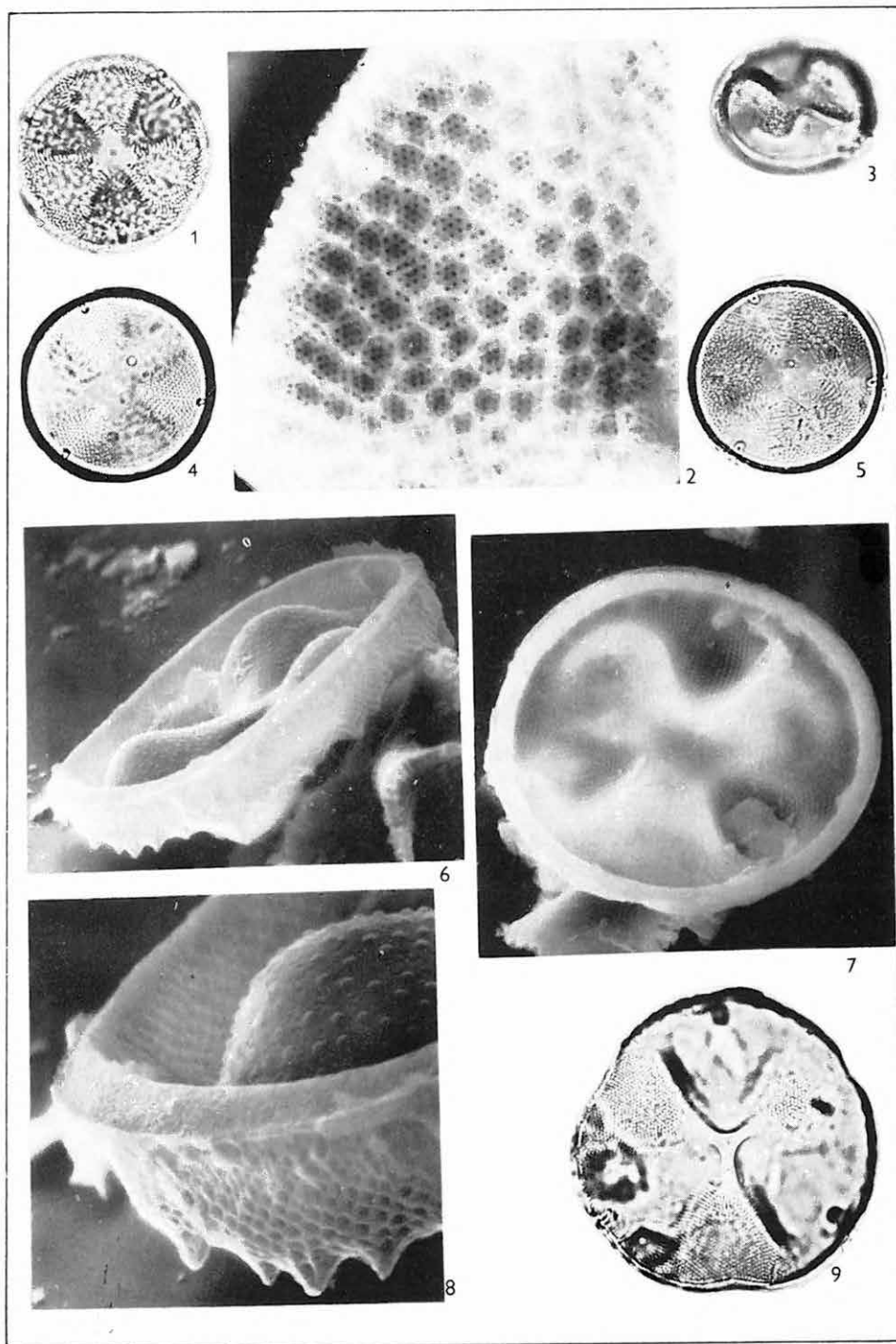
1. *Coscinodiscus lacustris* GRUN. f. *pannonica* HAJÓS  
Bogács 9/5. sz. fúrás 135,0—140,0 m, (Holotypus)
2. *Actinoptychus oppernoorthi* REINH.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 3—4. *Actinoptychus pannonicus* HAJÓS (felülnézet)  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m, (Holotypus)
5. *Actinoptychus pannonicus* HAJÓS (oldalnézet)  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m
6. *Actinoptychus pannonicus* HAJÓS  
(a valva külső felülete az övi résszel)  
Scanning felvétel, 1000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m
7. *Actinoptychus pannonicus* HAJÓS  
(a valva külső felülete az övi résszel)  
Scanning felvétel, 2000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m
8. *Actinoptychus pannonicus* HAJÓS  
(a valva felülethajlatában kiemelkedő nagy tüskék)  
Scanning felvétel, 6000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m



## VI. tábla — Tafel VI

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

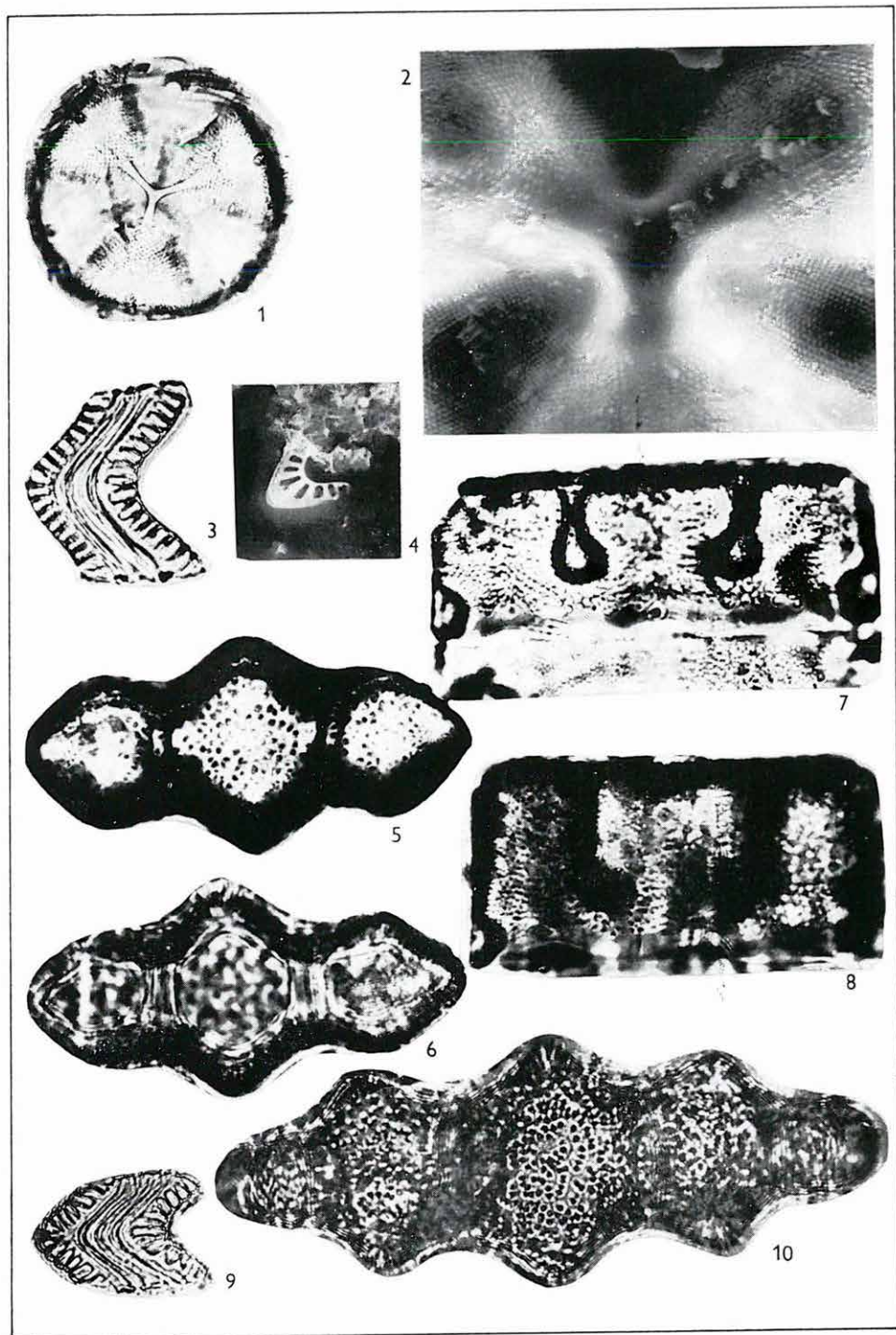
1. *Actinoptychus undulatus* (BAIL.) RALFS.  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0–256,9 m
2. *Actinoptychus undulatus* (BAIL.) RALFS.  
(a valva külső felülete a szegélyrésszel)  
Scanning felvétel, 3000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6–61,5 m
3. *Actinoptychus undulatus* (BAIL.) RALFS. v. *tamanica* JOUSÉ  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0–256,9 m
- 4–5. *Actinoptychus simplex* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,1–26,9 m, (Holotypus)
6. *Actinoptychus simplex* HAJÓS  
(a valva belső felület oldalnézete 60°-os döntéssel)  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6–61,5 m
7. *Actinoptychus simplex* HAJÓS (a valva belső felülete)  
Scanning felvétel, 1800×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6–61,5 m
8. *Actinoptychus simplex* HAJÓS  
(a valva belső felület oldalnézete 60°-os döntéssel, részlet)  
Scanning felvétel, 6000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6–61,5 m
9. *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS  
Csákvár 11. sz. fúrás 132,2 m



## VII. tábla — Tafel VII

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

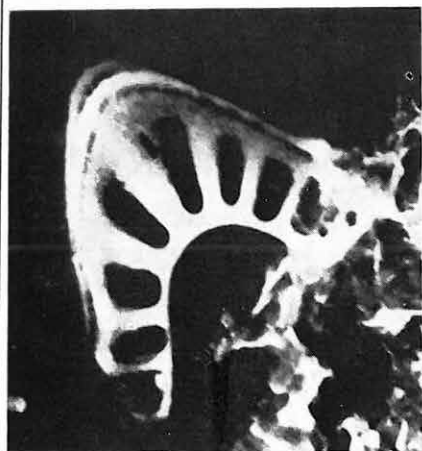
1. *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
2. *Actinoptychus trilobatus* HAJÓS  
(a valva külső felülete a központi areával)  
Scanning felvétel, 2000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m
3. *Entophyla antiqua* HAJÓS (oldalnézet)  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m, (Holotypus)
4. *Entophyla antiqua* HAJÓS (oldalnézet)  
Scanning felvétel, 1000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 5—6. *Terpsinoe intermedia* GRUN. (felülnézet)  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9 m
- 7—8. *Terpsinoe intermedia* GRUN. (oldalnézet)  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9 m
9. *Entophyla antiqua* HAJÓS (oldalnézet)  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
10. *Terpsinoe intermedia* GRUN. (felülnézet)  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9 m



## VIII. tábla — Tafel VIII

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

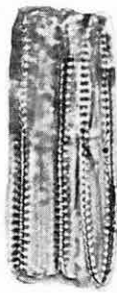
1. *Entophyla antiqua* HAJÓS (oldalnézet)  
Scanning felvétel, 4000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 2–3. *Fragilaria crassa* HAJÓS  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m, (Holotypus)
4. *Fragilaria estherae* HAJÓS  
Csákvár 31. sz. fúrás 262,5–265,0 m
5. *Fragilaria estherae* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,1–26,9 m
6. *Fragilaria estherae* HAJÓS  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
7. *Fragilaria fossilis* (PANT.) HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 8–9. *Fragilaria fossilis* (PANT.) HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,0 m
10. *Fragilaria fossilis* (PANT.) HAJÓS  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0
11. *Fragilaria fossilis* (PANT.) HAJÓS f. *triangula*  
n. f. HAJÓS Holotypus  
Csákvár 18. sz. fúrás 85,0–96,0 m
12. *Fragilaria leptostauron* (EHR.) HUST. var. *amphitetras* PANT.  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9 m
13. *Fragilaria magna* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9–27,4 m
- 14–15. *Fragilaria magna* HAJÓS 15.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m, (Holotypus)
16. *Fragilaria magna* HAJÓS  
Szilágy 1. sz. fúrás 74,1–74,8 m
17. *Mastogloia dubravicensis* HAJÓS  
Szilágy 1. sz. fúrás 74,1–74,8 m
- 18–19. *Mastogloia dubravicensis* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
20. *Mastogloia dubravicensis* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,5–25,7 m (Holotypus)



1



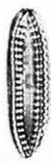
2



3



4



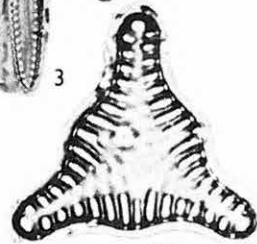
5



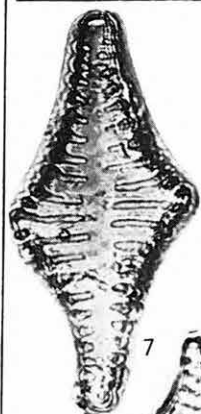
6



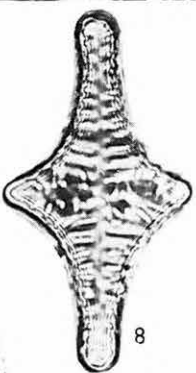
10



11



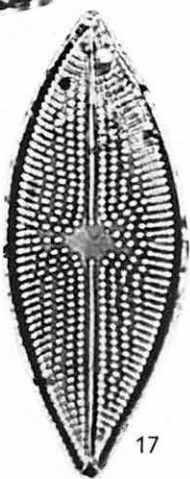
7



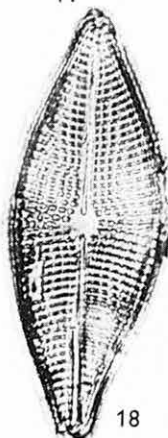
8



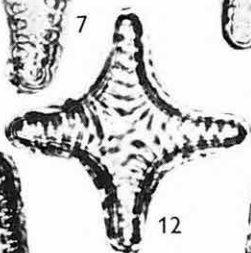
9



17



18



12



13



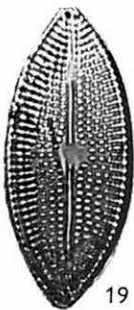
14



15



16



19



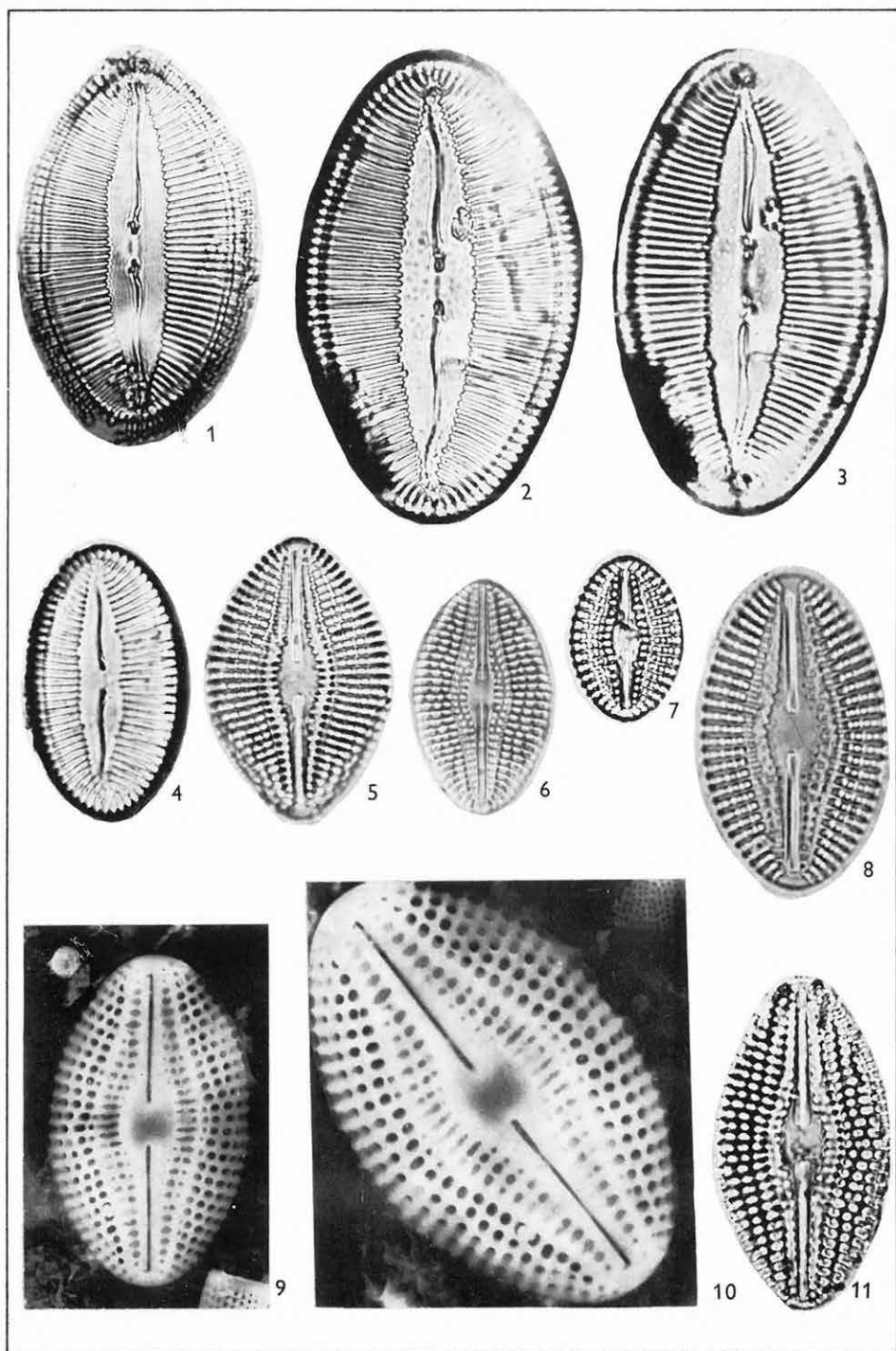
20



## IX. tábla — Tafel IX

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

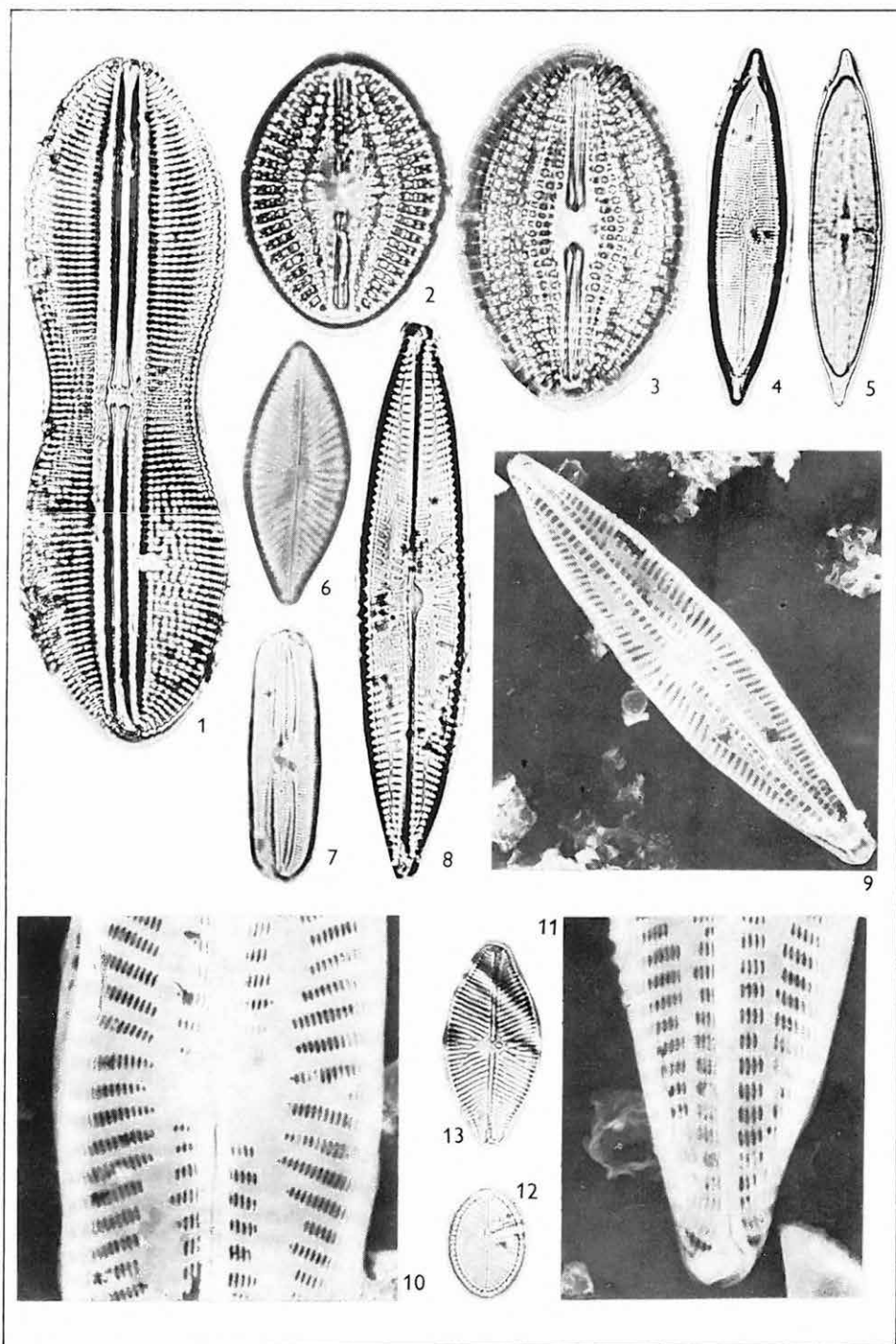
1. *Mastogloia koriana* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0, (Holotypus)
- 2—3. *Mastogloia koriana* HAJÓS f. *granulata* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m, (Holotypus)
4. *Mastogloia koriana* HAJÓS  
Szilágy 1. sz. fúrás 58,6—61,5 m
5. *Diploneis elliptica* (KÜTZ.) CL. v. *pannonica* HAJÓS  
Szilágy 1. sz. fúrás 74,1—74,8 m, (Holotypus)
6. *Diploneis elliptica* (KÜTZ.) CL. v. *pannonica* HAJÓS  
Bogács 9/5 sz. fúrás 135,0—140,0 m
7. *Diploneis esthereia* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9—27,4 m
8. *Diploneis esthereia* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
9. *Diploneis esthereia* HAJÓS (a valva külső nézete)  
Scanning felvétel, 1000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
10. *Diploneis esthereia* HAJÓS (a valva külső nézete)  
Scanning felvétel, 1500×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
11. *Diploneis esthereia* HAJÓS  
Szilágy 1. sz. fúrás 74,1—74,8 m, (Holotypus)



## X. tábla — Tafel X

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

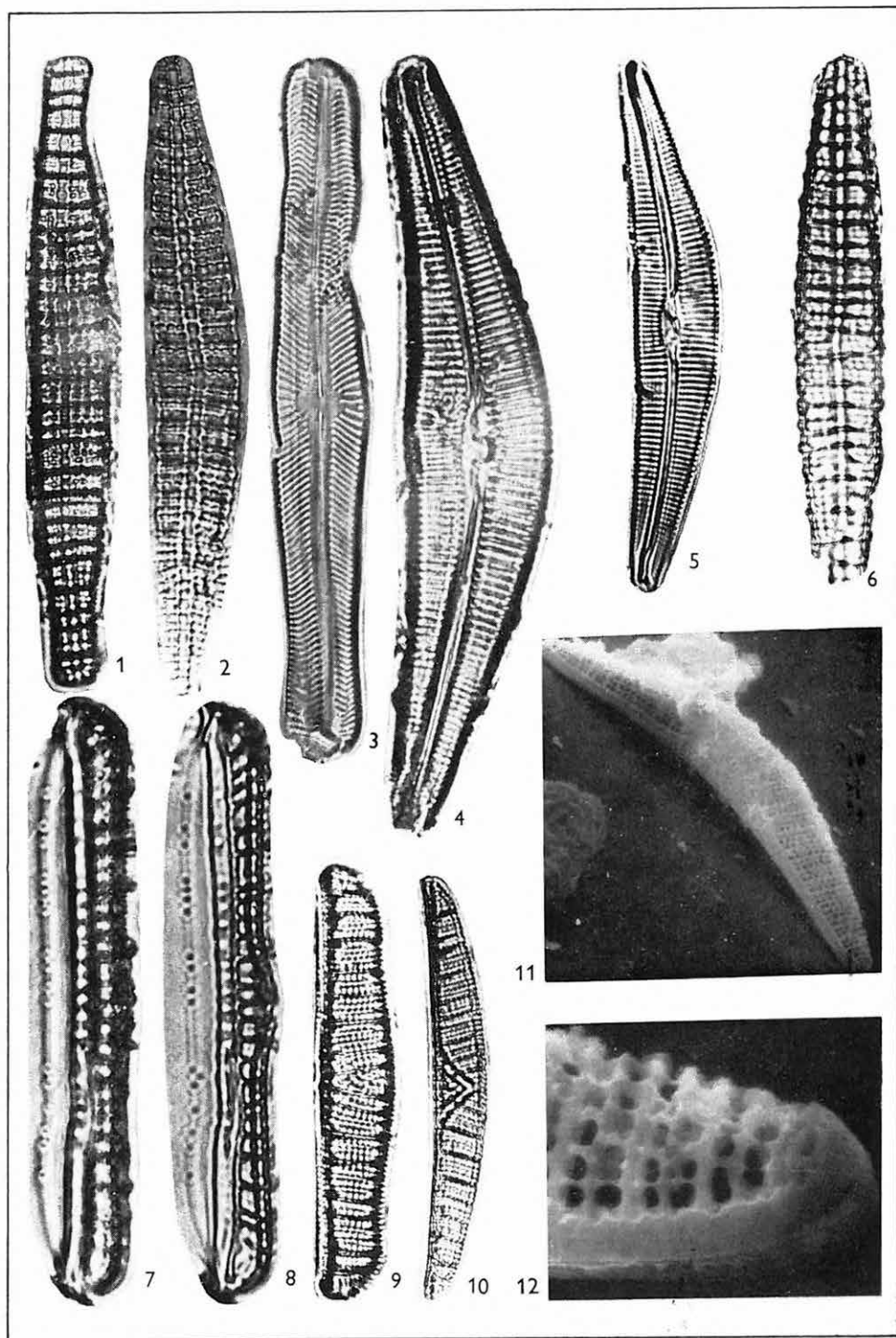
1. *Diploneis splendida* (GREG.) CL. v. *andesitica* (PANT.) HUST.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
2. *Diploneis soói* HAJÓS  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m
3. *Diploneis soói* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 4—5. *Stauroneis vilonyana* HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,9—27,4 m (Holotypus)
6. *Navicula clementis* GRUN.  
Bogács 9/5. sz. fúrás 135,0—140,0 m
7. *Navicula forcipata* GREV. v. *balnearis* (GRUN.) CL.  
Bogács 9/5. sz. fúrás 135,0—140,0 m
8. *Navicula haueri* GRUN.  
Vilonya 6. sz. fúrás 26,1—26,9 m
9. *Navicula haueri* GRUN. (a valva külső nézete)  
Scanning felvétel, 1000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
10. *Navicula haueri* GRUN. (a valva külső nézete)  
Scanning felvétel, 3000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
11. *Navicula jimboi* PANT.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
12. *Navicula scutelloides* W. SM.  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,0 m
13. *Navicula haueri* GRUN. (a valva külső nézete)  
Scanning felvétel, 3000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m



## XI. tábla — Tafel XI

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

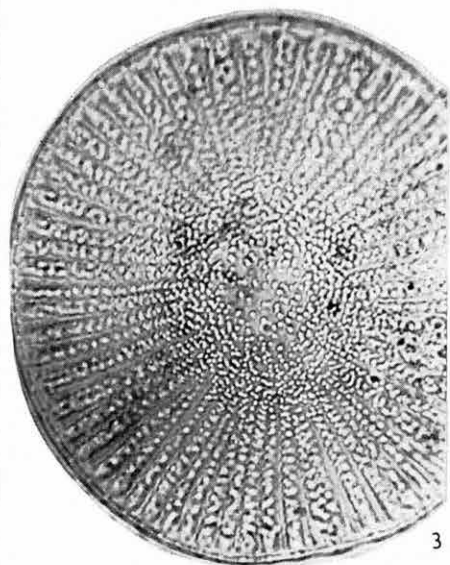
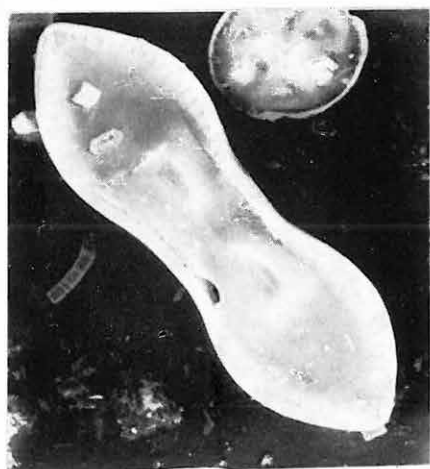
- 1—6. *Epithemia aspera* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m, (l. Holotypus)
2. *Epithemia aspera* HAJÓS  
Szilágy I. sz. fúrás 74,1—74,8 m
3. *Pinnularia gibba* EHR. v. *flexicostata* HAJÓS  
Bogács 9/5. sz. fúrás 135,0—140,0 m
4. *Cymbella dubravicensis* GRUN.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
5. *Cymbella inflexa* PANT.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 7—8. *Rhopalodia gibba* (EHR.) O. MÜLL. v. *boryana* (PANT.) O. MÜLL.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
9. *Epithemia hungarica* (PALIK) HAJÓS  
Vilonya 6. sz. fúrás 25,0 m
10. *Epithemia pannonica* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m (Holotypus)
11. *Epithemia pannonica* HAJÓS (a valva külső felülete)  
Scanning felvétel 1000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m
12. *Epithemia pannonica* HAJÓS (a valva külső felülete)  
Scanning felvétel, 6000×  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—61,5 m



## XII. tábla — Tafel XII

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

1. *Cymatopleura solea* (BRÉB.) W. SM. (belső felület)  
Scanning felvétel, 3000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
2. *Cymatopleura solea* (BRÉB.) W. SM. (pseudoraphe kiemelkedő része)  
Scanning felvétel, 2000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
3. *Campylodiscus pannonicus* HAJÓS  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m (Holotypus)
4. *Cymatopleura solea* (BRÉB.) W. SM. (a belső felület szegély része)  
Scanning felvétel, 3000×
- 5., 7. *Surirella hungarica* HAJÓS  
Szilágy I. sz. fúrás 58,6—65,1 m (Holotypus)
6. *Surirella oblongella* HAJÓS  
Csákvár 31. sz. fúrás 256,0—256,9 m

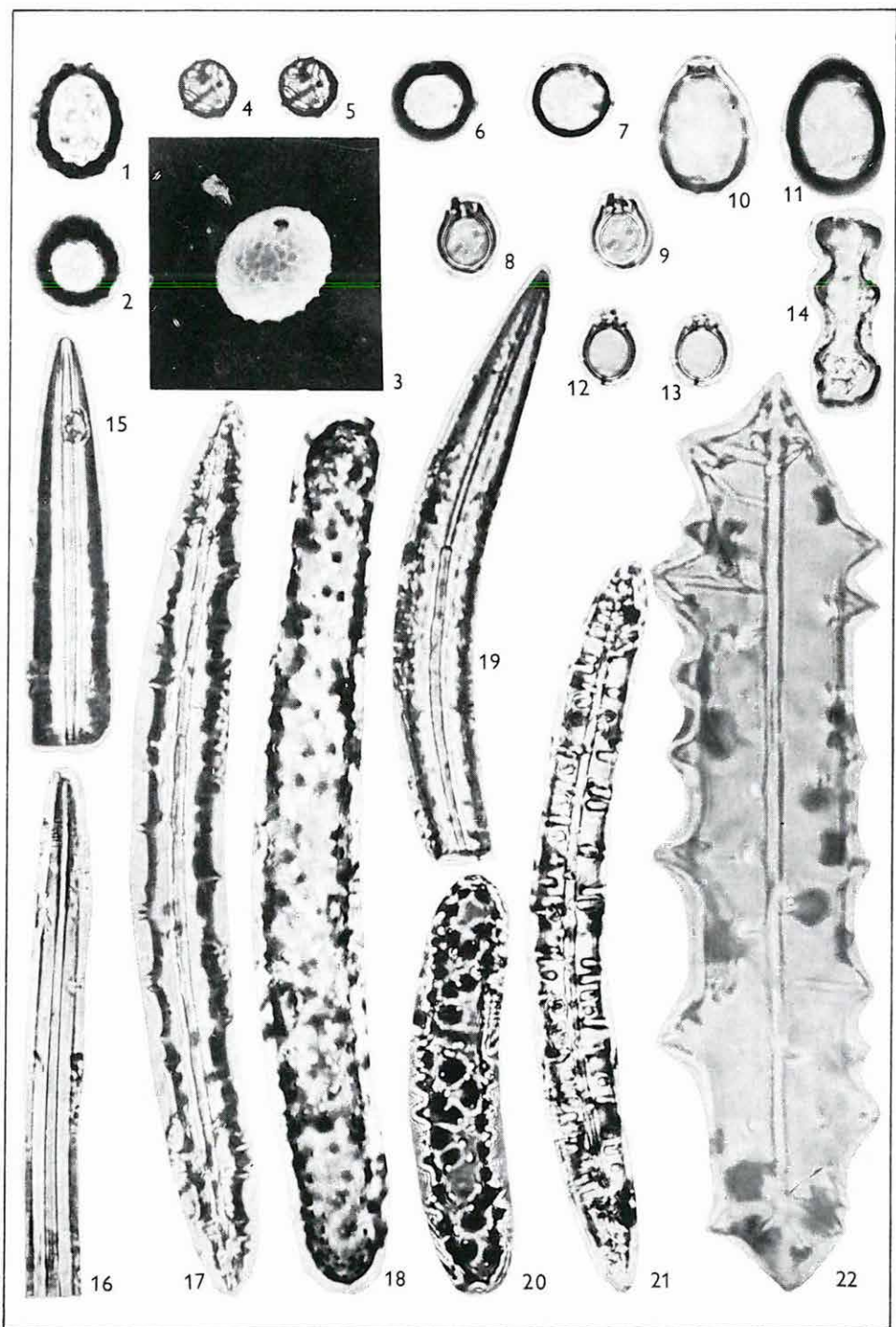




## XIII. tábla — Tafel XIII

(A fénymikroszkópi felvételek nagyítása 1000×-es)

1. *Clericia terciaria* (PANT.) DEFL.  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
2. *Clericia* sp.  
Szilágy I. sz. fúrás 74,1—74,8 m
3. *Clericia* sp.  
Scanning felvétel, 2000×  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 4—5. *Clericia cinctata* RAMPI  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
- 6—7. *Outesia deflandreiana* HAJÓS  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
- 8—9. *Outesia laevis* FRENG.  
Bogács 9/5. sz. fúrás 135,0—140,0 m
- 10—11. *Outesia membranosa* (FRENG.) DEFL.  
Bogács 9/5. sz. fúrás 135,0—140,0 m
- 12—13. *Outesia laevis* FRENG.  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
14. Phytolitharia; Lithostylidium  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
15. Porifera; Oxea töredék  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
16. Porifera; Oxea töredék  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
17. Porifera; Acanthostyl  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
18. Porifera; Acanthostyl  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
19. Porifera; Oxea  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m
20. Porifera; Acanthostyl  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
21. Porifera; Acanthostyl  
Népliget 6. sz. fúrás 14,0 m
22. Porifera; Acanthostyl  
Szilágy 2. sz. fúrás 166,0 m





## SZERVESVÁZÚ MIKROPLANKTON EGYÜTTESEK ELTERJEDÉSE A MAGYARORSZÁGI KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI ÉS FIATALABB KÉPZŐDMÉNYEKBE\*

SÜTŐNÉ SZENTAI MÁRIA\*\*

### Bevezetés

A tágabb értelemben használt pannóniai (s. l.) rétegösszlet pelites üledékeiben helyenként tömegesen fordulnak elő szervesvázú mikroplankton (alga) maradványok. Hazai viszonylatban a Dinoflagellata együttes leírásával elsőként NAGY LÁSZLÓNÉ (1965 a; 1965 b; 1966; 1969) foglalkozott, majd Romániában N. BALTES (1971) közölt a miénkkel azonos együttest, s írt le új fajokat. Ezt követően dolgozták ki L. E. STOVER és W. R. EVITT (1978) a pleisztocén előtti Dinoflagellaták határozásának új módszerét, amelynek alapján egységes szempontok szerint lehetett meghatározni ezt az együttest.

A szervesvázú mikroplankton vizsgálatok néhány kivételtől eltekintve a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat Központi Anyagvizsgáló Laboratóriumában készültek. Az 1981 decemberéig feldolgozott fúrások földrajzi helyét az 1. ábrán tüntettük fel.

### Őslénytani leíró rész

A pannóniai (s. l.) képződményekben, jelenlegi ismereteink szerint, hat biozóna különíthető el (1. táblázat). A biozónák határa nem mindig azonos a kőzetfáciesek vagy a faunaegyüttesek határával. A partszegélyi és medencebelseji rétegsorok vizsgálata ezen mikrofosziliák széles horizontális elterjedését igazolta. Vertikális elterjedésüket viszont a környezeti faktorok (sótartalom, hőmérséklet, pH) változása határoolja le.

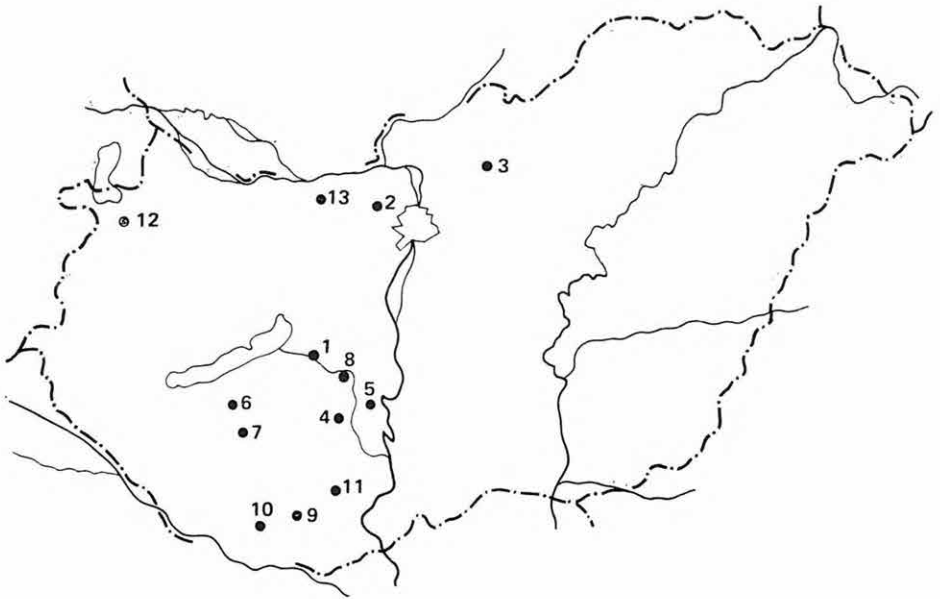
A Dinoflagellata biozonáció jellemzését és a legjellemzőbb fajok leírását Közép-Dunántúl lignitkutató fúrásairól és a Tengelic 2. sz. fúrásról írt tanulmányok tartalmazzák. (SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1982). Az ebben leírt új fajok: *Spiniferites validus*, *Spiniferites tengelicensis*, *Millioudodinium foveolatum*, *Pontiadinium pécsváradensis*, *Pontiadinium obesum*, *Chytroisphaeridia tuberosa*, *Pleurozomaria ultima*.

A PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostratotypen sorozat Pannonien M<sub>6</sub> kötetében megjelenő tanulmányban további két új faj, az *Impagidinium globosum* és az *I. spongianum* leírását közöljük.

Medencebelseji kifejlődésben a szarmata és pannóniai s. str. rétegek mikroplankton együttese folyamatos üledékképződés esetén is jól elkülöníthető.

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\*Országos Földtani Kutató és Fúró V. Komló, Kossuth L. út 1. H—7301. Pf. 86.



1. ábra. A szervesvázú mikroplankton vizsgálatok néhány pannóniai (s. 1.) fúrásaszelvényéből

1. Lajoskomárom 1., 2. Budajenő 2., 3. Szirák 2., 4. Tengelic 2., 5. Paks 2., 6. Gálosfa 1., 7. Igal 7., 8. Tolnanémedi 2., 9. Egerág 7., 10. Bosta 1., 11. Pécsvarad 15., 12. Fertőrákos 21., 13. Tata (TVG) 63. sz. fúrások

Abb. 1. Pannonische Bohrprofile mit auf organisches Skelettführendes Mikroplankton durchgeführten Untersuchungen

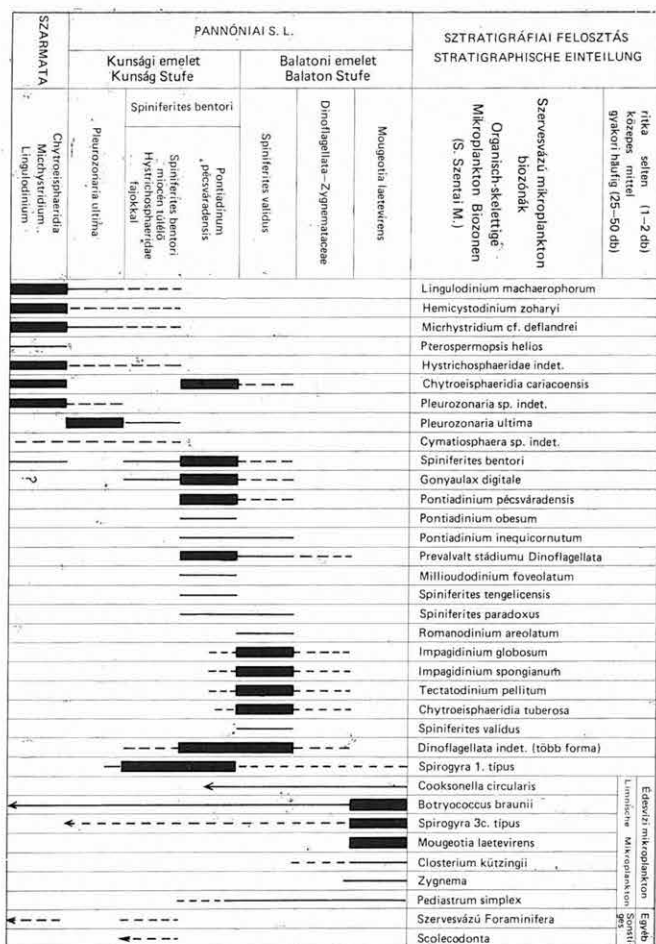
A Budajenő 2. és Lajoskomárom 1. sz. fúrások szarmata és pannóniai s. str. határrétegeiben vannak átfutó, a miocén rétegekben (Mecsek hg. Szilágy 1. sz. fúrás) megfigyelt fajok is: *Hemicystodinium zoharyi* (ROSSIGNOL), *Hemicystodinium zoharyi ktana* (ROSSIGNOL), *Lingulodinium machaerophorum* (DEFL. et COOKSON), *Michhystridium* cf. *deflandrei* VALENSI, valamint a Tasmanites, Pleurozonaria, Cymatiosphaera, Pterospermopsis nemzetségek fajai több Hys-trichosphaeridae formával együtt. Az átfutó fajok gyakorisága a fáciestől függően mintánként változó, de a szarmata és pannónia s. str. rétegösszlet viszonylatában fölfelé csökkenő tendenciát mutatnak. Utolsó példányaik a Spiniferites bentori biozóna alsó részében a Scolecodonta és a szervesvázú Foraminifera maradványokkal együtt a miocén sósabb vízű, túlélő egyedeit képviselik. A Budajenő 2. és Lajoskomárom 1. sz. fúrások szarmata rétegeiben a *Chytroispheridia cariacoensis* WALL faj gyakori, míg a pannóniai s. str. rétegösszlet bázisán a Zalai Márga Formációban a *Pleurozonaria ultima* SÜTŐ-SZENTAI faj a jellemző.

A szarmata rétegösszlet felső részén (Bő. 2. sz. fúrás 216,0—223,2 m) közepes dominanciával fodult elő a *Spiniferites bentori* (ROSS.) SARJEANT faj, amelynek ez a legidősebb előfordulása. Ez az algafaj a pannóniai s. str. rétegeken belül a Zsámbéki Márga, Drávai Agyagmárga, Csákvári Agyagmárga Formációkban több variációs formával fordul elő, ahol a thekás formák nagy alaggazdagsággal kísérik (2. ábra).

1. táblázat – Tabelle 1.

A szervesvázú mikroplankton biozónák határa a vizsgált fúrásokban  
 Grenzen der organischen Mikroplanktonbiozonen in den Untersuchten Bohrungen

SZARMATA SARMAT	PANNÓNIAI /s. l./						SZTRATIGRÁFIAI FELOSZTÁS						
	Kunsági emelet Kunság Stufe			Balatoni emelet Balaton Stufe			SZTRATIGRAPHISCHE EINTEILUNG						
Chytroisphaeridia – Murchystridium – Linguodinium Hemicystodinium	Pleurozonaria ultima	Spiniferites bentori		Spiniferites validus	Dinoflagellata – Zygnemataceae	Mougeotia laetivirens	vizsgált fúrások untersuchte Bohrungen biozónák Biozonen						
		Spiniferites bentori sósvízi túlélő Hystichosphaeridae fajokkal	Pontiadinium pécsváradensis										
		680,5	670,4					663,0	533,5	502,5	334,8	77,0–13,0	Lajoskomárom Lk. 1.
		225,6	216,0					205,6	77,5–24,2	24,2–4,0 maradványmentes ohne Fossilien			Budajenő Bő. 2.
								564,7	428,4	294,3	161,3	34,1–13,0	Szirák Sz. 2.
			665,0–663,9					?	640,7–620,0	614,0–564,0	552,0–117,7	96,8–85,4	Tengelic T. 2.
									627,3–603,0	578,8–573,8	560,0–159,4		Paks P. 2.
										311,4–228,0	221,2–15,0		Gálosfa G. 1.
									638,4–634,0	628,1–329,5	318,1–15,0		Igal I. 7.
												169,2–34,8	Tolnanémedi Tn. 2.
									348,8–348,5	297,9–101,3	51,6–51,4		Egerág 7.
										201,7–101,1			Bosta 1.
			67,6–63,0	63,0–57,6			Pécsvárad 15.						
			55,0–31,0	29,0–7,0			Fertőrákos Frk. 21.						
			168,5–158,5 üres	158,5–90,2	90,2–34,0	34,0–10,5 üres	Tata Tvg. 63.						



2. ábra. A szervesvázú mikroplankton vertikális elterjedése a szarmata és pannóniai korú képződményekben

Abb. 2. Vertikale verbreitung des Mikroplanktons mit organischem Skelet in den Bildungen des Sarmats und der pannonischen Abteilung

Szervesvázú mikroplankton biözónák a Kunsági emelet képződményeiben

### *Pleurozonaria ultima* biözóna

A pannóniai s. str. alján elhelyezkedő Zalai Marga Formációra (Lajoskomárom 1., Budajenő 2., Tengelic 2. sz. fúrások) a *Pleurozonaria ultima* SÜTŐ-SZENTAI faj a jellemző. A zónajelző faj a tengelic fúrásban volt a leggyakoribb, ahol csak egy-egy rossz megtartású Spirogyra 3c típusú és Cymatiosphaera alga kísérté. Dominanciája euxin csökkentsósvízi fáciesre utal. A lajoskomáromi és budajenői fúrásokban kísérőegyüttesében több szarmata

elem — *Lingulodinium machaerophorum* (DEFL. et COOKSON), *Hemicystodinium zoharyi* (ROSS.), *Michrhystridium* cf. *deflandrei* VALENSI — is jelen van. Ezek itt a sósabb vízi medencebelsejei fáciest igazolják.

### *Spiniferites bentori* biozóna

A biozóna a *Spiniferites bentori* (ROSS.) SARJEANT faj morfológiai változatai, valamint kísérőegyüttesének különböző összetétele alapján két alzónára tagolható. Az alsó részt a zónajelző faj kerekded változata jellemzi, valamint a faj planktonikus dimorf alakja, a *Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID 1911, amely a fáciestől függően változó gyakoriságú (II. tábla, 2. ábra). A Zsámbéki Márga Formációban (Lk. 1. sz. fúrás) még ritka, a Drávai Agyagmárga Formációban helyenként már tömeges is lehet. Kísérőegyüttesében néhány példányban a *Hemicystodinium zoharyi* (ROSSIGNOL), *Lingulodinium machaerophorum* (DEFL. et COOKSON), *Michrhystridium* cf. *deflandrei* VALENSI és a *Pleurozonaria ultima* SÜTŐ-SZENTAI fajok még magasabb sótartalmat jelezhetnek, mint amilyen a felsőbb rétegösszletek képződése idején uralkodott. Erre utalnak a miocénből átfutó, túlélő fajok és a *Pleurozonaria ultima* SÜTŐ-SZENTAI faj is. Felső része a Pontiadinium pécsváradensis alzóna, amelyben a *Spiniferites bentori* (ROSS.) faj mellett először csak néhány példányban, majd dominánsan mutatkozik a Pontiadinium nemzetség több fajjal. A Pontiadiniumok dominanciája az alzóna felső részére jellemző. A zónajelző *Spiniferites bentori* (ROSS.) faj kerekded és körte alakú változatai mellett új elem az ovoid, nyújtott forma (II. tábla, 5. ábra). Az együttesre a bentonikus formák dimorf alakjának, a *Gonyaulax digitale* (POUCHET) fajnak jól fejlett, nagyobb példányai, valamint a köztes stádiumú (ún. prevalvált stádiumú) Dinoflagellaták nagy gyakorisága is jellemző.

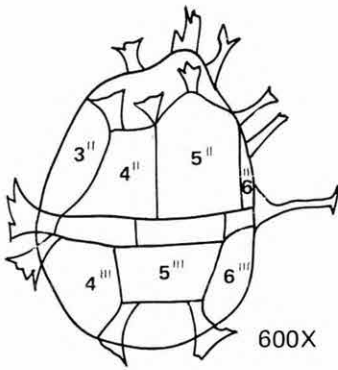
A Dinoflagellaták prevalvált stádiumú alakjainak fosszilizálódásáról adatot eddig még nem közöltek. Ezek a formák sem tabulációt, sem függelékét nem viselnek, de méreteik, valamint az apikális csúcs és az archeopyle helyzete és alakja tekintetében a *Spiniferites bentori* (ROSS.)—*Gonyaulax digitale* (POUCHET) fajjal azonosak lehetnek.

Az alzóna együttesét a zónajelző faj mellett a *Pontiadinium pécsváradensis* SÜTŐ-SZENTAI, *P. obesum* SÜTŐ-SZENTAI, *P. inequicornutum* (BALTES), *Chytroisphaeridia cariacensis* WALL, *Millioudodinium foveolatum* SÜTŐ-SZENTAI, *Spiniferites paradoxus* (COOKSON) et EISENACK) és több, eddig még le nem írt Dinoflagellata faj alkotja. Az együttes legjellemzőbb alakjait a 3. ábra tünteti fel.

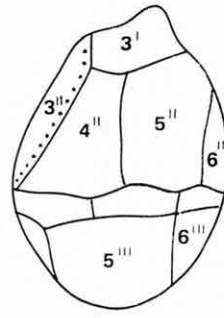
A zónajelző *S. bentori* (ROSS.) alga ma is élő, egyedfejlődése folyamán létrehozott planktonikus és bentonikus dimorf alakjait azonosították (D. WALL—B. DALE 1970).

A fosszilis dimorf alakok azonosítását először a közép-dunántúli Szólád 1. I/1. sz. fúrásban, majd a Tengelic 2. sz. fúrásban végeztük el (SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1982). A fosszilis faj dimorf alakjainak azonosítása fontos, mert esetenként vagy az alvó spóra, vagy a thekás-planktonikus stádium fordul elő, attól függően, hogy partközeli vagy parttól távolabbi-e a kifejlődés. A dimorf alakok a partszegélyi sekélyvízi fáciésben együtt fordulnak elő, míg a parttól távolabbi kifejlődésekben általában a thekás-planktonikus forma a gyakoribb. A bentonikus és planktonikus alakok felismerésével a heteropikus fáciések

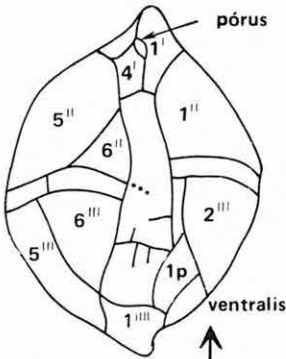




Spiniferites bentorii (ROSS.)  
Szirák 2. sz. f.

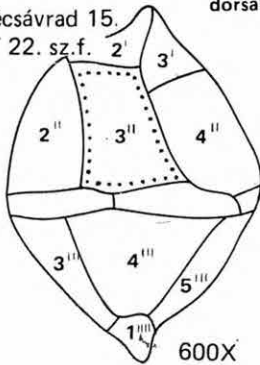


Gonyaulax digitale (POUCHET)  
Szirák 2. sz. f.

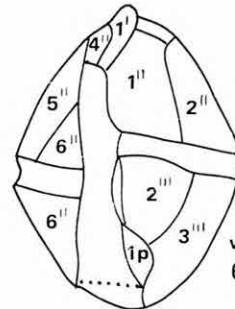


Pontiadinium  
pécsváradensis  
n. sp.

Pécsávrad 15.  
/T 22. sz.f.

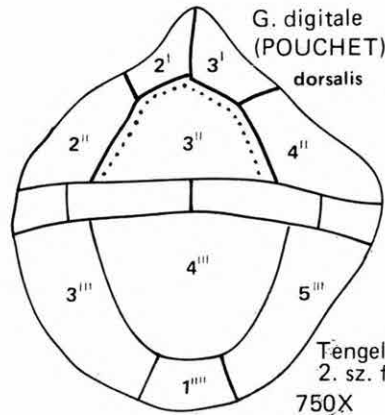


600X



ventralis  
600X

Gonyaulax digitale (POUCHET)  
Pécsávrad 15./T 22. sz. f.



G. digitale  
(POUCHET)  
dorsalis

Tengelic  
2. sz. f.  
750X

3. ábra. A Pontiadinium pécsváradensis subzóna jellemző Dinoflagellatái  
Abb. 3. Die charakteristischen Dinoflagellaten der Pontiadinium  
pécsváradensis-Subzone

azonosítása is elvégezhető, de sűrű mintavétel esetén a vertikális szelvényekben az oszcillációs jelenségek is jól követhetők.

A *Pontiadinium pécsváradensis* alzóna morfológiailag változatos együttesében már nem fordulnak elő a miocén sósabb vízi algái (*Hemicystodinium*, *Lingulodinium*), de a mészvázú nannoplankton előfordulása sem következetes ezekben a rétegekben, Egyes területeken, ahol a sótartalom kisebb lehetett (pl. a Pécsvárad-medencében) a nannoplankton hiányzik, s úgy látszik, hogy csak a Dinoflagellaták szaporodtak tovább.

A *Spiniferites bentori* biozóna felett a Dinoflagellaták morfológiai változását mind a medenceperemi, mind pedig a medencebelsejei fáciesekben megfigyeltem. A környezeti faktorok közül a sótartalom csökkenésén túl a hőmérséklet változása lehetett a döntő, ami a Dinoflagellaták megvastagodását és gyors szelekcióját okozhatta. A kunsági és balatoni emeletek határát ennél a kritikus földtörténeti hőmérsékletcsökkenési pillanatnál javasoljuk rögzíteni, mert az algamaradványok morfológiai változása viszonylag jól követhető, s elméletileg, legalábbis a nyílt medenceterületeken, közel azonos időszintet jelölhet ki.

#### A balatoni emelet mikroplankton biozónái

##### *Spiniferites validus* biozóna

A thekás Dinoflagellaták megvastagodása, valamint a *Spiniferites validus* SÜTŐ-SZENTAI faj kialakulása jelzi az ökológiai viszonyok változását. A *Spiniferites validus* fajnak több változatát lehetett megfigyelni (IV. tábla 1—2. ábra). Előfordulására jellemző, hogy a homokosabb üledékekben ép példányai, az agyagosabb rétegekben töredékei fordulnak elő. A vizsgált fúrásokban nem volt gyakori. Az együttesben a zónajelző faj a legnagyobb termetű, s nem kizárt, hogy a *Spiniferites bentori* (ROSS.) faj mutánsa, mert folyamatos üledék-képződésű medencebéli fáciesben (Szirák 2. sz. fúrás) a két faj közötti átmeneti alakokat is megtaláltuk. Kísérő együttesében az *Impagidinium globosum* SÜTŐ-SZENTAI, *I. spongianum* SÜTŐ-SZENTAI, *Tectatodinium pellitum* WALL, *Chytroeisphaeridia tuberosa* SÜTŐ-SZENTAI a leggyakoribbak, de vannak új fajok, pl. a *Romanodinium areolatum* BALTES, amelynek több változatát is megfigyeltük. Ezekon kívül a *Pontiadinium* nemzetségbe tartozó új fajok és egyéb ismeretlen, eddig még le nem írt Dinoflagellaták egészítik ki a zóna együttesét.

A biozóna alsó részét még faj- és egyedgazdag mikroplankton flóra uralja, de felfelé haladva rövidesen megindul a faj- és egyedszám csökkenésének irreverzibilis folyamata, amely a teljes kiédesedéssel fejeződik be.

A balatoni emelet rétegeiben a Dinoflagellaták mellett az édesvízi zöldalgák is jellemzők lehetnek. Megjelenésüket a *S. bentori* biozóna felső részén figyeltük meg, de következetesen a *S. validus* biozónától kezdve jelentkeznek. Tömeges elszaporodásuk helyenként megfigyelhető, különösen a lignittelepes rétegösszlet heteropikus fáciesében ott, ahol tavi, pelites üledékképződés volt.

## Szervesvázú mikroplankton biozónák együtteseinek vertikális és horizontális elterjedése

A pannóniai (s. l.) rétegekben változatos variációs formákat létrehozó *Spiniferites bentori* (ROSSIGNOL) SARJEANT faj hazai legidősebb előfordulását a szarmata rétegek felső részén figyeltük meg, ahol tengeri jellegű Hystrichosphaeridae fajok kísérték. A fajt M. ROSSIGNOL (1962) jelezte először és írta le Izrael negyedkori rétegeiből, ahol gyakorisága ellentétes volt a foraminiferák előfordulásával. Ezt követően R. HARLAND Anglia post-pleisztocén; D. WALL az Atlanti-óceán negyedkori; D. HABIB pedig É-Olaszország Tabiano rétegeiből közölték a fajt, de mindenütt tengeri jellegű Hystrichosphaeridae formákkal együtt. A Kaspi mélyföld akcsagil korú rétegeiből a *Pontiadinium pécsváradensis* SÜTŐ-SZENTAI fajhoz hasonló Dinoflagellatát közölt A. A. CSIGURJAJEVA—R. E. RUBINA (1967) is. A Kárpát-medence romániai területéről N. BALTES (1971) az ún. „pontien” rétegek dinoflagellata együttesében jelezte ezt a fajt, tömegesen az „alsó-pontien” rétegekben.

A *Spiniferites bentori* (ROSSIGNOL) faj az általunk vizsgált fúrásokban változatos variációkkal és gazdag thecás együttesel a *Congerina banatica* és *Congerina cžjžeki* faunát bezáró pannóniai s. str. rétegekre a legjellemzőbb. Ennek a Dinoflagellatának robbanásszerű elterjedését a magyarországi kunsági emeletbeli rétegekben mind a partszegélyi, mind a medencebelseji fáciesekben megfigyeltük. A kiédesedés előrehaladásával fokozatosan csökkent a mennyisége, majd kipusztult. A fáciesek tér- és időbeni vándorlása következtében más területeken tovább élt és él ma is a trópusi és szubtrópusi tengerek lagúnáiban.

### IRODALOM — LITERATUR

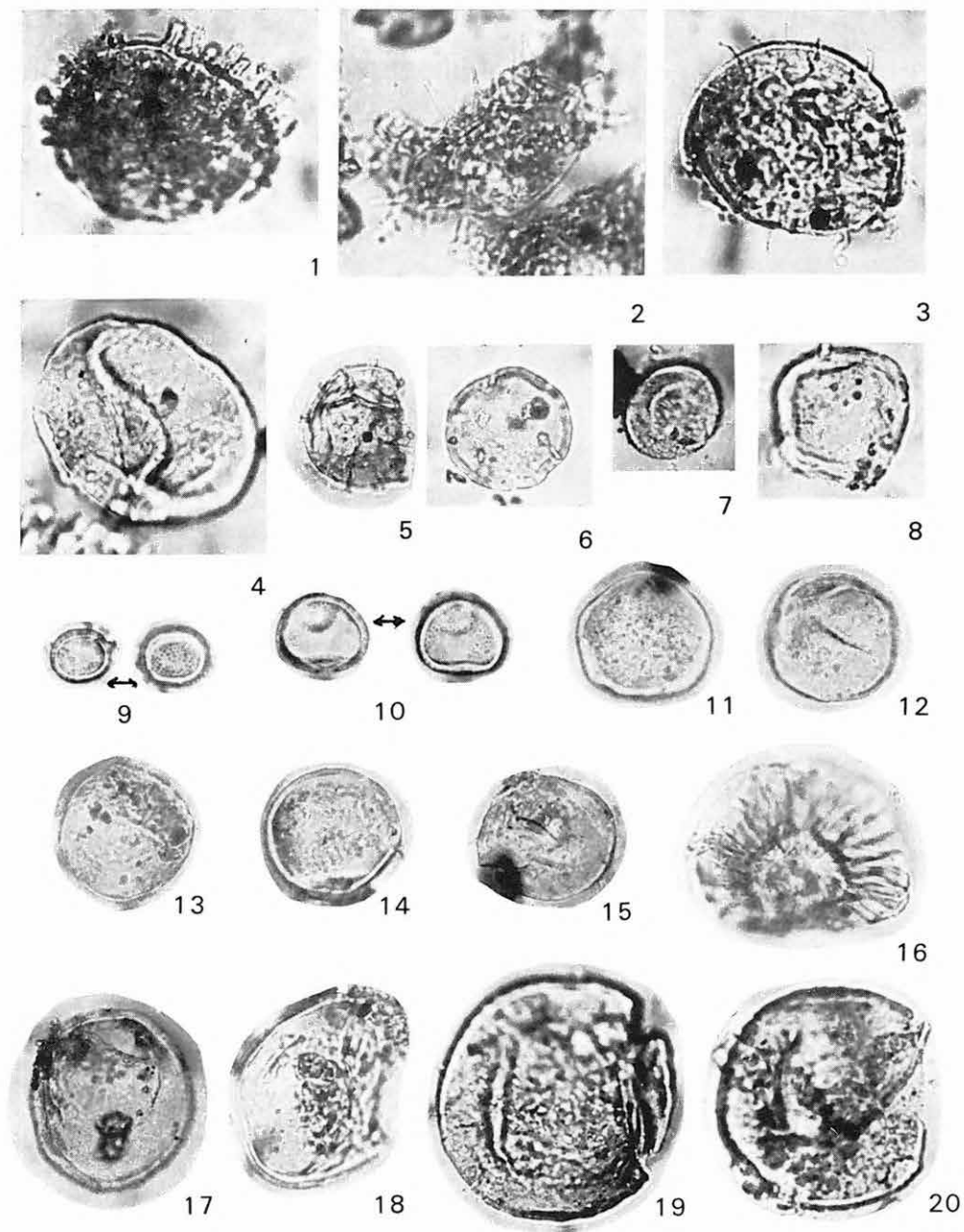
- BALTES N. 1971a: Tertiary plant microfossil assemblages from the Pannonien depression (Romania) and their palaeoecology. — Rev. Palaeobot. and Palynol. 11 (2): 125—158.
- BALTES N. 1971b: Pliocene Dinoflagellata and Acritarcha in Romania. In FARINACCI A.: Proc. Second Planktonic Conference Rome 1970. Edizioni Tecnoscienza 1: 1—19. — Roma.
- CSIGURJAJEVA A. A.—RUBINA R. E. 1967: Vodoroszli-Peridinei, Pediasztrum i Botriococci v pliocenovüh i pleisztocenovüh otlozsenijah Prikasziija. — Izdat. Nauka: 60—66.
- EVITT W. R.—LENTIN J. K.—MILLIQUOD M. E.—STOVER L. E.—WILLIAMS G. L. 1977: Dinoflagellate cyst terminology. — Geol. Survey Paper 76—24: 1—11.
- HABIB D. 1971: Dinoflagellate stratigraphy across the Miocene—Pliocene boundary, Tabiano stratotype section. In FARINACCI A.: Proc. Second Planktonic Conference Rome 1970 Edizioni Tecnoscienza 1: 591—598. — Roma.
- HARLAND R. 1968: A microplankton assemblage from the Post-Pleistocene of Wales.—Grana. — Palynologica 8 (2—3): 536—554.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- KOFOID C. A. 1911: Dinoflagellata of the San Diego region, IV. The genus *Gonyaulax*, with notes on its skeletal morphology and a discussion of its generic and specific characters. — Univ. of California Publication in Zoology 8. (4): 187—286.
- NAGY L.-NÉ 1965a: A mecseki neogénben talált planktonszervezetek fáciesjelző szerepe. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról: 69—76.
- NAGY (E.) L.-NÉ 1965b: The microplankton occurring in the Neogene of the Mecsek Mountains. — Acta Bot. 11 (1—2): 197—216.

- NAGY (E.) L.-NÉ 1966: Investigations into the Neogenic microplankton of Hungary. — *The Palaeobot.* 15: 1–2.
- NAGY L.-NÉ 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. — *Földt. Int. Évk.* 52 (2).
- ROSSIGNOL M. 1962: Analyse pollinique de sédiments marins Quaternaires en Israël II. Sédiments Pleistocènes. — *Pollen et Spores* 4 (1): 121–148.
- SARJEANT W. A. S. 1970: The genus *Spiniferites* Mantell 1850 (Dinophyceae). — *Grana* 10 (1): 74–78.
- STOVER L. E.—EVITT W. R. 1978: Analyses of Pre-Pleistocene organic-walled Dinoflagellates. — *Stanford Univ. Publ.*: 1–300. California.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 1982a: Szervesvázú mikroplankton biozónák a Közép-Dunántúl pannóniai rétegösszletében. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1980-ról: 309–344.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 1982b: A Tengelic-2. sz. fúrás pannóniai képződményeinek szervesvázú mikroplankton és sporomorpha maradványai. — *Földt. Int. Évk.* 65: 205–233.
- WALL D. 1967: Fossil Microplankton in deep sea cores from the Caribbean Sea. — *Palaeontology* 10. (1): 95–123.
- WALL D.—DALE B. 1970: Living hystorichosphaerid Dinoflagellate spores from Bermuda and Puerto Rico. — *Micropaleontology* 16 (1): 47–58.
- VAN GEEL B.—VAN DER HAMMEN T. 1978: Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. — *Rev. of Palaeobot. and Palynol.* 25 (5): 377–391.

## I. tábla — Tafel I

(Az 1—4., 6—20. ábrák nagyítása 500×)

1. *Hemicystodinium zoharyi ktana* (ROSSIGNOL) WALL 1967  
Bó. 2. sz. fúrás 213,0—214,0 m
2. *Hemicystodinium zoharyi* (ROSSIGNOL) WALL 1967  
Lk. 1. sz. fúrás 669,4—670,4 m
3. *Lingulodinium machaerophorum* (DEFL. et COOKSON) WALL 1967  
Bó. 2. sz. fúrás 216,6—217,4 m
4. *Cymatiosphaera* sp.  
Lk. 1. sz. fúrás 668,2—669,4 m
5. *Cymatiosphaera* sp.  
Sz. 2. sz. fúrás 406,45—409,15 m 600×
- 6—8. *Pleurozonaria ultima* SÜTŐ-SZENTAI 1982
- 6., 8. T. 2. sz. fúrás 663,9—665,0 m
7. Bó. 2. sz. fúrás 209,4—210,0 m
- 9—10. *Micrhystridium* cf. *deflandrei* VALENSI
9. Lk. 1. sz. fúrás 671,0—672,0 m
10. Lk. 1. sz. fúrás 672,0—673,0 m
- 11—15. *Pleurozonaria* sp. indet.  
Lk. 1. sz. fúrás 677,5—678,5 m
16. *Pterospermopsis helios* SARJEANT 1959  
Lk. 1. sz. fúrás 677,5—678,5 m
- 17—20. *Chytroisphaeridia cariacensis* WALL 1967
17. Lk. 1. sz. fúrás 675,0—676,0 m
18. Lk. 1. sz. fúrás 670,4—671,0 m
19. Bó. 2. sz. fúrás 216,6—217,4 m
20. Bó. 2. sz. fúrás 216,6—217,4 m



## II. tábla — Tafel II

1. *Spirogyra* 1. típus VAN GEEL—VAN DER HAMMEN 1978  
Bó. 2. sz. fúrás 158,0—161,2 m 500×
2. *Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID 1911  
Lk. 1. sz. fúrás 559,4—581,6 m 500×
- 3—4. *Spiniferites bentori* (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970  
3. Lk. 1. sz. fúrás 592,0—602,0 m 500×  
4. Bó. 2. sz. fúrás 62,0—62,2 m 500×
5. *Spiniferites bentori* (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970  
Sz. 2. sz. fúrás 549,3—551,8 m 600×
6. *Pontiadinium inequicornutum* (BALTES 1971) STOVER—EVITT 1978  
Sz. 2. sz. fúrás 373,0—383,0 m 600×
7. *Pontiadinium obesum* SÜTŐ-SZENTAI 1982  
Sz. 2. sz. fúrás 373,0—383,0 m 600×
8. *Pontiadinium pécsváradensis* SÜTŐ-SZENTAI 1982  
Sz. 2. sz. fúrás 373,0—383,0 m 600×



1



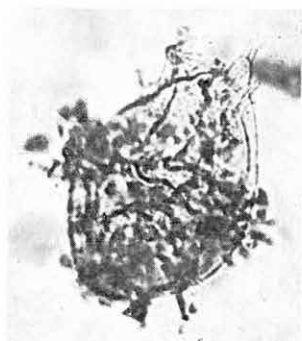
2



3



4



5



6



7

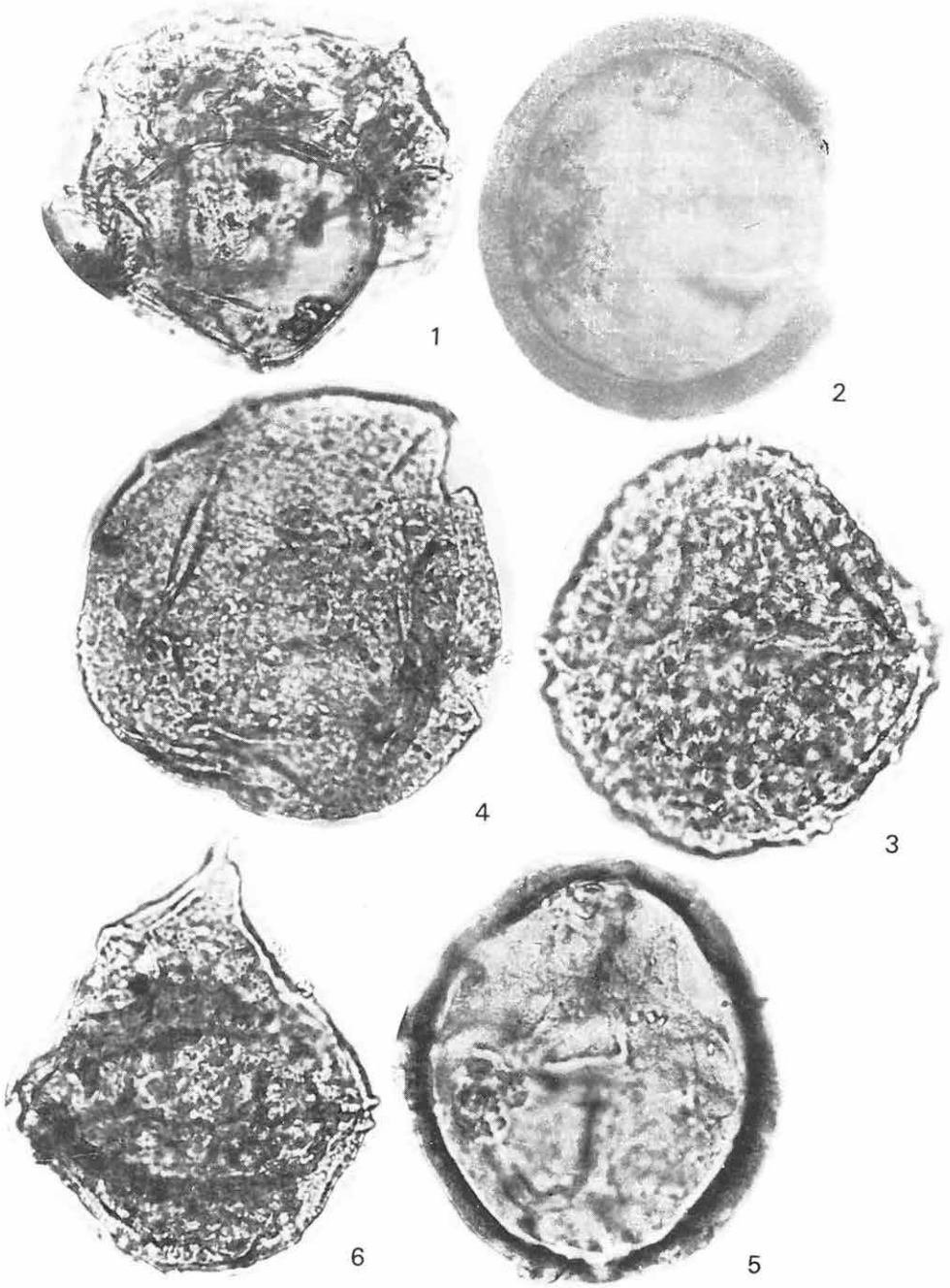


8



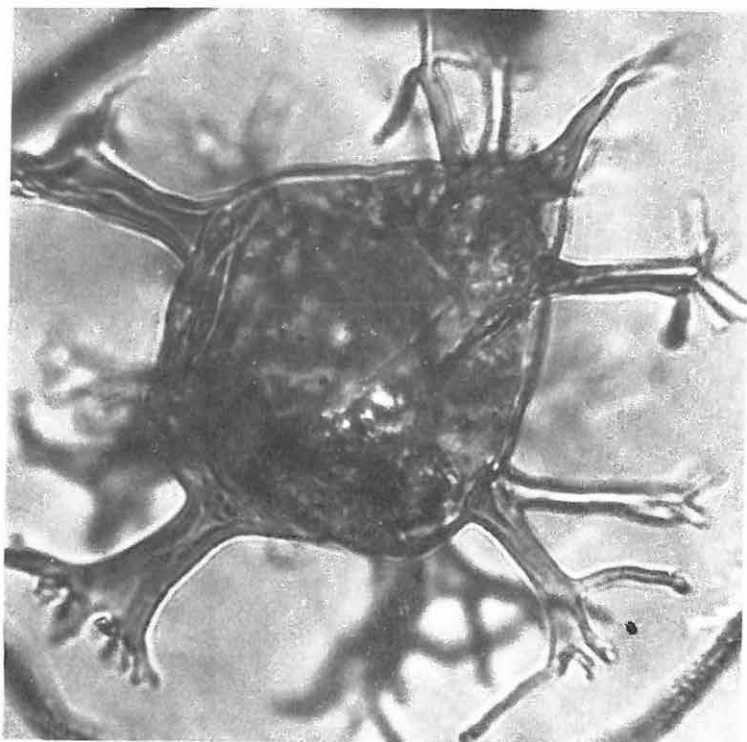
## III. tábla — Tafel III

1. *Romanodinium areolatum* BALTES 1971  
Sz. 2. sz. fúrás 225,8—231,5 m 600×
2. *Tectatodinium pellitum* WALL 1967  
T. 2. sz. fúrás 492,5—495,7 m 750×
3. *Impagidinium globosum* SÜTŐ-SZENTAI 1985  
T. 2. sz. fúrás 611,0—614,0 m 750×
4. *Chytroeisphaeridia tuberosa* SÜTŐ-SZENTAI 1982  
T. 2. sz. fúrás 611,0—614,0 m 750×
5. *Impagidinium spongianum* SÜTŐ-SZENTAI 1985  
T. 2. sz. fúrás 578,5—581,0 m 750×
6. *Millioudodium foveolatum* SÜTŐ-SZENTAI 1982  
T. 2. sz. fúrás 638,5—640,7 m 750×

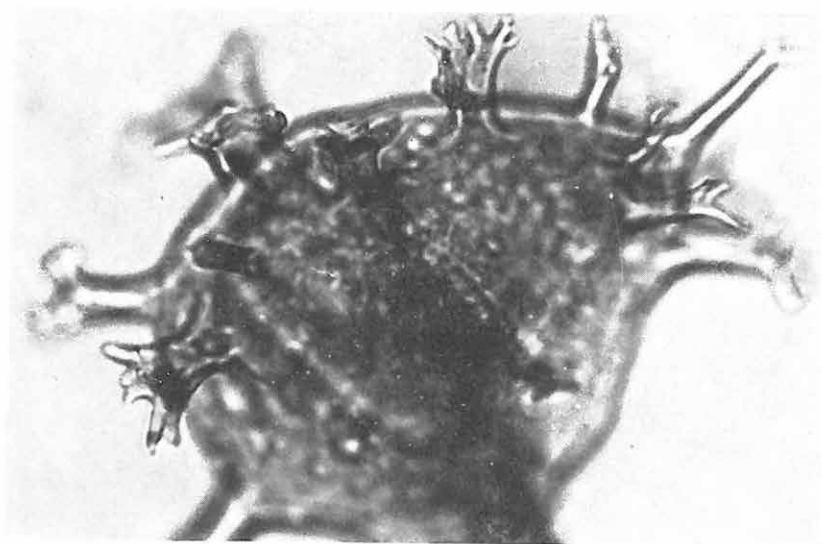


## IV. tábla — Tafel IV

1. *Spiniferites validus* SÜTŐ-SZENTAI 1982  
Paks 2. sz. fúrás 573,8—578,8 m 1000×
2. *Spiniferites validus* SÜTŐ-SZENTAI 1982 (megvastagodott forma)  
Paks 2. sz. fúrás 573,8—578,8 m 1000×



1



2



## A KÖZPONTI-PARATETHYS KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETÉNEK PALYNOLÓGIAI ÉRTÉKELÉSE\*

NAGY ESZTER\*\*—EVA PLANDEROVÁ\*\*\*

### Bevezetés

A Központi-Paratethys kunsági (pannóniai s. str.) emeletének palynológiai eredményeiről igen kevés adat került eddig nyomtatásban napvilágra. Csehszlovákiában EVA PLANDEROVÁ (1962—1970), Romániában N. BALTES (1970), I. PETRESCU et al. (1979), Magyarországon NAGY ESZTER (1960—1976) munkái foglalkoztak ezzel a kérdéskörrel. Ezeknek az irodalmi adatoknak és a még nem publikált vizsgálati eredményeknek alapján készült el a földtani egység összefoglaló palynológiai értékelése.

### Kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli rétegek palynológiája

#### Magyarország

Nyomtatásban csak részadatok jelentek meg, bár a geológiai kutatások igényeinek megfelelően elég sok vizsgálat készült. A jelen értékelés a Mecsek hegység ÉK-i előteréből kiindulva a Bakony ÉNy-i előterén és a Vértes—Gerecse előterén, a Nagy-Alföld ÉNy-i peremén át, a Szerencsi-dombságon keresztül a Cserehátig húzódó szelvényekben a következő fúrások palynológiai adatai alapján készült: Hidas 53. 298,0—367,0 m, Pápa 2. 119,6—192,8 m, Naszály 1. 113,0—150,0 m, Tata-TVG 26. 7,0—39,0 m, Tata-TVG 27. 8,5—32,1 m, Tata térképező 26. 4,5—50,0 m, Tököl 1. 688,5—730,0 m, Megyaszó 1. 50,0—206,0 m, Alsóvadász 1. 136,0—242,0 m (1. ábra).

A fúrások a medenceperemi területeken helyezkednek el. palynológiai szempontból ezek a fúrások több adatot szolgáltatnak az egykori szárazföldi vegetációról, annak közelsége miatt.

#### *Mecsek hegység ÉK-i előtere, Hidas 53. sz. fúrás*

A palynológiai adatok közül a csökkentsósvízi pannóniai beltenger jelenlétét szervesvázú mikroplankton szervezetek: Dinoflagellaták, Hystrichosphaeridák, *Hidasia velata* és *Spirogyra* sp. (sima) igazolják. A partvonal változásait kisebb mennyiségű, főleg mezozóos képződményekből áthalmozódott palyno-

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.

\*\*\* Geologický ustav Dionyza Stura Bratislava, Mlynska dolina 1. ČSSR 80940



1. ábra. Áttekintő vázlat a Centrális Paratethis kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli palynológiai adatainak lelőhelyeiről

1, 2, 3 = romániai lelőhelyek

Abb. 1. Übersicht der palynologischen Fundorte der Kunság Stufe (Pannonien s. str.) der Zentralen Parateis

1, 2, 3 = Fundorte in Rumänien

morphák támasztják alá. A beltenger partközelében kisebb kiterjedésű Taxodiaceae láp-, ill. mocsárerdőre és Myrica-lápra is következtethetünk. A szárazföldön az édesvízi tavat vagy csendes folyású patakot a Nuphar pollen jelenlétén kívül, az édesvízparti meleg-mérsékelt, ill. szubtrópusi éghajlatra utaló lomboserdő és páfrányos jelzi. A parttól távolabb szárazabb igényű, kevert, meleg-mérsékelt lomboserdő élt, Ilex, Ericaceae, Leguminosae aljnövényzettel. A hűvösebb — mérsékeltövi fajok pollenjei (Fagus, Carpinus) hiányoznak a spektrumból. A közeli — mezozoós képződményekből álló — hegységet a maradványegyüttes Coniferae fajai jelzik. A magasabb térszínre utaló Abies és Picea fajokhoz a ma szubtrópusi hegyvidéken élő Keteleeria, Cedripites és Podocarpus társult. A Pinuspollenites nagy tömegben fordul elő. Egykori anyanövénye az alacsonyabb térszínen fekvő lomboserdő és hegyvidéki erdő állományában is élhetett.

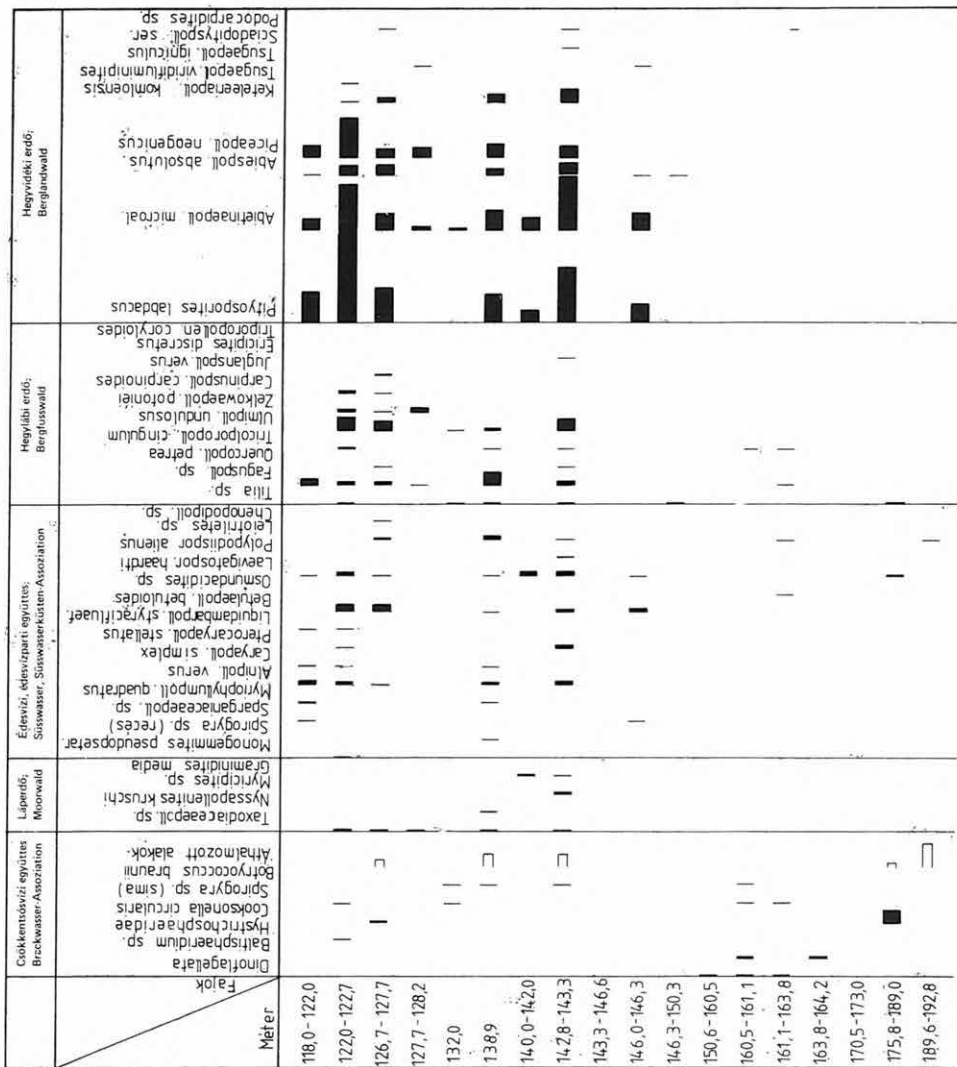
#### *A Bakony hegység ÉNy-i előtere, Pápa 2. sz. fúrás*

Itt a pannóniai s. str. képződmények — palynológiai adatok alapján — két részre tagolhatók: a 146,0–192,8 m közötti alsó szakaszra és a 118,0–122,0 m közötti felső szakaszra.

Az alsó szakasz palynológiai anyaga igen szegényes. A felső szakasz gazdag spektrumú. Valószínűnek látszik, hogy a partszegélyváltás okozhatta a két szakasz nagy különbségét. Az alsó szakasz parttól távolabb, a felső parthoz közelebb helyezkedhetett el.







3. ábra. A Pápa 2 sz. fúrás  
palyinológiai alapon készült  
ökológiai diagramja  
5 mm 10 sporomorpha szemcsének  
felel meg

Abb. 3. Auf palyinologischer  
Grundlage zusammengestell-  
tes Diagramm der Bohrung  
Pápa 2.

5 mm entsprechen  
10 Stück Sporomorphen

Az alsó szakasz még további két egységre tagolható. Alsó része *Cooksonella circularis* NAGY planktonot tartalmaz, sok áthalmozódott sporomorpha anyaggal. Felső része Dinoflagellatákkal, Baltisphaeridiumokkal és sima Spirogyra fajokkal jellemezhető, áthalmozódott palynomorphák nélkül.

A felső szakaszban nincsenek Dinoflagellaták, csak egyéb csökkentsősvízi planktonszervezetek és idősebb áthalmozódott sporomorphák. A sporomorphás anyagban a közeli szárazföldet édesvízi növények és édesvízparti lombosfa pollenek jelzik. Igen kevés a szubtrópusi lápra utaló pollen. A szárazabb meleg-mérsékelt erdőt gazdag pollenanyag bizonyítja. Az uralkodó szél nem a mai Bakony felől fúj, s ennek következményeként a Coniferae pollenek mennyisége jóval kevesebb, mint a Mecsekben.

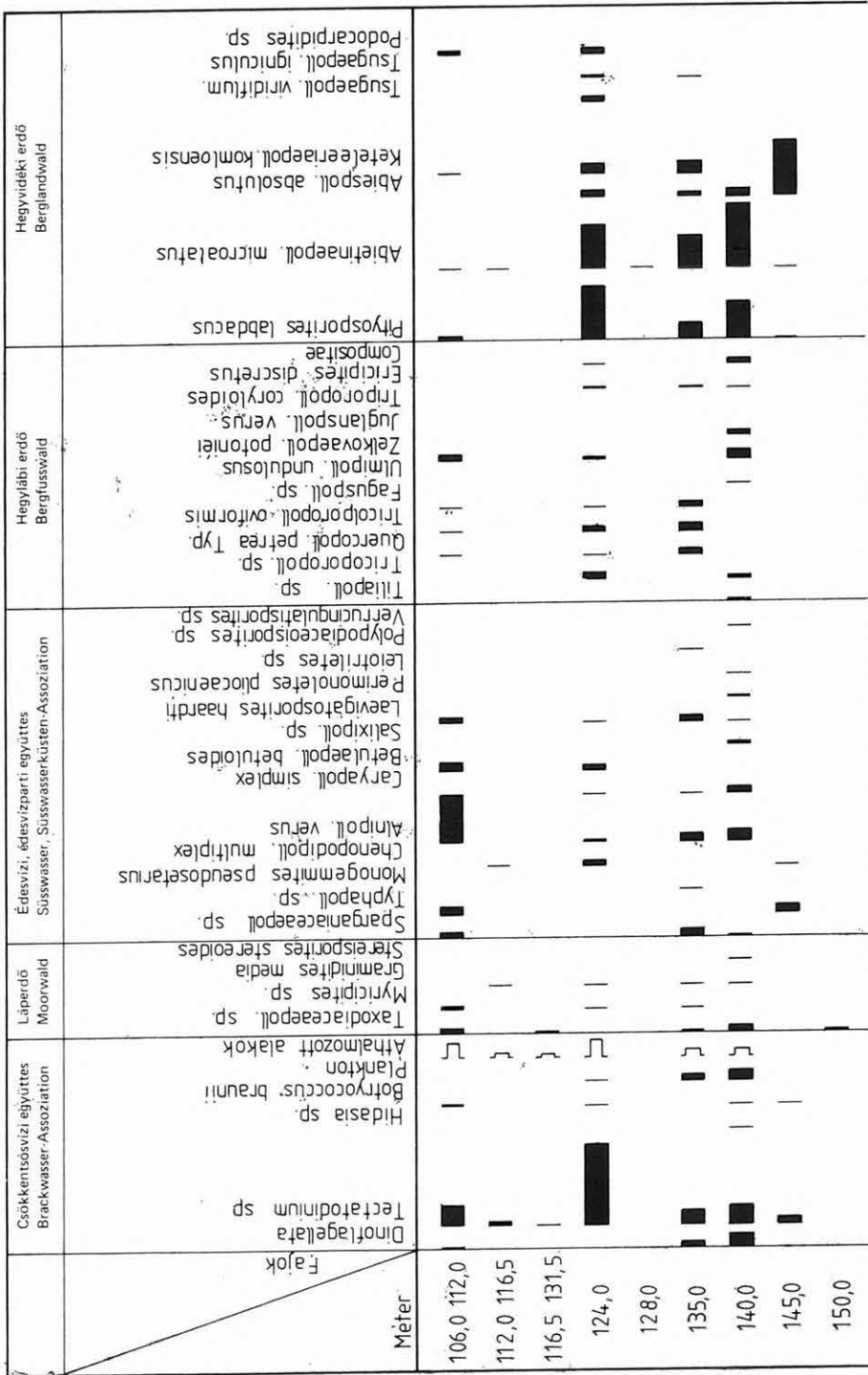
#### A Gerecse Ny-i előtere

Itt több fúrás adataiból készült az értékelés. A terület északi részén, az egykori szárazföldtől távolabbi ponton mélyült a Naszály 1. sz. fúrás. A kissé délebbre levő Tata (TVG 26. sz. fúrás) a szárazföldhöz közelebb feküdt, tehát sokkal gazdagabb spóra – pollenspektrumú. Kiegészítésül szolgáltak a Tata (TVG) 27. sz. fúrás és a Tata térképező 26. sz. fúrás palynológiai adatai. A vizsgált fúrások közös jellemzője, hogy a Mecsek és a Bakony előterében előforduló aránylag kevés Dinoflagellata mellett, a *Tectatodinium* WALL alakkkörbe tartozó formák feltűnő nagy számmal (néha dominánsan) mutatkoznak. Ez a többi területtől eltérő ökológiai jellegre utal. A többi csökkentsősvízi algaszervezet megfelel a magyarországi pannóniai s. str. emeletben másutt is megtalálható formáknak.

Ezen a területen is előfordulnak az édesvízi hínáros és vízparti lágyszárú együttések, vízparti égeressel, szubtrópusi és meleg-mérsékelt elemekkel (*Liquidambar*, *Carya*). Az édesvízi szubtrópusi *Taxodiaceae* láp-, ill. mocsárerdő következetesen jelentkezik. A tengerparttól távolabbi szárazföldön gazdag, meleg – mérsékelt jellegű, kevert lomberdő mutatkozik. A parthoz közelebbi fúrás anyagában gazdagabb cserjeszint, lágyszárú aljnövényzet (*Corylus*, *Ostrya*, *Rhus*, *Lonicera*, *Compositae*, *Polygonum persicaria*) és páfrányok sporomorpha együttesei találhatók. A parttól távolabbi tengerrészben lemélyített fúrások anyagában szegényebb flóraegyüttes mutatható ki.

#### A Nagy-Alföld nyugati pereme, Tököl 1. sz. fúrás

Itt a nyíltabb, csökkentsősvízi fáciesre a jellegzetes Dinoflagellata és *Hystrichosphaera* együttes utal. Ezekhez *Pleurozonaria*, *Hidasia velata*, *Monomemites pseudosetarius* stb. társulnak. Édesvízi láp-, ill. mocsárerdő szegélyezhette a partot. Az édesvizek mentén a nedves ökológiai igényű erdő, dús páfrányállománnyal társult. A távolabbi szárazabb területeken a kevert lomberdő mérsékelt meleg klímára utal (*Tilia*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Juglans*, *Carpinus*, *Acer*). Az aljnövényzet hasonlóan meleg klímaigényű (*Corylus*, *Ostrya*, *Ericaceae*, *Elaeagnaceae*, *Caprifoliaceae* stb.). A Coniferae itt is dominál, jellegzetes meleg-mérséklet és szubtrópusi elemekkel.

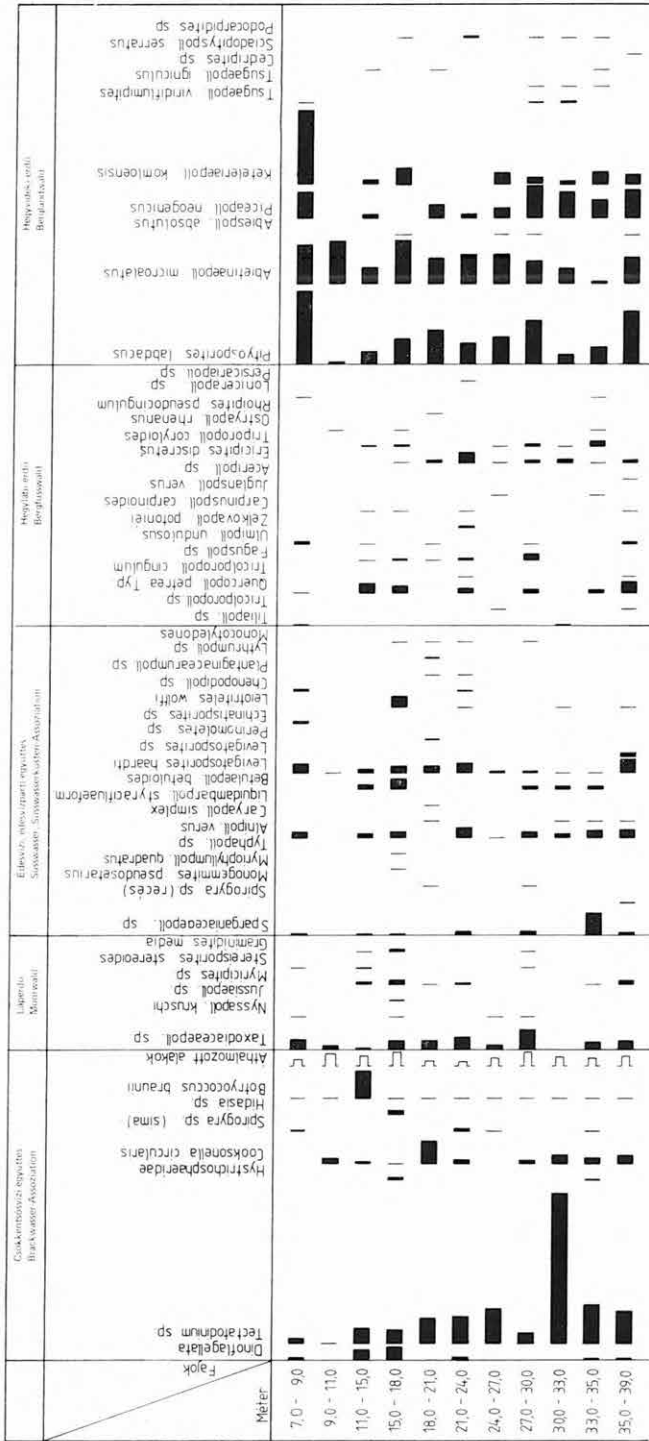


4. ábra. A Naszály I. sz. fúrás palynológiai alapon készült ökológiai diagramja

5 mm 10 sporomorpha szélességnek felel meg

Abb. 4. Auf palynologischer Grundlage zusammengestelltes Diagramm der Bohrung Naszály I.

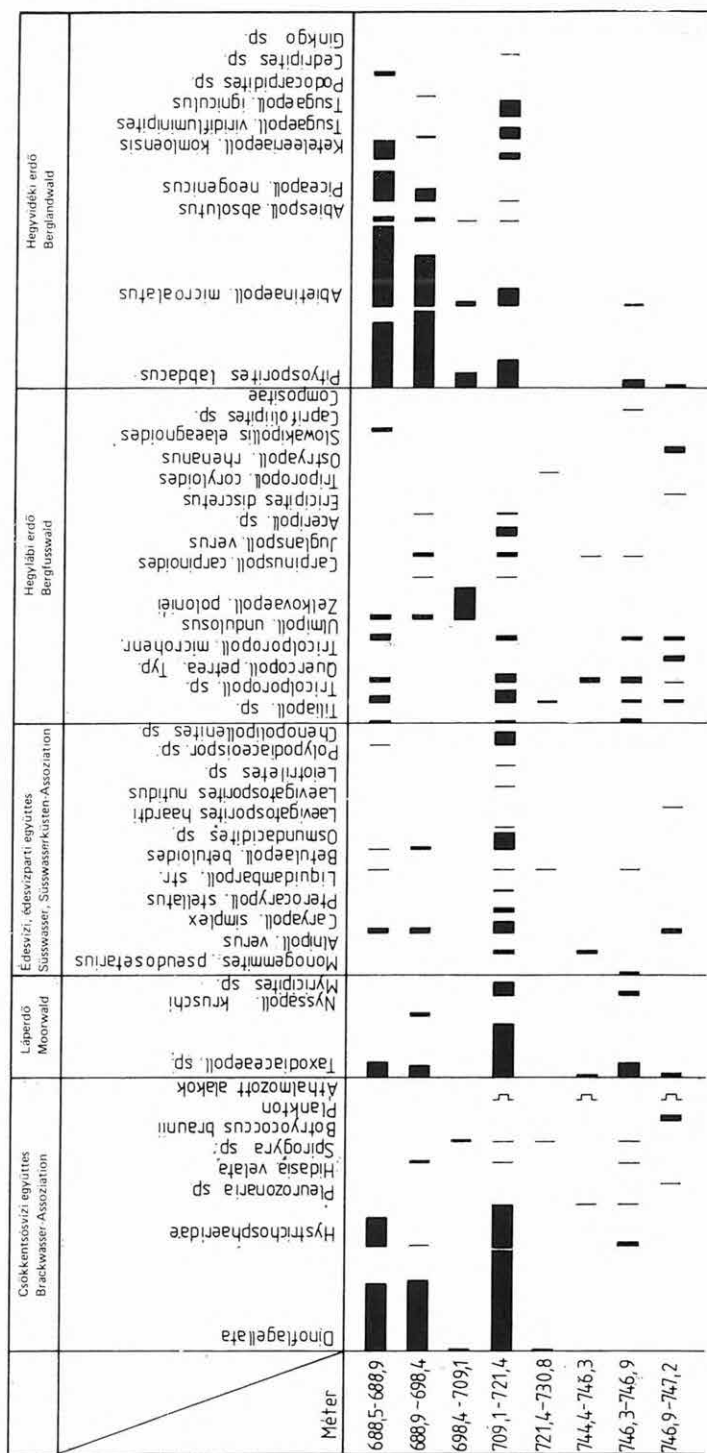
5 mm entsprechen 10 Stück Sporomorphen



5. ábra. A Tata (TVG) 26. sz. fúrás palynológiai alapon készült ökológiai diagramja

5 mm 10 sporomorpha szemének felel meg  
5 mm entsprechen 10 Stück Sporomorphen

Abb. 5. Auf palynologischer Grundlage zusammengestelltes Diagramm der Bohrung Tata (TVG) 26.



6. ábra. A Tököl 1. sz. fúrás palynológiai alapon készült ökológiai diagramja

5 mm 10 sporomorpha szemésének felel meg

Abb. 6. Auf palynologischer Grundlage zusammengestelltes Diagramm der Bohrung Tököl 1.

5 mm entsprechen 10 Stück Sporomorphen

## Szerencsi-dombság

Az ország É-i részén fekvő területen lemélyített Megyaszó 1. sz. fúrás 52,0–206,0 m közötti szakasza Ostracodákkal igazoltan pannóniai s. str. korú. A fúrás anyagában a csökkentsósvízi planktonszervezetek közül teljesen hiányoznak a Dinoflagelláták. Kis példányszámmal *Monogemmites pseudosetarius*, *Spirogyra* sp. (sima forma), *Botryococcus braunii* és különböző Leiosphaeridae formák fordulnak elő. A szubtrópusi lóp-, ill. mocsárerdő és a meleg-mérsékelt édesvízparti együttes is kimutatható (Sparganium, Alnus, Carya, Pterocarya, Salix, Betula, Liquidambar és aljnövényzetként kevés páfrány). A szárazabb, kevert lomberdő különböző klímaigényű flóraelemekből tevődik össze, de uralkodóan meleg–mérsékelt (*Tilia*, *Castanea*, *Celtis*, *Elaeagnus*, *Zelkova*, *Quercus*) fajokkal. Aljnövényzetében szubtrópusi (*Ostrya*, *Rhus*), sőt trópusi elemek is megtalálhatók (*Palmae*, *Reevesia*). A fenyőállománya nem annyira dominál, mint az ország egyéb területéről vizsgált fúrásokban, de a szubtrópusi fajok – kisebb mennyiségben – itt is megtalálhatók (*Ginkgo*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tsuga*).

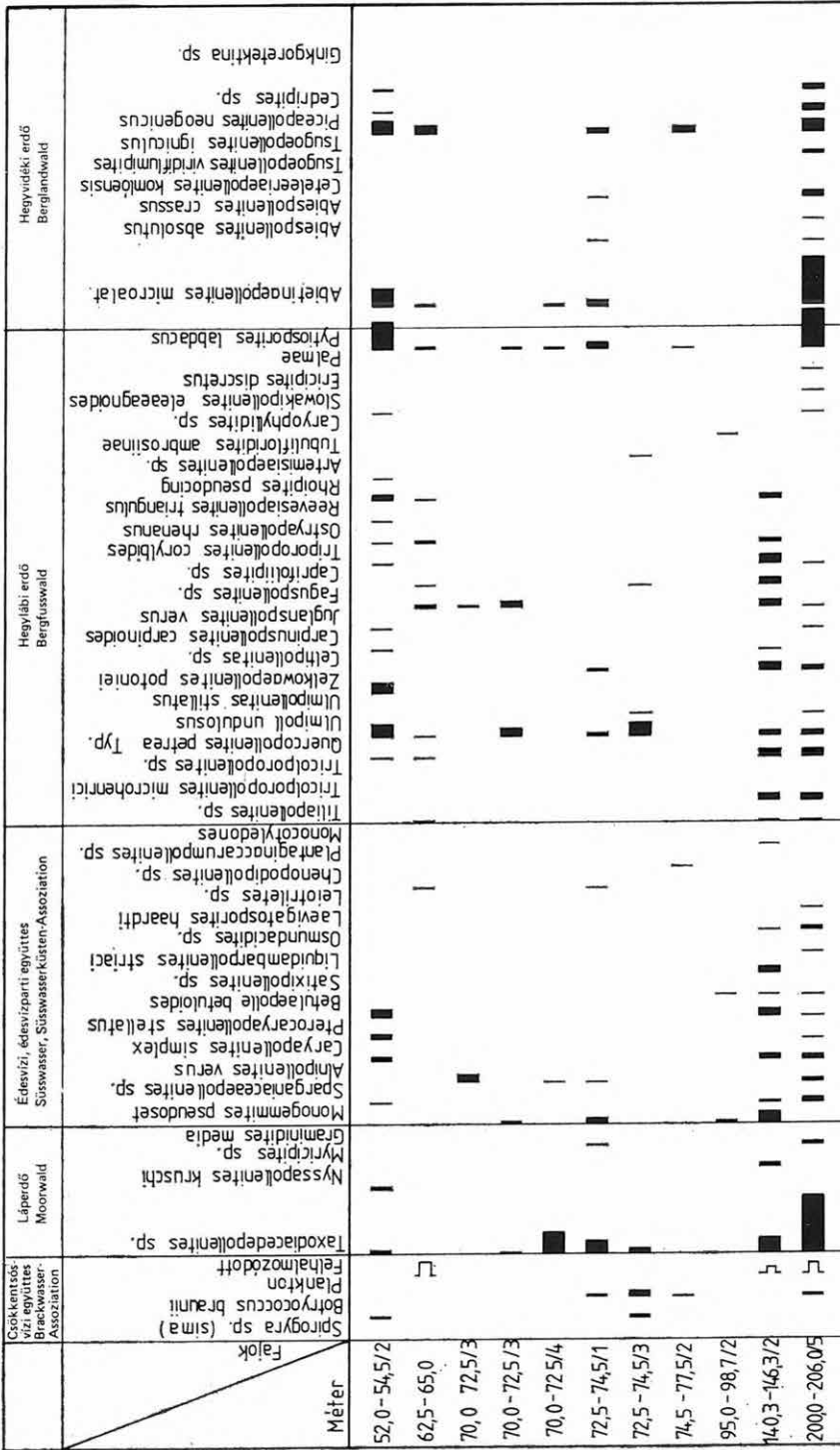
## Cserehát, Alsóvadász 1. sz. fúrás

A fúrás planktonja szegényes. *Monogemmites pseudosetarius* (WEYL. et PF.) W. KR.-on kívül jóformán csak kevés *Botryococcus braunii* jelzi a kiédesedő, alig sós beltó vizét. Édesvízre utal a *Trapa* jelenléte és az édesvízparti erdő is. Az édesvízi lóp-, illetve mocsárerdő – a visszahúzódó beltó esetében – természetes jelenség. A kevert lomberdő mind állományában, mind aljnövényzetében meleg–mérsékelt klímára mutat, esetenként szárazságtűrő elemekkel (*Ephedra*, *Ilex*). A hegyvidéki Coniferae jelentős, de nem feltűnő mennyiségű. A szubtrópusi elemek száma csekély. Az aljnövényzet között valamivel több a Graminaea. Egyéb aljnövényzetre utaló maradvány kevés.

## Összefoglalás

A magyarországi palynológiai adatokból levont következtetések:

A Mecsek ÉNy-i előterétől kezdődően a Bakony ÉNy-i, a Vértes, Gerecse nyugati előterében és a nagyalföldi medencerész Ny-i peremén az egykori csökkentsósvízi tenger jelenlétét Dinoflagelláták és egyéb csökkentsósvízi planktonszervezetek is jelzik. A Szerencsi-dombság és a Cserehát vizsgált pannóniai s. str. képződményei Dinoflagellátákat nem tartalmaznak, valószínűleg a kezdődő kiédesedés következtében. A Mecsek hegységben a kiemelkedő szigethegység Coniferae dominanciát ad, a Mecsek ÉK-i területrésze hűvösebb–mérsékelt klímaigényű lombos elemeket tartalmaz. A Bakony ÉNy-i előtereiben – az uralkodó szélirányt is figyelembe véve – kevesebb, de fajokban a mecsekihez hasonló a Coniferae állomány. A lombosok spektruma hűvös–mérsékelt, helyi klímára utaló elemeket is tartalmaz. A Vértes és Gerecse ÉNy-i előterének pollenspektruma – parttávolság függvényeként – gazdagabb vagy szegényebb, de a Bakony előteréhez hasonló vegetációt mutat. A Nagyalföld Ny-i előterében a Coniferae állomány – valószínűleg az uralkodó széliránytól is függően – elég gazdag, lombosállománya a Mecsekéhez hasonló, de valamivel gazdagabb.

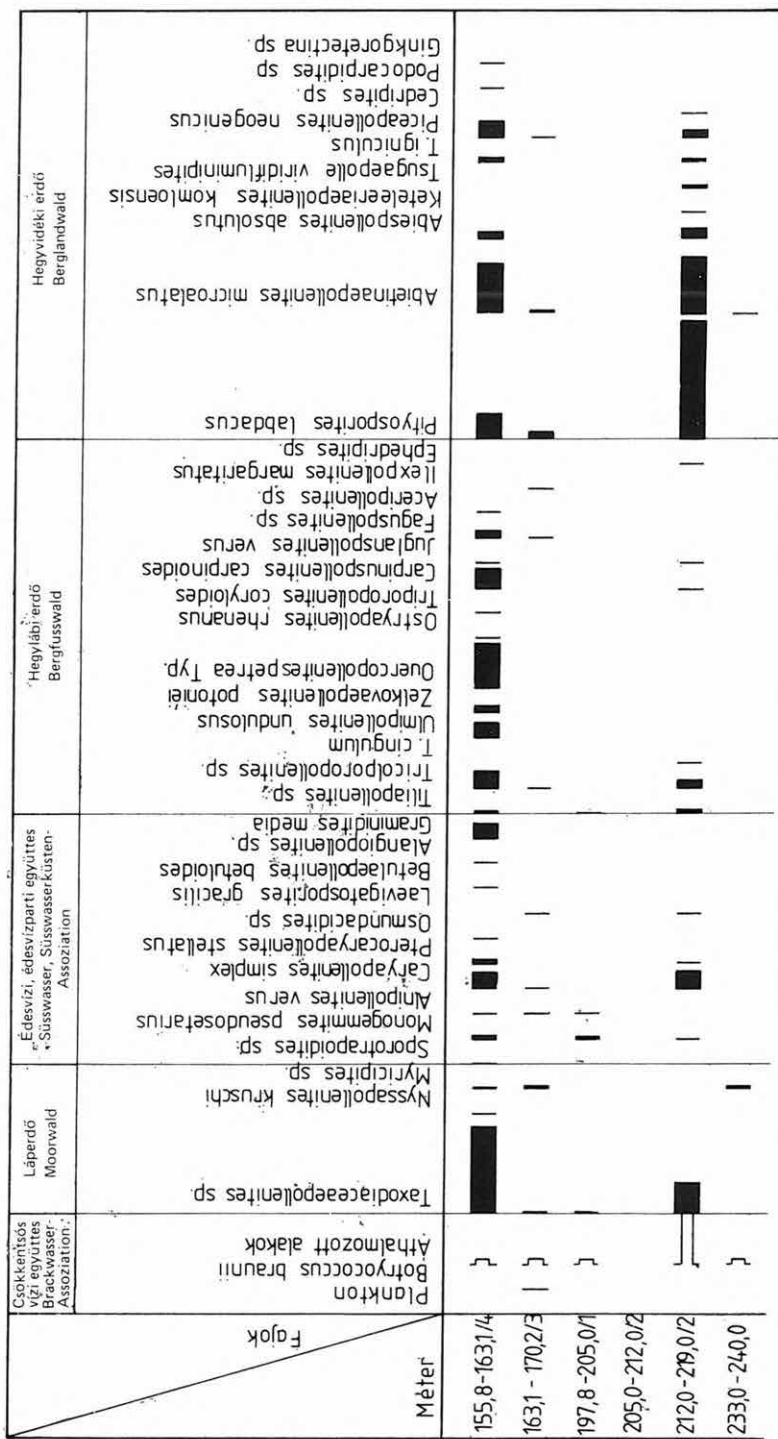


7. ábra. A Megyaszó 1. sz. fúrás palynológiai alapon készült ökológiai diagramja

5 mm 10 sporomorpha szemecskének felel meg

Abb. 7. Auf palynologischer Grundlage zusammengestelltes Diagramm der Bohrung der Bohrung Megyaszó 1.

5 mm entsprechen 10 Stütek Sporomorphen



8. ábra. Az Alsóvádasz I. sz. fúrás palynológiai alapon készült ökológiai diagramja  
5 mm 10 sporomorpha szemecének felel meg

Abb. 8. Auf palynologischer Grundlage zusammengestelltes Diagramm der Bohrung der Bohrung Alsóvádasz I.  
5 mm entsprechen 10 Stück Sporomorphen



A Szerencsi-dombság Coniferae állománya kevesebb meleg elemet tartalmaz. Lombosállománya gazdag, meleg-mérsékelt elemekkel és valószínűleg — helyi adottságokból adódóan — aljnövényzete szubtrópusi elemeket is tartalmaz.

A Cserehát paleovegetációja meleg-mérsékelt klímaigényű volt. Kevert lomberejében száraz elemek is megtalálhatók.

A magyarországi pannóniai s. str.-ban a vegetáció uralkodóan meleg-mérsékelt klímaigényű. A paleovegetáció tartalmaz szubtrópusi elemeket is, sőt az aljnövényzetben kevés trópusi flóraelem is kimutatható. A klíma a nagy vízfelület hatására kiegyenlített volt.

### Jugoszlávia

A Központi-Paratethys területéhez délről csatlakozó jugoszláv medence-rész területéről KÖRPÁSNÉ HÓDI MARGIT 1981-es gyűjtéséből 5 db pannóniai s. str. felszíni mintát vizsgáltam meg. A lelőhelyek Sakotinac (Beočin mellett), Beočin, Grgteg, Arau Jankuli és Kladusnica. Megállapítható, hogy a sporomorpha spektrumok nagy vonalakban a magyarországiakkal megegyeznek. A beočini márga a *Congerina banaticás* szinthez tartozik, ami a pannóniai s. str. Spiniferites bentori dinoflagellatás biozónának felel meg. Nyílttengeri, csök-kentsősvízi fácies. A többi minta nem tartalmaz Dinoflagellatákat. Spóra és Coniferae spektruma megfelel a magyarországinak. A tengerpartmenti Taxodiaceae láperdő és az édesvízparti nedves meleg-mérsékelt erdő elemei is megtalálhatók a mintákban. Ezek mellett a Coniferae állomány is jelentkezik. Kevert lomberdeiben néhány, a magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletben már nem élő trópusi faj is előfordul (*Sapotaceae*, *Symplocaceae*).

### Csehszlovákia

A magyar medencéhez É-ről csatlakozó Szlovákia területén a pannóniai s. str. palynológiai jellemzésére a Nyitra környékén mélyült N 6. (Makovec), N 7. (Vozokany), N 8. (Rohoznica) sz. fúrások látszottak a legalkalmasabbnak. Ezeket E. Planderová vizsgálta. A szerző típuslelőhelynek az N. 8. sz. fúrást jelölte meg, amely homokos agyag és sötét, szürkészöld agyagmárga váltakozásából álló, 291,0 m vastagságú pannóniai s. str. rétegsort harántolt.

A spektrumokban a planktonanyag szegényes, kis mennyiségű édesvízi planktonszervezetet tartalmaz (*Spirogyra* sp. recés változatát). Sporomorpha tartalma annál gazdagabb. Ez az együttes leginkább az alsóvadászi fúrásból előkerülttel vethető egybe. A lép-, ill. mocsárerdő jelenléte is kimutatható. Az édesvízparti vegetáció hasonló a magyarországihoz, attól abban tér el, hogy a pollenspektrumokban a nem fás növények (NAP) pollenje dominál. A szárazabb, kevert lomberdő aljnövényzete az *Ephedra* és *Ilex* lehetett. Szárazabb éghajlatra utal a Pteridophyták kis mennyisége is. A közeli hegyvidék jelenlétét a Coniferae pollenek aránylag nagy mennyisége mutatja. Faji összetétele a magyarországihoz hasonló, de hiányzik néhány szubtrópusi elem. A klíma valószínűleg hűvösebb lehetett.

### Románia

A Központi-Paratethyshez tartozó terület palynológiai adatait N. BALTES (1971) és I. PETRESCU et al. (1979) vizsgálatai szolgáltatják. A csökkent-sósvízű tenger gazdag Dinoflagellata állománya a magyarországi nyíltabb tengeri kifejlődésű pannóniai s. str. képződmények plankton anyagával vethető egybe. Ez annál is inkább áll, mert a BALTES és PETRESCU által jelölt kutatóhelyek az Alföld K-i területéről, a Bihar hegységtől Ny-ra található (BALTES 1970, PETRESCU et al. 1979 és az 1. ábra Románia Ny-i határszéli területein az 1., 2., 3. jelzésű helyek).

A romániai adatokból — a magyarországihoz hasonlóan — a beltenger parti régiójában édesvízű láp- és mocsárerdő jelenlétére is következtethetünk. A szárazulat édesvízi partjait szegélyező lomberdők, a szárazabb igényű kevert lomberdők, valamint a hegyvidékre utaló Coniferae állomány pollenjei is jelen vannak a spektrumokban.

**Ausztria** területéről nem állnak rendelkezésre palynológiai adatok.

### Összefoglalás

A Központi-Paratethys területéről a palynológiai adatok fajokban gazdag, uralkodóan meleg-mérsékelt, kevert lomberdőre utalnak. A spektrumokban levő különbségek az alábbi tényezőkből adódnak:

1. Az üledékgyűjtő nyíltabb vagy zártabb jellege.

a) A Központi-Paratethys nyílttengeri, központi területén (Magyarország, Románia és Jugoszlávia) jellegzetes Dinoflagellata planktontársulások találhatók.

b) A tenger zártabb, parthoz közelebb eső, alacsonyabb sótartalmú területein, főleg a medence É-i részén (Észak-Magyarország és Szlovákia területén) nincsenek Dinoflagellaták, előfordulnak viszont egyéb csökkent-sósvízű és édesvízi planktonszervezetek.

2. A spektrumok szárazföldet jelző szakaszaiban nagyjából ugyanazon ökológiai együtteseket mutathatjuk ki. Ezek: láp-, ill. mocsárerdő, édesvízi együttes, édesvízparti lomberdő, szárazabb talajigényű kevert lomberdő, hegy-ségre utaló fenyőerdő.

3. A földrajzi szélesség-különbségből magyarázható a délebbi helyzetű jugoszláviai területeken előforduló szubtrópusi — trópusi elemek (Sapotaceae, Symplocaceae) jelenléte.

4. Lokális sajátosságokból adódó különbségek (expoziáció, szélirány, partvonaltól való távolság) is kimutathatók.

A klíma meleg-mérsékelt, néhol csaknem szubtrópusi lehetett. Általánosságban a délebbi területrészekben melegebb, észak felé haladva hűvösebb, a nyíltabb tengerreszek esetében pedig kiegyenlített volt a klíma.

A pannóniai s. str. elhatárolása mind a szarmata, mind a pliocén rétegektől palynológiai alapon megoldható, ha a spektrumok megfelelő értékelhető anyagot tartalmaznak.

1. A Központi-Paratethys nyíltabb beltengeri kifejlődésű területein a pannóniai s. str. aránylag könnyebben elválasztható a szarmatától, mivel az itt megjelenő Dinoflagellaták nem éltek a szarmata tengerben.

1. táblázat — Tabelle 1.

	Előfordulás — Fundorte											
	Magyarország Ungarn											
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13.
Dinoflagellata	+											
Hystrichosphaeridae												
<i>Baltisphaeridium</i> sp.												
<i>Tectatodinium pellitum</i> WALL 1967												
<i>Cymatiosphaera</i> sp.												
<i>Hidasia velata</i> NAGY 1969	+											
<i>Pleurozonaria</i> sp.												
<i>Monogennimites pseudosetarius</i> (WEXL. — PF. 1957) W. KR. 1970												
<i>Botryococcus braunii</i> Kützg. 1849												
<i>Spirogira</i> sp. (sima)	+											
<i>Spirogira</i> sp. (recés) <i>Ovoidites liqneolus</i> (R. POT. 1931) R. POT. 1951	+											
<i>Cooksonella circularis</i> NAGY 1965												
<i>Mougeotia</i> sp.												
<i>Microhystridium</i> sp.												
Plankton egyéb												
<i>st. Stereospirites stereoides</i> (R. POT. — VEX. 1934) TH. — PF. 1953 ssp. <i>stereoides</i>												
<i>st. Distigranisporis graniasteroides</i> W. KR. — SONTAG 1963												
<i>Rudolphisporites</i> sp.												
<i>Lycopodiums porites pseudoclavatus</i> W. KR. 1963												
<i>L. reticuloides</i> W. KR. 1963 ssp. <i>reticuloides</i>												
<i>L. duplus</i> W. KR. 1963 ssp. <i>duplus</i>												
<i>Echinatisporis</i> sp.												

A Centrális Paratethys területén előkerült taxonok  
 Zum Vorschein gekommene Taxa von der Zentralen Paratethys

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
<i>Osmundacidites quintus</i> (THOMSON—PF. 1953) NAGY 1985 ssp. <i>quintus</i>												
<i>O. nanus</i> (WOLFF 1934) NAGY 1985			+				+				+	
<i>Leiotritetes wolffi</i> W. KR. 1962 ssp. <i>wolffi</i>					+							
<i>L. microleptoidites</i> W. KR. 1962				+								
<i>Leiotritetes</i> sp.	+											+
<i>Lygodiosporites</i> sp.												
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp.												
<i>Verrucingulatisporites</i> sp.												
<i>Laevigatosporites haardi</i> (R. POT.—VENTIZ 1934) TH.—PF. 1953												
<i>L. nitidus</i> (MAMCZAR 1960) W. KR. 1967 ssp. <i>nitidus</i>												
<i>L. gracilis</i> WILSON—WEBSTER 1946												
<i>Polypodisporites</i> sp.												
<i>Perinomonoletes ptiocenicus</i> W. KR. 1967												
<i>Ginkgoretectina neogenica</i> NAGY 1969												
<i>Pinuspollenites labdacus</i> (R. POT. 1931) R. POT. 1985												
<i>Abietinaepollenites microcalatus</i> (R. POT. 1931) R. POT. 1951												
<i>Tsugapollenites igniculus</i> (R. POT. 1931) R. POT.—VENTIZ 1934												
<i>T. viridiflaminioides</i> (WODEH. 1933) R. POT. 1958												
<i>Tsugapollenites</i> sp.												
<i>Piceapollenites neogenicus</i> NAGY 1969												
<i>Abiespollenites absolutus</i> THIERGART 1938												
<i>A. crassus</i> NAGY 1969												
<i>Keteleeriaepollenites komloensis</i> NAGY 1969												
<i>Cedripites</i> sp.												
<i>Taxodiaceapollenites</i> sp.												
<i>Sciadopitys pollenites serratus</i> (R. POT.—VENTIZ 1934) RAATZ 1937												
<i>Podocarpites</i> sp.												
<i>Ephedripites</i> sp.												
<i>Nupharipollenites kedvesi</i> NAGY 1969												
<i>Liquidambarpollenites</i> sp.												
<i>Leguminosae</i> sp.												
<i>Storackipollis etacagnooides</i> W. KR. 1962												





2. A medence É-i részén már nincsenek Dinoflagellaták, ezért itt más elválasztó tényezőket kell figyelembe venni a vegetációból. Ilyen tényező a trópusi elemek jelenléte vagy hiánya. Szlovákiában ezek már a szarmatában sem voltak megtalálhatók, tehát a palynológiai adatokkal való elhatárolás itt nagyobb nehézségeket okoz.

3. A Központi-Paratethys központi (alföldi) medencerészében Magyarország, Jugoszlávia, Románia területén egyaránt nagyobb szerepet játszott a csökkentsósvízű tenger. Az e területhez tartozó pannóniai s. str. képződmények nyíltvízi szervesvázú planktonszervezetekkel rétegtanilag elkülöníthetők. A beltenger (tó) jelenléte még a balatoni emeletben is igazolható (a balatoni emelet alsó — középső szakaszában). A szárazföldi és tengerparti vegetáció is mindvégig kimutatható a területről megvizsgált spektrumokban. A tengerparti édesvízi lápok jelenléte a visszahúzódó beltó mellett inkább a balatoni emeletre jellemző.

### IRODALOM — LITERATUR

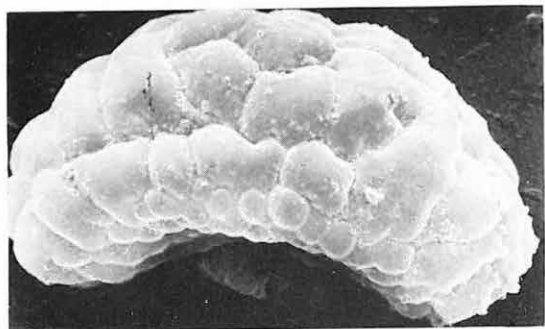
- BALTES N. 1971: Tertiary plant microfossil assemblages from the Pannonian depression (Rumania) and their palaeoecology. — Review of Palaeobotany and Palynology 11: 125—158.
- NAGY E. 1960: The application of a method of rapid evaluation in Hungarian Palynology. — Acta Univ. Szegediensis, Acta Biol. Nova Ser. 6. (1—4): 91—97.
- NAGY E. 1962: Reconstruction of vegetation from the Miocene sediments of the Eastern Mecsek Mountains of the strength of palynological investigations. — Acta Bot. Acad. Sci. Hung. 8 (3—4): 319—328.
- NAGY E. 1967: Palynological study of the Neogene deposits of the Mecsek Mountains (Hungary). — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 3: 111—120.
- NAGY E. 1968: Moss Spores in Hungarian Neogene Strata. — Acta Bot. Acad. Sci. Hung. 14 (1—2): 113—132.
- NAGY E. 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 52 (2).
- NAGY E. 1970: Hungary's Neogene climate on the basis of palynological researches. — Com. on Mediter. Neog. Strat. Proceed. of the fourth Sess. in Bologna 19—30. Sep. 1967. I. I. Giornale di geologia ser. 2a. XXXV. 7. Bologna.
- NAGY E. 1971: Vergleichende palynologische Untersuchungen im ungarischen Neogen. — Földt. Közl. 101: 244—246.
- NAGY E. 1976: Paleoflóra változások a magyarországi neogénben palynológiai vizsgálatok alapján. — Földt. Közl. 106: 177—180.
- PETRESCU I.—NICORICI E.—WANEK FR.—BLIDARU I. 1979: Date biostratigrafice cu privire la neogenul din forajul hidrogeologic de la Oradea-est (F<sub>1</sub> A). — Nymphaea 8: 111—129.
- PLANDEROVÁ E. 1962: Bemerkungen zur Entwicklung der Flora und zu den klimatischen Veränderungen im Neogen der SW Slowakei. — Geol. práce, Správy 63: 147—156.
- PLANDEROVÁ E. 1972: Pliocene sporomorphs from the West Carpathians mountains and their stratigraphic interpretation. — Geol. práce, Správy 59: 209—283.

**Táblák — Tafeln**

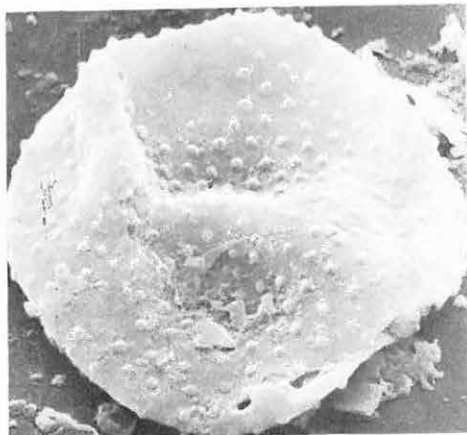


## I. tábla — Tafel I

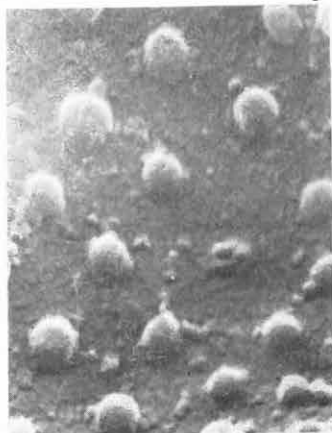
1. *Laevigatosporites haardti* (R. POT.—VEN. 1934) TH.—PF. 1953 1000×
2. *Polypodiisporites* sp. 1000×
3. *Polypodiisporites* sp. SEM 3000×
4. *Osmundacidites quintus* (TH.—PF. 1953) 1000×
- 5—6. *Leiotriletes microlepioidites* W. KR. 1962 1000×
7. *Stereisporites stereoides* (R. POT.—VEN. 1934) TH.—PF. 1953 SEM 3000×
8. *Stereisporites stereoides* (R. POT.—VEN. 1934) TH.—PF. 1953 SEM 9000×



7



8

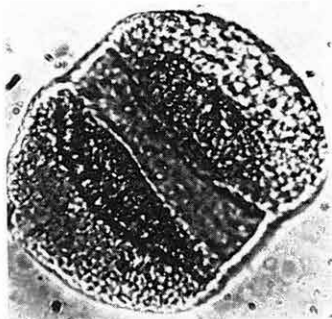


## II. tábla — Tafel II

- 1—2. *Abietinaepollenites microalatus* (R. POT. 1931) R. POT. 1951 1000×
3. *Pinuspollenites labdacus* (R. POT. 1931) R. POT. 1958 1000×
4. *Abietinaepollenites microalatus* (R. POT. 1931) R. POT. 1951 SEM 1000×
5. *Abietinaepollenites microalatus* (R. POT. 1931) R. POT. 1951 SEM 1000×
6. *Abietinaepollenites microalatus* (R. POT. 1931) R. POT. 1951 SEM 6000×



1



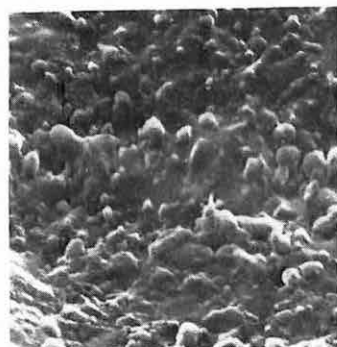
2



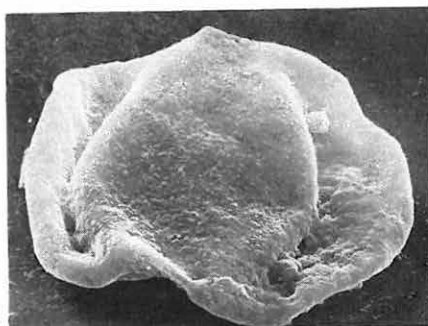
3



4



6



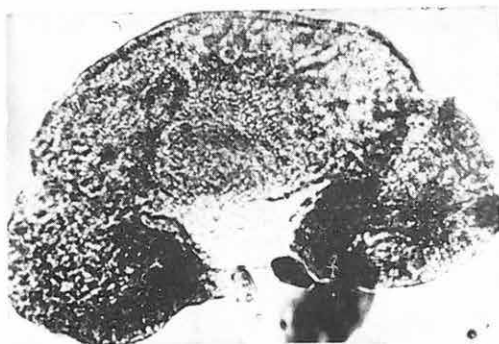
5

**III. tábla — Tafel III**

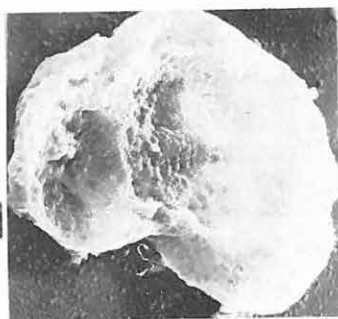
1. *Piceapollenites neogenicus* NAGY 1969 1000×
2. *Abiespollenites absolutus* THIERG. 1937 500×
3. *Pinuspollenites labdacus* (R. POT. 1931) R. POT. 1958 1000×
4. *Pinuspollenites labdacus* (R. POT. 1931) R. POT. 1958 SEM 1000×
5. *Pinuspollenites labdacus* (R. POT. 1931) R. POT. 1958 SEM 6000×



1



2



4



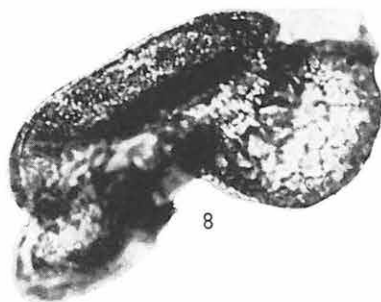
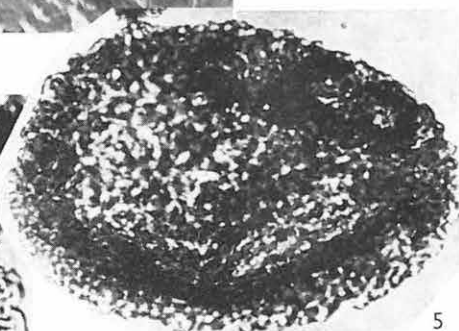
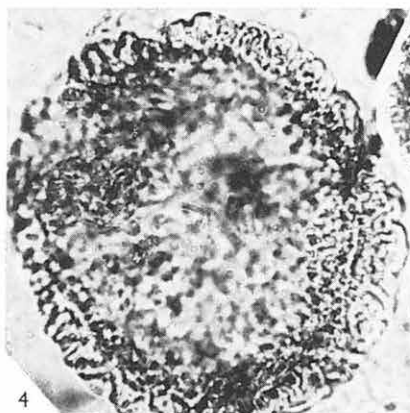
3



5

## IV. tábla — Tafel IV

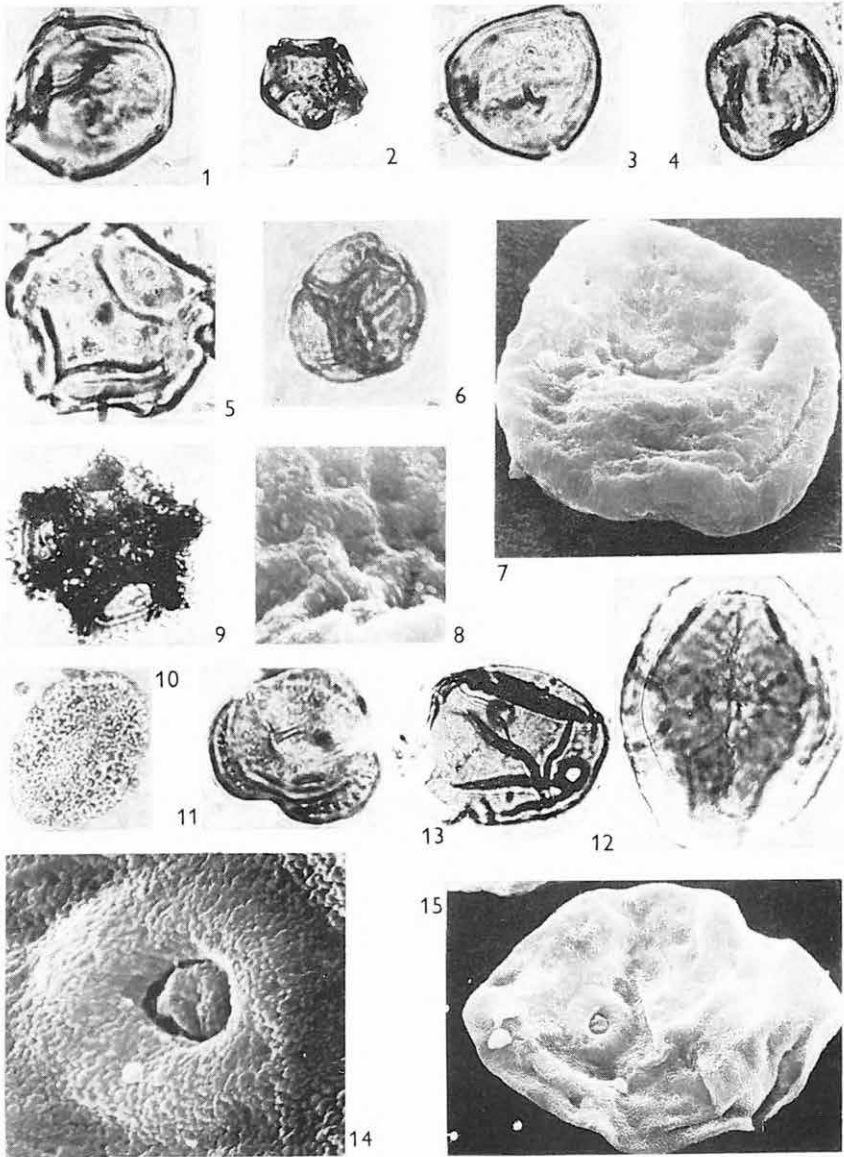
1. *Ephedripites* sp. SEM 1800×
2. *Ephedripites* sp. SEM 4000×
3. *Ephedripites* sp. 1000×
4. *Tsugaepollenites igniculus* (R. POT. 1931) R. POT.—VEN. 1934 1000×
5. *Tsugaepollenites* sp. 1000×
- 6—7. *Taxodiaceapollenites* sp. 1000×
8. *Pinuspollenites labdacus* (R. POT. 1931) R. POT. 1958 1000×





## V. tábla — Tafel V

1. *Pterocaryapollenites stellatus* (R. POT.—VEN. 1934) THIERG. 1938 1000×
2. *Alnipollenites verus* R. POT. 1934 1000×
3. *Momipites punctatus* (R. POT. 1931) NAGY 1969 1000×
4. *Quercopollenites* cf. *robur* typ. 1000×
5. *Myriophyllumpollenites* sp. 1000×
6. *Ericipites callidus* (R. POT. 1931) SONTAG 1960 1000×
7. *Ulmipollenites undulosus* WOLFF 1934 SEM 2000×
8. *Ulmipollenites undulosus* WOLFF 1934 SEM 6000×
9. *Cichoreacidites gracilis* NAGY 1969 1000×
10. *Oleaceapollenites* sp. 1000×
11. *Artemisiaepollenites* sp. 1000×
12. *Cornaceapollenites* sp. 1000×
13. *Graminidites media* (COOKS. 1947) R. POT. 1960 1000×
14. *Graminidites media* (COOKS. 1947) R. POT. 1960 SEM 6000×
15. *Graminidites media* (COOKS. 1947) R. POT. 1960 SEM 1800×





## A SZÉNHIIDROGÉN-KUTATÓ FÚRÁSOK ÁLTAL FELTÁRT MAGYARORSZÁGI ALSÓ-PANNÓNIAI\* ÜLEDÉKEK THÉCAMOEBA (TESTACEA) FAUNÁJA

KÖVÁRY JÓZSEF\*\*

### Bevezetés

Magyarország szénhidrogén-kutatás szempontjából perspektivikus, fiatalabb pliocén lerakódásokkal fedett neogén medenceterületein a mélyfúrások az alsó-pliocén idősebb tagozatát képviselő alsó-pannóniai üledékeket csaknem általános elterjedéssel, de eléggé változatos vastagságértékekkel tárták fel. Míg e neogén süllyedékek egyes részeiben a viszonylag kiemelkedett kristályos és mezozoós rögök, hátságok felett az alsó-pannóniai üledékek vastagsága helyenként a 100 métert sem teszi ki (néhol hiányzik is), addig pl. Dél-nyugat-Magyarországon, a dél-zalai süllyedékben vastagságuk a 2000 m-t (Letenye 2. sz. fúrás), Délkelet-Magyarországon pedig a békési süllyedékben a 2800 métert (Hódmezővásárhely I. sz. fúrás) is eléri. Az 1981. év végéig leemélyített kb. 6000 szénhidrogén-kutató fúrás adatai alapján a magyarországi neogén medenceterületeken harántolt alsó-pannóniai üledékek átlagvastagsága 700 m. Ennek átlagértékét tekintve is jelentős vastagságú beltengeri üledék-összletnek túlnyomó részét (kb. 90%-át) pelitek és aleurolitok alkotják, és pedig főleg medencebelsejei (nyíltvízi), alárendelten medenceperemi (lagúna és nyíltlápi) kifejlődésű lerakódásokkal.

### Őslénytani értékelés

Az alsó-pannóniai lerakódások puhatestű faunájának legjellegzetesebb és leggyakoribb alakjai a *Limnocardium (Paradacna) abichi* R. HOERNES, *L. (Paradacna) lenzi* R. HOERNES, *L. desertum* STOLICZKA, továbbá *Congerina banatica* R. HOERNES és *C. cžjžeki* M. HÖRNES fajok.

Az alsó-pannóniai üledékek mikrobiofáciéseinek legnagyobb gyakoriságú — helyenként tömegesen előforduló — ősmaradványai az Ostracodák. A magyarországi alsó-pannóniai medencelerakódások Ostracoda-faunájában SZÉLES M. meghatározásai alapján az *Amplocypris sinuosa* ZALÁNYI, *Cyprideis pannonica* MÉHES, *Hungarocypris sieberi* MÉHES, *Candona (Pontoniella) acuminata* ZALÁNYI, *Hemicytheria pejinovicensis* ZALÁNYI, *H. lörentheyi* MÉHES, *Leptocythere egregia* MÉHES, *L. paralella* MÉHES és a *Loxoconcha rhombovalis* POKORNY fajok a domináns formák.

\* A Szerző ragaszkodott dolgozatában az alsó-pannóniai név használatához. Ez gyakorlatilag megegyezik a pannóniai s. str. tartalmával. Továbbá a Szerző az alsó-pannóniai képződmények teljes egészének a pliocén korba való tartozását vallja. Ezen álláspontja a kötet többi dolgozatától lényegesen eltér (a Szerkesztő megjegyzése).

\*\*M. Szénhidrogénipari Kutató-fejlesztő Intézet, Százhalombatta. H—2443. Pf. 32.



A medencekifejlődésű alsó-pannóniai üledékösszletnek biosztratigráfiai elkülönítését a szarmata fekü és a felső-pannóniai fedőképződményektől elsősorban a fentebb felsorolt vezető fajokat tartalmazó, gazdag Mollusca- és Ostracoda-fauna teszi lehetővé. A miocén—pliocén, illetve a szarmata—pannóniai összletek biosztratigráfiai elhatárolása szempontjából pedig alapvető jelentősége van annak, hogy a Pannóniai-medence magyarországi medence-területein az alsó-pannóniai üledékek autochton Foraminiferákat — néhány szórványos előfordulású perzisztáló formától eltekintve — már nem tartalmaznak. Az alsó-pannóniai lerakódások mikrofauna-asszociációiban a Protozoákat más rendszertani egységbe tartozó mikrofossziliák, éspedig a Testaceák (*Thecamoebák*) képviselik.

Ezek a többnyire fehér színű, lapos korong alakú, szemcsés kovaanyagú, 0,25—1,2 mm nagyságú mikrokövyetek a Pannóniai-medence magyarországi területéről a szénhidrogén-kutatási tevékenység révén váltak ismertté, éspedig először — még mint problematikumok — 1934-ben, a kelet-tiszántúli Tiszaörs I. sz. fúrás 771,40—1882,40 m között feltárt alsó-pannóniai összlet középső, 1187,05—1551,20 m közötti szakaszából. 1941-ben SZUROVY G. a Tótkomlós I. sz. fúrás alsó-pannóniai pelites magmintáinak iszapolási maradékaiban figyelte meg jelenlétüket. A fúrási jelentésekben „lepény alakú ősmaradvány”, „Placentamina-szerű képlet” néven jelölték ezeket a problematikus mikrofossziliákat.

A Pannóniai-medence jugoszláviai területéről 1952-ben K. VELJKOVIĆ-ZAJEC a Becej I. sz. fúrás, 1954-ben pedig S. N. OBRADOVIĆ a Sedlarica környéki és a Velika Greda-i fúrások *Limnocardium* abichi-s rétegeiből közölték — C. A. WICHER nyomán „fehér Foraminiferák” néven — előfordulásukat.

A magyarországi alsó-pannóniai korú medencebeli üledékek kifejlődési területeiről a szénhidrogén-kutató fúrások révén mind gyakrabban előkerült, nagy számban gyűjtött példányaik részletes vizsgálata alapján ezekről a problematikus mikrofossziliákról megállapítható volt, hogy nem Foraminiferák, hanem — ugyancsak a Protozoák Rhizopoda osztályába tartozó — házas amóbák (*Thecamoebák*) maradványai. Házuk anyagára és alakjára utaló *Silicoplaentina* genus névvel a szerző négy alakcsoportjukat különítette el *Silicoplaentina hungarica*, *S. majzoni*, *S. inflata* és *S. irregularis* fajnév megjelölésekkel (KÖVÁRY 1956).

### Rétegtani, ökológiai értékelés

A *Silicoplaentinák* az alsó-pannóniai üledékek jellegzetes mikroszkopikus ősmaradványai, bár a magyarországi congeriás, *limnocardiumos* alsó-pannóniai összlet legidősebb kifejlődéseiből eddig még nem kerültek elő. Szórványos

1. ábra. A *Silicoplaentinák* előfordulása a magyarországi szénhidrogén kutatási területeken

1. alsó-pannóniai képződmények elterjedése, 2. alsó-pannóniai üledékek nélküli területek

Abbildung 1. Vorkommen der *Silicoplaentinen* in den Kohlenwasserforschungsgebieten Ungarns

1. Verbreitung der unterpannonischen Ablagerungen, 2. Gebiete ohne unterpannonischen Sedimente

megjelenéssel az alsó-pannóniai középső (kronosztratigráfiailag felső-meotisi) szinttájában már mutatkoznak, de gyakori példányszámú előfordulásuk az alsó-pannónia fiatalabb (kronosztratigráfiailag alsó-pontusi) lerakódásaiban figyelhető meg. Mivel a Silicoplacentinák a felső-pannóniai (=felső-pontusi) *Congeria rhomboidea*-s üledékekben — néhány kivételtől eltekintve — már nem találhatók (valószínűleg az üledékképződés jellegének megváltozása, az erős elhomokosodás miatt), így az alsó-pannóniai vonatkozásban igen jó korjelző ősmaradványok.

A silicoplacentinás mikrobiofáciéseket a fentebb említett Silicoplacentina alakok mellett gyakori előfordulással az Ostracodák, ritkán szivacsmaradványok (kovaszivacsstűk), gyakran különféle halmaradványok (halfog, halúszótüske, halpikkely) jellemzik. Járulékos metazoa-elemekként mikrobiofáciéseikben puhatestűek maradványai (pl. *Gastropoda* embriók, *Lamellibranchiata* héjtöredékek) figyelhetők meg. A Silicoplacentina-tartalmú alsó-pannóniai pelites magminták iszapolási maradákaiban gyakoriak a szénült növénymaradvány-töredékek, a pirites szálak és csomók (bakteriopirit).

A Silicoplacentinák eredeti élettere a Pannóniai-medence pliocén eleji elzáródottsági időszaka alatt a sekélyvizű öblök, lagúnák legbelső, édesvízi hatásoknak erősen kitett, elmocsarasodott „laguna morte” milliője lehetett, majd biotópjainak lassú átalakulásával, az alsó-pannóniai beltenger medencefáciéseibe történt beolvadásával terjedtek el.

A Pannóniai-medence magyarországi területén a Silicoplacentináknek szénhidrogén-kutató fúrások révén az alsó-pannóniai korú medenceüledékekben megfigyelt általános elterjedését áttekintően — a teljesség igénye nélkül — az 1. ábra mutatja be.

## IRODALOM – LITERATUR

- BODA J. 1964: A Magyar Állami Földtani Intézet őslénytani típusgyűjteménye. — Budapest.
- BOLLI H. M.—SAUNDERS B. 1954: Discussion of some *Thecamoebina* described erroneously as Foraminifera. — *Contrib. Cushman Found. Foramin. Res.* 5 (2) Bridgewater, Mass. (USA).
- BOŠKOV-ŠTAJNER Z. 1961: Pliocene microfauna from the deep wells in the south-western part of the Pannonian basin on the territory of the People's Republic of Croatia. — *Geol. Vjesnik* 14. Zagreb.
- JASKÓ S. 1976: A Pannóniai-medence besüllyedése és feltöltődése a neogénben. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1973-ról: 133—142.
- JÁMBOR Á. 1980: Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fácies-típusai és ősföldrajzi jelentőségük. — *Földt. Köz.* 110: 498—508.
- JIRICEK R. 1972: Das Problem der Grenze Sarmat/Pannon in dem Wiener Becken, dem Donaubecken und dem Ostslowakischen Becken. — *Mineralia Slovaca.* 4 (14).
- KÖVÁRY J. 1956: Thékamoebák (Testaceák) a magyarországi alsópannóniai korú üledékekből. — *Földt. Közl.* 86: 266—273.
- MAGYAR L.—RÉVÉSZ I. 1976: Data on the classification of pannonian sediments of the Algyó area (Hungary). — *Acta Miner. Petr. Szeged* 22 (2).
- OBRAĐOVIČ S. N. 1954: Darstellung der Schichtenfolgen aus den Bohrungen in der Gegend von Sedlarica vom mikropaläontologischen Standpunkt. — *Zborn. Radova Geol. Inst. „Jovan Zujović”.* 7: 243—246.
- OBRAĐOVIČ S. N. 1954: Kurzer Rückblick auf die Schichten eines Teils der Bohrung „Velika Greda 1” auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — *Zbornik Radova Geol. Inst. „Jovan Zujović”.* 7: 232—234.

- SCHÖNBORN W. 1966: Beschalte Amöben (Testacea). — A. Ziemsen Verl. Wittenberg.
- STRAUSZ L. 1971: Über die pannonische Stufe (Pliocän). — Földt. Közl. 101.
- SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. — In BARTHA et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 253–344. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- SZÉLES M. 1977: A kecskeméti Ke. 3. sz. mélyfúrás pannóniai korú faunája. — Földt. Int. Évi Jel. 1975-ről: 163–187.
- VELJKOVIC-ZAJEC K. 1952: Paleontological description of microfauna from a deep bore-hole Becej-I. — Srpska Akad. Nauka Geol. Inst. XXII. Beograd.



## DIE THÉCAMOEBEN (TESTACEA)-FAUNA DER MIT KOHLENWASSERSCHÜRFBOHRUNGEN AUFGESCHLOSSENEN UNTERPANNONISCHEN SEDIMENTEN UNGARNS\*

VON  
JÓZSEF KÖVÁRY

### Einleitung

Auf den vom Gesichtspunkt der Kohlenwasserforschung perspektivischen, mit jüngeren Pliozänablagerungen gedeckten neogenen Beckengebieten haben die Teifbohrungen die das ältere Glied des unteren Pliozäns darstellenden unterpannonischen Sedimente mit einer beinahe allgemeinen Verbreitung, aber mit verhältnismässig unterschiedlichen Mächtigkeitswerten aufgeschlossen. Während in einigen Teilen dieser Neogensenken, oberhalb der verhältnismässig ausgehobenen kristallinen und mezozooischen Schollen, Rücken die Mächtigkeit der unterpannonischen Sedimente an manchen Stellen nicht einmal 100 m ausmacht (stellenweise fehlen sie sogar ganz), beträgt ihre Mächtigkeit z. B. in SW-Ungarn, in der Dél-Zalaer Senke sogar 2000 m (Lete-nye, Bohrung 2.), und in SO-Ungarn, in der Békéser Senke 2800 m (Hódmező-vásárhely, Bohrung I.). Aufgrund der Angaben der bis Ende 1981. abgeteufte vielen, rund 6000 Kohlenwasserschürfbohrungen beträgt die Durchschnittsmächtigkeit der in ungarischen neogenen Beckengebieten durchbohrten unterpannonischen Sedimente 700 m. Die überwiegende Mehrzahl (ca. 90%) dieser — auch angesichts des Durchschnittswertes ziemlich mächtigen — Binnenmeeres-Sedimentfolge machen Pelite und Siltsteine aus, und zwar hauptsächlich mit Beckeninneren- und untergeordnet mit Beckenrandablagerungen.

### Paläontologische Auswertung

Die charakteristischsten und am öftesten vorkommenden Formen der Molluskenfauna der unterpannonischen Ablagerungen sind die Arten von *Limnocardium* (*Paradacna*) *abichi* R. HOERNES, *L. (Paradacna) lenzi* R. HOERNES, *L. desertum* STOLICZKA sowie *Congería banatica* R. HOERNES und *C. cžjžeki* M. HÖRNES.

Die am häufigsten (an manchen Stellen massenhaft) vorkommenden Fossilien der Mikrobiofazies der unterpannonischen Sediemente sind die Ostracoden. Nach den Bestimmungen von M. SZÉLES sind in der Ostracodenfauna der unterpannonischen Beckenablagerungen Ungarns die Arten von *Amplocypris sinuosa* ZALÁNYI, *Cyprideis pannonica* MÉHES, *Hungarocypris sieberi*

\* Der Verfasser bestand in seinem Artikel auf die Benennung „Unterpannon“, was praktisch mit dem Inhalt des Pannonien s. str. identisch ist. Ausserdem spricht sich der Verfasser dafür aus, dass alle unterpannonische Bildungen zum Pliozän gehören. Dieser Standpunkt weicht wesentlich von dem der anderen Artikel des Bandes ab. (Red.)

MÉHES, *Candona* (*Pontoniella*) *acuminata* ZALÁNYI, *Hemicytheria pejinovicensis* ZALÁNYI, *H. lörentheyi* MÉHES, *Leptocythere egregia* MÉHES, *L. parallela* MÉHES und *Loxoconcha rhombovalis* POKORNY die dominanten Formen.

Die biostratigraphische Abgrenzung der im Beckeninneren ausgebildeten unterpannonischen Sedimentfolge von Bildungen des sarmatischen Liegenden und vom oberpannonischen Hangenden ist in erster Linie durch die obenerwähnte Arten führende reiche Molluscen- und Ostracodenfauna möglich. Angesichts der biostratigraphischen Abgrenzung der miozän—pliozänen sowie der sarmatisch—pannonischen Abfolgen ist es von grundsetzlicher Bedeutung, dass auf den ungarischen Beckengebieten des Pannonbeckens die unterpannonischen Sedimente keine autochtone Foraminiferen — mit Ausnahme sporadisch vorkommender, persistierender Formen — mehr führen. In den Mikrofaunen-Assoziationen der unterpannonischen Ablagerungen vertreten die Protozoen schon Mikrofossilien, die zu einer anderen systematischen Einheit gehören. Diese sind die Testaceen (*Thecamoeben*).

Diese, meist weissen, flachen, scheibenförmigen granulösen Kiesel enthaltenden 0,25—1,2 mm mächtigen Mikrofossilien wurden vom ungarischen Gebiet des Pannonbeckens dank der Kohlenwasserforschungsbearbeitungen bekannt, und zwar zum ersten mal — damals noch als für problematisch gehaltene — im Jahre 1934 aus dem mittleren (1187,05—1151,20 m) Abschnitt des zwischen 771,40 und 1882,40 m durchteufen unterpannonischen Komplexes der Bohrung Tiszaörs I. Im Jahre 1941 hat G. SZUROVY ihr Vorhandensein in den Schlämmschichten der unterpannonischen pelitischen Kernproben der Bohrung Tótkomlós I. beobachtet. Diese problematischen Mikrofossilien wurden in den Bohrbericht als „linsenförmige Fossilien“, „placentamina-artige Formen“ bezeichnet.

Ihr Vorhandensein wurde im jugoslawischen Gebiet des Pannonbeckens in den *Limnocardium abichi* führenden Schichten der Bohrung Becej I. im Jahre 1952 von K. VELJKOVIC-ZAJEC, in den Bohrungen bei Sedlarica und Velika Greda im Jahre 1954 von S. N. OBRADOVIĆ nachgewiesen.

Aufgrund der eingehenden Untersuchung ihrer, aus den Ausbildungsgebieten der ungarischen unterpannonischen Beckensedimente aus den Kohlen—wasserschürfböhrungen immer öfter zum Vorschein gekommenen, vielen Exemplaren konnte es über diese problematischen Mikrofossilien festgestellt werden, dass sie keine Fossilien der Foraminiferen, sondern die der — ebenfalls zu der Klasse der Rhizopoden des Protozoen-Phylum gehörenden — *Thecamoeben* sind. Der Verfasser hat mit der auf das Material und auf die Form ihres Gehäuses hinweisende Benennung Genus *Silicoplacentina* vier Formengruppen unterschieden, die mit den Gattungsnamen *Silicoplacentina hungarica*, *S. majzoni*, *S. inflata* und *S. irregularis* bezeichnet wurden (KÖVÁRY 1956).

### Stratigraphische, ökologische Auswertung

Die *Silicoplacentinen* stellen charakteristische mikroskopische Fossilien der unterpannonischen Sedimenten dar, obwohl sie bisher aus den ältesten Bildungen der *Congeria*- und *Limnocardium* führenden unterpannonischen Abfolge noch nicht zum Vorschein kamen. Sporadisch kommen sie schon im mittleren (chronostratigraphisch obermeotischen) Horizont des Unterpannons zum Vorschein, aber ihr häufiges Vorkommen ist in den jüngeren unterpanno-

nischen (chronostratigraphisch unterpontischen) Ablagerungen zu beobachten. Da die Silicoplacentinen in den oberpannonischen (= oberpontischen) *Congeria rhomboidea* führenden Ablagerungen — abgesehen von einigen Ausnahmen — nicht mehr zu finden sind (wahrscheinlich wegen der Veränderung des Charakters der Sedimentbildung und der starken Versandung), sind sie für das Unterpannon sehr gute altersanzeigende Fossilien.

Die Silicoplacentina führenden Mikrobiofazies sind neben den obenerwähnten Silicoplacentina-Formen durch ein häufiges Vorkommen von Ostracoden, selten durch Schwammresten (Kieselschwammnadeln), oft durch verschiedenen Fischfossilien (Fischzähne, Fischflossenstacheln, Fischschuppen) gekennzeichnet. Als zusätzliche Metazoen-Elemente lassen sich in ihrer Mikrobiofazies Fossilien von Molluskenarten (z. B. Gastropodenembryonen, Lamelibranchiaten-Schalenbruchstücke) beobachten. In den Schlämmrückständen der Silicoplacentinen führenden unterpannonischen pelitischen Kernproben kommen verkohlte Pflanzen-Bruchstücke, piritische Faser und Knoten (Bakteriopirit) vor.

Der uhrsprüngliche Lebensraum der Silicoplacentinen konnte während der Absperrungsperiode des Pannonbeckens am Anfang des Pliozäns das innerste, Süswasserwirkungen stark ausgesetzte versumpfte „laguna morte“-Milieu der seichten Becken sein, dann verbreiteten sie sich mit der Umwandlung ihrer Biotope, und mit ihrem Einschluss in die Beckenfazies des unterpannonischen Binnenmeeres.

Die allgemeine Verbreitung der in den unterpannonischen Beckenablagerungen mit Hilfe von Kohlenwasserschürfb Bohrungen beobachteten Silicoplacentinen aus dem ungarischen Gebiet des Pannonbeckens ist — ohne Anspruch auf die Vollständigkeit — in der Abb. 1. dargestellt.

## FORAMINIFERÁK MAGYARORSZÁGI KUNSAGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEIBEN\*

KÖRECNÉ LAKY ILONA\*\*

A hazai pannóniai s. str. képződményekből először LŐRENTHEY I. a tinnyei puhatestű fauna feldolgozása során egy, a *Reophax* nemzetségbe tartozó Foraminiferát talált (1905. ápr. 5-i társulati ülésen bemutatva, I. Földt. Közl. 36. p. 189). Később MEZNERICS I. (1930) gyűjtött a Tinnyétől É-ra levő esztergomi országút mentén a szántóföldeken és az anyagból a puhatestű fauna mellett a *Rotalia beccarii* (L.) fajt határozta meg. Újabb adatot találunk TURNOVSKY K. (1958) munkájában, aki a Bécsi-medence pannonjából *Haplophragmoides* sp.-t és *Spiroloculina* sp.-t említ.

A kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények alsó részén sokszor találunk — legtöbbször egyértelműen a szarmata összletből áthalmazott — Foraminifera faunát (Miliolina-félék, *Rotalia* és *Elphidium* fajok), amelyek házain semmi elváltozás — koptatottság, töredezettség — nem tapasztalható, ezért több kutató úgy gondolta, hogy ezek a faunák a pannóniai üledékekben helyben élt ősmaradványok.

MAJZON L. (1966) véleménye szerint a hazai pannóniai rétegösszletben nincsenek autochton Foraminifera, a megfigyelt házak mind bemosottak. Vizsgálataink során azonban ismertté vált olyan Foraminifera társulás is, mely a pannóniai s. str. üledékekben mint helyben élt fauna mutatható ki. Ezek a Foraminifera együttesek egy bizonyos üledéktípushoz, a szarmata emelet csökkentsósvízi rétegeire üledékfolytonossággal települő lemezes márga képződményekhez (JÁMBOR Á. 1980), a Zalai Márga Formációhoz kapcsolódnak.

A képződmény világosabb és sötétebb márgalemezek váltakozásából áll. A világos lemezek vékonyabbak, Diatoma vázából és kalciumkarbonátból, a sötétebbek agyagásvány, ill. nagyobb mennyiségű szervesanyag felhalmozódásából állnak. Ezekben a rétegekben fajszegény, de jellegzetes pannóniai s. str. puhatestű és Ostracoda fauna mellett található az a Foraminifera társulás, melynek fajai ezekben a képződményekben sokszor tömeges megjelenésűek.

Az együttesre a primitív agglutinált házú Miliamminák, Ammomarginulinák és Ammobaculitesek jellemzők. Az ilyen vékony, agglutinált házú együttesek általában zavaros, sekély vizekben fejlődhetnek ki, mint amilyenek a lefűződött lagúnák. Ilyen együttesek Magyarországon eocén, oligocén, helvétii

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\*M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.

és szarmata képződményekből ismertek. Korjelző értékük cserkély, de jó fáciesjelzők.

A szarmata képződményekre települő 5–10 m vastag Zalai Marga Formáció nem minden pannóniai s. str. képződményeket harántolt fúrásban figyelhető meg. Ahol keletkezéséhez nem voltak megfelelő feltételek, ki is maradhat. Ez az oka annak, hogy csak kevés fúrásból mutathatók ki a Foraminifera. Ilyen kifejlődés ismert a Budajenő 2., a Tököl 1. és Lajoskomárom 1. sz. fúrásokban. A fiatalabb képződményekben ilyen együtteseket ez ideig nem találtunk. A Dunántúli-középhegység DK-i előterében helyezkedett el az a lagúna, mely a legkedvezőbb élettere lehetett ezeknek a Foraminifera együtteseknek.

A lagúna D-i részén (Tengelic 2. sz. fúrás) olyan helyi zárt medencerészt tételezhetünk fel, melyben a viszonyok még kedvezőek voltak szegényes Foraminifera fauna fennmaradásához, sőtartalma a szarmata tengeréhez hasonló lehetett. Ezen a területen SZÉLES M. (1980) a *Trochammina kibleri* VENGLINSZKIJ faj tömeges megjelenését jelzi (I. tábla, 11. kép). A faj első előfordulása a szarmata emelet *Bolivina sarmatica* zónájában gyakori, de a kárpátaljai süllyedék pannóniai s. str. üledékeiben is előfordul (VENGLINSZKIJ 1975, p. 154), éppen úgy, mint nálunk a tengelici fúrásban.

## IRODALOM – LITERATUR

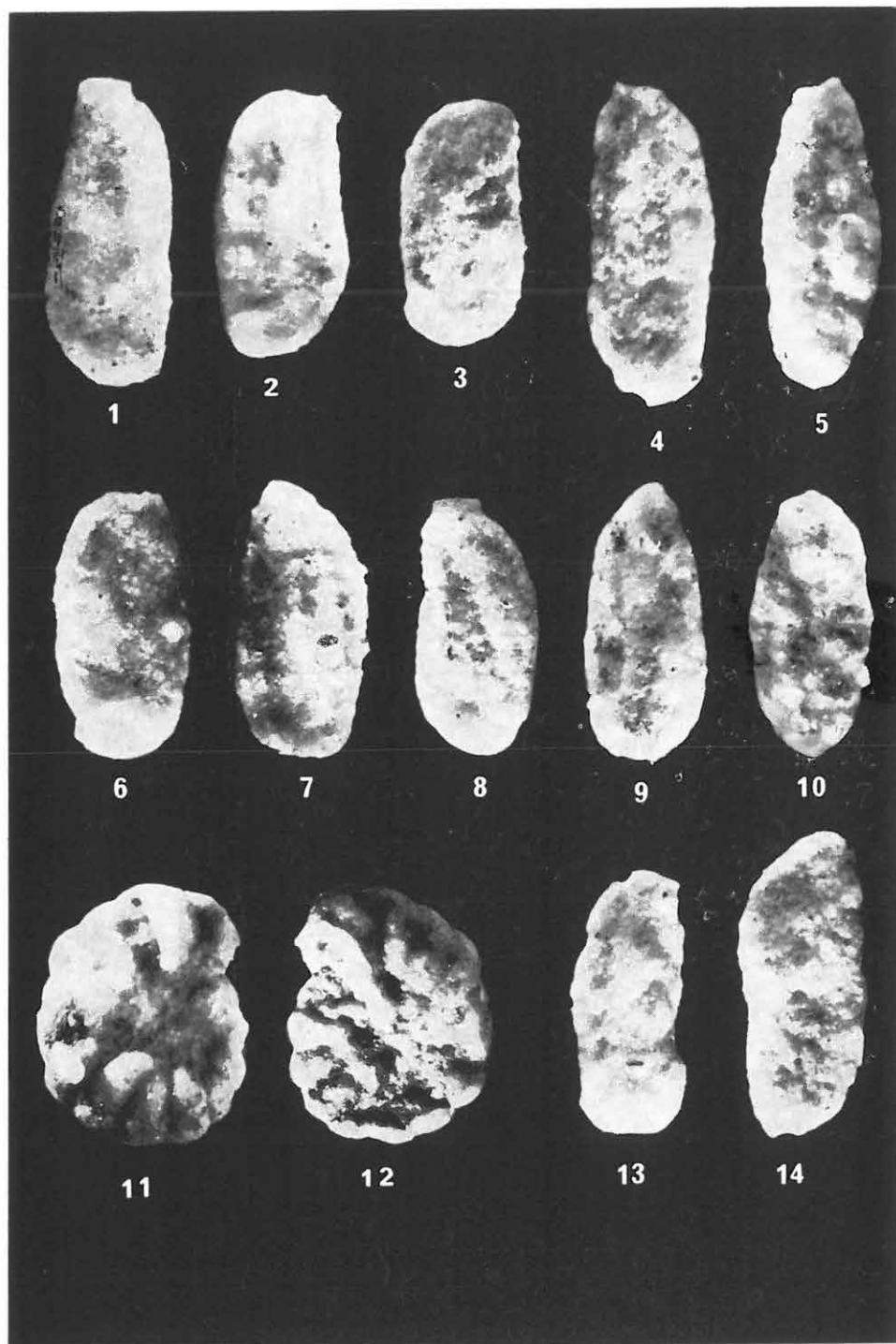
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- MAJZON L. 1966: Foraminifera vizsgálatok. — A miocénnél fiatalabb rétegek Foraminiferái: 891—894. — Akad. Kiad., Bp.
- MEZNERICS I. 1930: Az Uny—Tinnye vidéki fiatal harmadkorú üledékek földtani és őslénytani viszonyai. — Doktori Értekezés.
- SZÉLES M. 1980: A Tengelic 2. sz. fúrás pannóniai képződményeinek Ostracoda vizsgálata. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- TURNOVSKY K. 1958: Foraminifera im Pannon — *Erdoel Zeitschrift* 74 (12): 400—402.
- VENGLINSZKIJ I. V. 1975: Foraminiferi i biosztratigrafija miocenovih otlozszenij Zakarpatszkaia pragiba. — Akad. Nauk. Ukr. SzSzR. Kiev.

## I. tábla — Tafel I

1. *Miliammina obliqua* HERON — ALLEN — EARLAND
  - 2—3. *Miliammina arenacea* (RHUMBLER)
  - 4—5. *Miliammina oblonga* (CHAPMAN)
  6. *Miliammina arenata* (CUSHMAN)
  7. *Miliammina petita* SAUNDERS
  8. *Miliammina earlandi* LOEBLICH — TAPPAN
  9. *Miliammina fusca* (BRADY)
  10. *Miliammina oblonga* HERON — ALLEN — EARLAND
  11. *Tochammina kibleri* VENGLINSZKIJ
  12. *Ammomarginulina arenacea* LE ROY
  - 13—14. *Ammobaculites obliquus* LOEBLICH — TAPPAN
- 1—8., 10., 12., 13. Tököl 1. sz. fúrás 746,00—747,20 m
9. Budajenő 2. sz. fúrás 211,40—211,90 m
11. Tengelic 2. sz. fúrás 670,60—671,90 m

Fotó: LAKY ILDIKÓ

Nagyítás: 40×







## A ZSÁMBÉKI-MEDENCE KUNSÁGI (PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEI OSTRACODA FAUNÁJÁNAK ÉRTÉKELÉSE\*

KÖRE CZ ANDREA\*\*

A Zsámbéki-medencét, amely a Dunántúli-középhegység két ÉK-i tagja: a Budai-hegység és a Gerecse között kb. 10–25 km<sup>2</sup> nagyságban terül el, fiatal paleogén (oligocén) és neogén összlet tölti ki. Kunsági emeletbeli képződményeit számos fúrás harántolta, melyek közül a legvastagabb rétegsort a Budajenő környékén mélyítették tárták fel.

Az Ostracoda-fauna közismerten nagyon érzékeny a sótartalom változásaira. A kunsági emeletbeli képződmények Ostracoda-faunája pedig viszonylag gazdag. Ezért vizsgálatukkal szándékoztunk a Zsámbéki-medence mint egy kunsági emeletbeli tipikus intramontán medence képződményei ülepítő vizének sótartalom-változásait meghatározni.

A Bő. 3. sz. fúrás telepítésének célja: a szarmata képződményekben levő kénindikációk vizsgálata volt. Ez a fúrás közel 200 méteren keresztül a kunsági emeletbeli képződményekben haladt (1. ábra).

### Az Ostracoda fauna értékelése\*\*\*

Az értékeléshez az Ostracoda genusok sótartalom-igényeit az aktualizmus elve alapján E. A. HOFMAN (1966), E. I. SORNYIKOV (1969) Fekete-, Kaspi- és Azovi-tengeri, valamint H. MALZ, E. TRIEBEL (1970), F. P. MORKHOVEN (1963) és ZALÁNYI B. (1944) adataira támaszkodva adtuk meg.

A Bő. 3. sz. fúrás 250,0–201,0 m-ig terjedő szarmata korú rétegeiben a fauna rendkívül szegényes volt. A maradványegyüttesben a *Leptocythere*-félék domináltak. Mellettük a kizárólag csökkent sósvízi *Myocyprideis* sp. és *Hemicyprideis* sp. fajok megjelenése a tengervíz sótartalmának a szarmatára jellemző 15–25‰ értéken belüli csekély ingadozását jelzik.

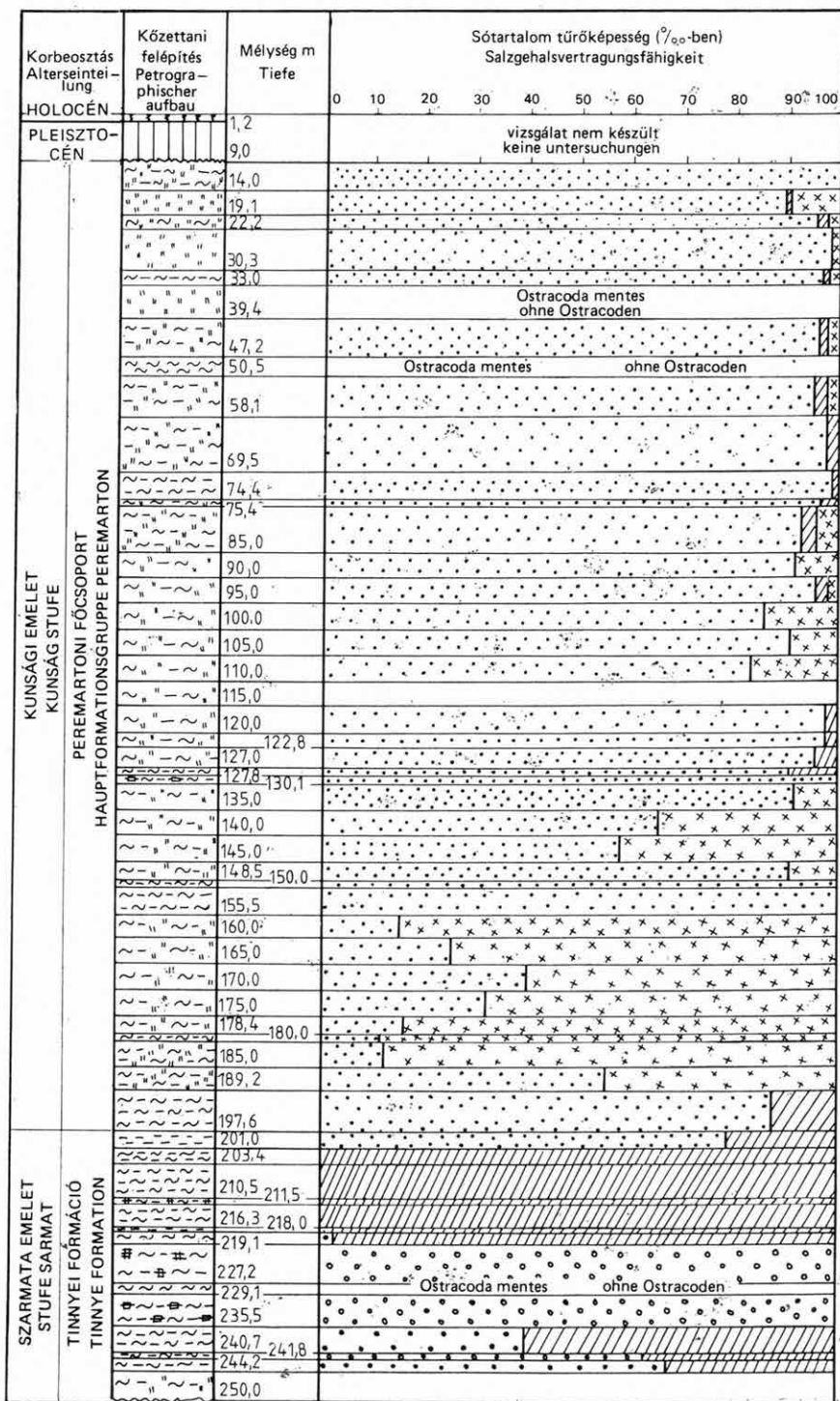
217,0 m-től felfelé egy ún. átmeneti, a kunsági emeletbe való átvezető szakasz figyelhető meg, melyben a *Leptocythere* sp. és *Loxoconcha* sp. genusok uralkodók. E két csoport viseli el ugyanis legjobban a sótartalom ingadozásait.

A szarmata és kunsági emeletbeli rétegek határán (201,0 m) az Ostracoda-fauna teljesen kicserélődött. Eltűntek az *Aurila*-, *Callistocythere*-, *Xestoleberis*- és a *Cytheridea*-félék. Új specicsenek, ill. genusok léptek fel, melyek közül

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H-1442. Pf. 106.

\*\*\* Szerző köszönetét fejezi ki dr. Monostori Miklósnak és Széles Margitnak, akik az Ostracodák meghatározásánál nyújtottak segítséget és hasznos tanácsaikkal láttak el.








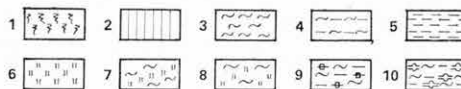
a *Cyprideis* ex. gr. *pannonica* MÉHES és a *Hungarocypris*ek szórványos megjelenése mellett az *Amplocypris*ek hirtelen és tömeges fellépése volt a szembe-tűnő.

A kunsági emelet képződményeiből viszonylag jó megtartású és gazdag kagylósrák fauna került elő. A 201,0–189,2 m között harántolt kőzetanyag Ostracodáinak zömét *Amplocypris*ek alkották (*amplocypris*es együttes). Mellettük elszórtan és kis példányszámban fordultak elő *Leptocythere*-félék. Az *Amplocypris*-félék hirtelen és tömeges megjelenése a sótartalom további erős csökkenésére engedett következtetni.

A 189,2–155,5 m-ig terjedő rétegek iszapolási maradékából egy *Hungarocypris*-félékkel jellemzett együttes következett. Az elenyésző számú *Amplocypris*-féléken kívül a fauna csak *Hungarocypris*ekből (*H. auriculata* REUSS, *H. marginata* ZALÁNYI, *Hungarocypris* sp.) állt. E genus optimális milióje édesvízben van. Előfordulása a víz további sótartalom-csökkenését jelzi.

A candonás együttest (155,5–145,0 m) a kis példányszámú *Hemicytheria*-féléken kívül *Candona paralella pannonica* ZALÁNYI alkotta. A *Candona*-félék édesvízben és erősen csökkentsós vízben is gyakoriak, ami azt jelzi, hogy a víz sótartalma az előző *hungarocypris*es együttes életteréhez képest nem, vagy alig változott.

Genus	A csoport sótartalom-tűrőképessége/„a” ben (Hofmann 1966, Sornikov 1966) Salzgehaltsvertragungsfähigkeit der Gruppe (Hofmann 1966, Sornikov 1966)	A csoport jelölése Bezeichnung der Gruppe
<i>Ilyocypris</i> <i>Cypria</i> <i>Herpetocypris</i> <i>Hungarocypris</i>	édesvízi	
<i>Candona</i> <i>Hemicytheria</i> <i>Pontocypris</i> <i>Cyprideis</i> <i>Amplocypris</i>	8 – 15	
<i>Myocyprideis</i> <i>Hemicyprideis</i> <i>Argilloecia</i>	8 – 25	
<i>Callistocythere</i> <i>Cytheridea</i> <i>Aurita</i> <i>Senesia</i>	15 – 25	
<i>Leptocythere</i> <i>Loxoconcha</i>	„euryhalin”	



1. ábra. A budajenői Bő 3. sz. fúrás Ostrakoda faunájának sótartalom-tűrőképesség szerinti megoszlása

1. talaj, 2. lösz, 3. márga, 4. agyagmárga, 5. agyag, 6. aleurit, 7. agyagmárgás aleurit, 8. aleuritós márga, 9. diatomás agyagmárga, 10. gipszes agyagmárga

Abb. 1. Verteilung der Ostrakoden-Fauna der Bohrung Budajenő 3. je nach Salzgehaltsvertragungsfähigkeit

1. Boden, 2. Löss, 3. Mergel, 4. Tonmergel, 5. Ton, 6. Aleurit, 7. Aleurit mit Tonmergel, 8. Mergel mit Aleurit, 9. diatomeenführender Tonmergel, 10. Gypstonmergel

A 145,0–75,6 méterközéből származó kőzetanyagból *Cyprideis* ex. gr. *pannonica* – hungarocypriszes együttes került elő. A *Cyprideis* ex. gr. *pannonica* MÉHES nagyszámú és gyakori előfordulása mellett a Hungarocypris-félék elszórtan és viszonylag kisebb számban szerepeltek. Ennek az együttesnek az elkülönítését az indokolta, hogy a Hungarocypris-félék 75,6 m fölött már nem fordultak elő, míg más, szintén csak elszórtan megjelenő kísérő fajok még a rétegsor 75,6 m feletti szakaszában is megtalálhatók. Ilyen kísérő faj pl. a *Candona (Caspiocypris) labiata* ZALÁNYI, *Amplocypris abscissa* (REUSS), *Amplocypris subacuta* ZALÁNYI.

A *Cyprideis* ex. gr. *pannonica* MÉHES erősen csökkentsósvízi alak, a mellette előforduló Hungarocypris-félék pedig édesvízben dominálnak.

A rétegsor 145,0–75,6 m közötti szakaszának képződése idején a víz sótartalma 8–15% között ingadozott, de időnként ezen érték alá is csökkenthetett.

A 75,6 méteres határvonal felett, egészen a kunsági emeletbeli rétegsor tetejéig (9,0 m) a *Cyprideis* ex. gr. *pannonica* MÉHES dominált (*Cyprideis* ex. gr. *pannonica* együttes). Mellette járulékos összetevőként a következő alakok szerepeltek: *Pontocypris redunca* ZALÁNYI, *Candona (Camptocypris) extensa* ZALÁNYI, *Candona (Camptocypris) balcanica* ZALÁNYI, *Cypria tocorjescui* HANGANU, *Herpetocypris reptans* BAIRD.

A víz sótartalma ebben a szakaszban jelentősen nem változott, amit a *Cyprideis* ex. gr. *pannonica* MÉHES változatlan dominanciája is jelez.

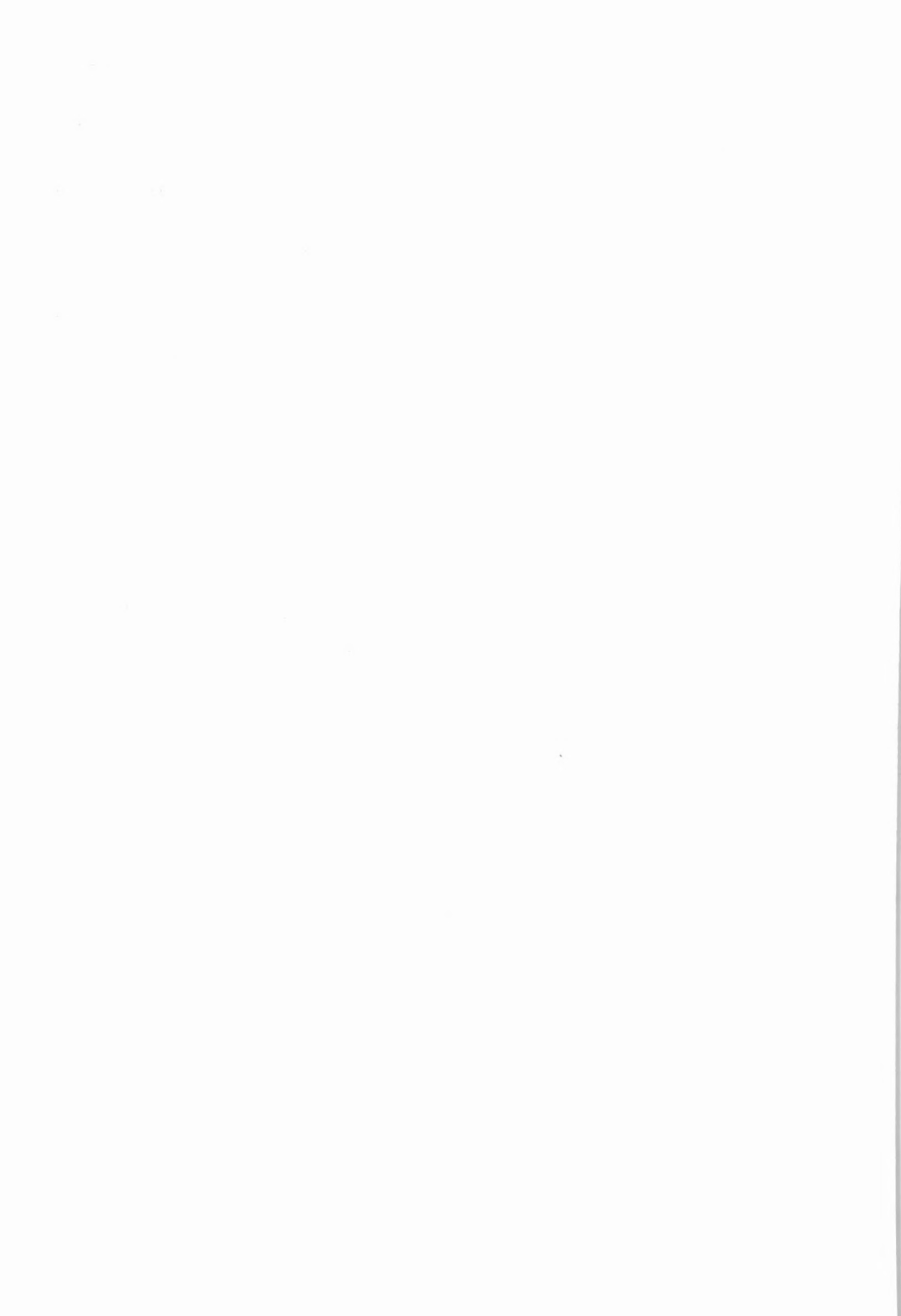
Az egykori Zsámbéki-medencében tehát a sótartalom a szarmata végén – euryhalin szervezetek gyakoriságával bizonyítottan – erősen ingadozott, ezután rohamosan csökkent, s a víz a kunsági emelet alsó harmadának végére majdnem teljesen kiédesedett, majd az emelet végéig fokozatosan növekedett.

Ez a kiédesedés összhangban van más földtani megfigyelésekkel: a Zsámbéki-medence DNy-i részén szenes agyag, sőt édesvízi mészkő betelepüléseket észleltek. Teljes ellentétben van viszont ez a kunsági emeletbeli sótartalom-változásokról eddig vallott nézetekkel, amelyek szerint az a szarmata–kunsági határtól végig fokozatosan csökkent. Ennek oka a nyílt beltengeri medencétől való korlátozott (?) lefűződés volt. Kialakulása viszont egyértelműen bizonyítja, hogy a Zsámbéki-medence területén a kunsági emelet elején a tó vízének párolgása lényegesen kisebb volt, mint a csapadék-utánpótlásból a tóba beérkező víz mennyisége.

#### Irodalom — Literatur

- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — In BARTHA F.: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 9–172. — Akad. Kiadó, Budapest.
- BRESTENSKA E.—JIRICEK R. 1978: Ostrakoden des Badenien der Zentralen Paratethys. In Chronostratigraphie und Neostatotypen. — Miozän M<sub>4</sub> Badenien: 405–441. Bratislava.
- CERNAJSEK T. 1974: Die Ostracodenfaunen der Sarmatischen Schichten in Österreich. In Chronostratigraphie und Neostatotypen. — Miozän M<sub>5</sub> Sarmatien: 458–491. Bratislava.
- HARTMANN G.—PURI H. S. 1974: Summary of Neontological and Paleontological Classification of Ostracoda. — Mitt. Hamburg. Zool. Mus. Inst. 70: 7–73.
- HOFMANN E. A. 1966: Ecologija sovremennih i novokaspijskih Ostracod Kaspijskovo morja. — „Nauka” Moskva: 24–34.

- JÁMBOR Á. 1971: A magyarországi szarmata. — Földt. Közl. 101: 103—106.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L.—ORAVECZ J.—RAVASZ Cs. 1976: A budajenői Bő 2. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JIRICEK R. 1974: Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmats s. str. In Chronostratigraphie und Neostatotypen. — Miozän M<sub>5</sub> Sarmatien.: 434—458. Bratislava.
- MALZ H.—TREIBEL E. 1970: Ostracoden aus dem Sannois und jungeren Schichten des Mainzer Beckens 2. Hemicyprideis n. g. — Senckenb. Lethaea 51 (1): 1—47.
- MÉHES Gy. 1907: Adatok Magyarország pliocén Ostracodáinak ismeretéhez. — Földt. Közl. 37: 429—267.
- MÉHES Gy. 1908: Adatok Magyarország pliocén Ostracodáinak ismeretéhez. — Földt. Közl. 38: 537—568.
- MORKHOVEN F. P. 1963: Post-Paleozoic Ostracoda I—II. — Amsterdam.
- RAVASZ Cs.—SOLTI G. 1978: A Zsámbéki-medence (budajenői) neogén kén és gipsz előfordulás földtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SORNYIKOV E. I. 1969: Podgklass Ostrakoda ili rakuskovie raki-Ostrakoda (Usb Opre-delitel fauni Cserново i Azovskovo morej. II. Svobodnozsivsie besznovzonocsnie. — Naukova dumka: 136—160. Kiev.
- SZÉLES M. 1963: Szarmáciai és pannóniai korú kagylósrák fauna a Duna—Tisza közli sekély és mélyfúrásokból. — Földt. Közl. 63: 101—116.
- SZÉLES M. 1966: Óslénytani adatok az alsó- és felsőpannon emeletek elhatárolásához. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről: 559—568.
- SZÉLES M. 1977: A kecskeméti Ke. 3. sz. fúrás pannóniai faunája. — Földt. Int. Évi Jel. 1975-ről: 163—187.
- ZALÁNYI B. 1929: Morphosystematische Studien über fossile Muschelkrebse. — Geol. Hung. Ser. Pal. 5.
- ZALÁNYI B. 1944: Magyarországi neogén Ostracodák. I. — Geol. Hung. Ser. Pal. 21.
- ZALÁNYI B. 1955: Kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról 2: 503—525.
- ZALÁNYI B. 1956: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1954-ről: 187—210.
- ZALÁNYI B. 1959: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ről: 425—442.



**MAGYARORSZÁGI HEGYSÉGPEREMI KUNSÁGI  
(PANNÓNIAI S. STR.) EMELETBELI MOLLUSCA FAUNA\***

KORPÁSNÉ HÓDI MARGIT\*\*

**Bevezetés**

A pannóniai s. str. emeletet képviselő üledékekben a következő Mollusca együttesek különíthetők el:

- *Limnocardium praeponticum*,
- *Melanopsis* sp. – *Theodoxus* sp.,
- *Melanopsis impressa* – *Congeria ornithopsis*,
- *Orygoceras* sp.,
- *Congeria banatica*,
- *Parvidacna laevicostata*,
- *Congeria czjzeki* – *Paradacna abichi*,
- *Melanopsis vindobonensis* – *Melanopsis fossilis*.

Az együttesek biotópjuk alapján két csoportba sorolhatók:

1. Lagunáris és mocsári környezet. Előfordulás: a Dunántúli-középhegység DK-i és az Északi-középhegység D-i előtere, illetve a hegységek közé benyúló köztes medencék.

Jellemző Mollusca együttese: *Melanopsis* sp. – *Theodoxus* sp., *Parvidacna laevicostata*, *Congeria czjzeki*.

2. Nyílt vízi környezet. Előfordulás: A Dunántúli-középhegység É – ÉNy-i előtere, a Mecsek környéke.

Jellemző Mollusca együttese: *Congeria banatica*, *Congeria czjzeki*.

Mindkét kifejlődési területen megtalálható a *Limnocardium praeponticum*-os fauna, mely a pannóniai képződmények legidősebb tagját reprezentálja, valamint az erősen mozgatott vízű parti fáciesben a *Melanopsis impressa* – *Congeria ornithopsis*, illetve a *Crygoceras*-os fauna.

**Mollusca együttesek**

***Limnocardium praeponticum***

A fauna a Dunántúli-középhegység DK-i előterében regionális elterjedésű (JÁMBOR Á. – KORPÁSNÉ 1973), de megtalálható a Balatontól D-re is. Valószínűsíthető az előfordulása a Mecsek környékén is. Az ezzel a faunával jelzett rétegek eddig megismert legnagyobb vastagsága 20 m. Ismert előfordulásai:

\* Die deutsche Übersetzung des Artikels ist im Buch PAPP A. 1985: Chronostratigraphie und Neostatotypen Pannonien M<sub>6</sub> (Akadémiai Kiadó, Budapest) zu finden.

\*\*M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H-1442. Pf. 106.



Budajenő 2. sz. fúrás (215,4–199,2 m), Budajenő 3. sz. fúrás (202,4–184,9 m), Csór 8. sz. fúrás (125,5–124,9 m), Lajoskomárom 1. sz. fúrás (671,0–648,7 m), Mány 64. sz. fúrás (108,7–103,0 m), Mány 65. sz. fúrás (99,1–91,1 m), Tárnok 1. sz. fúrás (158,0–147,6 m), Tököl 1. sz. fúrás (747,2–721,6 m), Kőrös-hegy 1. sz. fúrás (199,8–180,5 m).

A fauna megegyezik GORJANOVIĆ-KRAMBERGER K. (1890) Vrabceből leírt „praepontusi” faunájával.

Az együtttest jellemző fajok: *Limnocardium praeponticum* (GORJ.–KRAMB.), *L. pliocataeformis* (GORJ.–KRAMB.), *L. cekusi* (GORJ.–KRAMB.), *L. krambergeri* SEUER. (= *Pisidium costatum* GORJ.–KRAMB.), *Planorbis praeponticus* GORJ.–KRAMB., *Lymnaea croatica* GORJ.–KRAMB.

Előforduló fajok: *Congerina* sp., *Limnocardium protractum* (EICHW.), *L. promultistriatum* JEK., *?Didacna* sp., *Hydrobia* sp., *Micromelania striata* GORJ.–KRAMB.

Járolékos fajok: *Limnocardium spinosa* LÖRENTH., *L. andrusovi* LÖRENTH., *L. phyllicardiiforme* JEK., *L. aff. tuberosum* JEK., *Hydrobia ambigua* BRUS., *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Orygoceras laevis* GORJ.–KRAMB.

Dominánsak az igen változékony, vékonyhájú, apró termetű *Limnocardium*ok.

**Bezáró kőzet:** agyagmárga. Előfordulása a Zalai Márga Formációhoz kapcsolódik, de ritkábban megtalálható a Zsámbéki Márga Formációban is. A kőzetben alगतörmelékek és *Pectinaria ostracpannonicus* található.

Elterjedési területe a pannóniai s. str.–szarmata közötti folyamatos üledékképződési terület sekélyvízű szakaszára esik.

**Élettér:** szublitorális zóna, afitális öv, iszapos aljzat, plio-mezohalin sótartalom, sekély, legfeljebb néhány 10 m-es vízmélység.

**Laterális és vertikális kapcsolat:** a *Limnocardium praeponticum*-os együtttest laterálisan a *Melanopsis* sp.—*Theodoxus* sp.-s együtttestel fogazódik össze. Vertikálisan a *Congerina banatica*-s, *Orygoceras*-os és a *Melanopsis* sp.—*Theodoxus* sp.-s együtttesttel mutat kapcsolatot.

#### Theodoxus sp.—Melanopsis sp.

Az Északi-középhegység D-i előteréből és belső medencéiből, ill. a Dunántúli-középhegység DK-i előteréből ismert. Legnagyobb ismert vastagsága 46 m. Ismert előfordulásai: Alsóvadász 1. sz. fúrás (219,0–205,0 m), Lajoskomárom 1. sz. fúrás (65,7–48,5 m), Szikszó 1. sz. fúrás (253,30–253,10 m), Zsámbék II. sz. fúrás (62,0 m), Vilonya H/12. fúrás (35,0–24,2 m), Csákvár 20. sz. fúrás (46,0–45,7 m; 31,5 m), Csór 8. sz. fúrás (124,6–124,0 m), Mány 64. sz. fúrás (98,0–97,8 m; 80,0–78,4m; 62,0–61,3 m; 59,7–52,2 m), Mány 65. sz. fúrás (79,8–64,0 m; 50,8–50,6 m), Budajenő 2. sz. fúrás (141,40–141,0 m), Budajenő 3. sz. fúrás (123,3–122,8 m).

A puhatestű faunára az összemosa a jellemző.

Az együtttest jellemző fajok: *Theodoxus soceni* JEK., *Th. leoberdorfensis* (HANDM.), *Th. mariae* (HANDM.), *Melanopsis bouei affinis* HANDM., *M. bouei rarispina* LÖRENTH.

Előforduló fajok: *Congerina soceni* JEK., *C. scrobiculata* BRUS., *C. suspecta* BRUS., *Limnocardium andrusovi* LÖRENTH., *Theodoxus intracarpaticus* JEK., *Th. turislawicus* JEK., *Hydrobia vujici* BRUS., *H. böcki* LÖRENTH., *Prososthenia zitteli* LÖRENTH., *Brotia escheri* (BRONG.), *Melanopsis avellana* FUCHS, *M. bouei multicosata* HANDM., *M. inermis* HANDM., *M. plicatula* HANDM.,

Járolékos fajok: *Limnocardium promultistriatum* JEK., *Valvata* sp., *Micromelania fuchsiana* BRUS., *M. fossilis* (MART.-GMEL.), *M. impressa* (KRAUSS), *Planorbis*

*fuchsi* LÖRENTH., *Segmentina* sp., *Planorbarius* sp., *Lymnaea* sp., *Helicigona*, *Vertigo*, *Gastrocopta*.

A közösséget a *Theodoxus* és *Melanopsis* fajok együttes gyakori előfordulása jelzi.

*Bezáró kőzet*: agyagmárga, aleurit. Előfordulása a Csákvári Agyagmárga, az Ősi Tarkaagyag és a Csereháti Vulkanit Formációhoz kapcsolódik. Az üledékben szenesedett növényi maradványok, chara termés, egy-egy példányban édesvízi, szárazföldi fajok találhatók, esetenként kiszáradásra utaló nyomok is láthatók.

*Élettér*: eulitorális zóna, fitális öv, parti elmoecarasodó környezet, lagúna fácies. Néhány cm-től néhány m-es vízmélység, oligo-miohalin sótartalom. Laterális és vertikális kapcsolat: a fauna parti környezetben laterálisan összefogozódik az édesvízi, illetve a szárazföldi faunával és a *Melanopsis impressa* – *Congeria ornithopsis*-os együttesel. A medence irányában pedig a *Parvidacna laeivicostata*-s és az *Orygoceras*-os együttesel.

Megjegyzendő, hogy feltártság hiánya, illetve utólagos lepusztulás miatt az édesvízi, szárazföldi fauna csak kevésbé ismert. Fedő rétegeiben *Planorbarius*-os édesvízi (Északi-középhegység) vagy *Parvidacna laeivicostata*-s, illetve *Congeria* cőzjeki-s csökkentsósvízi fauna (Dunántúli-középhegység DK-i előtere) jelenlétét rögzíthettük.

#### ***Melanopsis impressa* – *Congeria ornithopsis***

Elterjedési területe a Dunántúli-középhegység DK-i, az Északi-középhegység D-i előtere. Előfordulási helyei: Peremarton, Tinnye, Ostoros, Bogács, Tiboldaróc, Tárnok 1. sz. fúrás (133,0–87,6 m), Mány 65. sz. fúrás (99,8–99,5 m).

*Az együttest jelző fajok*: *Congeria ornithopsis* BRUS., *Limnocardium andrusovi* LÖRENTH., *Melanopsis bouei sturi* FUCHS.

*Előforduló fajok*: *Congeria mártonfi* LÖRENTH., *C. scrobiculata* PARTSCH., *C. dodereini* BRUS., *Parvidacna tinnyeana* LÖRENTH., *P. laeivicostata* (WENZ), *Theodoxus pilari* (BRUS.), *Hydrobia krambergeri* (LÖRENTH.), *H. dubowsky* BRUS., *Prososthenia zitteli* LÖRENTH., *Melanopsis avellana* FUCHS, *M. bouei affinis* HANDM., *M. bouei rarispina* HANDM.

*Járolékos fajok*: *Brotia vásárhelyi* (HANTK.), *Planorbis sabljari* BRUS., *P. solenooides* LÖRENTH., *Papyrotheca mirabilis* BRUS.

Az együttesre a *Melanopsis*ok dominanciája mellett a *Congeriák*, *Limnocardium*ok szubdominanciája jellemző. A fauna összerosott. Az előforduló *Ancylus illyricus* NEUM. (LÖRENTH. 1902), *Limax löczyi* LÖRENTH., *Chara* termés (LÖRENTH. 1911) jelenlétét bemosottnak, a parti fácies bizonyítékának tekintjük.

*Bezáró kőzet*: meszes agyag, homok, kavics, konglomerátum. Előfordulásai a Zámori Kavics és a Csákvári Agyagmárga Formációban vannak.

*Élettér*: eulitorális, sekély sublitorális zóna, afitális öv, mozzgatott vízű, huminitben szegény környezet. Plio-mezohalin sótartalom.

*Laterális és vertikális kapcsolat*: Az együttes partszegélyi kifejlődése összefogozódik a *Melanopsis* sp. – *Theodoxus* sp. együttesel, a medence irányába pedig a *Parvidacna laeivicostata*-s, *Congeria banatica*-s és az *Orygoceras*-os együttesel. Vertikális irányban átmenete feltárás hiányában bizonytalan. A Mány 65. sz. fúrás tapasztalata alapján igazolható a *Congeria cőzjeki* együttes felé való kapcsolata.

### Orygoceras sp.

Előfordulása a szarmata – pannóniai közötti folyamatos üledékképződési területek sekélyvízi zónájára korlátozódik. Az együttes jelenléte a Mecsek D-i, az Északi-középhegység D-i, a Dunántúli-középhegység DK-i előterében igazolt. Legnagyobb ismert vastagsága: 24 m. Ismert előfordulásai: Szilágy 1. sz. fúrás (73,5–63,5 m), Ellend 1. sz. fúrás (489,6–465,3 m), Zsámbék 11. sz. fúrás (76,5 m), Budajenő 2. sz. fúrás (184,8–175,1 m), Budajenő 3. sz. fúrás (167,0–162,0 m), Tárnok 1. sz. fúrás (147,6–133,0 m), Szirák 2/a sz. fúrás (594,8–698,6 m).

Az együttest jellemző fajok: *Limnocardium andrusovi* LÖRENTH., *Orygoceras dentatiformis* BRUS., *O. laevis* KITTL.

Előforduló fajok: *Congeria banatica* HOERN., *Limnocardium triangulato-costatum* HALAV., *L. subdesertum* LÖRENTH., *Hydrobia freuenfeldi* M. HÖRN., *H. stagnalis* BAST.

Járulékos fajok: *Limnocardium praeponticum* GORJ.–KRAMB., *Planorbis praeponticus* GORJ.–KRAMB.

Az együttesre az *Orygoceras* genus dominanciája, a *Limnocardium andrusovi*, a *Congeria banatica* subdominanciája a jellemző.

**Bezáró kőzet:** mészszipa, mészmárga, agyagmárga. Előfordulása a Csákvári és a Drávai Agyagmárga Formációhoz kapcsolódik.

**Élettér:** sekély szublitorális zóna, afitális öv, nyugodt, csendesvízi üledékképződés, pliohalin sótartalom, mészszipapos aljzat.

**Laterális és vertikális kapcsolat:** parti irányban laterálisan összefogazódik a *Melanopsis impressa* – *Congeria ornithopsis*, a medence felé a *Congeria banatica* együttesrel. A genus partközeli kifejlődésében a *Limnocardium praeponticum* együttesben már megjelenik, dominancia viszonyai alapján, felette elkülönült együttest alkot. Fedőjében a *Melanopsis* sp. – *Theodoxus* sp., *Melanopsis vindobonensis* és a *Congeria banatica* együttes vagy faunaszegény réteg következik.

### *Congeria banatica*

A medencebelseji kifejlődés jellemző Mollusca társulása a hegységperemi kifejlődésben ritka. Az Ellend 1. sz. (465,3–401,0 m) és a Szilágy 1. sz. (63,5–22,7 m) fúrás tárta fel a Mecsek előterében, de ismert a Tököl 1. sz. fúrás (721,6–688,5 m), Lajoskomárom 1. sz. fúrás (648,7–563,0 m) rétegsorából is.

Míg a mély medencék területén ezer m-t is meghaladó vastagságban ismert (SZÉLES M. 1971), addig a hegységelőtéri területekről jelenleg ismert legnagyobb vastagsága 64 m. Az együttesre faj- és egyedszegénység jellemző.

Az együttesre jellemző fajok: *Congeria banatica* R. HOERN., *Paradaena lenzi* R. HOERN., *P. abichi* R. HOERN.

Előforduló fajok: *Congeria cžjžeki* M. HÖRN., *Limnocardium desertum* STOL., *L. okrugici* BRUS., *Paradaena syrmienne* R. HOERN., *Valenciennesia* sp.

Járulékos fajok: *Congeria zsigmondyi* HALAV., *Limnocardium praeponticum* GORJ.–KRAMB., *L. plicataeformis* GORJ.–KRAMB., *L. andrusovi* LÖRENTH., *L. spinosum* LÖRENTH., *L. promultistriatum* JEK., *Parvidaena laeivicostata* (WENZ), *Lymnaea pancici* GORJ.–KRAMB.

**Bezáró kőzet:** szürke agyagmárga. Előfordulása a Drávai Agyagmárga Formációhoz kapcsolódik.

*Élettér:* szublitorális zóna, afitális öv, medence fácies. Nyugodt, csendesvízi üledékképződés, pliohalin sótartalom.

*Laterális és vertikális kapcsolata:* laterálisan összefogazódik az *Orygoceras* sp. és a *Parvidacna laevicostata* együttessel. A járulékos fajok jelzik, hogy fokozatos átmenettel fejlődik ki a *Limnocardium praeponticum*-os együttessel. Fedőjét a *Parvidacna laevicostata*-s vagy a *Congeria* cžjzeki-s együttes képezi.

#### **Parvidacna laevicostata**

Előfordulása a Dunántúli-középhegység DK-i és az Északi-középhegység D-i előteréhez kapcsolódik. Ostoros, Bogács, Tibolddaróc környékéről felszíni feltárásokból, Mány, Zsámbék, Budajenő, Tököl, Lajoskomárom környékéről fúrásokból ismert (TÓTH K. 1971, JÁMBOR Á. — KÖRPÁSNÉ 1973). Előfordulásai: Mány 64. sz. fúrás (67,2–66,5 m; 52,2–44,0 m), Budajenő 2. sz. fúrás (89,5–56,7 m), Budajenő 3. sz. fúrás (90,0–51,7 m), Bicske 1. sz. fúrás 31,5 m; Tököl 1. sz. fúrás (714,0–713,0 m), Lajoskomárom 1. sz. fúrás (583,1–579,0 m).

*Az együttest jellemző fajok:* *Parvidacna laevicostata* (WENZ), *P. syrmienne* (R. HOERN.).

*Előforduló fajok:* *Congeria partschi globosatesta* PAPP, *C. cžjzeki tenuis* KÖRPÁS-HÓDI, *Limnocardium subdesertum* LÖRENTH., *L. winkleri* HALAV., *Paradacna lenzi* (R. HOERN.), *P. tinnyeana* LÖRENTH., *Pisidium* sp., *Micromelania* sp.

*Járulékos fajok:* *Congeria banatica* (R. HOERN.), *Limnocardium praeponticum* GORJ.-KRAMB., *L. timisense* JEK., *L. andrusovi* LÖRENTH., *L. conjugens* (PARTSCH).

A fauna a *Parvidacna laevicostata* tömeges, domináns előfordulásával és a *Paradacna* fajok szubdominanciájával jellemezhető.

*Bezáró kőzet:* agyagmárga. Jellemző típusos kifejlődése a Csákvári Agyagmárga Formációhoz kapcsolódik, a medence irányába előfordul a Drávai Agyagmárga Formáció mélyebb rétegeiben is (Tököl, Lajoskomárom).

*Élettér:* sekély, szublitorális zóna, lagúnáris fácies, tápanyagban gazdag (alga, diatoma), iszapos aljzat.

*Laterális és vertikális kapcsolat:* A puhatestű együttes parti irányban a *Melanopsis* sp. — *Theodoxus* sp. és a *Melanopsis impressa* — *Congeria ornithopsis*, medence felé a *Congeria banatica*-s együttessel fogazódik össze. Feküjét *Congeria banatica*-s, *Orygoceras*-os és a *Melanopsis* sp. — *Theodoxus* sp.-s, fedőjét *Congeria cžjzeki tenuis*-os faunát bezáró üledékek alkotják.

#### **Congeria cžjzeki — Paradacna abichi**

Elterjedése a hegységek előterében általános. Vastagsága a hegységperemtől a medence irányába nő. Ismert legnagyobb vastagsága 150 m (Bakony-szentlászló 6. sz. fúrás). BARTHA F. (1971) munkájában részletesen ismerteti Sopron, Kisbér (SCHWÁB M. 1964 nyomán), Alsódobsza felszíni feltárások és Ósi 39., Ellend 1., Nagyréde 68/3., Karácsond 1/8. sz. fúrások Mollusca anyagát. A *Congeria cžjzeki*-s fauna Csákvár környéki előfordulása TÓTH K. (1971), Veszprémvársány — Pápa, Tata — Kisbér környéki STRAUSZ L. (1942, 1951) publikációiból vált ismertté. Az együttes általános ismertetését a Vértes — Gerecse Ny-i előteréből KÖRPÁSNÉ HÓDI M. (1981), a Dunántúli-középhegység DK-i előteréből JÁMBOR Á. — KÖRPÁSNÉ HÓDI M. (1973) végezte el.

A társulásra a *Congeria czjzeki* dominanciája és a *Paradacna* fajok szubdominanciája jellemző. A *Congeria czjzeki czjzeki* mellett két további alfaj különböztethető meg, mely elterjedésben elkülönül és kísérő fajaiban is bizonyos különbségek állapíthatók meg.

1. *Congeria czjzeki czjzeki* (M. HÖRN.) domináns alfaj mellett a *Congeria hörnesi*, *Limnocardium soproniense* a szubdomináns, de előfordul a *Limnocardium brunense*, *L. subdesertum*, *L. ornatum biseptum*, *Paradacna abichi*, *Velutinopsis kobelti* is. Típuselőfordulása: Sopron, de hasonló kifejlődésben ismert az Északi-középhegység előterében, a mályi téglavetőben is.

2. A *Congeria czjzeki alata* (GILLET—MARIN.) a Dunántúli-középhegység ÉNy-i előterében általános elterjedésű, az együttes domináns faja. Szubdomináns a *Paradacna abichi*, de előfordul a *Congeria partschi*, *C. zagabiensis*, *Paradacna lenzi*, *Limnocardium triangulatocostatum*, *L. winkleri*, *L. pseudo-suessi*, *L. kosiciforme*, *Velutinopsis velutina*, *Valenciennesia reussi*. Típuselőfordulása: a Tata tóvároskerti téglagyár, hasonló kifejlődés a kisbéri téglagyárból ismert.

3. A *Congeria czjzeki tenuis* KORPÁS-HÓDI a Dunántúli-középhegység DK-i előterében általános elterjedésű. A faj igen nagy tömegben található. Kíséretében a *Paradacna*-nak, elsősorban a *P. lenzi* és a *P. syrmienise* gyakori. Jellemző fajok még a *Limnocardium triangulatocostatum*, *L. winkleri*, *Parvidacna laevicostata*, *Paradacna abichi*. Kísérő fajokat általában csak néhány egyed képviseli.

Az együttest jellemző fajok: *Congeria czjzeki czjzeki* (M. HÖRN.), *C. czjzeki alata* (GILLET—MARIN), *C. czjzeki tenuis* KORPÁS-HÓDI, *Paradacna abichi* (R. HOERN.), *P. lenzi* (R. HÖRN.).

Előforduló fajok: *Congeria partschi* CZŽ., *C. hörnesi* BRUS., *Limnocardium winkleri* HALAV., *L. triangulatocostatum* HALAV., *L. kosiciforme* STRAUSSZ., *L. subdesertum* LÖRENTH., *L. apertum* MÜNST., *Paradacna syrmienise* (R. HOERN.), *Velutinopsis velutina* (DESH.), *Valenciennesia reussi* NEUM.

Járulékos fajok: *Congeria banatica* R. HÖRN., *C. zagabiensis* BRUS., *Limnocardium rothi* HALAV., *L. zagabiense* (BRUS.), *L. riegei* (M. HÖRN.), *L. ornatum* PAVL., *Paradacna laevicostata* (WENZ), *Monodacna viennensis* PAPP.

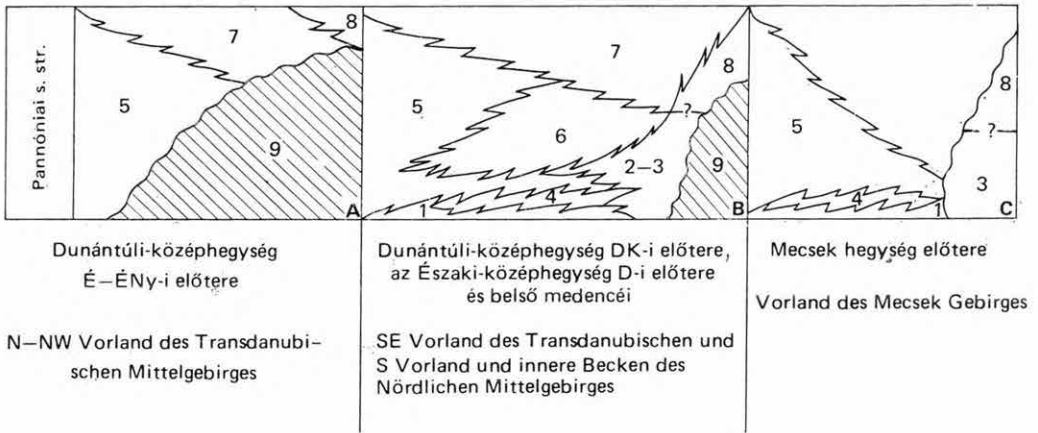
*Bezáró kőzet*: agyagmárga, aleurit. Szorosan kapcsolódik a Száki Agyagmárga Formációhoz, de a Somlói Formáció rétegeiben is megtalálható.

*Élettér*: az iszapos aljzatú szublitorális öv afitális zónájára jellemző. Nagy mésztartalmú iszapos aljzatú lagúna környezetben a *Congeria czjzeki tenuis* tenyészhetett igen gazdagon, míg a nyílttavi kifejlődésben a *Congeria czjzeki czjzeki* és a *Congeria czjzeki alata* élt.

*Laterális és vertikális kapcsolat*: Az együttes a part irányában összefogazódik a *Congeria zagabiensis*-es, a *Melanopsis vindobonensis*-es, medence felé a *Congeria banatica*-s faunával. Vertikális szelvényben a fekü üledékekben *Parvidacna laevicostata*-s, *Melanopsis vindobonensis*-es együttes a jellemző.

#### Melanopsis vindobonensis—Melanopsis fossilis

A korábban tárgyalt két *Melanopsis*-os együttesel szemben ennek kíséretéből hiányzik a *Congeria banatica*, *C. ornithopsis*, *C. scrobiculata*, *C. mártonfi*, *Limnocardium andrusovi*, a teljes *Orygoceras* genus. Az együttes a *Congeria czjzeki*-s együttesel fogazódik össze. Jellemzését a rendelkezésünkre álló szór-



1. ábra. A kunsági (pannóniai s. str.) emelet medenceperemi csökkentsósvízi Mollusca együtteseinek tér és időbeli kapcsolata

Mollusca együttesek: 1. *Limnocardium praeponticum*, 2. *Melanopsis* sp. — *Theodoxus* sp., 3. *Melanopsis impressa* — *Congeria ornithopsis*, 4. *Orygoceras* sp., 5. *Congeria banatica*, 6. *Parridacna laevicostata*, 7. *Congeria cözjéki*, 8. *Melanopsis vindobonensis* — *M. fossilis*, 9. A pannóniai s. str.-nél idősebb képződmények

Abb. 1. Räumlich-zeitliche Verbindung der in Beckenrandfacies entwickelten Brackwasser Molluskenvergesellschaftungen des Pannonien s. str.

ványadatok nem teszik lehetővé. Előfordulása a sopron – balfi út menti téglavetőben tanulmányozható. Itt az együttest a következő fajok képviselik:

*Limnocardium* cf. *ornatum biseptum* PAPP, *Limnocardium* sp., *Dreissena auricularis minima* LÖRENTH., *Unio* ind., *Valvata* sp., *Prososthenia radmanesti* (FUCHS), *Micromelania* cf. *dictyophora* BRUS., *M.* cf. *monolifera* BRUS., *Melanopsis* cf. *fossilis* (MART.-GMEI.), *M. vindobonensis consimilis* HANDM., *M. vindobonensis elongata* HAND., *M. bouei affinis* HANDM., *M. aff. pygmaea inflata* HANDM., *M. aff. pygmaea mucronata* HANDM., *Melanopsis* sp., *Planorbis* sp., Alsódobozán (BARTHA F. 1971) az együttes névadó két faja mellett a *Congeria subglobosa* fordul elő.

Megjegyezzük, hogy a *Melanopsis impressa* magyarországi előfordulása nem korlátozódik a pannóniai s. str. emelet mélyebb szakaszára. A *Congeria cözjéki*-s faunában ugyanúgy előfordulhat (STRAUSZ L. 1942), mint a *Melanopsis fossilis* vagy a *Melanopsis vindobonensis*.

## IRODALOM – LITERATUR

- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. In A magyarországi pannon képződmények kutatásai: 9–172. — Akad. Kiadó, Budapest.
- BARTÓK L. et al. 1963: 1957–68. évi távlati kutató fúrások (Kisbér). — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról: 285–388.
- GORJANOVIĆ-KRAMBERGER K. 1890: Die praepontischen Bildungen des Agramer Gebirges. — Glasnik hrvatskoga naravoslovnoga druzstva. 5: 1–15. Zagreb.
- JANKOVICH I. 1969: Alsópannon fauna Ostorosról. — Földt. Közl. 99: 81–90.
- JÁMBOR Á. — KÖRPÁS-HÓDI 1973: Möglichkeiten für die Horizontierung der pannonischen Ablagerungen im Südost-vorland des Transdanubischen Mittelgebirges. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 17: 429–467.

- KLEB B. 1973: A Mecseki pannon földtana. — Földt. Int. Évk. 53.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1981: A Vértes és a Gerecse nyugati előtere pannóniai Mollusca biozónái. — Földt. Int. Évi Jel. 1979-ről: 465—476.
- LŐRENTHEY I. 1902: Die pannonische Fauna von Budapest. — Stuttgart.
- LŐRENTHEY I. 1905: Adatok a Balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigrafiai helyzetéhez. — Balaton Tud. Tanulm. Eredményei I. (1) Pal.
- STRAUSZ L. 1942: Das Pannon des mittleren Westungarns. — Ann. Hist. Nat. Mus. Hung. 35: 2—102.
- STRAUSZ L. 1951: Földtani vizsgálatok Kisbér és Tata környékén. — Földt. Közl. 81: 283—292.
- SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. In BARTHA et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 253—345. — Akad. Kiadó, Budapest.
- TÓTH K. 1971: A Vértes hegység délkeleti előterének pannon képződményei. In BARTHA et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 345—358. — Akad. Kiadó, Budapest.

## A MAGYARORSZÁGI KUNSÁGI ÉS BALATONI (PANNÓNIAI S. L.) EMELETBELI KÉPZŐDMÉNYEK SZÁRAZFÖLDI PUHATESTŰ FAUNÁJA

KROLOPP ENDRE\*

A pannóniai (s. l.) képződmények többsége limnikus üledék. Ebből következik, hogy a pannóniai (s. l.) puhatestű fauna elegesvízi és édesvízi tagjainak földtani jelentősége messze meghaladja a szárazföldi csigák jelentőségét. Az utóbbi években mégis azt tapasztaljuk, hogy a fiatal harmadidőszaki, közöttük a pannóniai (s. l.) képződmények teresztrikus puhatestű fajai felé fokozódó figyelemmel fordulnak a paleontológusok. Ez a növekvő érdeklődés annak a felismerésnek tulajdonítható, hogy a szárazföldön élő csigák ennek az életkörzetnek őskörnyezettani vizsgálatához sok értékes adatot szolgáltatnak, és ezen túlmenően a biosztratigráfiai munkában is felhasználhatók (LUEGER 1978, 1979).

A magyarországi pannóniai (s. l.) képződményekben található szárazföldi puhatestű fauna vizsgálata lényegében még kezdeti állapotban van. Eredményeikről így alig számolhatunk be. Ennek ellenére célszerűnek látszik felmérni az eddig végzett munkát, vázolni a lehetőségeket és kijelölni a soron következő feladatokat.

Az alábbiakban a „pannóniai” megjelölést tágabb értelmezésben használjuk, értve alatta a szarmata és pleisztocén közti rétegegyüttes (ROTH L. 1879) üledékeit, függetlenül attól, hogy az újabb rétegtani beosztások alapján ezek milyen kronosztratigráfiai egységekbe tartoznak. Ezek az üledékek a Pannon-tó medencéjének és peremterületeinek a feltöltődési folyamat során létrejött képződményei és mint ilyenek, egy földtani történelmi folyamat tagjaiként egyúttal faunafejlődési szakaszt is jelentenek.

### A szárazföldi puhatestű fauna előfordulása a pannóniai (s. l.) üledékekben

A magyarországi pannóniai (s. l.) képződmények túlnyomó többségükben limnikus üledékek. Ezekben a teresztrikus puhatestű fauna képviselőinek előfordulása az alábbi — elvi és gyakorlati — formákhoz köthető:

a) Medencebelseji, de partközeli üledékekben, a limnikus fauna kísérőfajai formájában. Ilyen módon általában csupán egy-két, esetleg néhány szárazföldön élő csigafaj igen kevés egyede (sokszor egyetlen példány) került elő az egyes lelőhelyekről. A véletlenszerű előfordulások előidéző tényezői igen sokfélék, leggyakrabban mégis a partról már üres héj formájában besodródott csigaházakról van szó.

\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.



b) Váltakozva vízzel borított, illetve szárazra kerülő területek üledékeiben. Ezek az üledékek értelemszerűen főleg medenceperemiek, de a feltöltődés késői fázisában a medencén belül is megtalálhatók a Pannon-tó, illetve annak résztavai partvonala mentén. A limnikus mellett gazdag teresztrikus faunát is tartalmaznak, amely legtöbbször tafo- és tanatocönozisok keverékéből áll.

c) Teresztrikus üledékekben. Ezek a medenceperemi, a késői fázisban részben medencebelseji szárazföldi üledékek ritkán tartalmaznak puhatestű faunát. Ennek oka részben az üledék jellegében (vulkanitok, lejtőtörmelék), részben az utólagos kioldódásban (vörös agyag) keresendő. Az szárazföldi üledékek faunája általában tanatocönozis.

A fenti előfordulások alapján a magyarországi pannóniai (s. l.) képződmények nagyobb részéből csak véletlenszerű felbukkanásokra számíthatunk. Csupán egyes, általában kis területekre korlátozódó kőzetfajtákból várható jelentősebb szárazföldi fauna, elsősorban a feltöltődés záró szakaszából.

### A pannóniai (s. l.) szárazföldi fauna taxonális és rétegtani problémái

A magyarországi pannóniai (s. l.) képződményekből eddig ismertté vált szárazföldi puhatestű fauna beható taxonális revízióra szorul. A revízió szükségességét három különböző ok idézte elő:

a) A korábban gyűjtött anyag feldolgozását — kevés kivétellel — olyan kutatók végezték (HALAVÁTS GY., LŐRENTHEY I., SÜMEGHY J., STRAUZS L.), akik az elegevízi faunát jól ismerték, de az édesvízi és szárazföldi faunával nem sokra mentek.

b) A harmadidőszaki üledékekből az egyes országok területéről folyamatosan írják le az új szárazföldi fajok tömegét, a legtöbb esetben anélkül, hogy a megfelelő összehasonlító vizsgálatokat elvégeznék.

c) A fentiekhez kapcsolódik a recens fauna sok fajának, de számos nemzetiségének is a közelmúltban elvégzett taxonális és nomenklaturai revíziója. Ez különösen a harmadidőszaki szárazföldi faunánál a korábbi nevezéktannak majdnem teljes elavulását idézte elő, de kihat a rokonsági kapcsolatok értelmezésére és ezen keresztül az ősföldrajzi adatokra is.

A fenti három ok miatt ma igen nehéz a pannóniai (s. l.) szárazföldi fauna rétegtani értelmezése. Csupán néhány esetben ismerjük ugyanis többé-kevésbé megnyugtató módon az egyes fajok fajlétjét, de az összehasonlító, azonosító munka nem kielégítő volta miatt ezek az adatok is csak korlátozottan használhatók. Pedig számos jel mutat arra, hogy az aránylag gyors evolúciójú szárazföldi puhatestű fauna jó biosztratigráfiai eszköz (SCHLICKUM 1970, 1975; LUEGER 1979, 1981) lehet nemcsak egyes üledékfajták rétegtani beosztásánál, de az önálló fejlődésű medencék, illetve részmedencék limnikus rétegsorainak párhuzamosításánál is.

Ugyanakkor nem elhanyagolható a szárazföldi csigafauna ökoszisztémájának jelentősége sem. A harmadidőszaki üledékekben található, a mai fajokkal taxonálisan megegyező alakok életmódjának ismeretéből közvetlen paleoökológiai adatokat kapunk. A ma már kihalt, de a maiakkal rokon fajok viszont az aktualizmus elvének felhasználásával válnak adatszolgáltatókká az egykori környezeti tényezőket illetően. Ezeknek a paleoökológiai adatoknak jelentőségét növeli, hogy a szárazföldi biofáciesre vonatkoznak. Innen ugyanis a

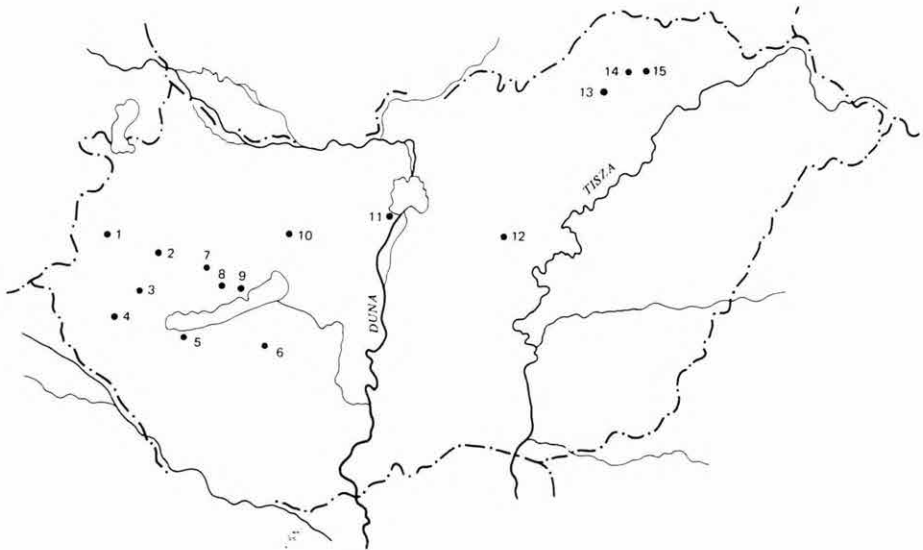
szárazföldi csigákon kívül csak a fosszilis flóra és a gerinces maradványok szolgáltatnak adatokat. Mivel pedig mind a növénymaradványok (a pollent kivéve), mind a gerinces leletek véletlenszerűek és többnyire szórványok, a szárazföldi csigák aránylag nagyobb számban mutatkozó előfordulásainak egy-egy terület öskörnyezeti rekonstrukciójánál kiemelkedő szerepe lehet.

### A pannóniai (s. l.) szárazföldi puhatestű fauna fontosabb hazai lelőhelyei

A magyarországi pannóniai (s. l.) képződményekből megismert szórványos leletek a szárazföldi fauna megszerzésére irányuló céltudatos törekvés és a megfelelő gyűjtéstechnika korábbi hiányosságaira utalnak. Így néhány esetben olyan lelőhely, amelyről ma csak 1–2 szárazföldi faj kevés példányát ismerjük — és így itt azokat nem is soroljuk fel — az iszapolásos gyűjtésmódszer alkalmazásával jelentősebb faunát szolgáltatathat.

A nagyobb taxonszámú és rétegtanilag is jelentős lelőhelyek (1. ábra) sorából elsőnek Rudabánya említhető. A pannóniai s. str. korú gazdag faunájáról eddig csupán előzetes jelentés készült (KROLOPP 1976), amely 27 szárazföldi taxont — jórészt nemzetségre meghatározva — közöl. A részletes feldolgozás folyamatban van.

Valószínűleg hasonló korú az a kisebb fauna, amelyet SÜMEGHY (1924) közöl a Szalonna és Martonyi környéki édesvízi mészkőből. A revíziót megnehezíti, hogy az anyag kizárólag kőből és lenyomatokból áll.



1. ábra. A legfontosabb pannóniai (s. l.) szárazföldi Mollusca-lelőhelyek Magyarországon  
1. Torony környéke, 2. Hosszúpereszteg, 3. Bérbaltavár, 4. Zalaegerszeg környéke, 5. Balatonszentgyörgy, 6. Tab, 7. Űcs, 8. Meneshely, 9. Tihany, 10. Várpalota, 11. Budapest, 12. Jászladány 1. sz. fúrás, 13. Rudabánya, 14. Szalonna, 15. Martonyi

Abb. 1. Die wichtigsten terrestrischen Molluskenfundorte der Pannonien (s. l.)-Schichten in Ungarn

A Dunántúl középső részéről ismert jelentősebb szárazföldi puhatestű faunák sorából kiemelkedik az Öcs környéki fauna. A régebbi anyagot (Soós L. 1934) BARTHA F. (1954) finomrétegtani szemléletű gyűjtései egészítették ki. A fauna taxonómiai revízióra szorult, amelyet az újabban gyűjtött anyagra támaszkodva SCHLICKUM (1978, 1979) kezdett meg.

Hasonló jellegű faunákat dolgozott fel BARTHA F. Várpalotáról (1955). Balatonszentgyörgyről (BARTHA—Soós 1955), Tabról (1956) és Tihanyból (1959). Közös jellemvonásuk, hogy az iszapolásos gyűjtés folytán különösen gazdag a lelőhelyek aprótermetű fajait képviselő anyag. A faunák ez esetben is taxonális revízióra szorulnak.

Valószínűleg korban és fáciesben is ehhez a csoporthoz kapcsolódik a Mencshelyről, édesvízi mészkőből régóta ismert fauna (KORMOS T. 1911), amelynek újraértékelését megnehezíti, hogy kőbelekéből és lenyomatokból áll.

Végül Budapest területéről, a Szabadság-hegy környékéről gyűjtött és „levantei”-nek meghatározott fauna (SZENTIVÁNYI F. 1934) az újabban előkerült anyag alapján a pliocén nem legfiatalabb tagozataiba sorolható édesvízi mészkőből került elő.

A Dunántúli-középhegység területén az utóbbi időben számos kutatófúrás egyik-másika jelentős szárazföldi puhatestű faunát tartalmazott. Ezek azonban még feldolgozásra várnak.

Az Alföld területéről egyetlen fúrásból (Jászládány I.) ismerünk jelentősebb faunát (BARTHA F. 1972).

Az előző lelőhelyeknél fiatalabb korú, valószínűleg a pliocén záró tagozatait képviselő üledékek a Dunántúl nyugati részén helyenként jelentős szárazföldi puhatestű faunát tartalmaznak (SÜMEGHY J. 1923). A régebbi lelőhelyek közül a rétegtanilag is fontos Baltavár faunája említendő (HALAVÁTS GY. 1923), mint a gerinces biosztratigráfia és a malakosztratigráfia összekapcsolásának egyik lehetősége. Hasonló korú lehet az újabb lelőhelyek közül Hosszúpereszteg, ahonnan az utóbbi évek ismétlődő gyűjtései gazdag, legalább 30 taxont tartalmazó, feldolgozás alatt álló puhatestű faunát eredményeztek. Zalaegerszeg környékéről korábban is ismertek voltak a szárazföldi szórványleleteket tartalmazó képződmények. Ezekhez néhány olyan újabb lelőhely csatlakozik, ahol remény van arra, hogy jelentősebb teresztrikus faunát lehet gyűjteni.

Gazdag — de csak részben feldolgozott — puhatestű fauna került elő a Torony környéki lignitkutató fúrások anyagából. A terület — az ipari tevékenység megindulásával összefüggésben — további őslénytani anyagot ígér.

A magyarországi pannóniai (s. l.) képződményekből eddig mintegy 100 szárazföldi csigafajt közöltek. A begyűjtött, de még nem feldolgozott anyagok meghatározása és a taxonális revízió után hozzávetőleg 150—200 fajjal számolhatunk. Egy ilyen fauna — mint azt a bevezetőben is hangsúlyoztuk — nemcsak értékes paleoökológiai adatokat tud szolgáltatni, hanem a biosztratigráfiai munkában is jól használható.

## IRODALOM — LITERATUR

- BARTHA F. 1954: Pliocén puhatestű fauna Öcsről. — Földt. Int. Évk. 42. (3): 165—191.  
 BARTHA F. 1955: A várpalotai pliocén puhatestű fauna biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 43. (2): 273—336.

- BARTHA F. 1956: A tabi pannóniai korú fauna. — Földt. Int. Évk. 45. (3): 479—544.
- BARTHA F. 1959: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — Földt. Int. Évk. 48. (1): 1—88.
- BARTHA F. 1972: A Jászladány I. sz. fúrás makrofaunisztikai kiértékelése. — In RÓNAI A.: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. — Földt. Int. Évk. 56. (1): 233—236.
- BARTHA F.—SOÓS L. 1955: Die pliozäne Molluskenfauna von Balatonszentgyörgy. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. (NS). 6: 51—71.
- HALAVÁTS GY. 1923: A baltavári felsőpontusi korú mulluszka-fauna. — Földt. Int. Évk. 24. (6): 393—407.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62: 1—158.
- KORMOS T. 1911: A meneshelyi édesvízi mészkő faunájáról. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. 1. I. Pal. függ. 4. 9: 1—12.
- KROLOPP E. 1976: Mollusca fauna. In KRETZOI M. et al.: A rudabányai alsópannóniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről: 370—373.
- LUEGER J. P. 1978: Klimaentwicklung im Pannon und Pont des Wiener Beckens aufgrund von Landschneckenfaunen. — Anz. österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. 6: 137—149.
- LUEGER J. P. 1979: Überregionale Korrelationsmöglichkeiten mit Hilfe pannonischer und pontischer Landschnecken. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. 6: 139—144.
- LUEGER J. P. 1981: Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. — Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Denkschr. 120: 1—124.
- SCHLICKUM W. R. 1970: Neue tertiäre Landschnecken. — Arch. Moll. 100: 83—87.
- SCHLICKUM W. R. 1975: Die oberpliozäne Molluskenfauna von Cessey-sur-Tille (Département Côte-d'Or). — Arch. Moll. 106: 47—79.
- SCHLICKUM W. R. 1978: Zur oberpannonen Molluskenfauna von Öcs, I. — Arch. Moll. 108: 245—261.
- SCHLICKUM W. R. 1979: Zur oberpannonen Molluskenfauna von Öcs, II. — Arch. Moll. 109: 407—415.
- SOÓS L. 1934: Az öcsi felső-pontusi Molluscafauna. — Állatt. Közl. 31: 183—203.
- SÜMEGHY J. 1923: Földtani megfigyelések a Zala—Rába közé eső területről. — Földt. Közl. 53: 18—28.
- SÜMEGHY J. 1924: Szalonna és Martonyi (Borsod vm.) forrásmészkő faunája. — Földt. Int. Évk. 26. (2): 25—26.
- SENTIVÁNYI F. 1934: Adatok a Nagy-Svábhely és környékén előforduló levantei mészkő geológiai és paleontológiai viszonyainak ismeretéhez. — Bölcsészdoktori ért.

**DIE TERRESTRICHE MOLLUSKENFAUNA  
DER ABLAGERUNGEN DER KUNSÁG- UND BALATON STUFEN  
(PANNONIEN S. L.) IN UNGARN**

von  
ENDRE KROLOPP

Die Mehrheit der Pannonien (s. l.) Ablagerungen ist limnisches Sediment. Daraus folgt, dass die Bedeutung der brackischen und Süßwasser-Vertreter der pannonischen Molluskenfauna für die Geologie weitgehend die Bedeutung der terrestrischen Schnecken übertrifft. In den letzten Jahren haben wir jedoch die Erfahrung, dass die terrestrischen Molluskenarten der jungtertiären und darunter der pannonischen Ablagerungen in steigendem Masse in die Mitte der Aufmerksamkeit der Paläontologen getreten sind. Dieses wachsende Interesse ist der Erkenntnis zuzuschreiben, dass die auf dem Festland lebenden Schnecken viele wertvolle Angaben für die paläoökologischen Untersuchung dieses Lebensraums liefern und darüber hinaus auch in biostratigraphischen Arbeiten benutzt werden können (LUEGER 1978, 1979).

Die Untersuchung der terrestrischen Molluskenfauna in den pannonischen Ablagerungen Ungarns befindet sich im wesentlichen noch in ihrem Anfangsstadium. Über Ergebnisse können wir so noch kaum berichten. Trotz dieser Tatsache wäre es zweckmässig, die bisherigen Arbeiten abzuschätzen, die bestehenden Möglichkeiten zu konzipieren und die nächstfolgenden Aufgaben festzulegen.

Im vorliegenden Aufsatz benutze ich den Begriff „Pannonien“ in breiterem Sinne, darunter den Komplex zwischen dem Sarmat und dem Pleistozän (L. ROTH 1879) verstehend, unabhängig davon, welchen chronostratigraphischen Einheiten aufgrund der neuen stratigraphischen Klassifikationen diese angehören. Diese Ablagerungen kamen im Beckeninneren und an den Rändern des Pannonischen Sees im Laufe des Aufschüttungsvorganges zustande, und als solche Bildungen stellen sie als Glieder einer geohistorischen Entwicklungsreihe auch ein Stadium der Faunenentwicklung dar.

**Vorkommen der terrestrischen Molluskenfauna  
in den Pannonien (s. l.) Ablagerungen**

Die pannonischen Ablagerungen Ungarns stellen vorwiegend limnische Sedimente dar. In diesen ist das Vorkommen der Vertreter der terrestrischen Molluskenfauna an folgende — prinzipielle und praktische — Formen gebunden:

a) Als Begleitformen der limnischen Fauna in den Ablagerungen des Beckeninneren, aber auch in den küstennahen Sedimenten. Auf solche Weise kamen im Allgemeinen nur sehr wenige Exemplare von 1—2, höchstens einigen (oft nur ein einziges Exemplar) auf dem Festland Lebenden Schnecken-

arten zum Vorschein. Die Ursachen der zufälligen Vorkommen sind sehr verschieden, am häufigsten geht es jedoch um Schneckenhäuser, die vom Ufer schon in Form von leeren Schalen in das Beckeninnere gelangten.

b) In Sedimenten, die wechselhaft in mit Wasser bedeckten bzw. trockengelegten Gebieten zur Ablagerung kamen.

Diese Ablagerungen sind sinngemäss hauptsächlich von Beckenrandfazies, doch können sie in der späteren Phase der Aufschüttung auch innerhalb des Beckens, längs der Küstenlinie des Pannon-Sees bzw. seiner Teilbecken angetroffen werden. Neben limnischer führen sie auch eine reiche terrestrische Fauna, die meistens aus einer Mischung von Tapho- und Tanatozöosen besteht.

c) In terrestrischen Ablagerungen. Diese am Beckenrand und in der späteren Phase zum geringen Teil auch im Beckeninneren zur Ablagerung gekommenen terrestrischen Sedimente sind nur in seltenen Fällen molluskenführend. Die Ursachen dafür sind teils im Charakter des Sedimentes (Vulkanite, Gehängeschutt), teils in der nachträglichen Auflösung (roter Ton) zu suchen. Die Fauna der terrestrischen Ablagerungen stellt im allgemeinen eine Tanatozönose dar.

Aufgrund der obenerwähnten kann aus dem Grossteil der pannonischen Ablagerungen Ungarns nur mit zufälligen Auftreten gerechnet werden. Nur aus manchen, im allgemeinen auf kleineren Räume beschränkten Lithofazies ist eine bedeutendere terrestrische Fauna — vor allem aus der Abschlussphase der Aufschüttung — zu erwarten.

### Taxonale und stratigraphische Probleme der pannonischen terrestrischen Fauna

Das aus den pannonischen Ablagerungen Ungarns bisher bekannt gewordene terrestrische Molluskenfauna bedarf einer eingehenden taxonalen Revision. Die Notwendigkeit der Revision ist mit drei Ursachen zu begründen:

a) Das früher gesammelte Material wurde — mit wenigen Ausnahmen — von Wissenschaftlern durchgeführt (GY. HALAVÁTS, I. LŐRENTHEY, J. SÜMEGHY, L. STRAUS), die die Brackwasserfauna gut kannten, aber mit der Süswasser- und der terrestrischen Fauna nicht zu viel machen konnten.

b) Aus den tertiären Ablagerungen der einzelnen Länder wird kontinuierlich eine Menge von neuen Arten beschrieben, in meisten Fällen ohne Durchführung entsprechender Vergleichsuntersuchungen.

c) Mit den obenerwähnten hängt die unlängst vorgenommene taxonale und nomenklatorische Revision von vielen Arten und zahlreichen Gattungen der rezenten Fauna zusammen. Das hat besonders bei der tertiären terrestrischen Fauna dazu geführt, dass die frühere Nomenklatur fast vollkommen verjährt wurde, aber sie wirkt sich sogar auf die Deutung der Verwandtschaftsbeziehungen und demzufolge auf die paläogeographischen Angaben aus.

Aus den obigen drei Gründen ist heutzutage sehr schwer die pannonische terrestrische Fauna stratigraphisch zu interpretieren. Nur in einigen Fällen kennen wir nämlich befriedigend genug die stratigraphische Reichweite der einzelnen Arten, doch können sogar diese Angaben wegen der nicht befriedigenden Vergleichsarbeiten nur in beschränktem Masse benutzt werden, obwohl zahlreiche Zeichen darauf hinweisen (SCHLICKUM 1970, 1975; LUEGER 1979,

1981), dass sich die terrestrische Molluskenfauna von verhältnismässig rascher Evolution nicht nur bei der stratigraphischen Gliederung der einzelnen Lithofazies, sondern auch bei der Korrelation der Limnischen Schichtenfolgen von selbständig entwickelten Becken bzw. Teilbecken als gutes biostratigrafisches Instrument erweisen kann.

Gleichzeitig ist auch die paleoökologische Bedeutung der terrestrischen Schneckenfauna nicht zu vernachlässigen. Sie ist in tertiären Sedimenten vorzufinden. Aus der Beschreibung der Lebensweise der mit den heutigen Arten taxonal übereinstimmenden Formen bekommt man paleoökologische Angaben. Die heute schon ausgestorbenen, aber mit den heutigen verwandten Arten liefern mit Hilfe des Prinzips des Aktualismus Angaben bezüglich der ehemaligen Umweltfaktoren. Die Bedeutung dieser paleoökologischen Angaben wird dadurch erhöht, dass sie sich auf terrestrische Biofacies beziehen. Von hier liefern nämlich ausser der terrestrischen Schnecken nur die Fossile Flora und die Wirbelreste Angaben. Und weil sowohl die Pflanzenreste (ausgenommen Pollen), als auch die Wirbelvorkommen zufällig und meistens vereinzelt zu finden sind, können die verhältnismässig öfteren Vorkommen der terrestrischen Schnecken eine hervorragende Bedeutung bei der paleoökologischen Rekonstruktion einzelner Gebiete haben.

### Wichtigere ungarische Fundorte der pannonischen terrestrischen Molluskenfauna

Die aus den pannonischen Bildungen Ungarns bekannt gewordenen sporadischen Vorkommen weisen auf die früher nicht zielbewusste Sammlung der terrestrischen Fauna und auf die Mangelhaftigkeit der entsprechenden Sammlungstechnik hin. So können in manchen Fällen solche Fundorte, von welchen uns heute nur wenige Exemplare von 1–2 terrestrischen Arten bekannt sind — die hier auch nicht aufgezählt werden —, bei Anwendung der Schlammungstechnik eine beträchtlichere Fauna liefern.

Auf der Reihe der sowohl taxonzahlmässig, als auch stratigraphisch bedeutenden Fundorte kann in erster Linie Rudabánya erwähnt werden (Abb. 1.). Über ihre reiche, Pannonien s. str. Fauna ist bisher lediglich ein vorläufiger Bericht zusammengestellt worden (KROLOPP 1976), der 27 terrestrische Taxa, zumeist auf Gattung bestimmt, mitteilt. Die ausführliche Bearbeitung ist im Gange.

Wahrscheinlich von ähnlichem Alter ist die kleinere Fauna, die von SÜMEGHY (1924) aus dem Süsswasserkalk der Umgebung von Szalonna und Martonyi publiziert wurde. Die Revision wird dadurch erschwert, dass das Material ausschliesslich aus Steinkernen und Abdrücken besteht.

Aus der Reihe der vom mittleren Teil Transdanubiens bekannten bedeutenderen terrestrischen Molluskenfaunen zeichnet sich die Fauna in der Umgebung von Öcs heraus. Das frühere Material (Soós 1934) wurde mit Sammlungen ergänzt, die von F. BARTHA (1954) mit einer feinstratigraphischen Betrachtungsweise vorgenommen wurden. Die Fauna bedarf einer taxonalen Revision, die — aufgrund des neulich gesammelten Materials — von SCHLIK-KUM (1978, 1979) in Angriff genommen wurde.

Faunen ähnlichen Charakters wurden aus Várpalota (BARTHA 1955), Balatonszentgyörgy (BARTHA—Soós 1955), Tab und Tihany (BARTHA 1956, 1959)

bearbeitet. Ihr gemeinsamer Charakterzug besteht darin, dass infolge Schläm-  
mungstechnik die kleinwüchsigen Arten besonders reichlich vertreten sind. Die  
Faunen bedürfen auch in diesem Fall einer taxonalen Revision.

Wahrscheinlich ist sowohl altersmässig, als auch faziologisch die von  
Menschely aus Süsswasserkalken längst bekannte Fauna (KORMOS 1911),  
deren Neuauswertung dadurch erschwert ist, dass sie aus Steinkernen und  
Abdrücken besteht, an diese Gruppe gebunden.

Schliesslich ist die aus dem Raume von Budapest, von der Umgebung  
des Szabadság-Berges gesammelte und als „levantinisch“ bestimmte Fauna  
(SZENTIVÁNYI 1934) aufgrund des jüngst gesammelten Materiales aus einem,  
nicht zu den jüngsten Members des Pliozäns gehörenden Süsswasserkalk zum  
Vorschein gekommen.

Im Raume des Transdanubischen Mittelgebirges wurden in jüngster Zeit  
zahlreiche Schürfbohrungen abgeteuft, von denen einige Proben eine bedeu-  
tende Molluskenfauna enthielten. Diese Materialien bedürfen allerdings noch  
einer Bearbeitung.

Aus dem Raume der Grossen Ungarischen Tiefebene ist uns eine bedeu-  
tendere Fauna nur aus einer einzigen Bohrung (Jászladány-1) bekannt (BAR-  
THA 1972).

Die im Vergleich zu den soeben erwähnten Fundorten jüngeren, wahr-  
scheinlich das Abschlussglied des Pliozäns darstellenden Ablagerungen führen  
im westlichen Teil Transdanubiens stellenweise eine bedeutende terrestrische  
Molluskenfauna (SÜMECHY 1923). Von den früheren Fundorten ist die Fauna  
der sogar stratigraphisch wichtigen Lokalität von Baltavár (HALAVÁTS 1923),  
als eine Möglichkeit für die Verknüpfung der Vertebraten-Biostratigraphie  
und der Malakostratigraphie, erwähnenswert. Von den neueren Fundorten  
dürfte Hosszúperesztég von gleichem Alter sein, wofon die wiederholten  
Sammlungen der letzten Jahre eine reiche, mindestens 30 Taxa enthaltende,  
unter Bearbeitung befindliche Molluskenfauna geliefert haben. Aus der Um-  
gebung von Zalaegerszeg waren Ablagerungen mit sporadischen terrestrischen  
Funden schon früher bekannt. Diesen schliessen sich einige neue Fundorte an,  
bei denen die Hoffnung besteht, dass eine erwähnenswerte terrestrische Fauna  
gesammelt werden kann.

Eine reiche — aber nur teilweise bearbeitete — Molluskenfauna ist vom  
Material der Lignitprospektionsbohrungen der Umgebung von Torony zum  
Vorschein gekommen. Im Zusammenhang mit dem Beginn der Förderung ver-  
spricht dieses Gebiet noch weitere paläontologische Materialien.

Aus den pannonischen Ablagerungen Ungarns sind bisher etwa 100 ter-  
restrische Gastropodenarten veröffentlicht worden. Nach der Bestimmung  
der eingesammelten, aber noch nicht bearbeiteten Fossilien und der taxonalen  
Revision können wir mit ungefähr 150 bis 200 Arten rechnen. Eine solche  
Fauna kann — wie schon in der Einführung erwähnt — nicht nur wertvolle  
paläoökologische Angaben liefern, sondern sie kann bei biostratigraphischen  
Arbeiten gut benutzt werden.





## A KÁRPÁT-MEDENCE PANNÓNIAI (S. L.) TERRISZTRIKUS GERINCES BIKRONOLÓGIÁJA

KRETZOI MIKLÓS\*

A nyugati Paratethys-szárny feltöltődése után a Kárpát-medence, illetve Középső-Paratethys sztratigráfiája, elveszítvén minden kapcsolatát a környező tengerekkel — és ezáltal a standard tengeri sztratigráfiai rendszerrel — elszigetelt, önálló rendszerré vált, melynek a világtengerek sztratigráfiájával való összefüggése megszűnt, így további korrelációja ezen az úton gyakorlatilag lehetetlenné vált.

Ebből az elszigeteltségből — az abszolút kronológiai rendszerek megjelenéséig — pannóniai képződményeink mio-oligobrakk élővilágának ismeretére alapított helyi sztratigráfiai sémánk halvány keleti korrelációs lehetőségeinek kiapadása után a pannóniai (s. l.) elejétől kezdődően bőséges gerinces-öslénytani alapozású szárazföldi faunaszukcessziós biokronológiai adatszolgáltatásunk bizonyult célravezető korrelációs segítségnek.

Ez a megfontolás vezette a szerzőt előbb (KRETZOI M. 1927) a kelet-paratethysi gerinces-lelőhelyek anyagának a puhatestűek lokális rétegtani sémájába való besorolásának kísérletére. Utóbb azonban — elsősorban a negyedidőszaki teresztrikus képződmények rétegtani-kronológiai szűkségei miatt — a független, önálló, kizárólag a gerinces- (elsősorban emlős-) faunák szukcessziósraira alapított biokronológiai rendszer kialakításának útjára kellett lépnie (KRETZOI M. 1938, 1941 stb.) — ezen az úton indult el Észak-Amerika (WOOD et al. 1941), valamint Nyugat-Európa (VAN DER VLERK — FLORSCHÜTZ 1950; CRUSAFONT-PAIRÓ 1950, 1965; THALER 1966; MEIN 1971, 1975 és mások) teresztrikus sztratigráfiájának kiépítése is.

Míg Nyugat-Európa specialistái főleg a harmadidőszak felső-miocén előtti időszakaszainak faunaszukcessziós-biokronológiai sztratigráfiájában tudtak megnyugtatóan zárt kronológiai láncot kiépíteni, addig a Kárpát-medence az ezt követő időszakok biosztratigráfiai alapozású teresztrikus kronológiájának sztratigráfiájának kidolgozásához és finomításához rendelkezett megfelelőbb dokumentációs alapokkal.

E körülménynek köszönhető, hogy klasszikus (malakológiai) pannon sztratigráfiánkat ma már kielégítően tudjuk az európai szárazföldi rétegtani rendszerrel párhuzamosítani, illetve egységeit annak — esetleg más értékrendű — rétegtani sémájával is viszonyítani.

A pannóniai képződmények\*\* szárazföldi-földtörténeti tagolásához az ala-

\* Budapest, Lövház út 24. H-1024.

\*\* A Szerző a pannóniai képződmények fogalmát ROTH L. (1879) eredeti megfogalmazásának megfelelő értelemben a szarmata és a pleisztocén közötti — akkor ismert — egész összlet megnevezésére használja.

pot POMEL (1853) és GAUDRY (1878) kettős tagolása szolgáltatta, mely egy alsó és egy felső Hipparion-faunás tagot különböztetett meg. Ezt a kétféle tagolást ismételte meg közel egy évszázad elmúltával CRUSAFONT-PAIRÓ (1950, 1965), új nevek bevezetésével. E két tag:

Eppelsheimium (POMEL 1853) — teresztrikus szinonimája vallesium (CRUSAFONT-PAIRÓ 1950).

Baltavárium (GAUDRY 1878) — teresztrikus szinonimái: pikermium (CRUSAFONT-PAIRÓ 1950), illetve visszavonása után helyette turolium (CRUSAFONT-PAIRÓ 1965).

POMEL, illetve GAUDRY kéttagú pannóniai (pontosabban Hipparion-fauna) beosztása egyébként, miközben hazai malako-faunisztikai és szedimentációs alapú rétegtanunkkal jól egyezik, a számtalan — későbbi — külföldi tagolási kísérlettel is jól egybevágh, csak ezeket jóval megelőzi.

A nyugati sztratigráfiák a kétosztatú „pontusi”-val azután meg is álltak, csak MEIN próbálkozott további tagolással, ami azonban igen nagy területről kiválogatott típusai miatt erősen kísérleti stádiumban maradt (MEIN 1971, 1975).

Néhány igen gazdag Hipparion-faunánk és 200-at megközelítő számú kárpát-medencei előfordulásuk (KRETZOI M. 1982) lehetővé teszi, hogy a Hipparion-faunák időszakát, vagyis a pannont, viszonylag homogén, zárt területről vett, eltéréseiben tehát inkább kronológiai-szukcessziós, a fácies-eltérések túlértékelésének veszélyét messzemenően kiiktató típuslelőhelyekkel dolgozva megbízhatóbb továbbtagolást adjunk.

Fenti elgondolások alapján kialakított pannón tagolás (fönről lefelé haladva) a következő rétegtani sémát adja:

- Baltavárium (GAUDRY, 1878)
  - Bérbaltavárium (KRETZOI, 1976)
  - Hatvanium (KRETZOI, 1969)
  - Sümegium (KRETZOI, 1969)
  - Csákvárium (KRETZOI, 1959)
- Eppelsheimium (POMEL, 1853)
  - Rhenohassium (KRETZOI, 1976)
  - Bodvaium (KRETZOI, 1975)
  - Monacium (KRETZOI, 1969)

Bár a bioszukcessziós rendszer alapja az emlősfaunák egymásközti genetikus-paleobiogeográfiai kapcsolata, ahol az egyes biokronológiai egységek tartalmát taxonális összetételük, határait viszont új faunaelemek hirtelen, ahol ilyen volt, domináns fellépése szabja meg — másodsorban a régi faunaelemek tömeges eltűnése. Mivel az élettörténet változásai csak reflexiói a földtörténet eseményeinek, biokronológiai egységeinket mindig a nagyobb földtörténeti események keretein belül csoportosítottuk. Ugyanekkor súlyt fektettünk a más rétegtani beosztások eredményeivel való összevetésre és — ha azok eredményei nem álltak ellentmondásban megállapításainkkal — párhuzamosítására. Abszolút-kronológiai párhuzamosításokra csak külföldi adatokkal volt lehetőségünk, paleomágneses mérésadatokat viszont eredménnyel soroltunk be.

Ismétlések elkerülése érdekében előbb az alsórendű osztás tagjait foglaljuk össze, és csak ezután vonjuk meg a pannóniai (s. l.) alsó és felső határát, illetve jellemezzük annak alsó és felső tagra bontását.

## Monacium

Szerző: KRETZOF M.

Felállítás éve: 1969

*Eredeti publikációja:* A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata — Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17 (93): 179—198 (magy.), 198—204 (ang.).

*Biokrono- és sztratotípusa:* München (= Monacum) Flinzhomok lelőhelyei és ezek faunája (STROMER 1928, 1937, 1938, 1940; DEHM 1949, 1951, 1955; FAHLBUSCH 1964), melyeket elsőnek STROMER helyezett — az Obere Süßwassermolasse felső tagjaként — a legalsó pliocénbe (STROMER 1928 etc.).

*Definíciója:* A monacium definícióját három elem egybeesése adja: 1. típusos felső-miocén faunaösszetétel, alig továbbfejlődött elemekkel, 2. a Hipparion teljes hiánya, 3. ezek a felső-miocénbe (oeningium-szarmátium) is helyezhető faunák, Dél-Bajorországtól (Obere Süßwassermolasse, Flinzsande, Schweissande) Alsó-Ausztrián át a Kárpát-medencéig (Sopron, Bohr-féle öntődei homokbánya; Balatonakarattya, homokbánya alsó rétegei; Diósd, öntődei homoknyerő stb.) mindenütt ugyanabban az üveghomok-öntődei homok fáciesben fordulnak elő, a Kárpát-medencében a szarmata vagy idősebb képződményekre diszkordánsan települve, típusos legalsó pannon puhatestű-faunával (VITÁLIS I. 1951).

*Faunája:* Gerincesek (emlősök): a felső-miocén jellemző rovarévői (Miosorex, Trimylus, Galerix, Lantanoherium, Desmanella), rágesálók (Csákváromys, Miopetaurista, Albanensia, Steneofiber, Keramidomys, változatos Gliroda-fauna, miocén hörcsögök, mint a Democricetodon, Cötimus, Anomalomys), régies nyúlzásbásúak (Prolagus és — itt utójára — Amphilagus) és patások mellett teljesen új alakként az Arvicolida-rokonságot valószínűsítő — így ezek első képviselőjeként itt felbukkanó — Microtocricetus, a patások közt pedig a felső-miocén alakok, mint az *Anchitherium aurelianense*, *Conohyus* és mások fejlettebb közvetlen leszármazottai (Korynochoerus), valamint az ormányosoknál a *Deinotherium laevius-giganteum*, illetve Gomphotherium-Tetralophodon váltás, és végül a Bovida-fauna észrevehető előtérbe nyomulása (Miotragocerus-Pikermicerus-vonal, Dystyhoceras stb.). — Puhatestű-faunája (BARTHA F. 1971, 1974, 1975; KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1983) éles törést mutat a szarmata tengeri reliktum-faunákkal szemben; teljesen új, miobrakk (pannóniai brakk) faunaelemek (*Limnocardium praeponiticum*-os, *Orygoceras*-os *Melanopsis ornithopsis*-os faunák). Ostracoda-faunája valószínűleg a ZALÁNYI által ismertetett Heterocypris-fauna (ZALÁNYI B. 1942, 1944).

*Flóra:* Flórája egyelőre ismeretlen; valószínűleg a felső-miocén egyik-másik flórája ezt az időszakot képviseli.

*Ökológiai viszonyai:* A fauna összképéből következtetve — miután ismert lelőhelyei kivétel nélkül a molassz tengerparti turzásaiban összegyűlt maradvány-anyagot szolgáltatják, nehéz megítélni, hogy a szarmata (oeningi) szárazerdei környezetviszonyokkal szemben mutat-e lényeges eltérést — pontosabban: nagyobb mértékű humidizálódást.

*Határai:* Alsó határa a miocénvégi (grivium, oeningium stb.) faunaszintek egymásközi elhatárolásának bizonytalansága miatt inkább csak szedimentológiailag vonható meg, a Kárpát-medencében peremi kifejlődésben az üledék-diszkordanciát követő alapkonglomerátum — durvakavics — durvahó-

mok—szukcesszió (és éles határral beáramlott pannon típusú puhatestű-faunája), medencebelseji fáciesben pedig a szarmata üledékekre települő szapro-  
 pelites üledékek, majd ezeket követő Heterocypris-fauna (ZALÁNYI B. 1942,  
 1944) alapján.

*Elterjedése:* Miután a monaciumi faunák elválasztása a miocénvégiektől  
 — az utóbbiak tisztázatlansága miatt — egyelőre komoly nehézségekbe ütkö-  
 zik, egyszerűbbnek tűnik e korszak képződményeinek ismert előfordulásaira  
 szorítkozni, melyet a nyugati Paratethys-szárny területén felső édesvízi mo-  
 lassz záró tagjával, a Kárpát-medencében pedig a szarmata tenger vissza-  
 húzódását (vagy inkább megszűnését) követő alsó-pannóniai transzgresszió  
 üledékeivel azonosíthatunk. Külön meg kell jegyeznünk, hogy előfordulásai  
 mindenütt ott maradtak a felszínen, ahol a mezozoós geoszinklinális vonulatá-  
 nak alsó-pannóniai, de monacium-utáni besüllyedésekor a besüllyedt blokkok  
 peremén az ó-paleozóos — kristályos perem helyenként a felszínen maradt, vagy  
 ehhez kapcsolódva mezozoós peremrészek is fennmaradtak (evvel a nagy  
 középhegységi geoszinklinális beszakadásával kapcsolatban beáramlott felső-  
 pannóniai transzgresszióval magyarázható, hogy a jóval nagyobb terjedelmű  
 későbbi pannóniai transzgressziók ezeket nem fedték el). Így lelőhelyeik az  
 édesvízi molassz É-i peremsávján (München-Aumeister, Grosslappen, Marktl,  
 Hammerschmiede), a Kárpát-medencében a leszakadt mezozoós geoszinklinális  
 peremén (Sopron, volt Bohr- féle homoknyerő; Balatonakarattya, homoknyerő  
 alja; Diósd, öntődei-homokbánya stb.) helyezkednek el.

## Bodvaium

*Szerző:* KRETZOI M.

*Felállítás éve:* 1975

*Eredeti publikációja:* KRETZOI M. 1975 (Oct. 16): New ramapithecines  
 and Pliopithecus from the Lower Pliocene of Rudabánya in the northeastern  
 Hungary — Nature, 257 (5527): 578—581; KRETZOI M.—KROLOPP E.—  
 LŐRINZ H.—PÁLFALVY I. 1976a: A rudabányai alsó-pannóniai prehominidás  
 lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. — Flora, Fauna und stratigra-  
 phische Lage der unterpannonischen Prähominiden-Fundstelle von Ruda-  
 bánya (NO-Ungarn). — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről: 365-384 (magy.), 384—  
 394 (dtseh.).

*Biokrono- és sztratotípus:* Rudabánya 2. sz. f. pannóniai üledéksora és  
 ennek faunája. (KRETZOI et al. 1976a). A név a Rudabányai-hegységet DNy—  
 ÉK és DK—ÉNy-i irányban érintő Bodva folyó nevéből ered.

*Definíció:* A monaciumi faunáktól elsősorban a Hipparion nemzetség  
 Észak-Amerika—Szibéria útvonalon bekövetkezett beözönlési hulláma és do-  
 mináns szerepe választja el, melyhez számos miocén reliktmum utolsó fellépése,  
 illetve eltűnése csatlakozik. — Eredeti definíciója: „...the fauna resembles  
 that of Eppelsheim (Eppelsheimian), but certainly antedates it (Bodvaian)  
 and thus should be dated as more or less synchronous with the invasion of  
 Hipparion in Europe” (KRETZOI M. 1975: 578).

*Faunája:*

Gerincesek (Rudabánya): Salamandridae, *Bargmannia* sp., Discoglossidae, *Mio-  
 pelobates* sp., *Pliobatrachus* cf. *långhae*, *Bufo* sp., *Rana* sp. I—II., *Trionyx* sp., *Geoemyda*  
 cf., *euryeia*, *Testudo* cf. *kalksburgensis*, *T.* cf. *strandii*, *T.* sp. I—II., *Lacerta* sp.,

*Ophidia* ind., *Falco* sp., *Palaeortyx* sp., *Striges* ind., *Aves* div., *Talpa* sp., *Scaptorchirus* cf. *dolichochoir*, *Desmanella* sp., *Trimylus* cf. *neumayrianus*, *Anourosorex kormosi*, *Petényia dubia*, *Petényiella* cf. *repenningi*, *Miosorex* cf. *grivensis*, *Dimylechinus* sp., *Plesiodymys* cf. *chantrei*, *Galerix* cf. *socialis*, *Lantanotherium* sp., ?*Dinogalerix* sp., *Erinaceinae*, *Anapithecus hernyáki*, *Rudapithecus hungaricus*, *Bodvapathecus altipalatus*, *Chiroptera* ind., *Sciurus* sp. I–IV., *Csákcáromys bredai*, *Albanensia albanensis*, *A. grimmi*, *Miopetaurista gaillardi*, *Pliopetes* sp., *Blackia miocaenica*, „*Chloromys*” *minutus*, *Leptodontomys catalaunicus*, *Microdyromys* sp., *Muscardinus* sp., *Pentaglis meini*, *Paraglinulus* cf. *lissiensis*, *Glis* sp., *Eumyarion bifidus*, *Democricetodon gaillardii freisingensis*, *D.* cf. *breve*, *Ctenocricetodon altior*, *Anomalomys* cf. *gaillardii*, *Microtocricetus molassicus secundus*, *Prospalax petteri*, *Amphicyon* cf. *intermedius*, *Agnotherium antiquum*, *Rudacyon simplex*, *Galeotherium* cf. *pannonicum*, *Martes* sp., *Eomellivora* sp., *Parabutra* cf. *transdanubica*, *Semigenetta steinheimensis*, *Sansanosmilus steinheimensis*, *Styriofelis* sp., *Pantherinae*, *Amphilagus fontanesi*, *Miomastodon* sp., *Stegotrabelodon grandincisivus*, *Tetralophodon longirostris*, *Platybelodon terminans*, *Anchitherium aurelianense*, *Hipparion intrans*, *Tapirus priscus*, *Chalicotherium goldfussi*, *Aceratherium incisivum*, „*Didermocerus*” cf. *steinheimensis*, *Brachypotherium goldfussi*, *Korymchoerus palaeochoerus*, *Conohyus ferreus*, *Listriodon splendens*, *Micromeryx* sp., *Cervavitus* cf. *esterházyi*, *Lagomeryx* cf. *celer*, *Dorcatherium navi*, *Dystychoceras* sp., „*Tragocerinae*” ind. — Gerinctelen fauna: szárazföldi-édesvízi phatestű faunája feldolgozás alatt (KROLOPP E.), brakk-puhatestűi a *Congerina banatica*, *Paradacna lenzi*, *P. abichi*, helyileg *Brotia escheri* alakokkal az alsó-pannóniai középső (banaticás—abichis) szintjét képviselik a medencefeltöltésben (BARTHA F. 1974, 1975; KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1983.).

**Flóra:** Gazdag flóramaradványai révén ugyan Rudabánya alkalmas az emelet flóraképezés megrajzolására, a felső-miocén szintek mind bioszükszerűsége, mind rétegtani kérdéseinek tisztázatlansága miatt azonban egyelőre nem határolható el azoktól, bár földrajzi helyzete és hidrográfiai környezete alkalmassá teszi egy, a mocsári-tavítottól a száraz parkerdőig terjedő zonáció rekonstrukciójára (PÁLFALVY—LÓRINCZ IN KRETZOI ET AL. 1976a).

**Ökológiai viszonyai:** gazdag flóra-anyaga és fauna-képe alapján feltehető, hogy a monaciummal elindult transzgressziós szakasz humidabb — részben talán melegebb — klímaviszonyokat teremtett a Kárpát-medencében, ahol a miocén óta a szubtrópusi — mediterrán jelleg alig változott.

**Határai:** Alsó határa a Hipparion nemzetség hirtelen megjelenésével igen jól meghúzható — felső határa egy sor típusosan miocén faunaelem eltűnésével jellemezhető (ld. a rhenohassium jellemzésénél).

**Elterjedése:** Képződményei és jellemző Mollusca-faunája alapján a bódvai emelet jelenlegi felszíni elterjedéséről keveset tudunk. Az Alföld üledéksorában azonban elég nagy kiterjedésben lépnek fel ide sorolható lignites rétegsorok, meleg flóra (pálma stb.) pollen-indikációival.

## Rhenohassium

Szerző: KRETZOI M.

Felállítás éve: 1979

**Eredeti publikációja:** KRETZOI M.—PÉCSI M. 1979: Pliocene and Pleistocene Development and Chronology of the Pannonian Basin. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22: 3—33. Table I.

**Biokrono- és sztratotípusa:** A rajnai Dinotherium-homokösszlet, Eppelsheim gerinces-faunás lelőhelye (Eppelsheimium s. str. típuslelőhelye is).

**Definíciója:** Az eppelsheimium (alsó-pannóniai) regressziós zárótagja, a bódvai miocén reliktumok egy részének (Sansanosmilus, Amphicyonidák egy része, ?Microtocricetus stb.) eltűnése, illetve egy sor új elem (Machairodus, Mic-

rostonyx, nagy Agriotheriidák stb.) első megjelenése révén, valamint átfutó nemzetségek új fajainak — részben domináns — fellépésével (*Hipparion primigenium* a *H. intrans* helyébe) elég élesen elkülöníthető.

### Faunája:

Emlőfauna (Eppelsheim): *Chalicomys jaegeri*, „*Chloromys*” *minutus*, *Pliopithecus eppelsheimensis*, *Paidopithecus rhenanus*, *Pseudarctos* cf. *bavaricus*, *Simocyon diaphorus*, *Amphicyon eppelsheimensis*, *Agnotherium antiquum*, *Dinocyon thenardi*, *Galeotherium depéreti*, „*Indarctos*” *arctoides*, *Eomellivora* sp., „*Limnonyx*” *pontica*, „*Sivaonyx*” *hes-sicus*, *Ichtherium robustum*, *Machairodus aphanistus*, *Paramachairodus ogygius*, „*Felis*” *diluviana*, „*F.*” *prisca*, *Turicius turicensis*, *Gomphotherium angustidens*, *Tetralophodon longirostris*, *Deinotherium giganteum*, *Chalicotherium goldfussi*, *Tapirus priscus*, *Anchitherium aurelianense*, *Hipparion primigenium*, *Aceratherium incisivum*, „*Dicerorhinus*” *schleiermacheri*, „*D.*” *belvederensis*, *Brachypotherium goldfussi*, *Korynochoerus palaeochoerus*, „*Microstonyx*” *antiquus*, *Conohyus „simorrensis”*, *Dorcatherium navi*, „*Euprox*” *dicanocerus*, *Amphiprox anocerus*, „*Cervus*” *nanus*, „*C.*” *partschii*, „*Palaeomeryx*” sp. — Gerinctelen faunájáról nincsenek helyi adataink.

*Flórája:* a felső-miocén — alsó-pliocén flóraszukcessziók sorrendjének ismerete nélkül egyelőre nem sorolható be.

*Ökológiai viszonyok:* a bódvainál valószínűleg kontinentálisabb környezet.

*Határai:* alul a bódvai alakok (*Sansanosmilus*, *Microtocricetus*) eltűnése és az új jövevények megjelenése („*Microstonyx*”, *Indarctos*, *Machairodus* stb.) illetve fajváltása (*Hipparion intrans* — *H. primigenium*). Felül a miocén maradéknemek eltűnése (*Korynochoerus*, *Conohyus*, *Deinotherium giganteum*, emberszabásúak).

*Elterjedése:* Legismertebb előfordulása a Rajna-árok Dinotheriensand-kifejlődése, ritkábban az „alsó-pannon” homokos zárótagjaként. A Kárpát-medencéből elsősorban *Congeria banatica* szintbe sorolt kifejlődését ismerjük. Ide soroljuk a Tataros és Derna közti aszfalt-homokok gerinces-faunáját is (*Trionyx nopscai*, *Anhinga hungarica*, *Chalicomys jaegeri*, *Tetralophodon longirostris*, *Hipparion primigenium*, *Tapirus priscus*, „*Dicerorhinus*” *schleiermacheri*, *Korynochoerus palaeochoerus*, „*Microstonyx*” *erymanthius*, „*Procacpreolus lóczyi*”).

### Csákvárium

Szerző: KRETZOI M.

Felállítás éve: 1959

*Eredeti publikációja:* Életföldtani vizsgálatok módszertani jelentősége és eddigi eredményei. — MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 23 (3—4): 365—378.

*Biokrono- és sztratotípusa:* Csákvár, Esterházy-barlang Hipparion-faunás foszforit lerakódása és faunája.

*Definíciója:* A miocén faunaelemek erős visszahúzódásával és új, délkeleti, valószínűleg dél-ázsiai bevándorlók révén erősen megújult Hipparion-faunák. Cricetidái helyébe csak a Neocricetodon lép, tömegesen áramlanak be keletről a Muridák, megjelennek az Ochotoninák, Leporidák, Hystricidák. Ragadozó faunájából eltűnnek az Amphicyonidák, megindul a hiénák beáramlása. Machairodontinái közül eltűnnek a miocén elemek, új alakok lépnek fel. A *Deinotherium giganteum* helyébe az óriási „*D.*” *proavum* lép, Hipparion-ja is új, akár-csak a Tapirus helyébe lépő Tapiriscus. Suida-faunájából már hiányoznak a miocén elemek, helyüket a Sivalik-kapcsolatú „*Microstonyx*”-kör foglalja el. Teljesen új törpe Cervidák (*Cervavutilus*, *Cervaviscus*) jelennek meg, Bovida-

faunája változatossá válik, részben délkeleti bevándorlók révén. A malakológia *Congeria unguia caprae* szintjével esik egybe.

### Faunája:

Gerincesek (Csákvár): *Clarias* sp., *Leuciscus* sp., *Bufo* cf. *bufo*, *Rana* cf. *temporaria*, Trionychidae, *Clemmys hungarica*, *Testudo csákvárensis*, Lacertidae, Colubridae ind., Viperidae ind., *Cygnanser csákvárensis*, *Pliogrus pentelici*, *Bubo floriana*, Aves ind. I–II., *Galerix hipparionum*, Soricidae ind. I–II., *Amblycoptus vicinus*, *Rhinolophus csákvárensis*, *Rh. talonifer*, *Rh. cf. lugdunensis*, *Vespertilionidae* ind., *Csákvároony sciuinus*, *Chalicomys jaegeri*, „*Chloromys*” *minutus*, *Dipoides problematicus*, Glires ind. I–III., *Neocricetodon schaubi*, *Parapodemus albae*, *Miolystrix parvae* cf. *Alilepus* sp., *Galeotherium pannonicum*, *Agriotherium* sp., *Amphicyonidae* ind., *Simocyon hungaricus*, *Mustelidae* ind. I–III., *Paralutra transdanubia*, *Parathyridon csákvárensis*, *Eomellivora hungarica*, *Protictitherium csákvárense*, ?*Ictitherium* sp., *Hyaenictitherium* (?) sp., *Allohyaena kadici*, *Adcrocuta advena*, *Felidae* ind. I–II., *Parapseudailurus osborni*, *Paramachairodus hungaricus*, *Leontoceryx* cf. *bessarabiae*, *Machairodus* cf. *aphanistus*, *Gomphotherium longirostre*, „*Zygodon*” sp., *Hipparion csákvárense*, *Hipparion* sp., *Tapiriscus pannonicus*, *Chalicotherium goldfussi*, „*Dicerorhinus*” cf. *orientalis*, *Brachypotherium* cf. *goldfussi*, *Didermocerinae* ind., „*Microstonyx*” cf. *erymanthius*, *Dorcatherium naui*, *Euprox* cf. *furcatus*, *Cervavitus esterházyi*, *Cervavitus mimus*, *Cervaviscus hylae*, *Csákvárotherium hungaricum*, *Palaeotragus* sp., *Lagomeryx celer*, *Tragoreas oryxoides*, *Miotragocerus* (?) *csákvárensis*, *Pikermicercus platyceros*, *Dystychocercus foveatus*, *Graecoryx esterházyi*, *Bovidae* ind. I–II., *Procacra capricornis*, *Procacra* sp. — Puhatestűek (BARTHA F. 1971, 1974, 1975; KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1983): A puhatestű-fauna a *Congeria unguia caprae* szint alakjai révén különül el a megelőző szintekétől, amihez újként a *Dreissena* fellépése járul. Elhatárolása a *C. rhomboidea* szint felé vitatott.

*Flórája*: ismeretlen.

*Ökológiai viszonyai* nem mutatnak lényeges különbséget az előző, rhenohassiumi képtől, bár antilop- és főleg gazella-faunája — legalább is a bódvai emeletéhez viszonyítva — feltétlenül a szárazfűves területek fokozatos előre nyomulását mutatja, főleg a magasabb, dombosági és középhegységi övben.

*Határait*, akárcsak a *C. unguia caprae* szintet, átmeneti faunák hiányában egyelőre nem rögzíthetjük. Tény azonban, hogy fajállománya igen állandó: a legjellemzőbb csákvári index-formákat (*Tapiriscus*, *Cervavitus* stb.) még a Középső-Rajna-árokban fekvő Dorn-Dürkheim is mutatja.

*Elterjedése*: Areális kiterjedését csak az *unguia caprae*-s szint ismert elterjedése adja a Kárpát-medencében. Típusos csákvári faunája révén a dorn-dürkheimi lelőhely a faunatípus szélesebb zonális elterjedését mutatja.

## Sümegium

Szerző: KRETZOI M.

Felállítás éve: 1969

*Eredeti publikációja*: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlatja. — Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17 (93): 179...198 (magy.), 198—204 (ang.).

*Biokronotípusa*: Sümeg, Gerinci kőfejtő kréta mészkövének hasadékkittöltés-faunája (gerinces-fauna).

*Diagnózis*: Fajállományában teljesen megváltozott Hipparion-fauna, a nemzetségek déli fajainak beáramlásával (közép-európaiak helyett a dél-európaiak jelennek meg Sümegeen), néhány elszigetelten fellépő, vagy afrikai kapcsolattal alakkal, mint a *Graphiglis*, *Allospalax*, *Hyaenictis*, *Hipparion* „mat-



*hewi*”, Ovinæ, melyek csak ebben a Hipparion-faunás szintben jelennek meg Közép-Európában. *Congeria triangularis*—*balatonica*- szintünkhöz és a bodvaihoz hasonlóan meleg (pálmás) vegetációképhez jól csatlakozik ez a fauna, mediterrán kapcsolataival.

### Faunája:

Gerincesek (Sümeg, Gerincei köfajtó): *Pelobates* sp., ?*Hyla* sp., Ranidae, *Lacerta* sp., *Varanus marathonensis*, *Ophidia* ind., *Testudo* sp. I—II., *Clemmys* (?) sp., *Falconidae* ind., *Perdidae* ind. I—II., *Passeriformes* ind., *Aves* ind., *Talpa* sp., *Desmana* sp., *Trimylus* cf. *sansaniensis*, „*Anourosorex*” *kormosi*, *Amblycoptus* cf. *vicinus*, *Petényia dubia*, *Petényiella repenningi*, *Dimylechinus* (?) sp., *Plesiodymilus* (?) sp., *Galerix socialis*, *Lantanothierium* sp., *Erinaceus* sp., *Rhinolophus* sp. (cf. *ferrumequinum*), *Myotis* sp. I—II., *Vespertilionidae* ind. I—II., *Csákváromys* cf. *sciurus*, *Allopalax plenus*, *Graphiglis nanus*, *Miodromys alter*, *Muscardinus* cf. *gemmula*, *Glis* sp., *Neocricetodon* cf. *schaubi*, *N. transdanubicus*, *Parapodemus* cf. *albae*, *Progonomys* cf. *cathalai*, *Murinae* ind., *Protictitherium sümegense*, *Ictitherium* sp., *Hyacinctis graeca*, *Lycyaena chaereticis*, *Mustelidae* ind., *Atticofelis* cf. *atica*, *Parapseudailurus* cf. *osborni*, *Prolagus oeningsensis*, *Hipparion sümegense*, *Hemihipparion* cf. *minus*, *Aceratherium incisivum*, *Suidae* ind., *Lagomeryx* sp. *Micromeryx* sp., *Pikermicerus* sp., *Tragocerinae* ind. I—III., *Ovicaprinae* ind., *Procupra* sp. — Gyórszentmártonból (Pannonhalma) ezeken kívül még főleg *Éomelivora orlovi*, *Agriarctos vighi*, *Deinotherium proacum*, *Helladotherium duvernoyi*, *Procupra collispannoni* említendő. — Puhatestű-faunája az említett *Congeria balatonica* — *triangularis*-os szintet adja, ha nem is a sztratotípus gerinces-faunával összefüggésben, de mind a rózsaszentmártoni, mind a gyórszentmártoni lelőhelyeken megfigyelhető együttesben. Ostracoda-faunája nem korrelált.

*Flórája* a rózsaszentmártoni pálmás, meleg-humid növénytársulásban (PÁLFALVY I. 1952) ismert, legalábbis lignites mocsári fáciesben.

*Ökológiai viszonyok*: Bár a biokrono-típuslelőhely faunája a száraz-meleg karsztfelszint, flórája viszont (Rózsaszentmárton) a mocsárparti fáciest képviseli, mind a fauna jellege (déli kapcsolatok), mind a flóráé (szubtrópusi elemek, palma) egyértelműen egy meleg szakasz ökológiai adottságaira utal.

*Határai*: Elhatárolása gerinces-faunája alapján mind a csákvári, mind a hatvani fauna felé csak a jellemző faunaelemek alapján lehetséges.

*Elterjedése*: Kárpát-medencén belüli areális kiterjedését Mollusca-faunája alapján vonhatjuk meg, három biztos és vagy egy tucatnyi szórványlelet alapján erre gerinces maradványai nem alkalmasak. Kárpát-medencén kívüli párhuzamai elsősorban néhány meociai lelőhely felé mutatnak.

## Hatvanium

*Szerző*: KRETZOI M.

*Felállítás éve*: 1969

*Eredeti publikáció*: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi bio-sztratigráfiájának vázlatja. — Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17 (93): 179—198 (magy.), 198—204 (ang.).

*Biokrono- és sztratotípusa*: Hatvan, városi téglagyár agyagnyerőjének szelvénye és gerinces-faunája.

*Diagnózis*: A sümegi déli kapcsolatú faunával szemben észak-kínai—szibériai—„meociai” kapcsolatú taxonállományával jól elhatárolható gerinces-anyaga, mérsékelt közép-európai lomboserdő-jellegű flórája és a *Congeria neumayri* szinttel párhuzamosítható lelőhelyek jellemzik ezt a pannon-brakk záróemeletet.

**Faunája:**

Gerincesek: *Mesopithecus pentelici*, *Chalicomys jaegeri*, *Agriarctos gaáli*, *Heterictis marticeps*, *Proboscidea* ind., „*Dicerorhinus* cf. *pikermiensis*”, *Rhinocerotidae* ind., *Hipparion* sp., „*Microstonyx*” cf. *erymanthius*, *Helladotherium duvernoyi*, *Cervocerus novorossiae*, *Tragocerinae* ind. — Puhatestű faunája (a gerinces-faunával együtt) *Congeria neumayri*, mint a pannon-brakk lakusztis üledékképződés utolsó — kiszáradás előtti — faunakísérője.

**Flórája:** Közép-európai lomboserdő flóraelemei (Hatvan).

**Ökológiai viszonyai:** A fauna élesen megváltozott, ÉK-i kapcsolatokra mutató összetétele, akárcsak a flóra mérsékeltvízi lomboserdei jellege — valószínűleg szoros összefüggésben a Pannon-tó megszűnésével — a hidegebb-kontinentális felé tolta el a klímát a Kárpát-medencében.

**Határai:** Alsó határa a sümegi korú lignites rétegsor fölé települt helyzetében — homokos képződményei révén — megvonható, felső határa a baltavárium fluvioteresztrikus sorozatától litológiaiilag elméletben jól elválasztható, gyakorlatban viszont közvetlen érintkezésüket egymásra települt helyzetben még nem figyelhettük meg.

**Elterjedése:** Gyakorlatilag két ismert kárpát-medencei előfordulása — Hatvan, Galgamácsa — alapján egyelőre alig tudunk areális kiterjedési adatokat szolgáltatni; két biztos gerinces-fauna adata és néhány bizonytalan szórvány-előfordulása erre nem nyújt elég alapot, malako-faunáját pedig nem követtük eléggé areális kiterjedésében.

**Bérbaltavárium**

**Szerző:** KRETZOI M.

**Felállítás éve:** 1976

**Eredeti publikációja:** KRETZOI et al.: A rudabányai alsó-pannóniai preho-minidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. — Flóra, Fauna und stratigraphische Lage der unterpannonischen Prähominiden-Fundstelle von Rudabánya (NO-Ungarn). — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről: 365—384 (magy.), 384—394 (dtsch.).

**Sztratotípusa:** Baltavár (ma Bérbaltavár), Szőlő-hegy, régi Bécsi úti bevágás.

**Diagnózis:** A korábbi Hipparion-faunákkal szemben kizárólag erdőtlen, száraz bokros-füves élettér fajállománya képviseli a bérbaltaváriumot, melynek erősen megváltozott taxonális összetételében a Hipparion—gazella-dominancia adja a legfontosabb elemet. Faunaösszetétele teljesen beleillik a Pannon-tó kiszáradását követő kontinentális szakasz arid klímáját mutató élettérbe (pannóniai kiszáradási időszak, LÓCZY apud KORMOS 1911, LÓCZY 1913 — „Messinian salinity crisis”).

**Faunája:**

Gerincesek: *Pelobates robustus*, *Bufo* cf. *bufo*, *Rana* cf. *esculenta*, *R. batthyányi*, *Anguis polgárdiensis*, *Ophisaurus pannonicus*, *Coluber caspius*, *C. hungaricus*, *Elaphe kormosi*, *Natrix* cf. *natrix*, *N.* cf. *tessellata*, *Vipera gedulyi*, *V.* cf. *aspis*, *V.* cf. *ammodytes*, *Testudo kalksburgensis*, *Mergus* sp., *Gallus* sp., *Coturnix* (?) sp., *Lanius* sp., *Aves* ind., „*Sorex*” sp., „*Crocidura*” sp., *Amblycoptus oligodon*, *Talpa* sp., *Scaptonyx* cf. *dolichocheir*, *Mygalinia hungarica*, *Desmana pontica*, *Erinaceus* sp., *Mesopithecus pentelici*, „*Citellus*” sp., *Muscardinus molaris*, *Chalicomys jaegeri*, *Parapodemus schaubi*, *Cricetus kormosi*, *Anomalomys viretschaubi*, *Lamprodon primigenius*, *Prolagus* sp., *Alilepus hungaricus*,

*Simocyon* cf. *primigenius*, *Indarctos ponticus*, *Nannomephitis crassus*, *Eomellivora hungarica*, *Mustelidae* ind., *Polgárdia pannonica*, *Paramartes pococki*, *Ictonychinae* ind., *Ictitherium* cf. *robustum*, *I. pannonicum*, *Hyaenalopec hungaricus*, *Aderocuta eximia*, *Atticofelis* sp., *Parapseudailurus* cf. *osborni*, *Paramachairodus hungaricus*, *Machairodus leoninus*, *Deinotherium proavum*, *Tetralophodon longirostris*, cf. *Aceratherium incisivum*, „*Dicerorhinus*” cf. *schleiermacheri*, *Ancylotherium baltavarensis*, *Hipparion microdon*, „*Microstonyx*” cf. *erymanthius*, *Helladotherium duvernoyi*, *Procacpreolus lóczyi*, *Pikermicurus* sp., *Tragocerinæ* ind., *Procacpra baltavarensis*. — Puhatestű-faunája a teresztrikus-fluvatilis ökológiához alkalmazkodó ún. „Unio wetzleri”-s fauna.

*Flórája* ismeretlen, vagy legalábbis idetartozása tisztázatlan (*Salix*-flóra?).

*Határa* lefelé mind gerinces, mind puhatestű-faunájában is élesen megvonható, mint ahogy litológiaiilag is elhatárolódik a lakusztris-oligobrakk hatvani és korábbi képződményektől. Felfelé elhatárolása egyelőre elméleti, miután átmeneti faunákat a ruscinium felé nem ismerünk, illetve azok besorolása (Baltá, Gödöllő) vitatható.

*Ökológiai viszonyait* a faunával és litológiai kifejlődéssel is bőven igazolt kiszáradási-kontinentalizálódási folyamat determinálja, legalábbis a Dunántúl ÉK-i felében. A Kárpát-medence egyéb részein eközben pangóvizes, lefolyástalan területekkel is kell számolnunk.

*Elterjedésében* ugyanazokkal a problémákkal kell számolnunk, amelyeket az ökológiai viszonyoknál említettünk. Gerinces lelőhelyei gyakorlatilag — két klasszikus lelőhelyén, Baltaváron és Polgárdin kívül — a Pannóniai medence nagy részét behálózzák szórványleletekkel, amelyek azonban egyelőre nem mindig egyértelmű litológiai összefüggést mutatnak.

\* \* \*

Áttekintve a felsorolt „emlős”-emeleteket, azt látjuk, hogy ezek mint Hipparion-faunák egységet alkotnak, ami nagyjából a litológiai-malakosztratigráfiai pannóniai emeletnek, vagy — szerintem — helyesebben formációnak felel meg. Viszont azt is látnunk kell, hogy a „Hipparion”-nagyegység nem ott kezdődik (monacium), ahol a pannóniai, viszont az utóbbi korábban fejeződik be (*hatvanium*), mint a Hipparion faunák (*Bérbaltavárium vége*). Ez a tény mindkét sztratigráfia számára a másik nagyegységeivel való teljes párhuzamosítást lehetetlenné teszi, de nem a részletek korrellálását. Ezek figyelembe vételével a teresztrikus rétegtan alsó határként a formációhatárt, vagyis a szarmata — monaciumi határt tekinti ellenben felső határul kénytelen a Hipparion-időszak felső határát, a Bérbaltavárium felső határát megtartani, tudomásul véve a litológiai — malakosztratigráfiai rendszer hatvanium/bérbaltavárium határvonását, tehát a pannóniai — dunai formáció litológiai és malakológiai határát, mint számára másodrendűt.

A másik kérdés, amely itt még felvetődik, a pannóniai vagy „Hipparion”-időszak/formáció kétfelé tagolásának mindenkor fennállott igényének kérdése.

Anélkül, hogy itt az alsó- és felső-pannóniai és számos feleslegesen új nevekkkel (pl. szlavóniai, meóciai, malvensi és mások) megterhelt felosztásának történeti folyamatára kitérnék, megállapíthatom, hogy a kettéválasztás mind a malakológiai, mind a gerinces-sztratigráfiában egyaránt igen régi és egyértelműen ugyanarra az időpontra esik: a rhenohassium — csákvárium határa az egyik és a Congeria czjzeki — Congeria ungula caprae-s határa a másik esetben. Ennek a határnak ugyanazokon a területeken, ahol a Paratethys szedimentációja éppen e határon befejeződik, vagy a felső-pannóniai transzgresz-

szíóval újraéled, elsőrendű fontosságot tulajdonítanak (orosz rétegtani beosztás miocén—pliocén határa stb.), mind a pannóniai, mind a Hipparion-sztratigráfiában azonban másodrendű szerepe van. Ha ennek ellenére fenntartjuk, annak litológiai, szedimentációs, faunafejlődési jellegekre alapított hagyományokban gyökerező és gyakorlati okai vannak. Ezt követve mi is fenntartjuk, azzal a megjegyzéssel, hogy a pannóniai sztratigráfiához alkalmazkodva az alsó tagot a monacium alsó határától, a felsőt azonban a pannóniai formáció felső határán túl meghosszabbítva a béraltavárium tetején vonjuk meg. Elnevezésükre a teresztrikus rétegtan legrégibb nevei szolgálnak.

### Eppelsheimium

Szerző: A. N. POMEL

Felállítás éve: 1853

*Eredeti publikáció:* Catalogue méthodique et descriptive des Vertébrés fossiles découverts dans le Bassin hydrographique supérieur de la Loire, etc. — Ann. sci. Litt. Ind. Auvergne, 25: 337—380.

*Sztratotípusa:* Eppelsheim, Dinotheriumos homok-rétegcsoport.

*Diagnózis:* A Hipparion-faunák első szakasza, a miocén elemek fokozatos visszaszorulása mellett a Hipparion-faunaelemek fokozatos — csak a Hipparion nemzetség ugrásszerű — betelepülésével. A felső Hipparion-szakaszba már nem átmenő, speciális alakjai az emberszabásúak mellett a Microtocrictus, Eucricetodon, Democricetodon, *Deinotherium giganteum*, Anchitherium, Korynochoerus, Conohyus, Sansanosmilus, Amphicyonidák stb. Ezzel szemben az eppelsheimiumban még nem lépnek fel a Muridák, Leporidák, nem válnak uralkodóvá az eppelsheimium vége felé a Sivalik felől érkezett új Suidák stb. — nem is beszélve az antilop-fauna egyoldalúságáról az eppelsheimium folyamán.

*Faunája:* A diagnózisban körvonalazott idősebb, a baltaváriaktól élesen elkülönülő Hipparion-faunák (bódvai és rhénohassiumi), melyekhez a puhatestű-fauna hasonló jellegű változása (Dreissenák, Viviparusok stb. beözönlése az eppelsheimium/alsó—pannóniai után) csatlakozik párhuzamként.

*Flóráját* nem ismerjük annyira, illetve a pannóniai flórák rétegtani elkülönítése még távolról sem tart ott, hogy eltéréseiket rögzíthessük.

*Ökológiai viszonyai:* A fauna miocén elemeinek uralkodó szerepe, a Hipparion-fauna fajai zömének a hiánya az eppelsheimiumot ökológiailag is a miocénhez hozza közelebb, amennyiben ilyen időhatárokon belül és ilyen mozgalmas időszakoknál még általánosíthatunk.

*Határai* azonosak a monacium/szarmatium, illetve rhénohassium-baltavárium határaival (lásd ott).

*Elterjedése* illetve üledékvastagsága — a Paratethys kelet felé haladó sorrendjében — a bajor molassz területén a pannóniai formációt egyedül képviseli, az osztrák területen (Bécsi-medence) még zömében alsó-pannóniai képződmények alkotják a szedimentációt, míg a Kárpát-medencében már jelentős felső-pannóniai öszlet települt rá.

## Korrelációs táblázat

Hozzávetőleges kor (millió év)	Mediterrán biokronológia Mediterrane Biokronologie		Európai teresztrikus biokronológia <sup>2</sup> Europäische terrestrische Biokronologie <sup>2</sup>					Középső Paratethys Mittleres Paratethys							
	Kód		Név (emelet <sup>1</sup> ) Benennung (Stufe <sup>1</sup> )	Csoport Gruppe	Korszak (Emelet*) Series (Stufe*)	Zóna-kódok Zone-Cods					Litosztrati- gráfia				
	Foramin. zóna	Nannopl. zóna				POMEL (1853)	GANDRY (1878)	CRUSA- FONT (1971)	C-F-F (1972)	CRUSA- FONT (1974)	MEIN (1975)	Kárpát- medence			
			KM <sup>3</sup>	RB <sup>4</sup>											
5	N-18	NN-13	(Tabianium-Zancleum)	(Barótiium)	Ruscinium		(14)	(22)	(11)	(23)	MN (14)				
6		NN-12	Messinimum	Baltaváriium* (=Turófiium etc.)	Bérbaltaváriium*						MN 13				
7	N-17				Hatvaniium*										
8		NN-11	Tortoniium (s. str.)		Sümegeium							MN 12			
9															
10		N-16			Csákváriium							MN 11			
11		NN-10		Eppelsheimiium* (=Vallesium)	Rhenohassiium*										
12	N-15	NN-9	Serravalliium		Bodvaiium*		12	20b	9			21b	MN 10		
13	N-14	NN-8			Monaciium*								21a	MN 9	
13	N-13				(Oeningium)*		5	11	19b	8	20b		MN 8		
													(Medi- terrán)	(Szar- máciái)	

1. Hagyományos, ún. vegyes (bio-litho) taxonok  
Traditionelle, sog. gemischte (Biolitho) Taxons

2. Biokronológiai egységek, a \*-gal jelzettek litosztratiográfiai tartalommal is  
Biochronologische Einheiten, die mit \* markierten auch mit  
lithostratigraphischem Inhalt

Miután a táblázatban tengeri biokronológiai-litosztratiográfiai, pannonbrakk litosztratiográfiai és biokronológiai-litosztratiográfiai, európai gerinces-biokronológiai, illetve euxin-káspi-brakk litosztratiográfiai-biokronológiai egységek korrelációjára történik kísérlet, ez a litosztratiográfiai egység számára mindig csak hozzávetőleges jelleggel bírhat. Ennek oka elsősorban az, hogy a litosztratiográfiai egység a biokronológiai egység időtartamának csak kisebb-nagyobb időszakát tölti ki — éppen megszakító jellege miatt. Ez az oka annak is, hogy litosztratiográfiai egységek (emelet, stage) és biokronológiai egységek (korszak, age) közt éles határt vonok abban az esetben is, ha a kérdéses kronotaxon biokrono-típusa egyben litosztratiotípust is képvisel.

1. táblázat – Tabelle 1.

Korrelationstabelle

Középső Paratethys Mittleres Paratethys						Keleti Paratethys Osten-Paratethys		„Time-markerek“ „Time-Markers“			
Litosztratigráfia				Biokronológia <sup>1</sup> Biochronologie <sup>1</sup>							
Dunántúli <sup>5</sup> Transdanubien <sup>5</sup>		Alföld <sup>6</sup> Grosse Ungarische Tiefebene		Emelet Stufe	Alemelet Unter- stufe	Szint Horizont	Emelet Stufe		Alemelet Unterstufe		
Formáció- csoport F-grup- pe	Formáció (db)	Formáció- csoport Formati- onsgruppe	Formáció Formation								
Kisalföldi	8	Hevesi	Nagyalföldi	Pannóniai	Felső-pannóniai	„Levantei“ (s. l.)	Mezői	Kimmeriai	Délázsiai monszunfauna beáramlása		
			Zagyvai			„Unio wetzleri“				Pontusi	„Pannóniai- Pontusi elsivatagosodás“ (Salinity crisis)
Somogyi	7	Csongárdi	Törteli-Bükkaljai			Felső-pannóniai	Felső-pannóniai	<i>Congeria neumayri</i>	Mezői	Középső	Murida invázió Európában
			Algyői					<i>Congeria balatonica</i> – <i>C. triangularis</i>			
Kanizsai	7	Jász kúnsági						Szolnoki	Alsó-pannóniai	Alsó-pannóniai	
			Nagykörüi			<i>Congeria banatica</i>	Bessarabiai				
Murai	11	Marosi	Vásárhelyi			Alsó-pannóniai	Alsó-pannóniai	<i>Orygoceras</i> – <i>Limnocardium praeponicum</i>	Szarmáciai	Volhnyiai	Pannon-brakk fauna megjelenése
			Dorozsmaj								(Szarmáciai)
	(Tinnyei)										

3. Szerző javaslata (KRETZOI – PÉCSI, 1979) Vorshlag des Autors  
 4. Magyar Rétegtani Bizottság Pliocén Albizottság beosztása Einstufung der Subkommission Pliozän der Ungarischen Lithostratigraphischen Kommission  
 5. JÁMBOR et al.  
 6. VÖLGYI et al.

Da es in der Tabelle versucht wird, eine Korrelation von biokronologisch—lithostratigraphischen Meereseinheiten, pannon-brack-lithostratigraphischen und biokronologisch-lithostratigraphischen, europäischen wirbel-biokronologischen sowie euxinischen kaspibrack lithostratigraphisch-biokronologischen Einheiten zustande zu bringen, kann das für die lithostratigraphische Einheit nur eine überschlägiges Charakter bedeuten. Die Ursache dafür liegt in erster Linie darin, dass die lithostratigraphische Einheit nur einen längeren-kürzeren Zeitabschnitt des Zeitraumes der biokronologischen Einheit ausfüllt — eben weil sie ein Unterbrechungscharakter aufweist. Hier liegt die Ursache auch dafür, dass ich zwischen den lithostratigraphischen Einheiten (Stufe, Stage) und den biokronologischen Einheiten (Series, Age) eine scharfe Grenze ziehe auch in dem Falle, wenn der Biokrono-Typus des betroffenen Kronotaxons auch einen Lithostratotypus darstellt.

## Baltavárium

Szerző: A. GAUDRY

Felállítás éve: 1878

*Eredeti publikáció:* Les enchainements du Monde Animal dans les temps géologiques. — Mammifères Tertiaires, 3: 5.

*Sztratotípus:* Baltavár (a Bérbaltavárium sztratotípusa), mint az egyetlen sztratigráfiaiilag rögzíthető faunalelőhely a felsoroltak (Pikermi, Léberon, Baltavár) közt.

*Diagnózis:* A Muridák tömeges beáramlása Európába, modern Cricetodontinák (Neocricetodon, Rotundomys, Cricetulodon, Cricetus stb.) megjelenése, első Leporidák, Microstonyx—Dicoryphochoerus alakkör-beli Suidák, változatos antilopfauna kialakulása és fontos szerepe jó elkülöníti az emeletcsoportot a megelőző eppelsheimiumtól. A Hipparion-faunák eltűnése és dél-ázsiai új fauna beáramlása viszont fölfelé még élesebb elhatárolást biztosít a bérbaltavárium és ruscinium közt.

*Faunája:* A klimatikus és ősföldrajzi változások hatása alatt nem egységes jellegű; ez indokolja felosztását 4 faunaszukcessziós tagra.

*Flórája:* Sem a belső tagolásra, sem a lehatárolásra még nem használható.

*Ökológiai viszonyok:* A többszöri ősföldrajzi változások következtében nem egységesek a baltaváriumon belül.

*Elhatárolása:* Azonos a rhenohassium csákvárium és bérbaltavárium ruscinium határvonással.

*Elterjedése:* Lásd az eppelsheimiumnál mondottakat.

\* \* \*

Terresztrikus kronosztratigráfiánk felállítása — és a malakológiai, mikropaleontológiai stb., biosztratigráfiáktól független használata — hármas célt szolgál.

1. A harmadidőszaki tengerek/szárazföldek eloszlásának gyorsuló eltolódása a szárazföldek előnyére szükségessé tette egy új, a terresztrikus—fluvia-tilis szedimentáció biosztratigráfiai adottságaira alapított kortáblázat kiépítését, mint azt pl. Franciaország még a tengeri rétegtan emeletrendszerének felállítása előtt (1853) megtette és Észak-Amerika egész harmadidőszaki rétegtan-történetében gyakorolta.

2. Az őslénytan — főleg a gerinces, ezen belül is az emlős őslénytan korszerű filetikus taxonomiájának művelése olyan finomságú rétegtani rendszert kívánt meg mikrofilogenetikussá folyamatának követésére, amelyet a gerinctelen őslénytan fajlító-egységű rétegtana nem tudott biztosítani.

3. Nem utolsósorban szükségét éreztük annak, hogy a tengeri rétegtan működési területéből kieső speciális fáciesek — brakk képződmények stb. — lokális rétegtani egységeinek a tengeri sztratigráfiával való korrelálására összekötő szerepet vállaljunk.

Ahhoz, hogy ezt a szerepét a terresztrikus rétegtan adott esetben sikeresen elláthassa, előbb saját integrált rétegtani kérdéseit kell megoldani, ezt követheti hármas célkitűzésének teljesítése. Végcélunk a különböző egyéb biosztratigráfiai rendszerekkel (merosztratigráfiákkal) korrelált egységes holosztratigráfia létrehozása.

## IRODALOM – LITERATUR

- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannonkori képződmények vizsgálatai. — Akadémiai Kiadó: 9—172. Budapest.
- BARTHA F. 1974: The problems of the Pannonian of Hungary. — *Acta Min. Petr.* 21 (2): 283—301. Szeged.
- BARTHA F. 1975: A magyarországi pannon képződmények horizontális és vertikális összefüggései és problematikája. — *Földt. Közl.* 105: 399—417.
- CRUSAFONT-PAIRÓ M. 1950: El sistema miocénico en la depresión española del Vallés-Penedés. — *Proc. Int. Geol. Congr.* 18th Sess: 11 London.
- CRUSAFONT-PAIRÓ M. 1965: Observation à un travail de M. Freudenthal et P. Y. Sondaar sur des nouveaux gisements d'Hipparion d'Espagne. — *Proc. Kgl. Nederl. Akad. Wetensch.*: 68 (3): 121—126. Amsterdam.
- DEHM R. 1949: Das jüngere Tertiär in Südbayern als Lagerstätte von Säugetieren, besonders Dinotherien. — *N. Jb. Min. Abh.* 90 (B): 1—30.
- DEHM R. 1951: Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Südbayern nach Säugetieren. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1951: 140—152.
- DEHM R. 1955: Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — *Erläut. Geol. Übersichtssk. d. Süddeutsch. Molasse.* — Bayer. Geol. Landesamt: 81—88. München.
- FAHLBUSCH V. 1964: Die Cricetiden (Mamm.) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. — *Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Kl. Abh. N. F.* 118: 1—136.
- GAUDRY A. 1878: Les enchainements du monde animal dans les temps géologiques. — 3: 1—295. Paris.
- KORMOS T. 1911: A polgárdi szubtrópusi oázis. — *Földt. Közl.* 41: 88—89.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. — *Földt. Int. Évk.* 66.
- KRETZOI M. 1927: In Kadić O.—Kretzoi M.: Vorläufiger Bericht über die Ausgrabungen in der Csákvárer Höhlung. — *Barlangkutatás* (14—15): 40—60.
- KRETZOI M. 1930: In Kadić O.—Kretzoi M.: Ergebnisse der weiteren Grabungen in der Esterházyhöhle (Csákvárer Höhlung). — *Mitteil. über Höhlen- u. Karstforschung* (2): 45—49.
- KRETZOI M. 1938: Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtfauna. (Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartärs.) — *Ann. Mus. Nat. Hung., Pars Miner. Geol. Palaeont.* 31: 88—157., Taf. 1—3.
- KRETZOI M. 1941: Betrachtungen über das Problem der Eiszeiten. (Ein Beitrag zur Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs.) — *Annal. Mus. Nat. Hung. Pars Miner. Geol. Pal.* 34: 56—82.
- KRETZOI M. 1951: A csákvári Hipparion-fauna. — *Földt. Közl.* 81: 384—401.
- KRETZOI M. 1952: A polgárdi Hipparion-fauna ragadozói. — *Földt. Int. Évk.* 40 (3): 1—35.
- KRETZOI M. 1959: Életföldtani vizsgálatok módszertani jelentősége és eddigi eredményei. — *MTA X. Oszt. Közl.* 23 (3—4): 365—378.
- KRETZOI M. 1960: A magyarországi szarmata és pliocén kifejlődésének rétegtani tagolása és összehasonlító áttekintése. In Vadász E.: Magyarország földtana. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KRETZOI M. 1961: A diósi gerinces-fauna és a miocén—pliocén határ kérdése. — *Földt. Közl.* 91: 208—214.
- KRETZOI M. 1965: Comment on Evernden and Curtis: The potassium-argon dating of Late Cenozoic rocks in Eastern Africa and Italy. — *Current Anthropol.* 6: 373—374.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. — *Földrajzi Közlem.* 17 (93): 179—198.
- KRETZOI M. 1975: New ramapithecines and Pliopithecus from the Lower Pliocene of Rudabánya in northeastern Hungary. — *Nature* 257 (5527): 578—581.
- KRETZOI M. 1978: In *Lexique stratigraphique international.* — 1 (9): Paris.



- KRETZOI M. 1982: Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében 7. közl. Hipparion-fauna leletek a Kárpát-mecende pannóniai képződményeiből. — Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról: 385—393.
- KRETZOI M. 1983: Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. — Földr. Közl. 31 (3—4): 230—240.
- KRETZOI M.—KROLOPP E. 1972: Az Alföld harmadkorvégi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. — Földr. Ért. 21 (2—3): 133—156.
- KRETZOI M.—PÉCSI M. 1978: Subdivision of the Quaternary in Hungary. — MTA Földrajztud. Kut. Int.
- KRETZOI M.—PÉCSI M. 1982: Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. In Quaternary studies in Hungary. — Bp. Hung. Acad. Sci. Geogr. Res. Inst.: 11—42.
- KRETZOI M.—KROLOPP E.—LÓRINCZ H.—PÁLFALVY I. 1976a: A rudabányai alsó-pannóniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről: 365—384.
- KRETZOI M.—KROLOPP E.—PÁLFALVY I. 1976b: A magyar földtan teresztrikus rétegtani dokumentációja a MÁFI gyűjteményében. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ről: 383—388.
- KURTÉN B. 1952: The Chinese Hipparion fauna. — Soc. Sci. Fennica. Commentationes Biolog. 13 (4): 1—82.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I (1).
- MEIN P. 1971: Biozonation du Neogène Méditerranéenne. — Table.
- MEIN P. 1975: Proposition de biozonation du Neogene Méditerranéenne a partir des Mammifères. — Actas Coll. Int. Biostr. Cont. Neog. Sup. y Cuat. Inf. Montpellier. — Table.
- PÁLFALVY I. 1952: Alsó-pliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről: 63—64.
- POMEL A. N. 1853: Catalogue méthodique et descriptive des Vertébrés fossiles découverts dans le Bassin hydrographique supérieur de la Loire etc. — Ann. Sci. Litt. Ind. 25: 337—380 Auvergne.
- RÓTH L. 1879: A rákos-rusztói hegyvonulat és a Lajta-hegység déli részének geológiai vázlata. — Földt. Közl. 9: 99—110.
- STROMER E. 1928: Wirbeltiere im obermiocänen Flioz München. — Abh. Bay. Akad. Wiss. Math.-naturw. Abt. 32 (1): 1—71.
- STROMER E. 1937: Der Nachweis fossilführenden, untersten Pliocäns in München. — Abh. Bay. Akad. Wiss. Math.-naturw. Abt. N. F. 42: 1—20.
- STROMER E. 1938: Huftier-Reste aus dem unterstpliocänen Fliozsande München. — Abh. Bay. Akad. Wiss. Math.-naturw. Abt. N. F. 44: 1—39.
- STROMER E. 1940: Die jungtertiäre Fauna des Flioz und des Schweiss-Sandes von München. — Abh. Bay. Akad. Wiss. Math.-naturw. Abt. N. F. 48: 1—102.
- THALER L. 1966: Les rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Sér. C. 17: 1—295.
- VITÁLIS I. 1951: Sopron környékének szarmáciai és pannóniai—pontusi üledékei és kövületei. — Földt. Int. Évk. 40 (1): 1—69.
- VAN DER VLIERK I. M.—FLORSCHÜTZ F. 1950: Nederland in het Ijstidvark. De geschiedenis van flora, faune et klimaat, toen aap en mammoet ons land bevoonden. — Utrecht.
- WOOD H. E. et al. (eds.) 1941: Nomenclature and correlations of the North American continental Tertiary. — Bull. Geol. Soc. Amer. 52: 1—48.
- ZALÁNYI B. 1942: Neogén ostracoda-faunák rétegtani értékelése bioszociológiai összefüggések alapján. — Besz. a Földt. Int. Vitaüléseiről. 6: 5—20.
- ZALÁNYI B. 1944: Magyarországi neogén Ostracodák. — Geol. Hung. Ser. Pal. 21: 1—144.

## TERRESTRISCHE BIOCHRONOLOGIE/STRATIGRAPHIE DES KARPATENBECKENS IM PANNONIEN (S. L.)

VON  
MIKLÓS KRETZOI

Nach der Auffüllung des westlichen Paratethys-Flügels hat die Stratigraphie des Karpatenbeckens bzw. der Zentralen Paratethys jede direkte Beziehung mit den benachbarten Meeren und damit den sog. klassischen marin-stratigraphischen Systemen verloren, nachdem es sich in ein isoliertes, unabhängiges System entwickelte, dessen direkte Korrelation mit der globalen Stratigraphie fortan ihre feste Grundlagen verloren hat.

Infolge dieser Isolation und nach der Unterbrechung der schwachen und zeitweiligen östlichen Korrelationsmöglichkeiten unseres auf die Wandlung der Mollusken-Faunen unter mio-oligobrackischen Verhältnissen der Pannonformationen basierten lokalen stratigraphischen Schemas und bis zum Auftauchen der absoluten chronologischen Systeme schien die reichlich auf Vertebratenpaläontologie basierte kontinentale biostratigraphische Faunensukzessions-Datenlieferung ab Anfang Pannon am zweckmässigsten bzw. die einzige korrelierbare zu sein.

Dieses Bedenken leitete Verf. erst (KRETZOI, 1927) zum Versuch einer Einstufung der Wirbeltier-Fundstellen der Mittel/Ost-Paratethys ins Schema der Mollusken-Stratigraphie des Gebietes. Später aber begann er — um vorerst den stratigraphisch—chronologischen Bedürfnissen der terrestrischen Quartärformationen nachzukommen — letzthin aber schrittweise den Weg zum Aufstellen eines ausgesprochen auf Wirbeltier- (meistens Säugetier-) Faunensukzessionen gestützten biochronologisch—stratigraphischen Systemes (KRETZOI 1938—1985) zu bahnen. Dieser Weg wurde auch bei der Aufstellung der nordamerikanischen (WOOD et al. 1941), und westeuropäischen (VAN DER VLERK—FLORSCHÜTZ 1950, CRUSAFONT-PAIRÓ 1950, 1965, THALER 1966, MEIN 1972 etc.) terrestrischen Stratigraphie von anderen Forschern verfolgt.

Während die Spezialisten von Westeuropa hauptsächlich für den vorobermiozänen Zeitraum des Tertiärs eine faunensukzessions-biochronologische Stratigraphie als eine ziemlich geschlossene chronologische Kette ausbauen konnten, waren im Karpatenbecken die Dokumentationsgrundlagen zum Ausarbeiten, bzw. Verfeinern einer auf Biochronologie/Biostratigraphie gegründeten terrestrischen Stratigraphie eher für die nachfolgenden Zeitspannen vorhanden.

Diesem Umstand ist es zu verdanken, dass wir unsere klassische (malakologische) Pannonstratigraphie\* dem europäischen terrestrisch-stratigraphi-

\* Verfasser verwendet den Begriff der pannonischen Formationen gemäss der ersten Formulierung durch L. Roth (1879), d. h. darunter versteht er den ganzen Komplex zwischen dem Sarmat und Pleistozän.

schen System anzuschliessen, bzw. ihre Einheiten chronologisch mit dessen auf andere Grundlagen aufgebautem, abweichendem stratigraphischem Schema zu vergleichen imstande sind.

Zur terrestrisch-erdgeschichtlichen Gliederung der pannonischen Formationen hat die Gliederung von POMEL (1853) erweitert durch GAUDRY (1878) die Grundlage geliefert; ihre Einteilung hat ein unteres und ein oberes Glied mit Hipparion-Fauna unterschieden. Diese Gliederung wiederholte ungefähr ein Jahrhundert später auch CRUSAFONT-PAIRÓ (1950, 1965). Diese zwei Glieder sind:

Eppelsheimium (POMEL 1853) — dessen terrestrisches Synonym Valle-sium (CRUSAFONT-PAIRÓ 1950) ist.

Baltavárium (GAUDRY 1878) — mit den terrestrischen Synonymen: Pikerium (CRUSAFONT-PAIRÓ 1950), bzw. nach dem Widerruf dieser Benennung Turonium (CRUSAFONT-PAIRÓ 1965).

Die Gliederung des Pannons (noch richtiger: der Hipparionen-Faunen) in zwei Teile durch POMEL bzw. GAUDRY, stimmt nicht nur mit der ungarischen, auf malakofaunistische und Sedimentationsangaben basierten Pannon-Stratigraphie überein; sondern sie kann als Vorläufer vieler späterer ausländischer Gliederungsversuche betrachtet werden.

Die westlichen Stratigraphien sind — mit der Ausnahme bei MEIN — bei dieser Zweigliederung des „Pontien“ stehen geblieben; nur MEIN hat eine weitere Aufteilung versucht, dies blieb aber, z. T. verursacht durch die voneinander weit entfernten Gegenden gewählten Typen, in einem Versuchsstadium (MEIN 1971, 1975).

Unsere sehr reichen Hipparion-Faunen und ihre ca. 200 Fundstellen im Karpatenbecken (KRETZOI, 1982) ermöglichen uns die Periode der Hipparion-Faunen, d. h. das Pannon aufgrund von aus relativ homogenem, geschlossenem Gebiet genommenen und eher chronologisch sukzessionsartigen bzw. zonale-klimaveränderungsbedingten Typen zuverlässiger weiterzugliedern.

Im Sinne des Obenerwähnten ergibt das Pannon (von oben nach unten) das folgende biochronologisch-stratigraphische Schema:

- Baltavárium (GAUDRY, 1878)
  - Bérbaltavárium (KRETZOI, 1976)
  - Hatvanium (KRETZOI, 1969)
  - Sümegium (KRETZOI, 1969)
  - Csákvárium (KRETZOI, 1959)
- Eppelsheimium (POMEL, 1853)
  - Rhenohassium (KRETZOI, 1976)
  - Bodvaium (KRETZOI, 1975)
  - Monacium (KRETZOI, 1969)

Obwohl die Basis des Biosukzessions-Systems eine genetisch-paläobiogeographische Beziehung zwischen den Säugetierfaunen ist, wo der Inhalt der einzelnen Einheiten durch die taxonale Zusammensetzung bestimmt ist, sind die Grenzen vorerst durch das plötzliche und eventuell dominante Auftreten von neuen Faunenelementen, in zweiter Reihe durch das massenhafte Verschwinden von alten Faunenelementen bedingt. Nachdem die lebensgeschichtlichen Veränderungen nur Reflexionen der erdgeschichtlichen Vorgänge sind, haben wir die biochronologisch/stratigraphischen Einheiten immer nach grösseren erdgeschichtlichen Ereignissen gruppiert. Gleichzeitig haben wir auch auf den Vergleich mit anderen stratigraphischen Gliederungsergebnissen Ge-

wicht gelegt, und wenn diese Resultate nicht mit unseren Feststellungen in Widerspruch standen, versuchten wir eine Parallelisierung. Absolutchronologische Parallelisierungen waren für uns nur aufgrund ausländischer Angaben möglich, paläomagnetische Messungen konnten wir aber mit Erfolg chronologisch Einstufen.

Um Wiederholungen zu vermeiden, fassen wir zuerst die Angaben über einzelne, feinere Gliederungseinheiten zusammen und erst nachher ziehen wir die untere und obere Grenze der Pannonformation, bzw. geben wir die Merkmale der Zweiteilung des Pannons.

## Monacium

*Verfasser:* M. KRETZOI

*Aufstellungsjahr:* 1969

*Originale-Publikation:* A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlatja — Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17 (93): pp. 179—198 (ung.), pp. 198—204 (eng.).

*Biochrono- und Stratotyp:* München (= Monacum), Fauna der Flinzsand-Vorkommen (STROMER 1928, 1937, 1938, 1940; DEHM, 1949, 1951, 1955; FAHLBUSCH 1964), welche zuerst von STROMER als ein oberes Glied der oberen Süßwassermolasse in das untere Pliozän eingestuft wurde (STROMER 1928 etc.).

*Definition:* Die Definition des Monacium ergibt sich aus dem Zusammenreffen von vier Elementen und zwar: 1. eine typische obermiozäne Faunenzusammensetzung mit kaum weiterentwickelten Elementen, 2. vollkommenes Fehlen von Hipparion, und 3. das überall auf dieselbe Schweissand/Glassand-Fazies beschränkte Vorkommen der dem obersten Miozän (Oeningium/Sarmatium) ähnlichen Faune der Oberen Süßwassermolasse, der Flinzsande und Schweissande Südbayerns, Niederösterreichs bis zum Karpatenbecken wie die Schweissande von Sopron (Bohrsche Grube), untere Pannonschichten der Sandgrube von Balatonakarattya, Schweissandgrube von Diósd, etc.; im Karpatenbecken überlagern sie das Sarmat oder ältere Formationen diskordant und zeigen eine typische unterpannonische Molluskenfauna. (Congerien-Fauna), die sich von dem des Brack-Sarmats scharf abtrennt (VITÁLIS 1951).

*Fauna:* Von den Wirbeltieren (Säugetiere) sind die Insektenfresser des oberen Miozäns (Miosorex, Trimylus, Galerix, Lantanotherium, Desmanella), die Nagetiere (Csákváromys, Miopetaurista, Albanensia, Steneofiber, Keramidomys und wechselreiche Gliriden-Fauna, Democricetodon, Cotimus, Anomalomys) zu erwähnen. Von Hasenförmigen sind Prolagus und Amphilagus zu erwähnen. Eine ganz neue Form ist die eine Arvicoliden-Verwandschaft andeutende Gattung Microtocricetus. Unter den Huftieren finden wir neben Formen des oberen Miozäns (*Anchitherium aurelianense*, Conohyus) sowie mehr entwickelte direkte Abkömmlinge von anderen ebenfalls miozänen Formen; von Rüsseltieren die *Deinotherium laevius-giganteum*-Form, sowie „*Mastodon*“ *angustidens-longirostris* (d. h. den Wechsel zwischen Gomphotherium und Tetralophodon) und zuletzt dringen die Boviden-Formen (Miotragocerus-Pikemicrus-Linie, Dystychoceras etc.) vor. Die Molluskenfauna zeigt einen scharfen Bruch gegen die Sarmatfaunen (BARTHA, 1971, 1974; KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1983), es kommen ganz neue, miobrackische (Pannonbrack) Faunenelemente

(*Limnocardium praeponticum*, *Orygoceras*, *Melanopsis*) vor. Die Ostracoden Fauna ist wahrscheinlich die von ZALÁNYI beschriebene *Heterocypris*-Fauna (ZALÁNYI 1942, 1944).

*Flora*: Die Flora ist zur Zeit unbekannt; wahrscheinlich sind ihre Floren dem oberen Miozän einverleibt worden, als dessen „humider“ oberer Teil.

*Ökologische Verhältnisse*: Nachdem die bekannten Fundorte ausnahmslos an fluviatile, bzw. Strandablagerungen des Mollassenmeeres gebunden sind, die zusammengeschwemmtes Fossilmaterial lieferten, ist es schwer zu beurteilen, ob diese Zeitspanne einen wesentlichen Unterschied gegenüber den sarmatischen (oeningischen) Trockenwaldverhältnissen bedeutet, genauer gesagt, ob sie überhaupt eine Humidisation andeutet.

*Grenzen*: Untere Grenze: Infolge der Unsicherheit der Grenzziehung, ja sogar Unterscheidung zwischen den Faunenhorizonten des obersten Miozäns (*Grivium*, *Oeningium* etc.), kann die Grenze gegen das *Monacium* eher sedimentologisch bestimmt werden; d. h. in den marginalen Ausbildungen des Karpatenbeckens aufgrund der über die Sedimentdiskordanz (Miozän-Pliozän-Grenze) folgenden Basiskonglomerat-Grobschotter-Grobsand-Sukzession und ihrer Molluskenfauna von pannonischem Typus, und im Beckeninneren-Fazies anhand der über das Sarmat folgenden sapropelischen Ablagerungen und der diesen überlagernden Schichten mit *Heterocypris*-Fauna.

*Verbreitung*: Da die Abtrennung der monacischen Fauna von Faunen nach unten noch ungeklärt und so zur Zeit säugetierfaunistisch schwierig ist, scheint es einfacher zu sein, aus der bekannten Verbreitung der lithologischen Formationen dieser Periode auszugehen, d. h. diese Grenze auf das Abschlussglied der Süßwassermolassen des Gebietes des westlichen Paratethys-Flügels und — im Karpatenbecken — mit der Regression (oder dem Verschwinden) des Sarmatmeeres folgen zu lassen und das *Monacium* mit den unterpannonischen Transgressionssedimenten zu beginnen. Es sollte besonders betont werden, dass solche Sedimente überall dort an der Oberfläche erhalten geblieben sind, wo der altpaläozoische Kristallinrand des abgesunkenen alten Massivs während der unterpannonischen (aber dem *Monacium* folgenden) Absenkung des mesozoischen Geosynklinalzuges stellenweise an der mesozoischen Saumstreifen-Oberfläche blieb. Damit ist es zu erklären, dass die späteren, vielmehr ausgedehnten Pannontransgressionen diese nicht überlagert haben. Die Fundorte kommen demzufolge am Nordrand der oberen Süßwassermolasse (München-Aumeister, Grosslappen, Marktl, Hammerschmiede) und im Karpatenbecken am Rand der abgesunkenen mesozoischen Geosynklinale (Sopron, einstige Sandgrube von Bohr, unterer Abschnitt der Sandgrube von Balatonakarattya, Schweissandgrube von Diósd, etc.) vor.

### Bodvaium

*Verfasser*: M. KRETZOI

*Aufstellungsjahr*: 1975

*Originale-Publikation*: M. KRETZOI (1975, Oct. 16): New ramapithecines and Pliopithecus from the Lower Pliocene of Rudabánya in northwestern Hungary — *Nature*, 257 (5527), pp. 578—581; KRETZOI M. — KROLOPP E. — LÖRINCZ H. — PÁLFALVY I. (1976): A rudabányai alsó-pannóniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete — *Flora, Fauna und stratigra-*

phische Lage der unterpannonischen Prähominiden-Fundstelle von Rudabánya (NO-Ungarn). — MÁFI Évi Jel. 1974-ról. pp. 365—384 (ung.), pp. 384—394 (dtsch.).

*Biochrono- und Stratotyp:* Rudabánya-2, pannonische Sand/Ton-Folge und deren Fauna (KRETZOI et al. 1976). Der Name stammt vom Bodva-Fluss, der die Berge von Rudabánya in SW—NE und SE—NW-Richtung begleitet, bzw. durchschneidet.

*Definition:* Von den Faunen des Monacium trennt sich Bodvaikum zunächst durch die Invasion und die plötzlich eingetretene Dominanz der nordamerikanischen Gattung Hipparion, zu welcher noch das letzte Auftreten oder Verschwinden anderer Miozänrelikten hinzukommt. Die originale Definition lautet wie folgt: „... the fauna resembles that of Eppelsheim (Eppelsheimian), but certainly antedates it (Bodvaian) and thus should be dated as more or less synchronous with the invasion of Hipparion in Europe“ (KRETZOI 1975, p. 578).

#### *Fauna:*

Wirbeltiere: Salamandridae, *Bargmannia* sp., Discoglossidae, *Miopelobates* sp., *Pliobatrachus* cf. *lángylae*, *Bufo* sp., *Rana* sp. I—II., *Trionyx* sp., *Geoemyda* cf. *euryeia*, *Testudo* cf. *kalksburgensis*, *T.* cf. *strandii*, *Testudo* sp. I—II., *Lacerta* sp., *Ophidia* ind., *Falco* sp., *Palaeortyx* sp., *Striges* ind., *Aves* div., *Talpa* sp., *Scaptochirus* cf. *dolichocheir*, *Desmanella* sp., *Trimylus* cf. *neumayrianus*, *Anourosorex kormosi*, *Petényia dubia*, *Petényiella* cf. *repenningi*, *Miosorex* cf. *grivensis*, *Dimylechinus* sp., *Plesiodymys* cf. *chantrei*, *Galerix* cf. *socialis*, *Lantanotherium* sp., ?*Dinogalerix* sp., *Erinaceinae*, *Anapithecus herenyáki*, *Rudapithecus hungaricus*, *Bodvapithecus altipalatus*, *Chiroptera* ind., *Sciurus* sp. I—IV., *Csákváromys bredai*, *Albanensia albanensis*, *A. grimmii*, *Miopetaurista gaillardi*, *Pliopetes* sp., *Blackia miocaenica*, „*Chloromys*“ *minutus*, *Leptodontomys catalaunicus*, *Microdyromys* sp., *Muscardinus* sp., *Pentaglis meini*, *Paraglitulus* cf. *lissiensis*, *Glis* sp., *Eumyarion bifidum*, *Democricetodon gaillardi freisingensis*, *D.* cf. *breve*, *Ctenocricetodon altior*, *Anomalomys* cf. *gaillardi*, *Microtocricetus molassicus secundus*, *Prospalax petteri*, *Amphicyon* cf. *intermedius*, *Agnotherium antiquum*, *Rudacyon simplex*, *Galeotherium* cf. *pannonicum*, *Martes* sp., *Eomellivora* sp., *Paralutra* cf. *transdanubica*, *Semigenetta steinheimensis*, *Sansanosmilus steinheimensis*, *Styriofelis* sp., *Pantherinae*, *Amphilagus fontannesi*, *Miomastodon* sp., *Stegotrabelodon grandincisivus*, *Tetralophodon longirostris*, *Platybelodon terminans*, *Anchitherium australianense*, *Hipparion intrans*, *Tapirus prisceus*, *Chalicotherium goldfussi*, *Aceratherium incisivum*, „*Didermocerus*“ cf. *steinheimensis*, *Brachypotherium goldfussi*, *Korynochoerus palaeochoerus*, *Conohyus ferreus*, *Listriodon splendens*, *Micromeryx* sp., *Cervavitus* cf. *esterházyi*, *Lagomeryx* cf. *celer*, *Dorcatherium nauii*, *Dystyloceras* sp., „*Tragocerinae*“ ind. — Wirbellose-Fauna: Die terrestrische Süßwasserfauna (Mollusken) wird jetzt bearbeitet; die pannon-brack Mollusken — *Congeria banatica*, *Paradaena lenzi*, *P. abichi*, örtlich auch Formen wie *Brotia escheri* — repräsentieren in der Beckenauffüllung den mittleren Teil des Unterpannons, den sog. banatica-abichi-Horizont der Lokalstratigraphie (Bartha, 1974, 1975; Korpás-Hódi, 1983).

*Flora:* die artenreiche Flora von Rudabánya ist als Typus der Flora dieser Stufe weitgehend charakteristisch, doch ist sie infolge der noch ungeklärten stratigraphischen und Sukzessionsprobleme der obermiozänen Horizonte zurzeit nach unten nicht abgegrenzt worden. Die geographische Lage und hydrographischen Verhältnisse machen sie trotzdem zu einer lokalen Rekonstruktion der ökologischen Zonation vom Moor- oder Seespekt bis zum Trockenlaubwald geeignet.

*Ökologische Verhältnisse:* Aufgrund des reichen Florenmaterials und Faunenbildes kann man annehmen, dass mit dem Monacium beginnend im Karpatenbecken eine Transgression stattfand, wo sich seit dem Miozän der subtropisch—mediterrane Charakter kaum veränderte und wo ein humideres und vielleicht auch wärmeres Klima herrschte.

*Grenzen:* Die untere Grenze kann mit dem plötzlichen Auftreten der Gattung *Hipparion* gut bestimmt werden, während die obere Grenze mit dem Verschwinden einer Reihe von typischen miozänen Faunenelementen (s. die Definition des Rhenohassium) gekennzeichnet werden kann.

*Verbreitung:* Aufgrund der Sedimentausbildung und der charakteristischen Molluskenfauna wissen wir wenig über die gegenwärtige areale Verbreitung des Bodvaium, doch sind u. a. in der Sedimentenfolge des Alföld-Gebietes die lignitischen Serien mit warmen Florenpollen-Indikationen (Palmen etc.) weit verbreitet.

## Rhenohassium

*Verfasser:* M. KRETZOI

*Aufstellungsjahr:* 1979

*Originale-Publikation:* M. KRETZOI—M. PÉCSI (1979): Pliocene and Pleistocene Development and Chronology of the Pannonian Basin. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22. pp. 3—33. Table I.

*Biochrono- und Stratotyp:* Der Dinotherien-Sandkomplex im Rheingraben, bzw. die Wirbeltier-Fauna von Eppelsheim (auch Typuslokalität des Eppelsheimium).

*Definition:* Das Regressionsendglied des Eppelsheimium (Unterpannon) kann zum Teil aufgrund der schon fehlenden miozänen Relikte aus dem Bodvaium (Sansanosmilus, die meisten Amphicyoniden, ?Microtocrictus etc.) und Auftreten von neuen Elementen (*Machairodus*, *Microstonyx*, grosswüchsige Agriotheriidae etc.) und sogar einiger neuen und zum Teil dominanten Arten der durchgehenden Gattungen (*Hipparion intrans* wird durch *Hipparion primigenium* ersetzt usw.) gut abgegrenzt werden.

### Fauna:

Säugetierfauna (Eppelsheim): *Chalicomys jaegeri*, „*Chloromys*“ *minutus*, *Pliopithecus eppelsheimensis*, *Paidopithecus rhenanus*, *Pseudarctos* cf. *bavaricus*, *Simocyon dia-phorus*, *Amphicyon eppelsheimensis*, *Agnotherium antiquum*, *Dinocyon thenardi*, *Galeotherium depéreti*, „*Indarctos*“ *arctoides*, *Eomellivora* sp., „*Limnonyx*“ *pontica*, „*Sivonyx*“ *hessicus*, *Ictitherium robustum*, *Machairodus aphanistus*, *Paramachairodus ogygius*, „*Felis*“ *diluviana*, „*F.*“ *prisca*, *Turicius turicensis*, *Gomphotherium angustidens*, *Tetralophodon longirostris*, *Deinotherium giganteum*, *Chalicotherium goldfussi*, *Tapirus priscus*, *Anchitherium aurelianense*, *Hipparion primigenium*, *Aceratherium incisivum*, „*Dicerorhinus*“ *schleiermacheri*, „*D.*“ *belvederensis*, *Brachypotherium goldfussi*, *Korynochoerus palaeochoerus*, „*Microstonyx*“ *antiquus*, *Conohyus „simorrensis“*, *Dorcatherium navi*, „*Euprox*“ *dicranocerus*, *Amphiprox anocerus*, „*Cervus*“ *nanus*, „*C.*“ *partschi*, „*Palaemeryx*“ sp. — Von den Wirbellosen stehen uns keine lokalen Angaben zur Verfügung.

*Flora:* Infolge mangelnder Kenntnisse über die obermiozänen-unterpliozänen Florensukzessionen ist eine Kennzeichnung des rhenohassischen Vegetationsbildes vorderhand nicht möglich.

*Ökologische Verhältnisse:* Wahrscheinlich mehr kontinentale Klimaverhältnisse im Vergleich mit denen im Bodvaium.

*Grenzen:* Unten das Verschwinden der Formen des Bodvaium (*Sansanosmilus*, *Microtocrictus*) und das Auftreten neuer Gattungen (*Microstonyx*, „*Indarctos*“, *Machairodus*, etc.) oder Wandel im Artenbestand (statt *Hipparion intrans* tritt *primigenium* auf). Nach oben ist das Verschwinden der mio-

zänen Relikten-Gattungen (*Korynochoerus*, *Conohyus*, *Deinotherium giganteum*, Anthropoiden) bezeichnend.

*Verbreitung:* Die bekanntesten Ablagerungen diesen Alters sind die Dinotherien-Sande im Rheingraben als Abschlussglied des „Unterpannons“. Aus dem Karpatenbecken sind vor allem die als *Congeria banatica*-Horizont bezeichneten Ablagerungen bekannt. Hierher wird auch die Wirbeltier-Fauna der Asphalttsande zwischen Tataros und Derna eingestuft (*Trionyx nopcsai*, *Anhinga hungarica*, *Chalicomys jaegeri*, *Tetralophodon longirostris*, *Hipparion primigenium*, *Tapirus priscus*, „*Dicerorhinus*“ *schleiermacheri*, *Korynochoerus palaeochoreus*, „*Microstonyx*“ *erymanthius*, „*Procacpreolus lóczyi*“).

### Csákvárium

*Verfasser:* M. KRETZOI

*Aufstellungsjahr:* 1959

*Originale-Publikation:* Élétföldtani vizsgálatok módszertani jelentősége és eddigi eredményei. — MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 23 (3—4), pp. 365—378.

*Biochrono- und Stratotyp:* Die reiche Hipparion-Fauna führenden Phosphoritsablagerungen der Esterházy-Höhle bei Csákvár mit Übergang zu den *Congeria ungula caprae*-Schichten im Vorraum.

*Definition:* Die miozänen Faunenelemente treten stark zurück, während sich die Hipparion-Faunen mit neuen, von Südosten (wahrscheinlich Südasien) her einströmenden Arten verstärken. An die Stelle der primitiven Cricetiden tritt *Neocricetodon*. Als Neuankömmlinge erscheinen massenhaft die Muriden, Ochotoninen, Leporiden und Hystriciden. Von den Raubtieren verschwinden allmählich die Amphicyoniden und die Hereinströmung von Hyänen fängt an. Von Machairodontiden verschwinden die miozänen Formen. An die Stelle von *Deinotherium giganteum* tritt das riesengrosse „*D.*“ *proavum* auf; neu ist die Hipparion-Art gleichwie die Gattung *Tapiriscus*, die an die Stelle von *Tapirus* tritt. Von der Suiden-Fauna fehlen schon die miozänen Elemente und ihre Stelle nehmen die mit den Siwalik-Formen in Verbindung stehenden Vertreter des „*Microstonyx*“-Formenkreises ein. Ganz neue zwergwüchsige Cerviden (*Cervavitus*, *Cervaviscus*) kommen zum Vorschein. Die Fauna der Boviden wird mannigfaltig, z. T. durch Einwanderung aus dem Südosten.

Das Faunenbild fällt mit dem *Congeria ungula caprae*-Horizont der Malakologie zusammen.

#### Fauna:

Wirbeltiere (Csákvár): *Clarias* sp., *Leuciscus* sp., *Bufo* cf. *bufo*, *Rana* cf. *temporaria*, Trionychidae, *Clemmys hungarica*, *Testudo csákvárensis*, Lacertidae, Colubridae ind., Viperidae ind., *Cygnanser csákvárensis*, *Pliogrus pentelici*, *Bubo florianae*, *Aves* ind. I—II., *Galerix hipparionum*, Soricidae ind. I—II., *Amblycoptus vicinus*, *Rhinolophus csákvárensis*, *Rh. talonifer*, *Rh.* cf. *lugdunensis*, *Vespertilionidae* ind., *Csákváromys sciurinus*, *Chalicomys jaegeri*, „*Chloromys*“ *minutus*, *Dipoides problematicus*, Glires ind. I—III., *Neocricetodon schaubi*, *Parapodemus albae*, *Miohystris parvae*, cf. *Alilepus* sp., *Galeotherium pannonicum*, *Agriotherium* sp., *Amphicyonidae* ind., *Simocyon hungaricus*, *Mustelidae* ind. I—III., *Paralutra transdanubia*, *Paranhydriodon csákvárensis*, *Eomellivora hungarica*, *Protictitherium csákvárense*, ?*Ictitherium* sp., *Hyaenictitherium* (?) sp., *Allohyaena kadici*, *Adcrocuta advena*, *Felidae* ind. I—II., *Parapseudailurus osborni*, *Paramachairodus hungaricus*, *Leontoceryx* cf. *bessarabiae*, *Machairodus* cf. *aphanistus*, *Gomphotherium longirostre*, „*Zygotophodon*“ sp., *Hipparion csákvárense*, *Hipparion* sp., *Tapiriscus pannonicus*, *Chalicotherium goldfussi*, „*Dicerorhinus*“ cf. *orientalis*, *Brachypothe-*



*rium* cf. *goldfussi*, *Didermocerinæ* ind., „*Microstonyx*“ cf. *erymanthius*, *Dorcatherium naui*, *Euprox* cf. *furcatus*, *Cervavitus esterházyi*, *Cervavitus mimus*, *Cervaviscus hylae*, *Csákvárotherium hungaricum*, *Palaeotragus* sp., *Lagomeryx celer*, *Tragoreas oryxoides*, *Miotragocerus* (?) *csákvárens*, *Pikermicercus platyceros*, *Dystychoceras foveatus*, *Graecoryx esterházyi*, *Bovidae* ind. I—II., *Procapra capricornis*, *Procapra* sp. — Weichtiere: Die Molluskenfauna kann von den vorherigen Horizonten durch die Formen des *Congeria ungula caprae*-Horizontes unterschieden werden. Dazu denen sich noch die Vertreter von *Dreissena* als Neuankömmling gesellen. Die Abgrenzung gegen den *C. rhomboidea*-Horizont ist z. T. faziell bedingt, dementsprechend problematisch.

*Flora*: Unbekannt.

Die ökologischen Verhältnisse zeigen keine nennenswerte Veränderung im Vergleich zum Rhenohassium, wenn nicht in dem Umstand, dass die Fauna der Antilopen und besonders die Gazellen — mindestens im Vergleich zum Bodvaium — auf eine allmähliche Ausdehnung der trockenen Graslandgebiete hindeuten, hauptsächlich in den geomorphologisch höheren Hügelland- bis Mittelgebirgszonen.

*Grenzen*: Für die Bestimmung der unteren Grenze genauso wie der oberen, stehen uns ausser den von den Typusfaunen trennenden faunistischen Unterscheidungsmerkmalen kein anderes diagnostisches Merkmal zur Verfügung. Umso wichtiger ist es, dass die charakteristischsten Indexfossilien von Csákvár (*Tapiriscus*, *Cervavitus* etc.) auch bei Dorn-Dürkheim im Mittelrheingraben vorhanden sind, d. h. letztere ist auch typisch.

*Verbreitung*: Die areale Verbreitung ist im Karpatenbecken praktisch durch den gut bekannten *Ungula caprae*-Horizont gegeben. Angesichts der typischen Fauna von Csákvár zeugt die Lokalität Dorn-Dürkheim von einer weiten zonalen Verbreitung des Faunentypus.

## Sümegium

*Verfasser*: M. KRETZOI

*Aufstellungsjahr*: 1969

*Originale-Publikation*: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázolata — Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17 (93), pp. 179—198 (ung.), pp. 198—204 (eng.).

*Biochronotyp*: Fauna der Spaltenausfüllungen im kretazischen Kalkstein des Steinbruchs von Sümeg-Gerinc (Wirbeltier-Fauna).

*Diagnose*: Im Artbestand gegenüber der von Csákvár bildet eine ganz veränderte Hipparion-Fauna, mit Hereinströmen der südlichen Arten bzw. der Gattungen der mitteleuropäischen Faunen (*Hyaenictis*, *Hipparion* „matthewi“), mit einigen isolierten Formen (*Allopalax*), die manchmal eine Verbindung mit Afrika zeigen (*Graphiglis*), sogar nach Innerasien hindeuten (*Ovine*). All diese sind im Mitteleuropa auf diesen Faunenhorizont beschränkt. Diese Fauna schliesst sich mit ihren mediterranen Verbindungen gut dem *Congeria triangularis-balatonica* Horizont an, und zeigt ein ähnliches Vegetationsbild (*Petőfibánya*) von warmem Klima (mit Palmen), wie es mit dem *Bodvaium* der Fall war.

*Fauna*:

Wirbeltiere (Sümeg, Gerinc): *Pelobates* sp., ?*Hyla* sp., *Ranidae*, *Lacerta* sp., *Varanus marathoniensis*, *Ophidia* ind., *Testudo* sp. I—II., *Clemmys* (?) sp., *Falconidae* ind., *Perdi-*

*cidae* ind. I—II., *Passeriformes* ind., *Aves* ind., *Talpa* sp., *Desmana* sp., *Trimylus* cf. *sansaniensis*, „*Anourosorex*” *kormosi*, *Amblycoptus* cf. *vicinus*, *Petényia* *dubia*, *Petényiella* *repenningi*, *Dimylechinus* (?) sp., *Plesiodimylus* (?) sp., *Galerix* *sociabilis*, *Lantanotherium* sp., *Erinaceus* sp., *Rhinolophus* sp. (cf. *ferrumequinum*), *Myotis* sp. I—II., *Vespertilionidae* ind. I—II., *Csákváromys* cf. *sciurinus*, *Allospalax* *plenus*, *Graphiglis* *nanus*, *Miodromys* *alter*, *Muscardinus* cf. *gemmula*, *Glis* sp., *Neocerictodon* cf. *schaubi*, *N. transdanubicus*, *Parapodemus* cf. *albae*, *Progonomys* cf. *cathalai*, *Murinae* ind., *Protictitherium* *sümegeense*, *Ictitherium* sp., *Hyaenictis* *graeca*, *Lycyaena* *chaeretis*, *Mustelidae* ind., *Atticofelis* cf. *attica*, *Parapseudailurus* cf. *osborni*, *Prolagus* *oeningensis*, *Hipparion* *sümegeense*, *Hemhipparion* cf. *minus*, *Aceratherium* *incisivum*, *Suidae* ind., *Lagomeryx* sp., *Micromeryx* sp., *Pikermicerus* sp., *Tragocerinae* ind. I—III., *Ovicaprinae* ind., *Procapra* sp. — Ausser diesen kann man noch von Györszentmárton (Pannonhalma) ergänzend *Eomellivora* *orlovi*, *Agriarctos* *vighi*, *Deinotherium* *proavum*, *Helladotherium* *duvernoyi*, *Procapra* *collispannoni* erwähnen. — Die Weichtier-Fauna ist durch die bereits erwähnte *Congeria* *balatonica*-triangularis Fauna charakterisiert, wenn auch nicht in Stratigraphischem Zusammenhang mit der Wirbeltier-Fauna des Stratotypus, doch in einer Vergesellschaftung, die sowohl in der Lokalität Rózsaszentmárton, als auch in Györszentmárton korreliert werden kann. Die Ostracoden-Fauna ist noch nicht korreliert.

Die Flora der Stufe ist in der warm—humiden Vegetation von Rózsaszentmárton mit Palmen (PÁLFALVY 1952), wenn auch nur in einer Sumpffazies, bekannt.

**Ökologische Verhältnisse:** Obwohl die Fauna des Stratotypus eine trockene, warme Karstoberfläche und die Flora (Rózsaszentmárton) eine Sumpfküstenfazies vertritt, beweisen die Merkmale der Fauna (südliche Verbindungen) und der Flora (subtropische Elemente, Palmen usw.) eindeutig die ökologischen Gegebenheiten einer warmen Periode.

**Grenzen:** Die Grenzziehung zwischen den Wirbeltierfaunen von Csákvár und Hatvan ist nur aufgrund einiger charakteristischen Faunenelemente möglich, wobei die Molluskenfauna eine bessere Abgrenzung gestattet.

**Verbreitung:** Im Karpatenbecken kann die areale Verbreitung aufgrund der Molluskenfauna bestimmt werden, die drei sicheren und ca. ein Dutzend sporadischen Wirbeltierfaunen-Funde sind dazu beschränkt geeignet. Ausserkarpatische Korrelationen sind mit einigen mäotischen Fundorten möglich.

## Hatvanium

Verfasser: M. KRETZOI

Aufstellungsjahr: 1969

**Originale-Publikation:** A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biostratigráfiajának vázlatja — Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl. 17 (93). pp. 179—198 (ung.), pp. 198—204 (eng.).

**Biochrono- und Stratotyp:** Profil der Tongrube der städtischen Ziegelei von Hatvan, mit Wirbeltier- und Molluskenfauna.

**Diagnose:** Diese Abschluss-Stufe des Pannon-Brack ist im Gegensatz zu der Sümegeger Fauna (Beziehungen nach Süden) durch ihr Vertebratenmaterial mit Taxonbestand von deutlichen nordchinesischen-sibirischen-mäotischen Beziehungen, durch ihre mitteleuropäische Laubwald-Flora und durch die mit dem *Congeria* *neumayri*-Horizont parallellisierbaren Sedimentgruppe gekennzeichnet.

*Fauna:*

Wirbeltiere: *Mesopithecus pentelici*, *Chalicomys jaegeri*, *Agriarctos gaáli*, *Heterictis marticeps*, *Proboscidea* ind., „*Dicerorhinus*“ cf. *pikermiensis*, *Rhinocerotidae* ind., *Hipparion* sp., „*Microstonyx*“ cf. *erymanthius*, *Helladotherium duvernoyi*, *Cervocerus novorossiae*, *Tragocerinæ* ind. — Die Weichtier-Fauna (zusammen mit der Wirbeltier-Fauna) ist als *Congeria neumayri* Fauna gut bekannt und bevölkert den letzten Abschnitt der pannonbrack-lakustrischen Sedimentation im Inneren Karpatenbecken.

*Flora:* Mitteleuropäische Laubwald-Florenelemente (Hatvan).

*Ökologische Verhältnisse:* Die scharf veränderte, von nordöstlichen Beziehungen zeugende Zusammensetzung der Fauna, ebenso wie der mitteleuropäische Laubwaldcharakter der Flora, weist (wahrscheinlich in engem Zusammenhang mit der Auffüllung des Pannonsees) darauf hin, dass sich im Karpatenbecken die Klimaverhältnisse in kälter-kontinentaler Richtung verschoben haben.

*Grenzen:* Die untere Grenze kann in ihrer die Lignitserien Sümeger Alters überlagernden Ausbildung gut gezogen werden, während die obere Grenze lithologisch von der fluvioterrestrischen Schichtenfolge des Baltavárium kaum getrennt werden kann, da uns ein direkter Kontakt, d. h. eine Übereinanderlagerung der beiden Formationen praktisch unbekannt, bzw. durch fossilere Sandablagerungen vertreten ist.

*Verbreitung:* Aufgrund der zwei bekannten Vorkommen im Karpatenbecken (Hatvan, Galgamácsa) und einiger Streufunde kann die areale Verbreitung der Sedimente dieser Stufe nicht bestimmt werden; malakologische Befunde sind zwar viel häufiger, doch nicht so zahlreich, um eine sichere Information über die zerstückelte areale Ausbreitung geben zu können.

### Bérbaltavárium

*Verfasser:* M. KRETZOI

*Aufstellungsjahr:* 1976.

*Originale-Publikation:* KRETZOI et al.: A rudabányai alsó-pannóniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzetét — Flora, Fauna und stratigraphische Lage der unterpannonischen Prähominiden-Fundstelle von Rudabánya (NO-Ungarn). — MÁFI Évi Jel. 1974-ről: pp. 365—384 (ung.), pp. 384—394 (dtsh.).

*Stratotyp:* Baltavár (jetzt Bérbaltavár), Szöllőhegy, alter Strasseneinschnitt der Strasse Budapest—Wien (Bécsi út).

*Diagnose:* Im Gegensatz zu den älteren Hipparion-Faunen, kommt während des Bérbaltavárium ein Artenbestand vor, der das waldlose, trockene Busch/Grasland-Biotop bevorzugt und demzufolge eine — besonders quantitativ — stark veränderte taxonale Zusammensetzung (mit Hipparion-Gazellen-Dominanz) aufzeigt. Die Faunenzusammensetzung passt ganz dem Biotop des der Austrocknungsperiode des Pannonsees gefolgtten ariden Klimas der kontinentalen Periode an (Wüstenbildung: LÓCZY 1911 — „Messinian salinity crisis“).

*Fauna:*

Wirbeltiere: *Pelobates robustus*, *Bufo* cf. *bufo*, *Rana* cf. *esculenta*, *R. batthyányii*, *Anguis polgárdiensis*, *Ophisaurus pannonicus*, *Coluber caspius*, *C. hungaricus*, *Elaphe kormosi*, *Natrix* cf. *natrix*, *N.* cf. *tessellata*, *Vipera gedulyi*, *V.* cf. *aspis*, *V.* cf. *ammodytes*,

*Testudo kalksburgensis*, *Mergus* sp., *Gallus* sp., *Coturnix* (?) sp., *Lanius* sp., *Aves* ind., „*Sorex*“ sp., „*Crociodura*“ sp., *Amblycoptus oligodon*, *Talpa* sp., *Scaptonyx* cf. *dolichocheir*, *Mygalinia hungarica*, *Desmana pontica*, *Erinaceus* sp., *Mesopithecus pentelici*, „*Citellus*“ sp., *Muscardinus molaris*, *Chalicomys jaegeri*, *Parapodemus schaubi*, *Cricetus kormosi*, *Anomalomys viretschaubi*, *Lamprodon primigenius*, *Prolagus* sp., *Alilepus hungaricus*, *Simocyon* cf. *primigenius*, *Indarctos ponticus*, *Nannomephitis crassus*, *Eomellivora hungarica*, *Mustelidae* ind., *Polgárdia pannonica*, *Paramartes pocoocki*, *Ictonychinae* ind., *Ictitherium* cf. *robustum*, *I. pannonicum*, *Hyaenulopez hungaricus*, *Aderocuta eximia*, *Atticofelis* sp., *Parapseudailurus* cf. *osborni*, *Paramachairodus hungaricus*, *Machairodus leoninus*, *Deinotherium proacum*, *Tetralophodon longirostris*, cf. *Aceratherium incisivum*, „*Dicerorhinus*“ cf. *schleiermachersi*, „*Microstonyx*“ cf. *erymanthius*, *Helladotherium duvernoyi*, *Procapreolus löczyi*, *Pikermicrus* sp., *Tragocerinae* ind., *Procpra baltavarensis*. — Die Weichtier-Fauna ist eine sogenannte „*Unio wetzleri*“ Fauna die sich der terrestrisch-fluviatilen Ökologie anpasst.

Die Paläoflora ist unbekannt, besser gesagt, ihre Zugehörigkeit noch ungeklärt (*Salix*-Flora?).

Die untere Grenze kann sowohl in der Wirbeltier-Fauna als auch in der Weichtier-Fauna eindeutig gezogen werden; lithologisch kann man die Grenze gegen das lakustrine-oligobrackische Hatvanium oder gegen noch ältere Formationen gut bestimmen. Nach oben ist die Grenzziehung zur Zeit nur theoretisch möglich, da wir eine Übergangsf fauna gegen das Ruscinium nicht kennen, bzw. die stratigraphische Einstufung der Übergangsf aunen (*Balta*, *Gödöllő*), die in Frage kommen könnten (*Balta*-Stufe), noch fraglich ist.

Die ökologischen Verhältnisse des Bérbaltaváriums sind durch einen Austrocknungs-Kontinentalisierungsvorgang gekennzeichnet, mindestens in Transdanubien, was sowohl mit Fauna, als auch mit lithologischen Daten reichlich belegt ist. Allerdings müssen wir dabei im Karpatenbecken auch mit abflusslosen, von stagnierendem Wasser bedeckten Gebieten rechnen.

Hinsichtlich der Verbreitung bestehen dieselben Probleme, die in Bezug auf die ökologischen Verhältnisse erwähnt wurden. Ausser den beiden klassischen Fundorten von *Baltavár* und *Polgárdi* bedecken die weiteren Fundstellen gleichen Alters grosse Flächen des Pannonischen Beckens netzartig zerstreut, die aber vorläufig noch nicht immer einen eindeutigen lithologischen Zusammenhang aufweisen.

\*\*\*

Nach der obigen Übersicht der angeführten „Säugetier“-Stufen sehen wir, dass die *Hipparion*-Dominanz-faunen eine geschlossene Einheit bilden, die in grossen Zügen der lithologischen-malakostratigraphischen Pannon-Stufe, besser gesagt Pannon-Formation entspricht. Dabei sehen wir auch, dass einerseits die „*Hipparion*-Dominanz-Grosseinheit nicht dort beginnt (Oberkante *Monacium*) wo das lithologische-malakologische Pannon, andererseits aber das letztere früher (Oberkante *Hatvanium*) endet, als die *Hipparion*-Faunen (Ende *Bérbaltavárium*). Das verhindert eine vollständige Parallelisierung der Grosseinheiten für beide stratigraphische Gliederungsschemen, doch ermöglicht eine feinere Korrelation.

Unter Berücksichtigung dieser Umstände betrachtet die terrestrische Stratigraphie von der einen Seite die Formationsgrenze (d. h. *Sarmat*/*Monacium* Grenze) als untere Grenze, von der anderen Seite ist sie gezwungen, als obere Grenze diejenige der *Hipparion*-Dominanzperiode, die obere *Bérbaltavárium*-Grenze beizubehalten; und gleichzeitig durch die Grenzziehung *Hatva-*

nium/Bérbaltavárium die lithologische und malakologische Grenze der Pannon-Donau Formation zur Kenntnis zu nehmen. Damit sei auch ein Beispiel dafür gebracht, dass es beim Vergleich verschiedener chronologisch-stratigraphischer Systeme das Hauptgewicht auf die scharfe Korrelation, nicht aber auf eine unbedingte Uniformisierung der Chrono/Stratotaxon-Rangstufe gelegt werden soll.

Die andere Frage, die hier auftaucht, ist die immer bestandene Notwendigkeit für die Zweigliederung der Pannonischen Periode/Formation ebenso der Hipparion-Dominanzperiode.

Ohne auf die Frage des unteren und oberen Pannons und die des historischen Werdeganges seiner mit zahlreichen überflüssigen neuen Namen (Slavonisch, Meotisch, Malvensisch, usw.) belasteten Gliederung einzugehen, kann ich feststellen, dass die Natürlichkeit einer solchen Zweiteilung sowohl in der malakologischen als auch in der Wirbeltier-Stratigraphie schon seit lange her erkannt und diese Grenze eindeutig auf denselben Zeitpunkt gelegt wurde, nämlich auf die Rhenohassium/Csákvárium-Grenze einerseits und die Congeria cžjžeki/Congeria ungula caprae-Grenze andererseits. In den Gebieten, wo die Paratethys-Sedimentation gerade an dieser Grenze endet, oder mit der oberpannonischen Transgression wiederauflebt, wird dieser Grenze höchste Wichtigkeit beigemessen (Miozän—Pliozän Grenze im russischen stratigraphischen Gliederungsschema, usw.), was aber sowohl die Pannon- als auch die Hipparion-Stratigraphie betrifft, spielt sie in diesen nur eine sekundäre Rolle. Wenn wir sie trotzdem aufrechterhalten, geschieht es aus Gründen, deren Wurzeln mehr in den lithologischen und sedimentologischen Traditionen und in praktischen Gesichtspunkten zu suchen sind. Dabei sei es bemerkt, dass der Pannonstratigraphie angeschlossen das untere Glied von der unteren Grenze des Monacium gerechnet wird, das obere jedoch verlängert über die obere Grenze der Pannonformation hinaus, bis zur Oberkante des Bérbaltavárium verschoben wird. Zur Benennung der zwei Zeitabschnitte dienen die ältesten Namen der terrestrischen Stratigraphie. Ihre kurze Kennzeichnung ist in folgenden Zeilen gegeben.

### Eppelsheimium

*Verfasser:* A. N. POMEL

*Aufstellungsjahr:* 1853

*Originale-Publikation:* Catalogue méthodique et descriptive des Vertébrés fossiles découverts dans le Bassin hydrographique supérieur de la Loire, etc. — Ann. sci. Litt. Ind. Auvergne, 25. pp. 337—380.

*Biochrono- und Stratotyp:* Eppelsheim, Schichtengruppe des Dinotherien-Sandes.

*Diagnose:* Die erste Etappe der Hipparion-Dominanzfaunen, in der bei fortlaufendem Zurückweichen der miozänen Elemente die Hipparion-Faunenelemente allmählich — und nur in der dominanten Einströmung der Gattung Hipparion sprunghaft — immigrieren. Ausser den Anthropoiden sind ihre in die obere Hipparion-Etappe nicht hinüberreichenden Vertreter vor allem Microtocricetus, Eucricetodon, Democricetodon, *Deinotherium giganteum*, Anchitherium, Korynochoerus, Conohyus, Sansanosmilus, Amphicyoniden, usw. Dagegen werden die wohl aus den Siwaliks kommenden neuen Suiden „(Micro-

stonyx“) noch nicht dominant im ausgehenden Eppelsheimium, von der Einseitigkeit der Antilopen-Fauna, die aus dem Eppelsheimium bekannt ist, gar nicht gesprochen.

Was die *Fauna* betrifft, entspricht sie den in der Diagnose erwähnten älteren Hipparion-Faunen, zu der noch als eine Parallele die Veränderungen der Weichtier-Faunen (Limnibrack an die Stelle der marin-bracken sarmatischen Fauna) hinzukommt.

Die *Flora* ist uns nicht ausreichend bekannt, besser gesagt ist die stratigraphische Differenzierung der Pannonflora keineswegs soweit fortgeschritten, um ihre Unterschiede fixieren zu können.

Über die *ökologischen Verhältnisse* können wir nur soviel sagen, dass die vorherrschende Rolle der miozänen Elemente der Fauna und das Fehlen der meisten Arten der sog. „typischen“ Hipparion-Fauna das Eppelsheimium auch ökologisch dem Miozän näherbringen, inwieweit innerhalb solcher Zeitgrenzen und in solchen bewegten Perioden noch überhaupt generalisiert werden kann.

Die *Grenzen* sind der Monacium/Sarmat- bzw. der Rhenohassium/Csákvárium Grenze gleich.

*Verbreitung*: In O—W Richtung durch das westliche Paratethysgebiet sich ausbreitend vertritt das Eppelsheimium im bayrischen Molassengebiet die ganze Pannonformation, im Wiener Becken (Österreich) vorherrschen noch in Mächtigkeit die unterpannonischen Bildungen, während im Karpatenbecken schon die jungen pannonischen Ablagerungen überwiegen.

## Baltavárium

*Verfasser*: A. GAUDRY

*Aufstellungsjahr*: 1878

*Originale-Publikation*: Les enchainements du Monde Animal dans les temps géologiques. — Mammifères Tertiaires, 3:5.

*Biochrono- und Stratotyp*: Baltavár (Stratotyp von Bértavárium), als das einzige stratigraphisch bestimmbare Faunenfundort unter den drei angeführten.

*Diagnose*: Das Auftreten und die z. T. dominante Rolle der Muriden, der modernen Cricetodontinen (Neocricetodon, Rotundomys, Cricetulodon, Crice-tus usw.), die ersten Leporiden, Suiden der Microstonyx-Dicoryphochoerus Formengruppe und die mannigfaltige Antilopenfauna unterscheiden diesen Zeitabschnitt ziemlich gut vom vorangehenden Eppelsheimium. Zur selben Zeit sichert das Verschwinden der Hipparionfauna und das Einströmen einer ganz neuen Fauna von Südasien noch schärfere Unterscheidung nach oben vom überlagernden Ruscinium.

*Fauna*: Infolge der klimatischen und paläogeographischen Veränderungen innerhalb des Baltavárium zeigt es keinen einheitlichen Charakter mehr; dies motiviert seine Aufteilung in 4 Faunensukzessionsgliedern.

Die *Flora* ist augenblicklich weder für Gliederung, noch für Grenzziehung ausreichend belegt.

Die *ökologischen Verhältnisse* sind auch nicht einheitlich, infolge der mehrfachen paläogeographischen Veränderungen sind sie innerhalb des Baltavá-

rium nicht uniform: besonders zwischen Hatvanium/Bérbaltavárium ist auch die ökologische Grenze scharf.

*Die Grenzziehung* ist gleich wie zwischen Rhenohassium/Csákvárium und Bérbaltavárium/Ruscinium.

*Verbreitung:* Im Wiener Becken und im Innenkarpatenbecken weiter als im Eppelsheimium, auf diesen transgressiv folgend.

\* \* \*

Die Aufstellung unserer terrestrischen Chronostratigraphie und ihre von den malakologischen, mikropaläontologischen etc. Biostratigraphien unabhängige Verwendung ist durch drei Momente gerechtfertigt.

1. Erstens erfordert die immer schnellere Verschiebung der Verhältnisse zwischen Meer und Festland zugunsten der Festländer eine neue, auf die biostratigraphischen Gegebenheiten der terrestrisch-fluviatilen Sedimentation basierte Biochronologie/Stratigraphie des Kontinentals. Wie es z. B. Frankreich noch vor der Aufstellung des marin-stratigraphischen Chronologie-Systemes (1853) tat, und Nordamerika es während der ganzen Geschichte der Tertiärstratigraphie ausübte.

2. Die moderne, phyletische Taxonomie in der Paläontologie — vor allem der Wirbeltierpaläontologie und noch genauer der Säugetierpaläontologie — hat zur Verfolgung der mikrophylogenetischen Prozesse die Aufstellung einer verfeinerten stratigraphischen Zeitskala erfordert, die von der auf Artlebensdauer-Einheiten basierten Biochronologie/Stratigraphie der Invertebratenpaläontologie nicht gewährleistet werden konnte.

3. Nicht zuletzt bestand das Bedürfnis für ein Korrelationsmittel für lokalstratigraphische Einheiten der ausserhalb des Tätigkeitsbereiches der Marinstratigraphie fallenden besonderen Fazies, wie Brackwasserablagerungen usw., d. h. die Funktion eines Verbindungsgliedes zur Marinstratigraphie zu übernehmen. Um diese Aufgabe der terrestrischen Stratigraphie gegebenenfalls mit Erfolg erfüllen zu können, muss sie zuerst ihre eigenen integrierten biochronologisch-stratigraphischen Probleme lösen. Erst dann kann es zur Erfüllung ihrer dreifachen Aufgabe kommen. Unser Endziel wäre dann eine mit den anderen biostratigraphischen Systemen (Merostratigraphien) korrelierte, diese in sich verschmelzende einheitliche Holostratigraphie zu schaffen, bzw. dazu beizutragen.

## A PANNÓNIAI (S. L.) KÉPZŐDMÉNYEINEK ÉLETNYOM FAUNÁJA MAGYARORSZÁGON

JÁMBOR ÁRON\*

### Bevezetés

A kunsági emelet pelites képződményeiben a friss fúrási mag, illetve fejtési anyag vizsgálata során az általános biológiai jellegekkel egyezően kevés fajta, de többnyire tömeges megjelenésű életnyom fauna volt felismerhető. Eddigi tapasztalataink szerint ezek rétegtani értéke — lévén bentosz, s ezért erősen fáciesfüggő makrojegyek — csekély, de egyéb lehetőség hiányában viszonylag megbízható tájékoztatást nyújtanak elsősorban a lokális (mikrosztratigráfiai) helyzet meghatározásához a medenceperemi, csekély vastagságú rétegsorok vizsgálata során. Előfordulásuk ugyanis a medenceperemekre korlátozódik, valószínűleg azért, mert a medencebelseji területek nagyobb részén az üledék—víz határ az  $O_2-H_2S$  határ alatt helyezkedett el. További általános jellegű következtetésre is lehetőséget ad tömeges megjelenésük, amennyiben egyértelmű, hogy csak az üledékgyűjtő hullámbázisa alatt leülepedett iszapban élt egyedek nyomai konzerválódhattak. A kiédesedett vívíz intramontán medencék (Öskü, Komjáti-medence) rétegsorából, továbbá a kunsági emelet homokrétegeiből teljesen hiányoznak.

### A kunsági (pannóniai s. str.) emelet életnyom faunája

Az eddig feldolgozott, illetve átvizsgált több száz fúrás, több ezer folyóméter maganyagában hatféle életnyom típust tudtunk megkülönböztetni.

*Pectinaria ostracopannonicus* névvel jelöltük (1970-ben) azt az életnyomot, amelynek jelenlétét eddig főként a Zsámbéki- és Mányi-medence legidősebb rétegeiben, továbbá — valamivel magasabb rétegtani helyzetben — a Vértes és a Gerecse Ny-i, a Cserhát hegység DK-i előterében mélyült fúrások rétegsorában sikerült kimutatni. A Mecsek és a Balaton közötti terület rétegsorai-ból azonban hiányzik vagy csak nagyon ritka. Ez a maradvány mindig magányosan, egy-két példányban fordul elő. Megjelenése első ránézésre Ostracoda csoportosulásának tűnik, s csak további jó megtartású példányai alapján lehetne rekonstruálni eredeti megjelenését (I. tábla, 1). Ezek szerint 1,4—3,0 cm, leggyakrabban 2 cm hosszúságú, szélesebb végén 3—5 mm, keskenyebb végén 2—3 mm átmérőjű, kónuszos, szerves anyagból felépült cső (lakócső) volt, amely a fosszilizálódás során teljes egészében elpusztult. Visszamaradtak viszont az erre a csőre szabályszerű sorokba rendezett Ostracoda teknők. A *Pectinaria* élő, nagy méretű (2—3 mm hosszú), teljes ép *Amplocypris* és *Hungarocypris* Ostracoda példányokat ragasztott fel lakócsővére, pontosan

\* M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.



egymás mellé helyezve azokat. A következő sort úgy rendezte, hogy az Ostracoda teknők vége érintkezett egymással, azaz nem illesztette az új sor teknővégeit az előző sor teknővégei közé. Ismételten megfigyelhető volt egyes sorok, illetve Ostracoda példányok egyik teknőjének hiánya, amikor az eredetileg teljes Ostracoda külső teknője az egyed, majd a szerves részek elpusztulása után leesett vagy lesodródott eredeti helyéről.

*Thalassinoides minimus* nevet adtunk a kunsági rétegek alsó, esetenként felső részében is tömegesen előforduló Decapoda? lakójarat-nyomoknak, amelyeket korábban ipszilon alakú életnyomként említettünk (I. tábla, 2). Az azonosítást SELLWOOD (1978) cikke alapján végeztük el. Leírása szerint ugyan az ő cső alakú tengeri „maradványai” 1–1,5 cm vastagságot és 40 cm hosszúságot is elérnek, a mi maradványaink 3–8 cm (leggyakrabban 5 cm) hosszúak. A Thalassinoides azonban forma genusa, s ha nem is lehetünk biztosak abban, hogy a mi maradványaink is Decapoda lárvák lakójaratai, az életnyom fajoknál ez a szabadoság talán megengedett.

*Arenicola turbulenta* néven különböztetjük meg a kunsági emelet középső és felső részén, továbbá a balatoni emelet alsó részén előforduló, teljesen szabálytalan irányú, a pelit rétegek egyes szakaszait sűrűn behálózó 1,5–3,0 mm vastag csőszerű — természetesen üledékkel kitöltött — nyommaradványokat. A Dunántúli-középhegység DK-i előterében a balatoni emeletben kialakult esztuárium rétegeiből előkerült vastagabb (3–6 mm) életnyom, mely a rétegeket közel függőlegesen metsző és az aleurit rétegeket kedvelő *Arenicola* nyomoktól tömegességével, a járatok irányítatlanságával és kisebb méretével is rendszeresen különbözik, így elnevezéssel való megkülönböztetése indokolt. Nem állíthatjuk azonban, hogy az *A. turbulenta* nyomok bizonyosan *Arenicola* féléktől erednek.

A *Spirosiphonella pannonica* és a *Minisiphonella transdanubica* maradványai ugyancsak a kunsági emelet felső, továbbá a balatoni emelet alsó részéből kerültek elő a Dunántúli-középhegység DK-i és ÉNy-i előteréből, de a DK-i előtér esztuáriumának rétegeiből hiányoznak. A Minisiphonellának a Cserhát előteréből is ismert egy előfordulása. Mindkét maradványtípus kettős cső (sipho) kitöltését alkotja (II. tábla, 1).

A *Spirosiphonella* 5–6 mm vastag, 20 mm széles és 20–50 cm vastag réteget 2–3 cm-enként 80–110°-os fordulatot téve merőlegesen harántolja.

A *Minisiphonella* 2 mm vastag, 8 mm széles, 20–30 cm vastag réteget harántol, ugyancsak merőlegesen, de a kettős cső irányítotttsága végig azonos marad.

A *Pectinaria sabulosa* ugyancsak a kunsági emelet felső, és a balatoni emelet alsó részében, majdnem mindig „kőzetalkotó” módon fordul elő. Idézőjelbe kell tenni a kőzetalkotó jelzőt, mert azok a rétegek, amelyekben ez a maradvány előfordul, átlagos, jól osztályozott, kissé finomhomokos, agyagmentes aleuritok, amelyek szerves közreműködéssel való felhalmozódása csak a friss elválási felületek vizsgálatával válik nyilvánvalóvá (I. tábla, 3). 5–10 mm vastag, 3–8 cm hosszú, eredetileg nyilván körmetszetű, ma már lencse átmetszetűre összeharántolt, kissé kónuszos, fosszilizálódásra alkalmatlan szerkesztésű élőlény, amely sűrűn agglutinált aleurit szemcséket kissé hajlított cső alakú testére. Az üledék felszínén elfeküdt test ma a rétegzéssel párhuzamos rajzolatként jelenik meg a vizsgálat szeme előtt. Az egykori élőlény — amelyet alakja után azonosítottunk a *Pectinaria* genussal — szemcsenagyság szerint válogatta ki az aleurit szemcséket, amelyek a bezáró kőzetnél kissé



## IRODALOM – LITERATUR

- CRIMES T. P. 1975: The stratigraphical significance of trace fossils. In FREY R. W. (ed.) *The study of trace fossils.* — Springer Verlag: 109–130., New York.
- FREY R. W. 1973: Concept in the study of diagenic sedimentary structures. — *J. Sed. Petr.* 43: 6–14.
- HANTZSCHEL W. 1962: Trace fossils and problematica. In Moore R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology.* — Geol. Soc. Am. New York and Univ. Kansas Press.: 177–243.
- HARPER J. C.—CRIMES T. P. 1970: Trace fossils. — *Geol. J. Spec. Issues* 3: 354.
- HOWARD J. D. 1975: The sedimentological significance of trace fossils. In Frey R. W. (ed.): *The study of trace fossils.* — Springer Verlag: 131–146., New York.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Földt. Int. Évk.* 62.
- MARTINSSON A. 1970: Toponomy of trace fossils. In CRIMES T. P.—HARPER J. G. (ed.): *Trace fossils:* 323–330. — Liverpool.
- RHOADS D. C. 1975: The paleoecological and environmental significance of trace fossils. In FREY R. W. (ed.): *The study of trace fossils.* — Springer Verlag: 147–172., New York.
- SEILACHER A. 1964: Biogenic sedimentary structures. In IMRE J.—NEWELL N. D. (ed.): *Approaches to paleontology.* — John Wiley and Sons: 296–351.
- SEILACHER A. 1967: Bathymetry of trace fossils. — *Mar. Geol.* 5: 413–442.
- SELLWOOD B. W. 1978: Biogenic sedimentary structures. — In *The Encyclopedia of Sedimentology.*: 61–64.
- STANLEY K. O.—FAGERSTROM J. A. 1974: Miocene invertebrate trace fossils from a braided river environment, Western Nebraska, USA. — *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol.* 15: 63–79.
- VIALOV, O. S. 1972: Bioglifi iz paleogena Dagesztana. — *Doklad Akad. Nauk USSR.* 9: 75–80.
- WELLS G. P. 1945: The mode of life of *Arenicola marina*. — *Mar. Biol. Ass. U. K.* 26: 170–187.

## DIE LEBENSSPURENFAUNA DER PANNONISCHEN (S. L.) BILDUNGEN IN UNGARN

VON  
ÁRON JÁMBOR

### Einleitung

Im Laufe der Untersuchung der frischen Bohrkerne, bzw. der Abbau-  
produkte in den pelitischen Bildungen der Kunság Stufe war es — entsprechend  
den allgemeinen biologischen Charakteristiken — eine solche Lebensspuren-  
fauna zu erkennen, die aus wenigen Arten, aber meistens aus enorm vielen  
Exemplaren besteht. Unserer bisherigen Erfahrungen nach ist ihr stratigra-  
phischer Wert — da sie benthonische und darum faziesempfindliche Makro-  
fossilien sind — ziemlich gering. Aus Mangel an anderen Möglichkeiten bieten  
sie aber eine ziemlich zuverlässige Information in erster Reihe zur Bestimmung  
der lokalen (mikrostratigraphischen) Lage im Falle der Untersuchung von  
Beckenrandkomplexen geringer Mächtigkeit. Ihr Vorkommen beschränkt sich  
nämlich auf die Beckenränder, wahrscheinlich darum, weil sich die Sediment—  
Wasser-Grenze im grösseren Teil des Beckeninneren unterhalb der  $O_2$ — $H_2S$ -  
Grenze befand. Aufgrund ihres massenhaften Vorkommens kann eine weitere  
allgemeine Folgerung gezogen werden, insoweit es zweifellos ist, dass nur die  
im unter der Wellenbase abgelagerten Schlamm lebenden Exemplare fossilisa-  
tionsfähig waren. In den intramontanen Süßwasserbecken, weiterhin in den  
Sandkomplexen der Kunság Stufe kommen sie gar nicht vor.

### Lebensspurenfauna der Kunság Stufe (Pannonien s. str.)

In dem mehrtausend Meter langen Kernmaterial von mehreren hundert  
Tiefbohrungen konnte man sechs Typen von Lebensspuren unterscheiden.

Als *Pectinaria ostracopannonica* haben wir (im Jahre 1970) die Lebens-  
spur bezeichnet, deren Anwesenheit bisher hauptsächlich in den ältesten  
Schichten der Zsámbéker- und Mátyer Becken, weiterhin im W-Vorlande des  
Vértes—Gerece und im SO-Vorlande des Cserhát-Gebirges im etwas höherer  
stratigraphischer Lage nachgewiesen werden konnte. In den Schichtenfolgen  
des Gebietes zwischen dem Mecsek-Gebirge und dem Plattensee ist dieses  
Fossil entweder gar nicht vorhanden, oder kommt es nur sehr selten vor.  
Dieses Fossil tritt im mer vereinzelt, in einigen Exemplaren auf. Sein Vorkom-  
men scheint auf den ersten Blick als eine Gruppe von Ostracoden zu sein, und  
nur auf Grund weiterer, gut erhalten gebliebene Exemplare könnte seine ur-  
sprüngliche Form rekonstruiert werden (I. Tabelle, 1.). Es war ein konus-  
förmiger, aus organischem Stoff gebauter Tubus (Wohnröhre), der im Laufe  
der Fossilisation vollkommen vernichtet wurde. Der Tubus ist 1,4—3,0 cm,  
am meisten 2 cm lang, sein Durchmesser ist am breiteren Ende 3—5 mm, am  
engeren Ende 2—3 mm. Erhaltengeblieben sind dagegen die am Tubus in

regelmässige Reihen geordneten Ostracodenschalen. Die *Pectinaria* hat auf ihrem Wohntubus lebende, wohlerhaltene, grosse (2–3 mm) Exemplare von *Amplocypris* und *Hungarocypris* geklebt, in genau aneinander gelegter Position. Die folgende Reihe hat sie so geordnet, dass sich die Schalenenden miteinander berührt haben, d. h. sie hat die Schalenenden der neuen Reihe nicht an die Schalenenden der früheren Reihe angepasst. Es war das Fehlen einzelner Reihen oder das der einen Ostracodenschale, die nach der Vernichtung des Exemplares, bzw. seiner organischen Teile abgefallen ist, wieder zu beobachten.

Als *Thalassinoides minimus* haben wir die Wohngangspuren von Decapoden? bezeichnet, die im unteren, stellenweise auch im oberen Teil der Kunság-Schichten massenhaft vorkommen, und die wir früher als Y-förmige Lebensspuren erwähnt haben (I. Tabelle, 2.). Die Identifizierung haben wir aufgrund des Artikels von B. W. SELLWOOD (1978) durchgeführt. Obzwar seiner Beschreibung nach diese röhrenförmigen „Meeresfossilien“ sogar eine Breite von 1–1,5 cm und eine Länge von 40 cm erreichen, sind unsere Fossilien 3–8 cm (meistens 5 cm) lang. Aber die *Thalassinoides* ist eine Formengattung, und wenn wir davon nicht vollkommen überzeugt werden können, dass auch unsere Fossilien Wohngänge von Decapodenlarven sind, kann vielleicht diese Ungebundenheit bei den Lebensspurenarten gestattet werden.

Als *Arenicola turbulenta* unterscheiden wir die im mittlerem und oberem Teil der Kunság Stufe, weiterhin im unteren Teil des Balatonien auftretende Lebensspurenfossilien, die aus vollkommen desorientierten, die Pelitschichten dicht durchziehenden 1,5–3 mm breiten, natürlich mit Sediment ausgefüllten, röhrenförmigen Bildungen bestehen. Die mächtigere (3–6 mm), aus den Schichten des im SO-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges, in der Balaton Stufe ausgebildeten Ästuars zum Vorschein gekommene Lebensspur weicht von den die Schichten beinahe vertikal überquerenden und hauptsächlich in Aleurit-Schichten vorkommenden *Arenicola*-Spuren mit ihrem massenhaften Auftritt, mit der unregelmässigen Lage der Wohngänger und mit ihren stärkeren Dimensionen systematisch ab. So ist ihre Unterscheidung in der Benennung wohl begründet. Aber wir können nicht behaupten, dass die Spuren von *A. turbulenta* gewiss von *Arenicolenarten* herrühren.

Die Fossilien von *Spirosiphonella pannonica* und *Minisiphonella transdanubica* sind so im oberen Teil der Kunság Stufe wie im unteren Teil des Balatonien zum Vorschein gekommen, und sind im SO- bzw. im NW-Vorlande des Transdanubischen Mittelgebirges bekannt, aber im Astuarienkomplex des SO-Vorlandes sind sie nicht zu finden. Ein weiterer Fundort der *Minisiphonella* ist auch im Vorlande des Cserhát bekannt. Beide Fossilientypen bilden die Ausfüllung einer Doppelröhre (Sypho) (II. Tabelle, 1.).

Die *Spirosiphonella* ist 5–6 mm dick, 20 mm breit und durchquert die 20–50 cm mächtige Schicht vertikal so, dass sie in Abständen von 2–3 cm eine Wendung von 80–110° macht.

Die *Minisiphonella* ist 2 mm mächtig, 8 mm breit und durchquert auch vertikal eine 20–30 cm mächtige Schicht, aber die Orientierung des Wohntubus bleibt immer gleich.

Die *Pectinaria sabulosa* kommt auch im oberen Teil der Kunság Stufe und im unteren Teil des Balatonien, fast immer in „gesteinbildender Menge“ vor. Die Bezeichnung gesteinbildend sollen wir in Anführungszeichen setzen, weil die Schichten in denen dieses Fossil vorkommt, in erster Annäherung

durchschnittliche, gut sortierte, etwas feinsandige, tonfreie Aleurite sind, und ihre Anhäufung durch organische Mitwirkung wird nur im Laufe der Untersuchung der frischen Bruchflächen offenbar (I. Tabelle, 3.). Sie ist ein 5–10 mm breites, 3–8 cm langes, original offensichtlich kreisförmiges, aber heute schon linsenförmig zusammengeschlossenes, ein wenig konisches, für die Fossilisation ungeeignetes, organischschaliges Lebewesen, das auf seinen, ein bisschen gebogenen, röhrenförmigen Körper Alueritkörnchen dicht agglutiniert hat. Das einstige Lebewesen — das wir nach ihrer Form mit dem Genus *Pectinaria* identifiziert haben — hat die Schluffsteinkörnchen, die etwas grösser als die des Muttergesteines sind, nach Korngrösse ausgewählt. Mit ihrer Identifizierung steht der massenhafte Auftritt der röhrenförmigen Fossilien im Gegensatz, weil die Pectinarien zusammen im allgemeinen in solchen Mengen nicht vorkommen.

Den wohlklingenden Namen (?) *Medusa sigillata* haben wir der immer massenhaft auftretenden Lebensspur gegeben, die im mittleren und im oberen Teil der Kunság Stufe und im unteren Teil des Balatonien bisher nur in dem Gebiet zwischen dem Mecsek-Gebirge und dem Plattensee, weiterhin im Donau—Theiss-Zwischenstromland, bei Jánoshalma sowie bei Bácsalmás vorgefunden war. Es kommt in Form von kreisförmigen, schichtenparallelen, „Stempel“ vor, die glätter als die anderen Bruchfläche sind und die in den Schluffsteinen mit einem Durchmesser von 4–15 mm sowie in den Tonmergeln mit einem Durchmesser von 10–25 mm vorkommen. In dem zentralen Teil dieser „Stempel“ sind, in erster Linie in an Tonmineralien reichen Gesteinen, gewöhnlich einige 0,5–1,0 mm<sup>2</sup> grosse, 0,1 mm mächtige Bruchstücke von Kalklamellen mit unregelmässiger Form zu beobachten (II. Tabelle, 2.).

Nach unserer Vorstellung ist diese Lebensspur durch die massenhafte Vernichtung und Anhäufung irgendeines, einst kugelförmigen, 2–15 mm grossen, aus organischem Stoff bestehenden Lebewesens (Meduse?) zustande gekommen. Da die Grösse der Lebensspur von der Korngrösse des Muttergesteines abhängt, ist es eindeutig, dass dieses Lebewesen ein benthonisches Leben geführt hat.

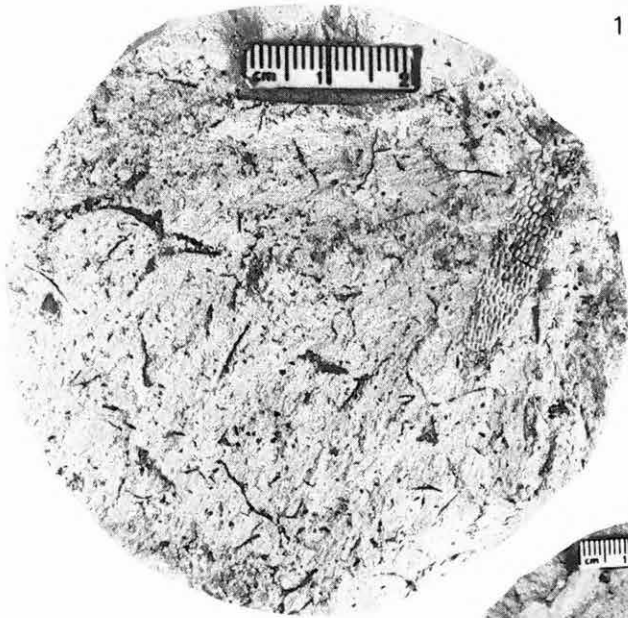
### Lebensspurenfauna der Balaton-Stufe (Oberpannon)

Nach den Erfahrungen kommen Lebensspuren in der Oberpannonischen (Balaton-) Stufe auch oft vor. Der Typus *Arenicola turbulenta* kommt in erster Linie in grösseren, offenen Becken, der Typus *Arenicola marina* (II. Tabelle, 3.) in den im breiteren Sinne des Wortes genommenen Randgebieten des Transdanubischen Mittelgebirges (in den älteren Schichten) vor. Die mit gebogenen, konischen, halbmondförmigen Schichten ausgefüllte Form ist für die jüngsten pannonischen (s. l.) Schichten der Kleinen Tiefebene charakteristisch (Á. JÁMBOR 1980).

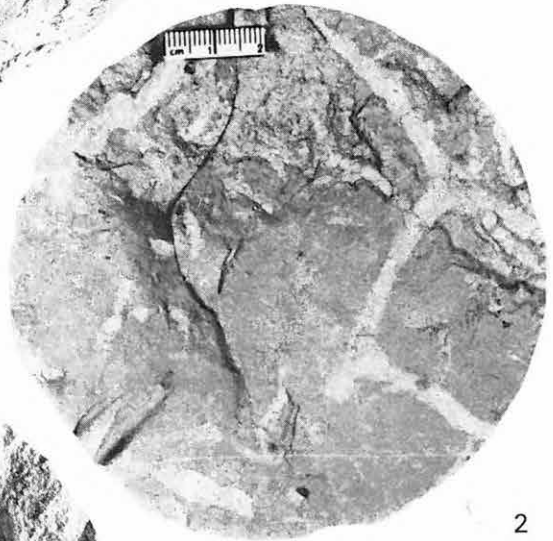
## I. tábla — Tafel I

1. *Pectinaria ostracopannonicus* maradvány márgában  
Budajenő 2. sz. fúrás, 200,7 m
2. *Thalassinoides minimus* maradványok  
Csákvár 31. sz. fúrás, 230 m
3. *Pectinaria sabulosa* maradványokból álló aleurit  
Ósi 69. sz. fúrás, 76,8 m

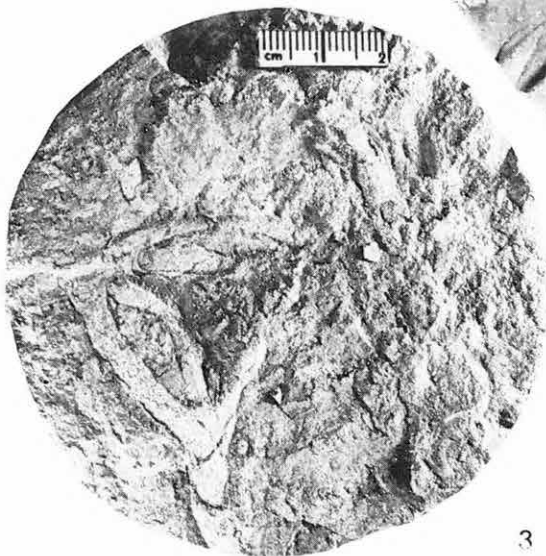
1



2



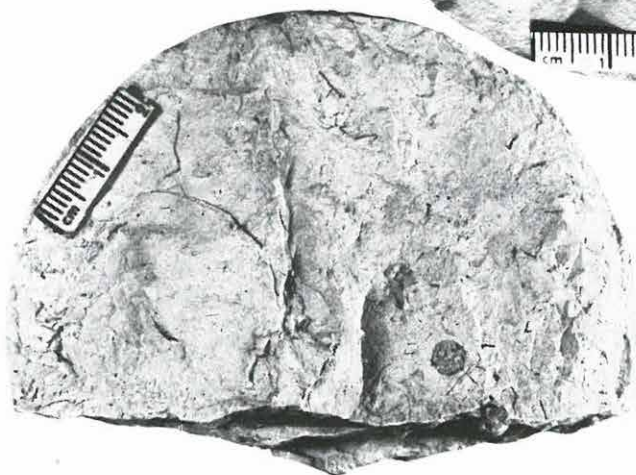
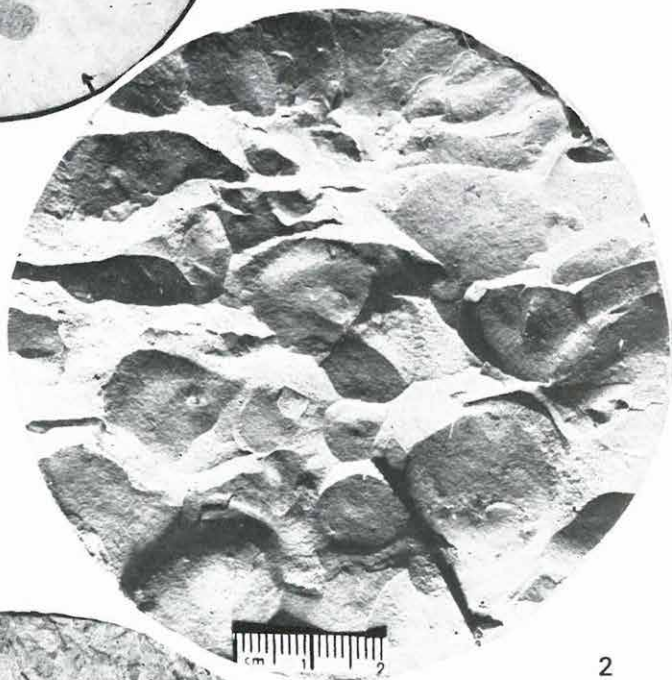
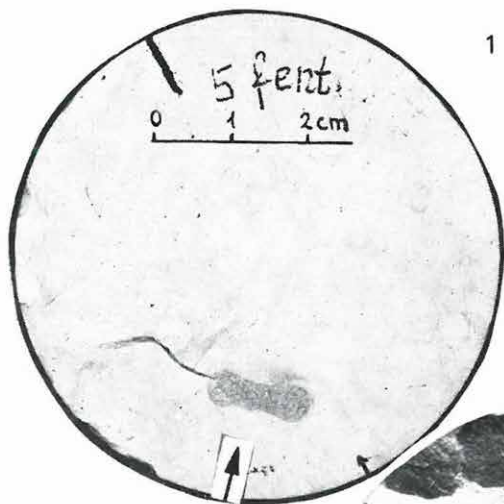
3





**II. tábla — Tafel II**

1. *Spirosiphonella pannonica* járat metszete agyagmárga réteglapon  
Tvg. 62. sz. fúrás, 23,1 m
2. *Medusa sigillata* lenyomatok agyagmárgában  
Paks 2. sz. fúrás, 619,7 m
3. *Arenicola marina* járat metszete balatoni emeletbeli agyagmárga réteglapján  
Ósi 69. sz. fúrás, 54,0 m





## A MAGYARORSZÁGI FIATAL NEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEK KORRELÁCIÓS LEHETŐSÉGEI

KORPÁSNÉ HÓDI M.\*

### Bevezetés

A nemzetközi irodalomból, a Mediterrán Rétegtani Bizottság munkájából, a Paratethys és a Mediterrán régió korrelációjára történő kísérletek jól ismertek, melyek elsősorban a paleomágneses, valamint K/Ar méréseken és a nannoplankton, illetve gerinces faunán alapulnak. Világosan kell azonban látnunk, hogy a pannóniai (s. l.) korrelációját a jelenlegi adatok alapján ma még nem lehet hiánytalanul elvégezni. Minden esetben valamely koncepció szemzőgéből szűrt és értelmezett anyagot használunk fel.

A gerinces és a Mollusca fauna alapján történt zonáció között ellentmondást tapasztaltunk, ezért a korrelációnál a gerinces zonációt nem vettük figyelembe. Korrelációnkhoz az alábbi magyarországi adatokat használtuk fel:

1. Paleomágneses mérések és a ciklikusság alapján ezzel párhuzamosított szelvények (Alföld: *Congeria balatonica*—*Prosodacna*-s fauna).

2. K/Ar mérések és az ezzel korrelálható Mollusca fauna (Dunántúl, Alföld: *Congeria partschi*-s, *Limnocardium decorum*-os, *Melanopsis bouei sturi*—*Theodoxus*-os fauna).

3. A *Centralis* és a K-i Paratethys területén fellépő azonos fajok, illetve genusok, valamint e fauna migrációja a Kárpátokon túli területről a Pannóniai-medencébe (*Cryptomactra* aff. *pseudotellina*, *Cardium* aff. *plicatofittoni*), illetve a Pannóniai-medencéből a Dáciai—Pontusi-medencébe (*Paradacna abichi*, *P. lenzi*, *Congeria digitifera* stb.).

Mollusca zónáink paleomágneses skálához viszonyított helyzetének megítéléséhez — a Mollusca-fauna migrációja alapján — figyelembe vettük saját adatainkon túlmenően a K-i Paratethys területén megállapított paleomágneses értékeket is.

A Mediterrán régióval való korrelációhoz — adataink szegénysége miatt — csak a K-i Paratethys-szel való párhuzamosításon keresztül, áttételesen juthatunk el. Ilyen szempontból igen fontos a meot—pontusi határ, illetve a NN 10-es zóna helyzete. Ennek megítéléséhez elsősorban: SZEMENYENKO (1979), SZEMENYENKO—LJULIEVA (1978), HAMILTON (1979), MAZZEI et al. (1979) adataira támaszkodtunk.

Megkíséreltük a *Cryptomactra*-s rétegeink nannoplankton vizsgálatát. Zónajelző fajokat nem sikerült találni (BÓNA J.—GÁL M. 1983).

\* M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.

## A kronosztratigráfiai értelmezéshez felhasznált magyarországi adatok

### Paleomágneses mérések

Paleomágneses méréseket a Dévaványa 1. és a Vésztő 1. sz. fúrásokból származó mintákon végeztek. Mindkét fúrás a felső-pliocén — „levantei” fácies — képződményekben fejeződött be. A pliocén rétegsor flóra és fauna szempontjából steril. A két — 1116 és 1280 m talpmélységű — fúrásból paleomágneses mérésekre méterenként történt mintavétel.

A két szelvény első paleomágneses besorolását (COOKE et al. 1979) követően módosult az értékelés. A fúrások alsó szakasza a korábbi 5-ös Epoch-al szemben Gilbert besorolást nyert. Az értékelés a Gauss—Gilbert határtól kezdődően történt (RÓNAI A. 1981). A két fúrás pliocén rétegsorát megkíséreltük faunás rétegsorokkal párhuzamosítani. RÓNAI A. 1979-ben összehasonlította a Dévaványa 1. sz. fúrás paleomágnesesen mért szelvényét a Jászladány 1. sz. fúrás szelvényével. Megállapította, hogy a pleisztocén képződmények a ciklikusság alapján összehasonlíthatók, kifejlődésük, rétegvastagságuk csaknem teljesen azonos. A pliocén szakasz a jászladányi szelvényben felső-pannóniai és levantei, míg a dévaványai csak levantei (COOKE et al. 1979). A korbesorolás csak a fáciesjellegek azonosságát, illetve különbözőségét fejezi ki. Bár a két fúrás szerkezetileg víz alatti háttal elkülönülő két részmedencében helyezkedik el, a ciklikusság (COOKE et al. 1979) és a karottázs szelvények alapján párhuzamosíthatjuk a két szelvényt, s ezáltal a paleomágneses mérési eredményt extrapolálhatjuk a Jászladány 1. sz. fúrás pannóniai szelvényére. Ezek szerint a jászladányi fúrás 950—720 m közötti *Congeria balatonica*-s—*Proscodacna vutskitsi*-s szakaszát (BARTHA F. et al. 1971) a Gauss—Gilbert határtól a Cochiti—Nunivak eventig párhuzamosíthatjuk, de ha a paleomágneses vizsgálatok első értelmezését vesszük figyelembe, akkor is a Gilberten belül a Sidufjall eventig terjed a párhuzamosítás.

### K/Ar módszerű mérések

A kőolajkutató fúrások alsó-pannóniai korú (=pannóniai s. str.) bazaltot tártak fel Kiskunhalas, Kecel, Sándorfalva térségében. A Kiskunhalas-Ny 3. sz. fúrásban 1120—1168,7 m mélységközben bazalt, bazalttufa betelepüléssel márga, mészmárga képződményeket harántolt a fúrás (CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978). SZÉLES M. a márgából a következő faunát határozta meg: *Congeria cf. partschi maorti* STRAUZ, *Limnocardium* sp., *Amplocypris* sp., *Bacunella abchazica* VECUA, *Candona alta* ZAL., *C. labiata* ZAL., *Cyprideis heterostigma obesa* REUSS.

A K/Ar mérések e bazaltok korát 8,0—9,6, illetve 10,1 millió évben határozták meg (BALÁZS E. et al. 1982).

A dunántúli bazaltok mérési eredményei 2 és 5 millió év közötti adatokat szolgáltatottak (BALOGH K. et al. 1982). Molluszkás képződményeink korának megítéléséhez a pulai adatokat használjuk fel. Ennek alapján 4 millió év körülire kell helyoznünk Pula környékén a csökkentsósvízi—tavi faciést jelző *Limnocardium decorum*, *Melanopsis bouei sturi*—*Theodoxus vetraniči* fauna kimaradását.

## A Mollusca faunák adatai

Szarmata faunánkból ismeretlen a *Cryptomactra* genus. Fellépte a pannóniai *Limnocardium praeponticum*-os, *Congeria banatica*-s, *Orygoceras*-os paleoasszociációkhoz kapcsolódik (Lajoskomárom 1. sz. fúrás 663,2—617,8 m; Budajenő 2. sz. fúrás 158,0—161,2 m; Szirák 2/a sz. f. 671,4—596,4 m). Jelenlétét a Pannóniai-medencében a Dáciai—Pontusi medencéből történt migrációjával magyarázzuk.

BOHNÉ HAVAS M. (1981) vizsgálatai alapján szarmata képződményeink igen jól korrelálhatók a Kárpátokon túli terület volhyniai—alsó-besszarábiai képződményeivel (*Cardium inopinatum*, *Cardium gleichenbergensis*, *Cardium pium* zónák). A *Cardium pium*-os rétegeink felett következő *Limnocardium praeponticum*-os fauna a szarmata regresszió lezáródását követő transzgresszió kezdetét jelzi. A *Cryptomactra* megjelenése e transzgresszióhoz kapcsolódik. A szarmata—pannóniai s. str. határt az előbbieik alapján az alsó—felső-besszarábiai határával, esetleg az alsó-besszarábiai felső szakaszával párhuzamosíthatjuk. A rétegvastagság alapján feltételezhetjük, hogy a genus áthúzódhat a chersoni emeletbe is.

A magyarországi *Cryptomactra*-s fauna faji összetétele eltér mind az Erdélyi- (CHIVU et al. 1966), mind a Dáciai—Pontusi-medence (KULICHENKO—NOSOVSZKY 1975, PAULIUC et al. 1979, KOJUMDIEVA 1978, 1980) *Cryptomactra*-s fauna összetételétől. Magyarországi előfordulásban a *Cryptomactra* kíséretében egy, a *Cardium plicatofittoni*-hoz közelálló faj kivételével kizárólag pannóniai fajok találhatók.

A Dáciai-medencében és a K-i Paratethys területén a pontusi képződményekben oly fajok, illetve genusok lépnek fel (TAKTAKISVILI 1977), melyek a Pannóniai-medencében egyrészt a *Congeria banatica*-s, *Congeria cŕjžeki*-s paleoasszociációk gyakori fajai (*Paradacna abichi*, *P. lenzi*, *Valenciennesia* sp.) másrészt melyek megjelenései az előbb említett paleoasszociációk felbomlási stádiumához kapcsolódnak, s megtalálhatók a *Congeria zagrabiensis*, *Paradacna abichi*—*Limnocardium penslii*—*Melanopsis pygmaea* paleoasszociációkban is (*Kaladacna steindachneri*, *Dreissenomya aperta* stb. SZÉLES M. 1971).

Az Alföldön egyes, feltehetően K-i fajok megjelenését a *Congeria banatica*-s zóna feletti helyzetben (*Hyriopsis krausi*, SZÉLES M. 1971) a kétoldalú migráció következményének tekintjük.

Álláspontunk egészében megegyezik STEVANOVIĆ 1951-ben kifejtett véleményével, miszerint a pontusi emelet elején összeköttetés nyílt a Dáciai—és a Pannóniai-medence között. A magyarországi *Congeria banatica*-s, *Congeria cŕjžeki*-s fauna felbomlásának, s az ezzel korrelálható *Congeria zagrabiensis*-es, *C. ungula caprae*-s, *C. balatonica*-s, *Prosodacna vutskitsi*-s fauna kialakulásának idejét a pontusi emelettel párhuzamosítjuk.

A Máriakémend 3. sz. fúrásban a *Cryptomactra*-s rétegekkel párhuzamosítható rétegtani helyzetben *Dreissenomya* aff. *subrotundata* gazdag előfordulása vált ismertté (KORPÁSNÉ HÓDI M. 1982). E fajt a Dáciai-medencében az alsó-meoti rétegekből írta le PANA J. (1966). A meotival való korrelálását a rétegtani helyzete alapján (20 m-rel helyezkedik el a szarmata rétegek felett) nem tartom valószínűnek. Feltételezhető ugyanis, hogy ez a Pannóniai-medencében kialakult faj, a chersoni—meoti emelet határa körül vándorolt a Dáciai-medencébe.

A *Congeria ramphophora* Dáciai-medencebeli előfordulását a meotiban (I. ANDREESCU 1981) ugyanilyen módon magyarázhatjuk. Az előbbieik alap-

## A MAGYARORSZÁGI FIATAL NEOGÉN KÉPZŐDMÉNYEK KORRELÁCIÓS LEHETŐSÉGEI

KORPÁSÉ HÓDI M.\*

### Bevezetés

A nemzetközi irodalomból, a Mediterrán Rétegtani Bizottság munkájából, a Paratethys és a Mediterrán régió korrelációjára történő kísérletek jól ismertek, melyek elsősorban a paleomágneses, valamint K/Ar méréseken és a nannoplankton, illetve gerinces faunán alapulnak. Világosan kell azonban látnunk, hogy a pannóniai (s. l.) korrelációját a jelenlegi adatok alapján ma még nem lehet hiánytalanul elvégezni. Minden esetben valamely koncepció szögéből szűrt és értelmezett anyagot használunk fel.

A gerinces és a Mollusca fauna alapján történt zonáció között ellentmondást tapasztaltunk, ezért a korrelációnál a gerinces zonációt nem vettük figyelembe. Korrelációkhoz az alábbi magyarországi adatokat használtuk fel:

1. Paleomágneses mérések és a ciklikusság alapján ezzel párhuzamosított szelvények (Alföld: *Congeria balatonica*—*Prosodacna*-s fauna).

2. K/Ar mérések és az ezzel korrelálható Mollusca fauna (Dunántúl, Alföld: *Congeria partschi*-s, *Limnocardium decorum*-os, *Melanopsis bouei sturi*—*Theodoxus*-os fauna).

3. A Centralis és a K-i Paratethys területén fellépő azonos fajok, illetve genusok, valamint e fauna migrációja a Kárpátokon túli területről a Pannóniai-medencébe (*Cryptomacra* aff. *pseudotellina*, *Cardium* aff. *plicatofittoni*), illetve a Pannóniai-medencéből a Dáciai—Pontusi-medencébe (*Paradacna abichi*, *P. lenzi*, *Congeria digitifera* stb.).

Mollusca zónáink paleomágneses skálához viszonyított helyzetének megítéléséhez — a Mollusca-fauna migrációja alapján — figyelembe vettük saját adatainkon túlmenően a K-i Paratethys területén megállapított paleomágneses értékeket is.

A Mediterrán régióval való korrelációhoz — adataink szegénysége miatt — csak a K-i Paratethys-szel való párhuzamosításon keresztül, áttételesen juthatunk el. Ilyen szempontból igen fontos a meot—pontusi határ, illetve a NN 10-es zóna helyzete. Ennek megítéléséhez elsősorban: SZEMENYENKO (1979), SZEMENYENKO—LJULIEVA (1978), HAMILTON (1979), MAZZEI et al. (1979) adataira támaszkodtunk.

Megkíséreltük a *Cryptomacra*-s rétegeink nannoplankton vizsgálatát. Zónajelző fajokat nem sikerült találni (BÓNA J.—GÁL M. 1983).

\* M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Népstadion út 14. H—1442. Pf. 106.

ján az is valószínűsíthető, hogy a cherzoni—meoti emelet határán, a Pannóniai- és Dáciai-medence között egy gyenge összeköttetés volt, amelyet — F. F. STEININGER—F. RÖGL (1979) szerint — a Bécsi-medencéig terjedő fiatal meoti transzgresszióval hozhatunk kapcsolatba.

A Mollusca fauna ökológiai vizsgálata alapján a következők állapíthatók meg:

1. A *Limnocardium praeponticum*os fauna a *Cardium pium*-os rétegek felett vízmélység csökkenést jelez.

2. A *Cryptomacra*-s rétegek a *Limnocardium praeponticum*os faunához viszonyítva (Planorbisok, Lymnaeak kimaradása) nyíltabb, mélyebb vízi tavi fáciést igazolnak.

3. A Bakony és a Mecsek között (Somogyban) ugyanakkor kiemelkedést rögzíthetünk.

4. A medencefáciésben, a *Cryptomacra* faunás rétegek felső szakaszában a *Congeria banatica*-s fauna összefogazódása a *Parvidacna laevicostata*-s faunával regresszív jelenségre utal.

5. A *Congeria banatica*-s fauna előnyomulása a *Parvidacna laevicostata*-s, *Orygoceras*-os faunák felett és a *Congeria cžjzeki*-s fauna nagy területhódítása viszont ingressziót igazol. (SZÉLES M. [1969, 1971] szerint: alsó-pannóniai középső szint.)

6. Az ezek felett jelentkező *Paradacna abichi*, *Congeria zagrabiensis*, *C. rhomboidea*—*Limnocardium penslii* fauna szintén ingressziót jelöl, amely az előzőnél nagyobb kiterjedésű volt.

7. A hegységperemeken további területi túlterjedéssel találjuk a *Melanopsis*—*Theodoxus*-os, *Congeria balatonica*-s, *Unio*—*Viviparus*-os faunátárulást. Ezt a jelenséget a fokozatos feltöltődés hatására bekövetkezett parti régiók eltolódásával, a kiédesedési folyamat felgyorsulásával magyarázhatjuk. Regionálisan a vízmélység, a sótartalom csökkenése állapítható meg.

E paleoasszociáció tagjainak fellépte a *Congeria ungula caprae*-s faunával egyidős, csak az ökológiai tűrőképességük nagyobb. Ez teszi lehetővé, hogy a medence fejlődésének megfelelően e faunaelemek túléljék a *Congeria ungula caprae*-s faunát és vertikális szelvényben mindig csak ezek felett találhatóak.

A fentiekben felsorolt jelenségeket faunamigrációkkal és paleomágneses, valamint K/Ar mérésekkel együtt értelmezve, az 1. ábrán közölt korrelációs lehetőséget látjuk.

### Pannóniai (s. l.) képződményeink korrelálása a mediterrán régióval

A mediterrán régióval való korrelációra csak áttételesen tehetünk kísérletet. Ehhez a miocén—pliocén, a tortonai—messinai és az NN 10/11-es zónahatárok jelentik a viszonyítást.



1. Miocén—pliocén határ. A nemzetközi irodalomban a szerzők a határ idejében általában egyetértenek, csak kisebb eltérések mutatkoznak. CITA et al. (1973), CITA—RYAN (1973), RYAN et al. (1974) adatai alapján a Gilbert és az 5-ös Epoch határát, 5,2—5,4 millió évet fogadjuk el.

2. A tortonai—messinai határára vonatkozóan RYAN et al. (1974), NAKAGAWA et al. (1975), MAZZEI et al. (1979) publikációjára hivatkozom, mely szerint a határ a 7-es Epoch legtetőjén, 6,6 millió évben határozható meg.

A neoztratotípusként ajánlott Pasquasia—Copodarsoi szelvény szerint a messinai emelet az NN 11-es zónával (CITA et al. 1973), pontosabban az NN zóna 11-es felső, *Ceratolithus primus* alzónájával jellemezhető (MAZZEI et al. 1979).

3. Az NN 10—11-es zóna határának a paleomágneses skálához viszonyított helyzetét Afrika kontinentális peremén mélyített 397-es fúrás paleomágneses mérése és nannoplankton vizsgálata tisztázta (N. HAMILTON 1979, R. MAZZEI et al. 1979). E fúrásban az NN 10—11-es zóna határa a 8-as Epoch felső szakaszában húzódik. Ez J. L. LA BRECQUE (1977), illetve M. TALWANI et al. (1971) időskálája szerint 7,2—8,0 millió év körül határozható meg.

Az újabb tengerkutató expedíciók az NN 10-es zóna felső határát az óceánokban 7 millió év körül becsülik (D. M. HUSSONG et al. 1982).

A Paratethys felső-miocén és pliocén regionális emeleteinek kronosztratógráfiai értékelése és korrelációja a Mediterrán Rétegtani Bizottság álláspontjaként PAPP A. (1981) tollából ismert. E szerint mintegy 2 millió év időintervallumot fed a pannóniai s. str., s csaknem 5 milliót a pontusi emelet. Ezzel az állásponttal nem értünk egyet, pontosabban nem értünk egyet azzal, hogy a pannóniai s. str.-al korrelációba hozott alsó-pannóniai képződményeink ebbe az időintervallumba tartoznak.

Mint hogy igen kevés adatunk van az alsó-pannóniai képződményeink értékeléséhez, ezt az álláspontot a vele párhuzamos meoti emelet helyzetével cáfolhatjuk.

Kiindulásul azt az általánosan elfogadott álláspontot vehetjük, miszerint a pannóniai s. str. emelet a felső-besszarábiai, chersoni és meoti emelettel ekvivalens.

A korreláció szempontjából kulcsfontosságú a felső-meoti, illetve a meoti—pontusi határ helyzete. A felső-meoti emelet helyzetét V. N. SZEMENYENKO (1979) a K-i Paratethys területén az NN 10-es zónában és a 7-es paleomágneses Epochban határozta meg.

Az NN 10-es zóna felső szakasza a Mediterrán régióban az újabb vizsgálatok alapján fedi a 8-as paleomágneses Epochot (R. MAZZEI et al. [1979], N. HAMILTON [1979]). A 7-es Epoch már az NN 11-es zónával azonosítható.

Ha megvizsgáljuk a Krím—Azovi területéről meghatározott NN 10-es zónába sorolt nannoplankton, akkor azt tapasztaljuk, hogy a mediterrán régióban a *Discoaster neohammatus* kivételével valamennyi faj az NN 9-es zónától az NN 15, illetve NN 17-es zónáig megtalálható. Megjegyzem, hogy a *Discoaster cf. neohammatus* a messinai típusszelvény (Pasquasia—Copodarso, NN 11-es zóna) felső harmadából is előkerült. Ez adatok alapján a Krím—Azovi meoti nannofossziliák korrelációja nem szorítkozik kizárólag az NN 10-es zónára. Az NN 11-es zónával való párhuzamosítás lehetősége sem kizárt. (A *Discoaster quinqueramis*-nak a pontusi emeletben való megjelenése ez értelmezést nem zárja ki.) Ebben az esetben pedig már nincs ellentmondás a paleomágneses és a nannofossziliák alapján lehetséges korreláció között. Ezért

V. N. SZEMENYENKO (1979) vizsgálati eredményét fogadjuk el és a meoti—pontusi emelet, illetve a pannóniai s. str.—pontusi emelet határát a messinai—tortonai határával vesszük azonosnak. Álláspontunk összhangban van ARCHAMBAULT (1979) és J. SENEŠ (1981) vizsgálati eredményeivel.

A miocén—pliocén határt a Pannóniai-medencében ma még nem tudjuk kijelölni. Adataink csupán azt a következtetést engedik meg, hogy a tavi üledékképződés (a *Congeria balatonica*, *Prosodacna*, *Unio*, *Viviparus* ökozóna) a pliocénbe is áthúzódott és kitöltheti a dáciai emelet időkeretét, illetve a peremi területeken annak egy részét. Véleményünk szerint a csökkentsős-vízi—tavi fácies a dáciai emeletben zárul.

A dáciai—romániai emelet határának kijelölésére a paleomágneses és K/Ar módszeren kívül gyakorlatilag ma még nincsen más módszerünk. Az alföldi fúrások pollen, Ostracoda és Mollusca faunája igen szegény, a dunántúli édesvízi Mollusca faunák pedig kronozstratigráfiailag ma még nem értékelhetők.

Korrelációs álláspontunkat J. L. LA BRECQUE paleomágneses időskálájához viszonyítva ábrázoljuk (1. ábra).

### Nevezéktani problémák

A Mediterrán Rétegtani Bizottság a pozsonyi kongresszuson (1975) elfogadta a Centrális Paratethys régióra vonatkozóan a szarmata és pliocén közötti üledékképződési idő jelzésére a pannóniai (s. str. P. M. STEVANOVIĆ [1951] értelmezése szerint) pontusi, dáciai és romániai emeletnevek alkalmazását.

Ezek az emeletnevek a hazai gyakorlatban nem honosodtak meg. A magyar szakemberek többsége bevezetésüktől és alkalmazásuktól idegenkedik, mert a hazai bevált gyakorlattal szemben — mely a pannóniai (s. l.) képződményeink kifejlődési jellegét kifejezi és a nyersanyagkutatói céloknak tökéletesen megfelel — új kronozstratigráfiai tagolást tesz szükségessé. Mivel az emeletek kronológiai értelmezése napjainkban is állandóan változik és határai ma még bizonytalanok, ezért kijelölésük a rétegsorban nehézségekbe ütközik.

Hangsúlyozni kívánom, átlátjuk a nevezéktani egységesítés szükségességét, de úgy véljük, a ma még tisztázatlan emeletnevek alkalmazásával csak elfednénk a korrelációs problémákat.

Véleményünk szerint az ismeretek mai szintjén elsősorban a korrelációs kísérleteinkben kell egységes álláspontra jutni. E munka eredménye lehetőséget nyújt a nevezéktani egységesítésre.

### Összefoglalás

Magyarországon a pannóniai (s. l.) emeletet alsó (= kunsági) és felső (= balatoni) alemeletre tagoljuk. A pannóniai (s. l.) emelet a RCMNS pozsonyi kongresszusán a Központi-Paratethys régióra javasolt emeletekkel a következő módon korrelálható: alsó-pannóniai = pannóniai s. str., felső-pannóniai = pontusi, romániai, dáciai.

I. A pannóniai s. str. (= alsó-pannóniai alemelet) az alsó-besszarábiai felső szakaszától vagy az alsó—felső-besszarábiai határától a meoti—pontusi határáig tartó időkerettel korrelálható.

2. Az előbbiekből következően a Centrális Paratethys pannóniai s. str. emeletét a mediterrán térség tortonai emeletével (NN 9—NN 10 és részben NN 11 zónával), a pannóniai s. str.—pontusi határát pedig a tortonai—messinai határával azonosítjuk.

3. A miocén—pliocén határ a Pannóniai-medencében a *Paradacna abi-chi*—*Congerina zagrabiensis*, *C. rhomboidea*, *C. balatonica*, *Prosodacna vuts-kitsi* ökozónákkal jellemezhető rétegekben, pontosan ma még meg nem határozhatóan húzódik.

4. A *Congerina zagrabiensis*-es ökozóna kitölti a pontusi időkeretet és áthúzódhat a dáciaiba. A *Prosodacna*-s ökozóna részben a pontusival párhuzamosítható, de kitöltheti a teljes dáciai emeletnek megfelelő időkeretet is.

5. A romániai emelet idején képződtek az ún. felső-pliocén vagy „levantei” — folyóvízi, szárazföldi képződményeink. Vizsgálatai eredményeink arra utalnak, hogy a medencében a fáciesváltozások a pannóniai—pontusi határtól kezdődően a feltöltődés, kiédesedés irányába mutatnak. Biosztratigráfiánkban is e feltöltődési tendencia tükröződik és biozónáink ökozóna értékűek. Így e zónák — a medence fejlődésének megfelelően — térben és időben eltolódnak, nem jelentenek izokron határokat. Következésképpen nem jelölik pontosan sem a pontusi—dáciai, sem a dáciai—romániai határt, sőt, ma még a pannóniai—pontusi határ is bizonytalan.

## IRODALOM — LITERATUR

- ARCHAMBAULT-GUEZOU J. 1979: Affinités euxiniques des mollusques messiniens d'Elche (Alicante, Espagne) et implications paleogeographiques. — *Ann. Géol. Pays Hellén*, Tome hors série 1: 27—37.
- ANDRESCU I. 1981: Middle—Upper Neogene and Early Quaternary chronostratigraphy from the Dacic Basin and correlations with neighbouring areas. — *Ann. Géol. Pays Hellén*, Tome hors série 4: 129—138.
- BALÁZS E. et al. 1982: Magyarország szerkezetének és földtörténetének vázlata. — In *Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken*. — *Földt. Int. kiadv.*: 54—74.
- BALOGH K.—JÁMBOR Á.—PARTÉNYI Z.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—SOLTI G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — *Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról*: 243—260.
- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — In *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*: 9—173. — Akad. Kiadó, Budapest.
- BOHNÉ HAVAS M. 1983: Új típusú szarmata *Cardium*ok a Zsámbéki-medencéből (Budajenő 2. sz. fúrás). — *Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről*: 335—368.
- BÓNA J.—GÁL M. 1983: Jelentés a Máriakémed-3. sz. és a Szirák-2/a fúrás nanoplankton vizsgálatáról. — *Földt. Int. Adattár, kézirat*.
- CHIVU M.—DRAGU V.—ENACHE GH.—ISAC D.—MARGARIT E. 1966: Contributii la stratigrafia neogenului din bazinul silvaniei. — *Dari de Seama ale Sedintelor 52 (1)*: 239—249.
- CITA M. B.—RYAN W. B. F. 1973: Time scale and general synthesis. — *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project 13 (2)*: 1405—1415.
- CITA M. B.—STRADNER H.—CIARANFI N. 1973: Biostratigraphical investigations on the Messinian stratotype and on the overlying „Trubi” formation. — *Riv. Ital. Paleont.* 79 (3): 393—446.
- COOKE H. B. S.—HALL J. M.—RÓNAI A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22 (1—4): 89—109.

- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978: A Kiskunhalas-Ny-3. szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsópannoniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. — Földt. Közl. 108: 53–64.
- HAMILTON N. 1979: Paleomagnetic study of sediments from site 397 Northwest African continental margin. — Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project 47 (1): 463–478.
- HUSSONG D. M.—UYEDA S.—KNAPP R.—ELLIS H.—KLING S.—NATLAND J. 1982: Deep Sea Drilling Project Leg 60: Cruise objectives, principal results and explanatory notes. — Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project 60: 3–31.
- KOJUMDGEVA E. 1980: Les communautés des Mollusques de sarmatien et leur importance stratigraphique. — Materiali 11. Kongressza Karpato-Balkanszkoj Geol. Asszociacii Sztratigr.: 72–79. Kiev.
- KOJUMDGEVA E.—STANCHEVA M.—DIKOVA P.—STOYKOV ST.—POPOV N. 1978: Guide de l'Excursion du 9. Symposium du groupe „Paratethys” Neogène en Bulgarie du Nord-Quest (15–17. Sept.). — Szófia.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1982.: Jelentés a Máriakémed-3. sz. fúrás makrofauna vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KULICHENKO V. G.—NOSOVSKY M. F. 1975: Krim. Miocén. — In DIDKOVSKIJ B. J.—KULICHENKO V. G.: Sztratigráfia. URSZR. Neogén. 10: 10–23.
- LA BRECQUE J. L.—KENT D. V.—CENDE S. C. 1977: Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. — Geology 5 (5): 330–335.
- MAZZEI R.—RAFFI J.—RIO D.—HAMILTON N.—CITA M. 1979: Calibration of late Neogene calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of site 397 and correlation with Moroccan and Mediterranean sections. — Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project 47 (1): 375–389.
- NAKAGAWA H.—NIITSUMA N.—KIMURA K.—SAKAI T. 1975: Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic stages in Italy and their correlatives in Japan. — Late Neogene Epoch boundaries. 64–70. New York.
- PANA I. 1966: Studiul depozitelor pliocén din Regiunea cuprinsa între valea Buzau și valea Balanasa. — Com. Geol. Inst. Geol. Studii Tehnice Si Economice seria J. 1: 1–136. Bucuresti.
- PAPP A. 1981: Calibration of Mediterranean Paratethys and continental stages. — Ann. Géol. Pays Hellén, Tome hors série 4: 73–78.
- PAULIUC S.—NEGOITA F.—DARWISCHE M.—ANDREESCU I. 1979: Stratigrafia depozitelor miocene din sectorul central al Platformei Moesice (V. olt.—V. Dimbovita). — An. Univ. Bucuresti Geol. Anul. 28: 65–78.
- RÓNAI A. 1981: The development of Pliocene and Quaternary depression in the Great Hungarian Plain. — In Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene 9: 3–25.
- RYAN W. B. F.—CITA M. B.—RAWSON D. M.—BRUCKLE L. M.—SAITO T. 1974: A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans, to the Mediterranean „salinity crisis”. — Riv. Ital. Paleont. 80 (4): 631–688. Milánó.
- SZEMENYENKO V. N. 1979: Correlation of mio-pliocene of the Eastern Paratethys and Tethys. — Ann. Geol. Pays Hellén, Tome hors série 3: 1101–1111.
- SZEMENYENKO V. N.—LJULIEVA S. A. 1978: Opit prjamoj korreljacii mio-pliocena vasztocsono paratétisza i Tetisza. — Naucsno-Isszledov. Inszt. Geol.: 95–105. Dnyepropetrovsk.
- SENEŠ J. 1981: La Paratethys: Progres et problemes. — Ann. Geol. Pays Hellén, Tome hors série 4: 47–55.
- STEININGER F. F.—RÜGL F. 1979: The Paratethys history. — A contribution towards the neogene geodynamics of the Alpine Orogene. — Ann. Geol. Pays Hellén, Tome hors série 3: 1153–1165.
- STEVANOVIĆ P. M. 1951: Pontische Stufe im engeren Sinne. Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. — Serbische Ak. d. Wiss. Mat. Nat. Kl. 187: 1–361.

- SZÉLES M. 1969: A magyarországi szénhidrogénkutató fúrások által feltárt pliocén képződmények összefoglaló rétegtani és őslénytani értelmezése. I. rész: Dunántúl. — OGIL Adattár, kézirat.
- SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. In BARTHA F. et al.: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai: 253–345. — Akad. Kiadó, Budapest.
- TAKTAKISVILI I. G. 1977: K pliocenovej isztorii molljuszkovih fauna paratetisza. — Tbiliszi.
- TALWANI M.—WINDISCH C. C.—LANGSETH M. G. 1971: Reykjanes Ridge crest: A detailed geophysical study. — Journ. Geophys. Res. 76 (2): 473–517.

## KORRELATIONSMÖGLICHKEIT DER JUNGEN NEOGENBILDUNGEN UNGARNS

M. KÖRPÁS-HÓDI

### Einleitung

Aus der internationalen Literatur, aus der Tätigkeit der Mediterranen Lithostratigraphischen Kommission, sind die Bestrebungen, eine Korrelation des Paratethys und der Mediterranen Region zu erzielen, und die sich in erster Linie auf paleomagnetischen sowie K/Ar-Messungen und Nannoplanktonen bzw. Wirbeltierfauna beruhen, gut bekannt. Wir müssen aber dessen im klaren sein, dass die Korrelation des Pannonien (s. l.) aufgrund der uns heute zur Verfügung stehenden Angaben noch nicht vollständig durchgeführt werden kann. In jedem Fall wird ein Material verwendet, das aus dem Gesichtspunkt einer Konzeption untersucht und gedeutet wird.

Zwischen der Zonation aufgrund der Wirbeltier bzw. Molluskenfauna ist ein Widerspruch festzustellen, deshalb wurde die Wirbeltier-Zonation bei der Korrelation ausser Acht gelassen. Zu unserer Korrelation wurden die folgenden, aus Ungarn stammenden Angaben verwendet:

1. Paleomagnetische Messungen und die mit ihnen aufgrund der Zyklizität parallelisierten Profile (Grosse Ungarische Tiefebene: *Congeria balatonica*—*Prosodacna*-Fauna).

2. K/Ar-Messungen und die Molluskenfauna, die mit ihnen korreliert werden kann (Transdanubien, Grosse Ungarische Tiefebene: *Congeria partschii*-, *Limnocardium decorum*-, *Melanopsis bouei sturi*-, *Theodoxus*-Fauna).

3. Die auf dem Gebiet der zentralen- und östlichen Paratethys auftretenden gleichen Arten bzw. Genera sowie die Migration dieser Fauna von jenseits der Karpaten in das Pannonbecken (*Cryptomacra* aff. *pseudotellina*, *Cardium* aff. *plicatofittoni*) und aus dem Pannonbecken in das Dazisch-Pontische Becken (*Paradacna abichi*, *P. lenzi*, *Congeria digitifera* usw.).

Zur Beurteilung der mit der paleomagnetischen Skala verglichenen Lage unserer Molluskenzonen — aufgrund der Migration der Molluskenfauna — haben wir ausser unserer eigenen Angaben auch die auf dem Gebiet der östlichen Paratethys festgestellten paleomagnetischen Angaben in Betracht gezogen.

Zur Korrelation mit der mediterranen Region — wegen der nicht ausreichenden Angaben — können wir nur indirekt, durch Parallelisierung mit der östlichen Paratethys kommen. Aus diesem Gesichtspunkt haben die Meot/Pont-Grenze sowie die Lage der NN 10-Zone eine sehr grosse Bedeutung. Zur Beurteilung der obenerwähnten haben wir uns in erster Linie auf die Angaben von SEMENIENKO (1979), SEMENIENKO—LJULIEWA (1978), HAMILTON (1979) sowie MAZZEI et al. (1979) gestützt.

Wir haben versucht, die Nannoplankton-Untersuchung unserer Cryptomacra-Schichten durchzuführen. Es ist uns nicht gelungen, Zonen-Leitformen zu finden (J. BÓNA—M. GÁL 1983).

## Die zur chronostratigraphischen Deutung verwendeten ungarischen Angaben

### Paleomagnetische Messungen

Paleomagnetische Messungen wurden an Proben durchgeführt, die aus den Bohrungen Dévaványa 1. und Vésztó 1. stammen. Beide Bohrungen endeten in den Ablagerungen des oberen Pliozän (levantische Fazies). Die pliozäne Schichtenfolge ist aus dem Gesichtspunkt der Flora und Fauna steril. Aus den beiden Bohrungen — mit 1116 m- und 1280 m-Sohllentiefe — erfolgten die Probenahmen für die paleomagnetischen Messungen meterweise.

Nach der paleomagnetischen Einstufung der beiden Profile wurde die Bewertung modifiziert. (COOKE et al. 1979). Der untere Abschnitt der Bohrungen wurde dem früheren Epoch-5 gegenüber als Gilbert eingestuft. Die Deutung begann von der Gauss—Gilbert-Grenze (A. RÓNAI 1981.). Wir haben versucht, die pliozäne Schichtenfolge der beiden Bohrungen mit faunistischen Schichtenfolgen zu parallelisieren. A. RÓNAI hat im Jahre 1979. das paleomagnetisch gemessene Profil der Bohrung Dévaványa 1. mit dem der Bohrung Jászladány 1. verglichen. Er hat festgestellt, dass die pelistozänen Formationen aufgrund der Zyklizität verglichen werden können, ihre Ausbildung, Schichtenmächtigkeit beinahe gleich sind. Der pliozäne Abschnitt ist im Profil von Jászladány oberpannonisch und levantisch, während er im Profil von Dévaványa nur levantisch ist. (COOKE et al. 1979). Die Einstufung in verschiedene Alter stützt sich auf die Identität bzw. Verschiedenheit der Faziescharakteristika. Obwohl sich beide Bohrungen in Teilbecken befinden, die voneinander durch einen Unterwasserrücken getrennt waren, können die beiden Profile aufgrund der Zyklizität und der Carottageprofile parallelisiert werden. Dadurch kann das Ergebnis der paleomagnetischen Messung auf das pannonische Profil der Bohrung Jászladány 1. extrapoliert werden. Dementsprechend kann der 950—720 m-Abschnitt zwischen Congeria balatonica und Prosodaena vutskitsi der Bohrung von Jászladány (F. BARTHA et al. 1971) von der Gauss—Gilbert-Grenze bis zum Cochiti—Nunivak Event parallelisiert werden, aber wenn man die erste Deutung der paleomagnetischen Untersuchungen in Betracht nimmt, erstreckt sich die Parallelisierung auch in dem Falle von Gelberton bis zum Sidufjall Event.

### Messungen mit der K/Ar-Methode

Die Erdölschürfb Bohrungen haben im Raum von Kiskunhalas, Kecel, Sándorfalva unterpannonische (Pannonien s. str.-) Basalte aufgeschlossen. In der Bohrung Kiskunhalas-W 3. wurden im Intervall zwischen 1120 und 1168,7 m Basaltpuff-, eingelagerte Mergel-, Kalkmergelablagerungen durchteuft (CSEREPESNÉ B. MESZÉNA 1978). M. SZÉLES hat aus dem Mergel folgende Fauna bestimmt:

*Congeria* cf. *partschii* maorti STRAUSS, *Limnocardium* sp., *Amplocypris* sp., *Bacunella abchazica* VECUA, *Candona alta* ZAL., *C. labiata* ZAL., *Cyprideis heterostigma obesa* REUSS.

Die K/Ar-Messungen haben das Alter der Basalte bei 8,0–9,6 bzw. 10,1 mill. Jahren bestimmt (E. BALÁZS et al. 1982).

Die Messergebnisse der Basalte Transdanubiens haben Angaben zwischen 2 und 5 mill. Jahren geliefert (K. BALOGH et al. 1982). Zur Beurteilung des Alters unserer Molluskenablagerungen benutzen wir die Angaben von Pula. Dementsprechend müssen wir den Ausfall der *Limnocardium decorum*, *Melanopsis bouei sturi*—*Theodoxus vetraničiči*-Faune, die in der Umgebung von Pula das Brackwasser—See-Facies charakterisiert, bei ungefähr 4 mill. Jahren bestimmen.

#### Angaben der Molluskenfaunen

In unserer sarmatischen Fauna ist die Gattung *Cryptomacra* unbekannt. Sein Auftreten ist an die pannonische *Limnocardium praeponticum*-, *Congeria banatica*-, *Orygoceras* führenden Paleoassotiationen gebunden (Lajoskomárom, Bohrung 1., 663,2–617,8 m; Budajenő, Bohrung 2., 158,0–161,2 m; Szirák, Bohrung 2/a, 671,4–596,4 m). Sein Auftreten im Pannonbecken ist mit einer Migration aus dem Dazisch-Pontischem Becken zu erklären.

Aufgrund der Untersuchungen von M. BOHNÉ HAVAS (1981) können unsere sarmatischen Bildungen mit den volhynischen—unterbessarabischen Bildungen der Gebiete jenseits der Karpaten (*Cardium inopinatum*, *Cardium gleichenbergens*, *Cardium pium*-Zonen) sehr gut korreliert werden. Die *Limnocardium praeponticum*-Fauna, die über unsere *Cardium pium*-Schichten lagert, deutet auf das Beginn einer Transgression nach dem Abschluss der sarmatischen Regression hin. Die Erscheinung von *Cryptomacra* ist an diese Transgression gebunden. Die Sarmat—Pannonien s. str.-Grenze kann aufgrund der obenerwähnten mit der Grenze Unter—Ober-Bessarab; vielleicht mit dem oberen Abschnitt des unteren Bessarabien parallelisiert werden. Aufgrund der Schichtenmächtigkeit können wir annehmen, dass das Genus auch in die Acherzon-Stufe hinüberreichen kann.

Die Artenzusammensetzung der ungarischen *Cryptomacra*-Fauna weicht sowohl von der Zusammensetzung der *Cryptomacra*fauna von Siebenbürgen (CHIVU et al. 1966) als auch von der des Dazisch-Pontischen Beckens (KULICHENKO—NOSOVSKY 1975, PAULIUC et al. 1979, KOJUMDGIJEVA 1978, 1980) ab. In den ungarischen Vorkommen treten zusammen mit *Cryptomacra*—mit der Ausnahme einer, dem *Cardium plicatofittoni* nahestehenden Art—ausschliesslich pannonische Arten auf.

Im Dazischen Becken sowie auf dem Gebiet des östlichen Paratethys kommen in den pontischen Bildungen Arten und Genera vor (TAKTAKISVILI 1977), die im Pannonbecken häufige Arten der *Congeria banatica*—*Congeria czjžeki*—Paleoassotiationen sind (*Paradacna abichi*, *P. lenzi*, Valenciennesia). Andererseits ist das Auftreten der obenerwähnten Arten an das Auflösungsstadium der erwähnten Paleoassotiationen gebunden, und sie sind auch in den Paleoassotiationen von *Congeria zagrabiensis*, *Paradacna abichi*, *Limnocardium penslii*, *Melanopsis pygmaea* aufzufinden (*Kaladacna steindachneri*, *Dreissenomya aperta* usw. M. SZÉLES 1971).



Auf der Grossen Ungarischen Tiefebene betrachten wir die Erscheinung von wahrscheinlich östlichen Arten oberhalb der *Congeria banatica*-Zone (*Hyriopsis krausi*, M. SZÉLES, 1971), als eine Folge der gegenseitigen Migration.

Unser Standpunkt trifft mit der im Jahre 1951. ausgelegten Meinung von P. M. STEVANOVIC im Ganzen genommen überein. Dementsprechend entstand am Anfang der Pontischen Stufe eine Verbindung zwischen dem Dazischen- und dem Pannonbecken. Der Zeitraum der Auflösung der *Congeria banatica*-, *Congeria cžžeki*-Fauna Ungarns und der damit korrelierbaren Herausbildung der *Congeria zagrabiensis*-, *C. ungula caprae*-, *C. balatonica*-, *Prosodacna vutskitsi*-Fauna kann mit der pontischen Stufe parallelisiert werden.

In der Bohrung Máriakéménd 3. wurde in einer, mit den *Cryptomactra*-schichten parallelisierbaren stratigraphischen Lage ein reiches Vorkommen an *Dreissenomya* aff. *subrotundata* bekannt. (M. KORPÁS-HÓDI, 1982). Diese Art wurde in dem Dazischen Becken von J. PANA (1966) aus den untermeotischen Schichten beschrieben. Eine Korrelation mit dem Meot halte ich aufgrund der stratigraphischen Lage (diese Art kommt 20 m oberhalb den sarmatischen Schichten zum Vorschein) nicht für wahrscheinlich. Es kann nämlich angenommen werden, dass diese, im Pannonbecken ausgebildete Art gegen die chersonisch—meotische Stufengrenze in das Dazische Becken gewandert ist.

Das Vorkommen von *Congeria ramphophora* im Dazischen Becken im Meot (I. ANDRESCU 1981) kann auch ebenso erklärt werden. Aufgrund der oben erwähnten ist es auch wahrscheinlich, dass an der Grenze der Cherson—Meot eine schwache Verbindung vorhanden war, die mit der jungmeotischen Transgression bis zum Wiener Becken (nach F. F. STEININGER—F. RÖGL 1979) in Beziehung gebracht werden kann.

Aufgrund der ökologischen Untersuchung der Molluskenfauna kann folgendes festgestellt werden:

1. Die *Limnocardium praepont* — Fauna zeigt oberhalb der *Cardium pium* — Schichten eine Abnahme der Wassertiefe.

2. Die *Cryptomactra*—Schichten zeigen im Verhältnis zu der *Limnocardium praepont*-Fauna (das Ausbleiben von Planorben, *Lymnaea*) eine mehr offene, in tieferem Wasser ausgebildete Seefacies.

3. Zwischen den Gebirgen Bakony und Mecsek (in Somogy) kann gleichzeitig eine Aushebung registriert werden.

4. In der Beckenfazies, in dem oberen Abschnitt der *Cryptomactra*-Fauna führenden Schichten deutet die Verzahnung der *Congeria banatica*-Fauna mit der *Parvidacna laevicostata*-Fauna auf eine regressive Erscheinung hin.

5. Das Vordringen der *Congeria banatica*-Fauna oberhalb der Faunen von *Parvidacna laevicostata*, *Orygoceras*, sowie die Expansion der *Congeria cžžeki*—Fauna beweist eine Ingression. (Nach der Meinung von M. SZÉLES [1969, 1971]: mittlere Stufe des Oberpannons).

6. Die oberhalb der erwähnten auftretende *Paradacna abichi*, *Congeria zagrabiensis*, *C. rhomboidea*—*Limnocardium pensilii*-Fauna zeigt wieder eine Ingression, deren Ausmass grösser war als die der frühererwähnten.

7. An den Gebirgsrändern findet man mit einem weiteren Übergreifen der Transgression die Faunenvergesellschaftung *Melanopsis*—*Theodoxus*, *Congeria balatonica*, *Unio*—*Viviparus*. Diese Erscheinung kann mit der Beschleunigung des Verüstungsprozesses sowie mit der Verschiebung der Uferregionen erklärt werden, die als Wirkung der allmählichen Auffüllung vonstattenging.



- Piessens, K., Baele, J.-M., De Weireld, G., Dreesen, R., Dusat, M., Laenen, B., Mathieu, Ph., Swennen, R., 2010. CO<sub>2</sub> Capture and Storage: Inevitable for a Climate Friendly Belgium. Royal Belgian Academy Council of Applied Science (BACAS), Brussels, Belgium, pp. 19.
- Piessens, K., Welkenhuyzen, K., Laenen, B., Ferket, H., Nijs, W., Duerrinck, J., Cochez, E., Mathieu, P.H., Valentiny, D., Baele, J.-M., Dupont, N., Hendriks, C.H., 2012. Policy Support System for Carbon Capture and Storage and Collaboration between Belgium—the Netherlands “PSS-CCS”, Final Report. Belgian Science Policy Office, Research Programme Science for a Sustainable Development Contracts SD/CP/044 b & SD/CF/803, p. 335. [http://www.belspo.be/belspo/ssd/science/Reports/PSS-CCS\\_Finkp\\_AD.2.pdf](http://www.belspo.be/belspo/ssd/science/Reports/PSS-CCS_Finkp_AD.2.pdf)
- RCI, 2011. CO<sub>2</sub> Capture and Storage in Rotterdam: A Network Approach. Rotterdam Climate Initiative, Rotterdam, The Netherlands, p. 32.
- Ramirez, A., Hageboom, S., Kramers, L., Wildenborg, T., Hendriks, C., 2010. Screening CO<sub>2</sub> storage options in The Netherlands. International Journal of Greenhouse Gas Control 4 (2), 367–380.
- Raoult, J.F., Meilliez, F., 1987. The Variscan front and the midt fault between the channel and the Meuse river. Journal of Structural Geology 9 (4), 473–479.
- Robaszynski, F., Dhondt, A.V., Jagt, J.W.M., 2001. Cretaceous lithostratigraphic units (Belgium). In: Butynck, P., Dejonghe, L. (Eds.), Guide to a Revised Lithostratigraphic Scale of Belgium. Geologica Belgica, vol. 4, nos. 1/2., pp. 121–134.
- Schlumberger, 1989. Log Interpretation Principles/Applications. Schlumberger Wireline & Testing, Sugar Land, Texas, USA.
- Sintubin, M., Debacker, T.N., Van Baelen, H., 2009. Early Paleozoic orogenic events north of the Rhete suture (Brahant, Ardennes): a review. Comptes Rendus Geoscience 341, 156–173.
- Span, R., Wagner, W., 1996. A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100K at pressures up to 800 MPa. Journal of Physical and Chemical Reference Data 25, 1509–1596.
- Strachan, N., Hoehne, R., Ramirez, A., van den Broek, M., Fidge, A., Espgren, K., Seljom, P., Grohnheit, P.E., 2011. CCS in the North Sea region: a comparison on the cost-effectiveness of storing CO<sub>2</sub> in the Utsira formation at regional and national scales. International Journal of Greenhouse Gas Control 5 (6), 1517–1532.
- Torskaya, T., Jin, G., Torres-Verdin, C., 2007. Pore-level analysis of the relationship between porosity, irreducible water saturation, and permeability of clastic rocks. In: SPE Paper 109878, SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 11–14/11/2007, Anaheim, CA, USA.
- Tversky, A., Kahneman, D., 1983. Extensional versus intuitive reasoning: the conjunction fallacy in probability judgement. Psychological Review 90, 293–315.
- Van den Broek, M., Ramirez, A., Groenenberg, H., Neele, F., Viebahn, P., Turkenburg, W., Faraj, A., 2010. Feasibility of storing CO<sub>2</sub> in the Utsira formation as part of a long term Dutch CCS strategy: an evaluation based on a GIS/MARKAL toolbox. International Journal of Greenhouse Gas Control 4, 351–366.
- van Tongeren, P.C.H., 2001. CO<sub>2</sub>-sequestration possibilities in the deep aquifers of the Campine Basin (Northern Belgium). In: VITO Report for NITG-TNO, GESTCO Project 2001-ETE/R/30., pp. 20.
- van Tongeren, P.C.H., Laenen, B., 2001. Coalbed methane potential of the Campine Basin (N. Belgium) and related CO<sub>2</sub>-sequestration possibilities. In: VITO Report for NITG-TNO, GESTCO project, 2001/ETE/R/042., pp. 39.
- Vandenberghje, N., Van Simaey, S., Steurbaut, E., Jagt, J.W.M., Felder, P.J., 2004. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium. Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw 83, 155–171.
- Vangkilde-Pedersen, T., Allier, D., Angheil, S., Bossie-Cordreau, D., Car, M., Donda, F., et al., 2009. Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide. EU Geocapacity, Final Report D42, Project No. 5E56-518318, <http://www.geology.cz/geocapacity/publications/D16 WP2 Report storage capacity-red.pdf>
- Vangkilde-Pedersen, T., 2009. Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide. EU Geocapacity, Final Report D42, Project No. 5E56-518318, p. 63. <http://www.geology.cz/geocapacity/publications/D42%20Geocapacity%20Final%20Report-red.pdf>
- Verniers, J., Pharaoh, T., André, L., Debacker, T.N., De Vos, W., Everaerts, M., Herbosch, A., Samuelson, J., Sintubin, M., Vecoli, M., 2002. The Cambrian to mid Devonian basin development and deformation of Eastern Avalonia, east of the Midland Microcraton: new data and a review. In: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J. (Eds.), Paleozoic Amalgamation of Central Europe. Geological Society, Special Publications 201, London, pp. 47–93.
- Welkenhuyzen, K., Piessens, K., Baele, J.-M., Laenen, B., Dusat, M., 2011. CO<sub>2</sub> storage opportunities in Belgium. Energy Procedia 4, 4913–4920.
- ZEP, 2010. Recommendations for Research to Support the Deployment of CCS in Europe. Beyond 2020. European Technology Platform for Zero Emission Fossil Fuel Power Plants, p. 40. <http://www.zeremisplatform.eu/downloads/487.html>
- ZEP, 2011. The Cost of CO<sub>2</sub> Capture, Transport and Storage. European Technology Platform for Zero Emission Fossil Fuel Power Plants, p. 51. <http://www.zeremisplatform.eu/downloads/811.html>