



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE

LXII. KÖTET

**A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG
PANNÓNIAI KÉPZŐDMÉNYEI**

ÍRTA:
JÁMBOR ÁRON

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

PANNONIAN IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

by
Á. JÁMBOR

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1980

Magyar Könyvtár

Lektor:
DR. BÉRCZI ISTVÁN

Szakreferens:
DR. KRETZOI MIKLÓS
a föld- és ásványtani tudományok doktora

Szerkesztette:
a M. Áll. Földtani Intézet Kiadványszerkesztő Csoportja

Technikai szerkesztő:
GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Fordító:
DR. BÉRCZI ISTVÁN

Nyelvi lektor:
KECSKÉS BÉLA

HU ISSN 0368-9751

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában



Egyetemi Nyomda — 79.4780 Budapest, 1980
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA igazgató
Műszaki vezető: Hegedűs Ernő — Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor
A könyv formátuma: B/5 — Terjedelem: 22,75 + mellékletek A/5 ív
Ábrák száma: 29 + mellékletek. Példányszám: 1000
Azonossági szám: 01045

**A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG
PANNÓNIAI KÉPZŐDMÉNYEI***

Írta:

DR. JÁMBOR ÁRON
a földtudományok kandidátusa

* Az itt közreadott munka a Tudományos Minősítő Bizottság előtt 1977. február 21-én megvédett kandidátusi disszertáció. Kézirat lezárva 1977 januárjában.

TARTALOM — CONTENT

I. Bevezetés	9
1. A dolgozat születésének körülményei	9
2. A dolgozat rétegtani alapelvei	10
3. A pannóniai képződmények és a feldolgozott terület lehatárolása	11
II. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportba tartozó képződményeinek megismeréstörténete	13
A megismeréstörténet szakaszai	13
Első szakasz (1913-ig)	13
Második szakasz (1913—1948-ig)	18
Harmadik szakasz (1948-tól máig)	20
III. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportba tartozó képződményeinek litosztratigráfiai tagolása	27
IV. A pannóniai formációcsoport elhatárolása a fekü felé	39
V. Az alsópannóniai formáció földtani felépítése a Dunántúli-középhegység területén	61
1. Zalai márga tagozat	63
2. Zsámbéki márga tagozat	66
3. Ósi tarkaagyag—kavics tagozat	71
4. Monostorapáti márga tagozat	76
5. Drávai agyagmárga tagozat	76
6. Csákvári agyagmárga tagozat	78
7. Imárhegyi aleurit tagozat	82
8. Csóri aleurit tagozat	82
9. Tinnyei gyöngykavics tagozat	84
10. Kisbéri gyöngykavics tagozat	87
11. Száki agyagmárga tagozat	88
VI. A felsőpannóniai formáció földtani felépítése a Dunántúli-középhegységben	90
1. Somlói tagozat	91
2. Tihanyi tagozat	96
3. Toronyi tagozat	109
4. Kállai gyöngykavics—kvarchomok tagozat	111
5. Kapolcsi mészkő tagozat	115

6. Taliándörögdi márga tagozat	116
7. Tapolcai bazalttufa—bazalt tagozat	117
8. Pulai alginit tagozat	125
9. Nagyvázsonyi mészkő tagozat	130
10. Kabhegyi vörösiszap tagozat	131
VII. A pannóniai formációcsoport fedőképződményei	133
VIII. A pannóniai formációcsoport néhány közettani tulajdonsága és ezek genetikai jelentősége	134
1. Ásványtani vizsgálatok	134
2. Agyagásvány vizsgálatok	138
3. Karbonáttartalom vizsgálatok	139
4. Kémiai vizsgálatok	143
5. A sóssági együttható változásai	144
IX. A pannóniai formációcsoport keletkezésének menete	148
X. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának szerkezete	151
XI. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának nyersanyagai ...	154
1. Energiahordozók: lignit, olajpala	154
2. Nemeshomok, kavics, kvarcit, homokkő	155
3. Bazalt, bazalttufa	156
4. Agyag, bentonit, mésziszap	156
5. Víz	157
Irodalom	227
Táblák	245

Mellékletek (tasakban):

- I. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának vastagsági és fedetlen elterjedési térképe
- II. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának feküdképződményei és a fiatal neogén transzgressziók térhódításai
- III. A Dunántúli-középhegység alsópannóniai formációbeli tagozatainak elterjedési vázlata
- IV. A Dunántúli-középhegység felsőpannóniai formációbeli tagozatainak elterjedési vázlata
- V. A tököli Tő-1. sz. fúrás pannóniai formációcsoportjába tartozó rétegek sóssági együtthatói
- VI. A Dunántúli-középhegység környezetéből a negyedidőszakban lepusztult pannóniai képződmények vastagsága

* * *

I. Introduction	161
1. Circumstances of making this study	161
2. Stratigraphic principles adopted	162
3. Delimitation of the Pannonian formations and the area studied here	164
II. The revelation history of the formations belonging to the Pannonian Group in the Transdanubian Central Mountains	164
Phases of revelation	164

III. Lithostratigraphic subdivisions of the Pannonian Group in the Transdanubian Central Mountains	166
IV. Lower boundary of the Pannonian Group	170
V. Geological pattern of the Lower Pannonian Formation in the study area	175
1. The Zala Marl Member	177
2. The Zsámbék Marl Member	181
3. The Ósi Clay-Gravel Member	183
4. The Monostorapáti Marl Member	184
5. The Dráva Clay-Marl Member	184
6. The Csákvár Clay-Marl Member	185
7. The Imárhegy Siltstone Member	187
8. The Csór Siltstone Member	187
9. The Tinnye Gravel Member	189
10. The Kisbér Gravel Member	190
11. The Szák Clay-Marl Member	190
VI. Geological setting of Upper Pannonian Formation in the Transdanubian Central Mountains	191
1. The Somló Member	192
2. The Tihany Member	195
3. The Torony Member	197
4. The Kálla Gravel and Sand Member	198
5. The Kapolcs Limestone Member	201
6. The Taliándörögd Marl Member	202
7. The Tapolca Basalt Member	202
8. The Pula Alginite Member	209
9. The Nagyvázsony Limestone Member	211
10. The Kabhegy Clay Member	213
VII. The hanging wall of the Pannonian Group	213
VIII. Lithologic features and their genetic significance	214
1. Mineralogical analyses	214
2. Clay mineral examinations	217
3. Analyses for carbonate	217
4. Chemical analyses	218
5. Changes in salinity coefficient	218
IX. The genesis of the Pannonian Group	219
X. Tectonics of the Pannonian Group	222
XI. Mineral raw materials in the Pannonian Group	223
1. Energetical resources: lignite, oil shale	223
2. Glass-sand, gravel, quartzite, sandstone	224
3. Basalts, basalt tuffs	224
4. Clays, bentonites, lime-muds	225
References	227
Plates	245

Supplements (attached to back-cover):

- I. Map showing the thickness and the subsurface extension of the Pannonian Group in the Transdanubian Central Mountains
- II. Rocks underlying the Pannonian Group and areas invaded by Late Neogene transgressions in the Transdanubian Central Mountains
- III. Chart showing the extension of Lower Pannonian Formation members in the Transdanubian Central Mountains
- IV. Chart showing the extension of Upper Pannonian Formation members in the Transdanubian Central Mountains
- V. Salinity coefficients of strata belonging to the Pannonian Group as calculated for borehole Tö-1 at Tököl
- VI. Thickness of Pannonian rocks lost to Quaternary erosion in the neighbourhood of the Transdanubian Central Mountains

I. BEVEZETÉS

I. A dolgozat születésének körülményei

A Magyar Állami Földtani Intézet szakemberei másfél évtizede végzik a Dunántúli-középhegység rendszeres földtani újrafeldolgozását. Ennek a munkának a területen folyó ipari nyersanyagkutatások rétegtani és ősföldrajzi megalapozása, előkészítése a célja. Mivel a Dunántúli-középhegységben előforduló üledékes eredetű nyersanyagok — jura mangánérc, kréta és eocén bauxit és barnakőszén, triász-kréta építő- és cementipari kőzetek — elsősorban a fiatal mezozoós képződményegyütteshez kapcsolódnak, ez az alapozó tevékenység főként a fiatal mezozoós és az eocén képződmények megismerését célozta. Így az újrafeldolgozás a hegység belsejéből indult, de hamarosan beleütközött a peremi területek neogén képződményeibe. Mivel ezt megelőzően a neogén képződmények vonatkozásában elsősorban ezek újrafeldolgozásának biosztratigráfiai előkészítése (BARTHA F. 1954—1963, BODA J. 1959, KÓKAY J. 1966) folyt, FÜLÖP JÓZSEF akadémikus, az Intézet akkori igazgatója, előbb az ÉK-Dunántúl neogén (1965), majd a Dunántúli-középhegység pannóniai képződményeinek vizsgálatával (1967) bízott meg. Az azóta eltelt 9 év alatt részt vettem, illetve irányítottam a hegységben és környékén folyó földtani újrafeldolgozást és nyersanyag-elő kutatásokat. Eközben különös gonddal gyűjtöttem a pannóniai képződményekre vonatkozó adatokat a felszíni feltárásokból és a fúrási rétegsorokból egyaránt. A terepi megfigyelések laboratóriumi anyagvizsgálati adatokkal való kiegészítése és alátámasztása céljából a korábban kialakult gyakorlat szerint szokásos vizsgálatokat készíttettem el a Földtani Intézet, a Bauxitkutató Vállalat, az Orsz. Földtani Kutató- és Fúró Vállalat laboratóriumaiban. Dolgozatomban mindezeket az adatokat értékelem, törekedve azok viszonylag tömör megfogalmazására és dokumentálására is.

Az eredmények bemutatása előtt köszönetet mondok munkám indításáért és támogatásáért DR. FÜLÖP JÓZSEF akadémikusnak, valamint DR. KONDA JÓZSEF-nek az Intézet jelenlegi igazgatójának, aki ismételten segített kitűzött témám kidolgozási feltételeinek biztosításában.

Hálával és köszönettel tartozom azért, hogy a hegységben lemélyített sok és sokféle ipari fúrás rétegsorát feldolgozhattam és kiértékelhettem. Ezen a téren elsősorban SZANTNER FERENC, a Bauxitkutató Vállalat főgeológusa nyújtott nagy segítséget, de nélkülözhetetlenek munkám számára a Mecseki Ércbánya Vállalat fúrásainak rétegsorai is. Ezek feldolgozását DR. BARABÁS ANDOR főgeológus és DR. MAJOROS GYÖRGY, illetve SZABÓ IMRE főgeológus tette lehetővé.

A hegységperemi területek medencebelseji összeköttetésének megismerését az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt geológus vezetőinek: DR. DANK

VIKTOR főgeológusnak és KOMJÁTI JÁNOS főosztályvezetőnek, valamint DR. HAÁZ ISTVÁNNÉ munkatársnak köszönhetem.

Munkám elkészülését nagyban segítette közvetlen munkatársaim — KORPÁS LÁSZLÓNÉ, KORPÁS LÁSZLÓ, SOLTI GÁBOR, PEREGI ZSOLT, BERNHARDT BARNABÁS, GYALOG LÁSZLÓ, RAINCSÁK GYÖRGY, BENCE GÉZA, DR. KAISER MIKLÓS, NAGY GYÖRGYNÉ, BAKONY IMRE, CSEREKLEI ERIKA és DR. BRÓZIK SÁNDORNÉ — valamint az anyagvizsgáló laboratóriumok munkatársainak áldozatos tevékenysége. Kérem fogadják ők is hálás köszönetemet.

Munkám első — a Magyar Tudományos Akadémia Minősítő Bizottságához benyújtott — megfogalmazását, a szokásoknak és előírásoknak megfelelően két alkalommal is elbírálták. Először az ún. munkahelyi védésen, ahol HORVÁTH I. és DR. VICZIÁN I. voltak lektorai. Második alkalommal a TMB által felkért opponensek: DR. BALOGH K. professzor és DR. KÖRÖSSY L. elemezték annak hiányosságait. Sok értékes tanáccsal és észrevétellel segítette munkámat menetközben, majd a dolgozat első változatának megírásakor és második változatának javításakor DR. KRETZOI MIKLÓS professzor. Őszinte köszönetet mondok amiért észrevételeikkel hozzásegítettek dolgozatom hiányosságainak kiküszöböléséhez.

2. A dolgozat rétegtani alapelvei

Dolgozatom második — most kiadásra kerülő — megfogalmazásánál egyrészt opponenseim, lektoraim észrevételeit, másrészt pedig a hazai rétegtani gyakorlat döntőnek tűnő, a nemzetközi (H. D. HEDBERG 1970) alapelvek elfogadásán alapuló szemléleti változását (FÜLÖP J. *et al.* 1975) is figyelembe vettem, miszerint a helyes rétegtani minősítés sorrendje azonos az egyes földtani munkafázisokkal. Az első lépés mindig a terepgeológusé, aki a természetes és mesterséges feltárások döntően közzétett adatai alapján jelöli ki a képződményegyütteseket — a litosztratigráfiai egységeket — és állapítja meg azok egymáshoz való viszonyát. Ezt követően kerül sor az általa gyűjtött minták paleontológiai tartalmának vizsgálatára, aminek eredménye a biosztratigráfiai besorolás, illetve a maradványegyüttesek kijelölése, majd a litosztratigráfiai helyzettel, továbbá a nemzetközileg elfogadott fauna-egymásutánnal való összevetés teszi lehetővé a relatív rétegtani párhuzamosítást, végül pedig a fizikai módszerek — radioaktív idő meghatározás, továbbá paleomágneses eseményrögzítés és azonosítás — segítségével a kronosztratigráfiai helyzet meghatározását. A trilista sztratigráfiai felfogás értelmében csak egyetlen nemzetközi érvényű kronosztratigráfiai beosztásra van szükség, viszont a litosztratigráfiai egységek kijelölése azonos földtani egységen levő országok esetében óhatatlanul azzal fog jární, hogy azonos képződményegyüttesre sok esetben különböző neveket fognak használni. A biosztratigráfiai és főként a kronosztratigráfiai módszerek fejlődése a párhuzamosítást azonban így is a korábbinál magasabb szinten teszi lehetővé.

A kronosztratigráfiai módszerek fejlődése a Paratethys terület neogén sztratigráfiájának megítélésére nagy hatással volt. Egyértelművé vált, hogy a nyugat-európai emeletskálák időben jóval fiatalabbak, mint ezt korábban a „tengeri” biosztratigráfiai adatok alapján vélték. A Paratethys Bizottság ennek kiküszöbölésére önálló emeletbeosztást (J. SENEŠ 1976) dolgozott ki és fogadott el, ezt követően pedig nagy energiát fordított az egyes emeletek időbeli helyzetének meghatározására. A neogén emeletskála kidolgozását

a nemzetközileg elfogadott, illetve elfogadható neogén emeletbeosztás hiánya indokolta. A Paratethys Bizottság emeletskálája — egerien, eggenburgien, ottningien, kárpátien, badenien (moravien, wieliczkien, koszovien) — a neogén fejlődéstörténet nagy hasonlósága miatt a Paratethyshez tartozó területeken — Ausztria, Bulgária É-i része, Csehszlovákia, Jugoszláviának a Dinári hegységen inneni része, Lengyelország D-i része, Románia Kárpátokon belüli részei, az Ukrán SZSZK Ny-i része — jól bevált, de a szarmata, illetve volhíniai emelettől felfelé, használata a formális elfogadás (1975) ellenére sem oldja meg a nehézségeket, mert jelenleg biosztratigráfiai és kronosztratigráfiai adataink sincsenek a Kárpát-medence és a Kárpátokon kívüli területek volhíniainál fiatalabb képződményeinek egyértelmű párhuzamosítására. A hasonló irányzatú, de időben eltérő fejlődéstörténet és az ősmaradvány-együttesek különbözősége miatt a párhuzamosítás elvégzését csak a kronosztratigráfiai módszerek fejlesztése és alkalmazása révén a jövőben remélhetjük. Ha viszont ez sikerül, akkor aligha lesz indokolható, hogy a kialakuló nemzetközi beosztástól — amely nyilvánvalóan az átlagos tengeri fáciesterület változásain fog alapulni — eltérő kronosztratigráfiai nevezéktant használjunk Közép-Európa kicsiny területén. A saját litosztratigráfiai egységek használata viszont minden országban általános gyakorlat, s egymás megértését a rétegtani lexikonok és a viszonylag szoros szakmai kapcsolatok lehetővé teszik.

Ezért dolgozatomban írásánál arra az álláspontra helyezkedtem, hogy ha a rétegtani alapelvek tiltják a helyi emeletnevek használatát, akkor hézagtelen litosztratigráfiai nevezéktant kell alkalmaznunk képződményeink ismertetésénél. Ilyen azonban a pannóniai képződményekre sem volt, mert az elmúlt 30 évben hazánkban a litosztratigráfiai elnevezéseket következetesen mellőzték és ha nem így lett volna, ilyen részletes beosztás akkor sem állt volna rendelkezésünkre. Ezért dolgozatomban megíráskor (1975 november) litosztratigráfiai nevet adtam a képződményegyütteseknek, s így jellemeztem őket. Időközben azonban a Magyar Rétegtani Bizottság Pannóniai Munkabizottsága elfogadta a pannóniai formációcsoport litosztratigráfiai egységeinek az egész országban jelenleg érvényes nevezéktanát, s azt a Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció kievi ülésén (1977 szeptember) ismertette is. Dolgozatomban természetesen alkalmazkodtam a Pannóniai Munkabizottság által jóváhagyott nevezéktanhoz, így bizonyos névbéli változtatásokat kellett az eredetileg adottakhoz képest elvégezni. Ez azonban az alapelveket és a dolgozat szerkezetét nem érintette.

3. A pannóniai képződmények és a feldolgozott terület lehatárolása

Az előbb elmondottaknak megfelelően a dolgozat tárgyának lehatárolása a következő: A Magyar Rétegtani Bizottság Pannóniai Munkabizottsága 1976. évi állásfoglalása nyomán a pannóniai formációcsoporthoz tartozó képződménynek tekintem — ROTH L. első (1879) megfogalmazásának megfelelően — a magyarországi szarmata és a pleisztocén képződmények közötti üledékes összetét és az ezekkel egyidős — főként bazalt — kitörések termékeit. Nem használom tehát a levantei és felsőpliocén fogalmakat egyszerűen azért, mert ezek kronosztratigráfiai fogalmak lévén, nem felelnek meg a célszerű nemzetközi gyakorlatnak. A korábban ide sorolt képződmények a felsőpannóniai formáció egyik tagozatává léptek elő. A pannóniai formációcsoport alsó határát a

kőzettani és a faunisztikai változások szinte minden esetben élesen jelzik. A felső határát, azaz a pleisztocén képződmények alsó határát — ismervé a kérdés körüli nehézségeket — a Rába és a Duna közötti területen annál a nagymértékű kiemelkedést bizonyító cikluskezdetnél tartom kijelölhetőnek, amely itt az esetek többségében terepi módszerekkel is nagyon könnyen felismerhető. A cikluskezdő folyóvízi kavicsokból és fáciesei­ből a Dunántúlon pliocénre utaló ősmaradványleletek eddig nem kerültek elő. Ha ez a jövőben megtörténne, vagy netán a pannóniai formációcsoport legfiatalabb rétegeiről derülne ki, hogy a nemzetközi elhatárolás szerint már a pleisztocénbe tartoznak, a további kutatások módját nem befolyásolhatja, mert az anyagi különbség, az éles kőzettani határ a két összlet között változatlanul fenn fog állni.

Dolgozatom tárgyának területi lehatárolása a következő: a pannóniai formációcsoport szempontjából a Dunántúli-középhegységhez a Dunának a komárom—százhalombattai szakasza, valamint Százhalombatta—Tab—Marcali (Kis-Balaton)—Hévíz—Somló-hegy—Pápa—Komáromot összekötő vonal által körbezárt területet soroltam.

II. A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORTBA TARTOZÓ KÉPZŐDMÉNYEINEK MEGISMERÉSTÖRTÉNETE

A megismeréstörténet szakaszai

A pannóniai formációcsoport megismerésének hazánkban, s így a Dunántúli-középhegységben is három szakasza volt:

Az első szakasz a múlt század elején kezdődött és a Balaton-monográfia megjelenésével (1913) zárult. Eredményei: a formációcsoporthoz tartozó képződmények mibenlétének meghatározása, elterjedésüknek kisléptékű rögzítése, fő kifejlődési típusainak körvonalazása és a rétegtani taglalás megkezdése voltak.

A második szakaszt — amely az első világháborútól az ötvenes évek elejéig tartott — a Balaton-monográfia eredményei óvatos bírálatának és kiterjesztésének igyekezete, valamint a formációcsoport egészének, illetve egyes részeinek a környező országok rétegtani egységeivel való párhuzamosítási kísérletek, továbbá a szerkezeti viszonyok tisztázásának és az első ösföldrajzi kép kialakításának törekvései jellemzik.

A harmadik szakasz eredményeit a második világháború okozta gazdasági rombolás sebeinek gyógyítására, majd a szocialista gazdálkodás alapjainak megteremtésére irányuló intenzív kutatómunka hozta. Ebben a kutatási szakaszban tömeges méretekben mélyültek sekély- és mélyfúrások, s ezzel együtt a biosztratigráfiai vizsgálatok is megelégnültek. Az eredmények közül elsősorban a rétegtani felosztás finomítását, az elterjedés, a fácies- és szerkezeti viszonyok, valamint az ösföldrajzi kép gondosabb kidolgozását kell megemlítenünk, de mindenekelőtt a kor gazdasági sikereit — a kőolaj-, földgáz-, lignit-, víz-, homokvagyron feltárását — kell kiemelnünk.

A Dunántúli-középhegység szerepe a pannóniai formációcsoporthoz tartozó képződmények kutatásában az első szakasz vége felé vált jelentőssé. Ez azóta alig csökkent, mert a Bakony—Vértes—Gerecse triász—paleogén tömegének és a Budai-hegységnek a peremén faunadús, fáciesgazdag rétegsorok rakódtak le, s ezek viszonylag jó, természetes feltárásokban, majd a harmadik szakaszban számos magfúrás anyagában voltak tanulmányozhatók.

Első szakasz (1913-ig)

A pannóniai formációcsoport megismerése a Dunántúli-középhegység környezetében még a múlt század első felében kezdődött. P. PARTSCH (1835) közlése óta nyilvánvalóvá vált, hogy a Balaton környékén faunában dús „congeriás” rétegek vannak. Cikkében a leírt négy *Conger* faj közül kettőt — a *C. balatonica*-t és *C. triangularis*-t — Tihanyból gyűjtötték.

A „congeriás képződmények” elterjedésének első körvonalazása a Dunántúli-középhegység környékén HANTKEN M. (1861—1868), SZABÓ J. (1856—1859), K. PETERS (1859) és G. STACHE (1861, 1867) munkássága nyomán történt meg. Ennek alapján tisztázódott, hogy a congeriás rétegek körülveszik a szigetként kiálló mezo-paleozóos tömeget.

A kiegészítés után aztán a képződményre vonatkozó első nyersanyagjelzések — M. SIMMETTINGER (1864), HANTKEN M. (1868a) — eredményeként, a Magyar Állami Földtani Intézet szakembereinek — HANTKEN M., HOFMANN K., KOCH A., BÖCKH J., ROTH L., PÁVAI E., STÜRZENBAUM I. — rendszeres térképezése most már a fiatal medenceterületekre is kiterjedt, s megállapítást nyert, hogy itt a dombvidéken a völgyek oldalában rendszerint a „congeriás”, a valódi síkságokon pedig negyedidőszaki folyóvízi és eolikus üledékes képződmények találhatók. Térképeik 144 000-es léptékben, vonalkázott alapokon, korlátozott példányszámban, kézi színezéssel készültek. A kis méretarány és a gyenge topográfiai alap ellenére felvételező munkájuk mai szemmel nézve is kiválónak mondható. A „congeriás rétegek”-nek szinte minden lényeges kibúvása szerepel ezeken a lapokon. Meg kell azonban emlékeznünk KOCH A. messze ható tévedéséről is. Úgyanis a Fenyőfő és Bakonykoppány közötti területen a „congeria agyag felett hatalmas kifejlődésben congeriás kavicsot” említ. Ez pedig pleisztocén képződmény, amelyben áthalmozott Congeria-búbok vannak. Jellemző, hogy a fúrások hiányában tett rossz megfigyelés nyomán még a száz évvel később kiadott 200 000-es térképeken is pannóniaiaként szerepelnek ezek a „foltok”.

BÖCKH J. a Balaton környékén, kőzetkifejlődés alapján, tovább tagolta a congeriás képződményeket „agyag-homok-kavics”, „basalt-tuff”, „édesvízi mészkő és kvarc” egységekre.

F. S. BEUDANT (1822), V. ZEPHAROVICH (1856), G. STACHE (1861—1867) részletadatai után, főként HOFMANN K. (1868 és 1874) munkája alapján a Balaton vidéki bazaltok és piroklasztikumai elterjedésének alapvonásai is tisztázódtak. ZEPHAROVICH a tihanyi bazalttufa fedőjében levő édesvízi mészkő és kvarcit képződményben „pontusi” (=felsőpannóniai formáció-beli) faunát talált. Megkezdődött a Mollusca faunák feldolgozása is, amelyből KOCH A. (1873) és TH. FUCHS (1870), majd HALAVÁTS GY. (1886), valamint HANTKEN M. (1887) vették ki részüket a tihanyi, kupi és Pápa környéki, illetve tinnyi, tatai és neszmélyi lelőhelyek feldolgozásával.

Az első térképezési fázis nyersanyagkutatói szempontból a pannóniai formációcsoport vonatkozásában nem sok eredményt hozott. A lignittelepek jelentéktelenségnek bizonyultak. Néhány agyagbánya — Zámoly, Neszmély, Csákvár, Győr —, továbbá a szomódi és a fehérvárurgói kvarchomok, illetve üveghomok előfordulásáról történt említés az irodalomban (MATYASOVSZKY J. — PETRIK L. 1885, MATYASOVSZKY J. 1886, KALECSINSZKY S. 1893, SCHAFARZIK F. 1900).

Az első térképezési fázis befejeződése után a földtani kutatómunkálatok természetesen nem álltak le. Egy ideig ugyan csak a részletadatok gyűjtése folyt, de már a századfordulón megkezdődött Középhegység-szerzte a most már részletesebb, 75 000-es földtani újrafelvétel. Ezt a munkát a Budai-hegységben HANTKEN M., HOFMANN K., KOCH A., SCHAFARZIK F. és HALAVÁTS GY. végezte el. A számos új eredmény mellett a pannóniai formációcsoportba tartozó képződmények tekintetében figyelemre méltó adat a János-hegy ÉK-i oldalában a Disznófő forrás mellett, 400 m t. sz. f. magasságban, az édes-

vízi mészkő fekéjéből előkerült melanopsisos Mollusca fauna és az *Antracotherium magnum* Cuv. maradvány.

A Balaton környékének újrafeldolgozását ID. LÓCZY L. hatalmas kerekekben szervezte meg. Nem elégedett meg a szokványos újrabejárással és részletesebb leírással, hanem a specialisták széles körének bevonásával az egyes képződmények faunaegyütteseinek leírására és részletes petrográfiai feldolgozására is lehetőséget teremtett. A nyersanyagkutatói szempontból kevésbé indokolható munkálatoknak általános társadalmi háttérrel szervezett a „Balaton kialakulásának felkutatása” célkitűzéssel. A hatalmas munka kötetei közel 20 év alatt jelentek meg, elsősorban SEMSEY ANDOR önzetlen pénzügyi támogatásának segítségével.

A munkálatok jelentősen elősegítették a pannóniai formációcsoport megismerését. Elsősorban HALAVÁTS GY. szintezését kell megemlítenünk, aki az 1902-ben megjelenő Balaton-monográfia fejezetében a pannóniai formációcsoportra az alábbi felosztást adta: „Alsópontusi”: 1. *Congeria zsigmondyi*-s, 2. *C. banatica*-s, 3. *C. partschi*-s rétegek. A „felsőpontusiban” 5 szintet és három faunisztikai—kőzettani kifejlődést írt le. Ezek közül a legelső a *C. ungulacaprae*-s szint, a többi négyet pedig *C. balatonica*-s—*viviparus*-os faunaegyüttesek vélt egymásrakövetkezése alapján állította fel. A *C. rhomboidea*-s, a *Limnocardium vutskitsi*-s és az *Unio wetzleri*-s* rétegeket a nagyvázsonyi édesvízi mészkő helyettesítő fácieseknek tartotta.

LŐRENTHEY I. (1905a) hasonló eredményre jut azzal a különbséggel, hogy az alsópannóniai formáció tagolásával nem foglalkozik, s a *C. ungulacaprae*-s szint felett csak kettőt, a *C. triangularis*—*C. balatonica*-s és az *Unio wetzleri*-s szintet különbözteti meg. Az Uzsa-major melletti *C. czjzeki*-s és a sümegi *Valenciennesia reussi*-s faunáknak az alsópannóniai formációba való tartozását azonban nem ismerte fel.

VITÁLIS I. a fenti két szakember szintezési eredményeit elfogadva, a Balaton-monográfiában csupán a *C. ungulacaprae* lelőhelyeit — Tihany Gödrös-oldal, Somló-hegy, Fűzfő, Padrag, Kapolcs — ismerteti, de egy évvel később (1912) leközli a vitathatatlanul az alsópannóniai formáció idősebb részébe tartozó peremartoni somló-hegyi faunát.

A Molluscák mellett MÉHES GY. (1907, 1908) a képződmények Ostracodáit, KADIČ O. (1911) a gerinces maradványokat írta le, de csak Kéthely, Polgárdi, Keszthely lelőhelyekkel foglalkozik, s csak három fajt — „*Hipparion gracile*, *Cervus lóczyi*, *Mastodon longirostris*” — sorolt fel. KORMOS T. 1911-ben a polgárdi barlang kitöltéséből 39 szárazföldi-pusztai gerinces maradványt ismertetett.

A Balaton környéki bazaltokat (=tapolcai bazalttufa-bazalt tagozat) VITÁLIS I. dolgozta fel, s kitűzött feladatát — a bazaltképződmények földtani-kőzettani viszonyainak tisztázását — példamutatóan oldotta meg. Nem elégedett meg egy-egy csiszolat leírásával és elemzési eredményének közlésével, hanem előbb a helyszínen ismerkedett meg a bazaltok települési módjával, fekéjükkel, kiterjedésükkel, felépítésük alapvonásaival, fedőjükkel, majd a begyűjtött kőzetanyag vékonycsiszolati és kémiai elemzését is elvégezte. Három különböző korú bazaltkitörést mutatott ki, s ezek kőzettani eltérését

* A korábban *Unio wetzleri* (DUNKER)-nak határozott kagylókról KROLOPP E. 1971-ben megállapította, hogy azok a *Margaritiferae flabellatiformis* (GRIG.—BEREZ.) fajjal azonosíthatók (in BARTHA F. 1972).

is megállapította. Nagyon lényeges a bazaltok korkérdését befolyásoló faunisztikai megfigyelése, mely szerint a tihanyi bazalttufák alsó részében *C. balatonica*-s fauna, a Tátika bazaltja alatt pedig *Unio wetzleri*-s homok települ.

A Balaton tudományos tanulmányozása közben született földtani eredményeket ID. LÓCZY L. (1913) monográfiája ismerteti részletesen. A pannóniai formációcsoportba tartozó képződményeket — amelyeket LŐRENTHEY I. véleményének csendes elismeréseként „pannóniai-pontusi” korbesorolással lát el — térképén a következő 5 részre bontva ábrázolja: 1. „bazalttufa”, 2. „bazalt”, 3. „kvare-homokkő, homok és konglomerátum”, 4. „homok, homokkő, agyag, márga, esetleg bazalttufával”, 5. „édesvízi mészkő, forráslerakódások”. A közel 200 oldalnyi szövegben 8, a Dunántúl kétharmadát felölelő területről közöl részletes leírást. Feltárásainak ismertetése kiváló megfigyelőről tanúskodik, de a szinte megszámlálhatatlanul sok közettani és faunisztikai adat megfelelő szintézise elmaradt. Hozzájárult ehhez az, hogy leírását nem a képződményegyüttesek egymásutánjában, hanem területegységenként végezte el. Munkája időtállóságát a sok jó megfigyelésnek köszönheti. Figyelemreméltó gondossággal jellemzi a tapolcai-medencei—sümegi, a Keszthelyi-hegység D-i oldalán és Révfülöp—Almádi között levő abráziós platókat, színlőket. Felismerte, hogy Kapolcsnál a *C. unguilacaprae*-s szintben édesvízi mészkő is megjelenik. Kiváló megfigyelései és adatai mellett számos tévedés és következetlenség is terheli munkáját. A legsúlyosabb talán, hogy nem ismerte fel az alsópannóniai formációba tartozó képződményeket, bár az uzsai, sümegi, kisléber faunákat is felsorolta. A bazaltok különböző tengerszint feletti helyzetét deflációs tevékenység eredményének veszi, s ezt előbb pannóniainak, majd pár oldallal hátrább pleisztocénnek írja le. Hasonló bizonytalanságot árul el a vázsonyi mészkő és a bazalt egymáshoz való viszonyában, illetve korbesorolásában is. Ezen túl HANTKEN M. (1868a) nyomán tévesen a pannóniai formációcsoportba sorolta a várpalotai lignitet. A formációcsoport együttes vastagságára a Balatontól D-re 300 m-es, a Kisalföldön maximálisan 120 m-es értéket adott meg, pedig jelenleg itt az 1500—2000 m-es vastagsági adatok sem ritkák.

A Balaton-monográfia munkálatai közben a Dunántúli-középhegység É-i részén LŐRENTHEY I., LIFFA A., STAFF J. és TAEGER H. tevékenykedtek. LŐRENTHEY I. 1905-ben írta le a híres jómegtartású, s rendkívül gazdag tinnyei alsópannóniai formációbeli Mollusca faunát, és ezek mellett egy *Rheopax* sp. Foraminiferát és egy *Acicularia italica* CLAR. Bryozoát is közöl. A következő évben Budapest „pannóniai és levantei rétegei”-ről közzétett monográfiájában féltucat lelőhely faunáját írta le. Ezek ma is jól beilleszthetők a pannóniai formációcsoport szintézisi rendszerébe.

LIFFA A. (1906, 1907a, b, c, 1909) Dél-Gerecsében és a Vértes—Gerecse Ny-i, illetve É-i előterében számos, főként az alsópannóniai formációba tartozó fauna-lelőhelyet talált, s ezeket agrogeológiai feladata ellenére is gondosan leírta. Kőzettani alapú tagolása a későbbi gyakorlatban részben helytelennek bizonyult, éppen úgy, mint TAEGER H.-nek a Vértes hegységi monográfiájában közölt beosztása is, aki ráadásul a térkép jelkulcsi egységeit a szövegben összekeverve írta le. Lényeges eredménye TAEGER-nek a vértesszoros mocsári szenes agyagos rétegek felismerése a Vértes belsejében, amelyek megfigyelései szerint csúszómászó csontmaradványokat is tartalmaznak. Jól jellemezte a Vértes DK-i peremén levő dolomitkavicsos abráziós színlőket és az ezekhez csatlakozó Szár környéki kvarehomok előfordulásokat is.

STAFF J. (1906) munkája az agostyáni templomdombon felismert „pontusi” agyag miatt érdemel említést.

Több figyelmet érdemel HALMOS A. (1914) Neszmély környéki munkája, amely az unguilacpraes és a balatonicas faunák keveredéséről tanúskodik egy olyan rétegsorban, ahol már a felsőpannóniai formáció alján mocsári rétegek jelennek meg.

VENDL A. is ebben az időben fejezte be a Velencei-hegység feldolgozását (1912b). Monográfiájában (1914) megállapítja a „pannóniai képződményeknek” +260 m t. sz. f. magasságig való elterjedését, továbbá a hazánkban első ízben alkalmazott nehézsúly-vizsgálatok segítségével azok metamorf és magmás lepusztulási területről való származását.

A „pannóniai képződmények” szerkezeti viszonyairól és a „pannóniai emelet” szerkezeti fejlődéséről először ID. LÓCZY L. írt a Balaton-monográfiájában. Nagyon következetlenül előbb mindenütt zavartalannak tüntetve fel azokat, majd számos helyen gyűrt rétegekről és kisebb vetőkről emlékezett meg. TAEGER H. (1914) a Buda—Pilisi-hegység szerkezetéről írt dolgozata ma is érvényes módon három olyan, triász képződményekből álló kiemelt vonulatot különböztetett meg a Vértes és a Budai-hegység között, amelyet a pannóniai formációcsoport után is működött szerkezeti vonalak határolnak. TAEGER H. hangsúlyozza, hogy az egyes hegységperemi édesvízi mészkövek különböző szintben való megjelenése a mezozoos tömegek kiemelkedésének következménye. Ezt vallotta SCHRÉTER Z. (1911—12) és KORMOS T.—SCHRÉTER Z. (1916), majd SCHAFARZIK F. is (1920), felismerve a Gellért-hegységnek a felsőpannóniai formáció végétől kezdődő aktív — diapír szerű — kiemelkedését.

SCHRÉTER Z. (1912) és GAÁL I. (1911) vizsgálatai a „pannóniai képződmények korbesorolását” erőteljesen befolyásolták, bár kissé eltérő álláspontjuk máig sem ment át a köztudatba. Mindketten megvizsgálták a magyarországi szarmata képződmények Mollusca faunáját, s megállapították, hogy az csak a volhiniai (SCHRÉTER), illetve a volhiniai és a besszarábiai (GAÁL) emeletet foglalja magában. Ha ez igaz, akkor két dolgot lehet tenni. Vagy ki kell hasítani az alsópannóniai formációból az alsószarmata és a pontusi emelet közöttieknek megfelelőket, vagy ha a Kárpát-medencei pannóniai formációcsoport egészét a pontusi képződményekkel — vagy esetleg fiatalabbakkal is (dáciai, romániai) — párhuzamosítjuk, akkor a szarmata és az alsópannóniai formációba tartozó képződmények között — a tényekkel ellentétben — regionális eróziót kell feltételeznünk. R. HOERNES (1900) ezt a teljesen valószínűtlen utat követte.

A pannóniai beltenger vizének sótartalmára vonatkozó adatokat először SCHUBERT R. (1912), majd LEIDENFROST GY. (1917) közölte. Előbbi lelőhelyei — Kóbánya, Tihany, Fonyód, Tab, Zalaapáti — rétegtanilag a felsőpannóniai formáció nagyobb részét magukban foglalják. Szerinte a harcsafélék kizárólagos előfordulása a víz sótartalmának erőteljes felhígulásáról tanúskodik, annak ellenére, hogy a Balti-tengerben — 1,2%-os sótartalom mellett — ma is élnek harcsafélék. A felsőpannóniai formáció ezen részéből eddig csak harcsafélék maradványai kerültek elő, míg a Balti-tengerben ma számos más, otolithust adó halféle is él. Megfeledkezett eközben GORJANOVIC-KRAMBERGER K. (1902) közléséről, aki a Budapest melletti Rákos „pontusi” rétegeiből *Clupea hungarica* fajt írt le, bár a heringfélék — így a *Clupea* — is felhatolnak még az édesvizekbe is.

Második szakasz (1913—1948-ig)

Az első világháború alatt lecsökkent földtani tevékenység 1920 után az ország égető energiahiányának pótlása irányában élénkült meg.

A Dunántúli-középhegység környezetében a pannóniai formációcsoport lignit szempontjából érdektelen volt, de a szénhidrogén-lehetőségek már akkor felmerültek (IFJ. LÓCZY L. 1925). A szénhidrogén-kutatást előkészítő munkálatok gyenge lendülettel indultak. Előbb HALAVÁTS GY. (1923) dolgozta fel a baltavári gerincesekkel előkerült Mollusca faunát, megállapítva annak „felsőpontusi” korát, majd SÜMEGHY J. ugyanebben az évben revideálta azt, s „alsólevantei” korúnak határozta, pedig ez a fauna nem teszi lehetővé sem az egyik, sem a másik képződménnyel való párhuzamosítást. Ugyanebben a közleményében SÜMEGHY J. az idősebb pleisztocén kavicsokat a felsőlevanteibe sorolta. FERENCZI I. (1924) kisalföldi munkájában átveszi SÜMEGHY korbeosztását, s a „pannóniai”, illetve „levantei” képződmények erőteljesen gyúrt voltát vélte felismerni.

A Dunántúli-középhegység északi részének DK-i oldalán is folyt csekély földtani tevékenység. ÁRKOSI B. (1923) és MEZNERICS I. (1930) disszertációs témaként Uny, ill. Tinnye környékének az alsópannóniai formációba tartozó képződményeit vizsgálták. Az innen előkerült Foraminiferákat ismét megtalálták, s megállapították (?) azoknak az oligocén-, illetve szarmata képződményekből való áthalmazottságát. FERENCZI I. (1925) Tinnye környékét, LÁSZLÓ G. (1925, 1928 és 1935) pedig a Velencei-hegység és Bicske közötti területet térképezte újra. Utóbbi térképe elveszett, leírása felületes, de először láthatjuk lerögzítve, hogy az alsópannóniai formáció agyagos, a felsőpannóniai formáció pedig homokos kifejlődésű.

TELEGDI ROTH K. 1924-ben HANTKEN M. és ID. LÓCZY L. álláspontját revideálta a várpalotai lignittelek tekintetében, s megállapította, hogy azok miocén és nem „pannóniai korúak”. Ugyancsak ő értelmezte először (1929) helyesen a szarmata és pannóniai képződmények viszonyát, rögzítve, hogy utóbbiak transzgresszíven települnek.

Figyelemreméltó gerinces leletek kerültek elő 1927-ben a Csákvártól DNy-ra levő báracházai sziklaüregből. Ezeket még ugyanebben az évben KADIČ O.—KRETZOI M., majd 1928-ban BOGSCH L. is feldolgozta. KADIČ O.—KRETZOI M. a fauna értékelése során felállították az alsópliocén első, szárazföldi gerinces fauna szukcessziókon alapuló tagolását, s megállapították, hogy a csákvári alsópliocén gerinces együttes az ANDRUSOV-féle szarmata felső részével párhuzamosítható, elsősorban a *Hipparion gracile* jelenléte alapján. BOGSCH L. a *Hipparion gracile* jelenlétét ugyancsak megállapította.

FÖLDVÁRI A. 1931-ben a Széchenyi-hegyi édesvízi mészkő újrajvizsgálata kapcsán rögzítette, hogy a Budai-hegység a felsőpannóniai formáció létrejötté óta emelkedett ilyen magasra.

Ebben az időszakban tehát kevés, de lényeges új adat gyűlt össze a pannóniai formációcsoporról, elsősorban a meglévők értékelése, illetve átértékelése folyt. Teljesen új — az egész eddigi szemléletet megváltoztató — tényeket az 1933-ban megkezdődött dunántúli kőolajkutatások hoztak. Ezek elméleti előkészítését csak sejteni lehet, irodalmi nyoma alig maradt. Az IFJ. LÓCZY — PÁVAI-VAJNA F. vita a pannóniai formációcsoport gyúrt, vagy zavartalan voltáról mindenesetre jelzi, hogy komolyan foglalkoztak a szénhidrogén-kutatási területek kijelölésével.

Az EUROGASCO nem a Földtani Intézetre támaszkodott geológiai szolgálata megszervezésénél, hanem két fiatalembert, KRETZOI MIKLÓS-t és STRAUZ LÁSZLÓ-t bízta meg a dunántúli dombvidék újraértékelésével. Ők ezt a munkát két év alatt 75 000-es térképeken (ezek máig kéziratban a MÁFI és az OKGT adattárában érhetőek el) el is végezték. A Dunántúlon máig is nagyrészt az ő „foltjaik” vannak a nyomtatott térképeken ábrázolva. KRETZOI M. először rögzítette az *Unio wetzleri*-s faunák Középhegység és Rába közötti elterjedését, a kislalföldi bazalttufák tavi lerakódását és a kemenesháti terasz esetleges pleisztocén voltát.

STRAUSZ L. elsősorban az egyes lelőhelyek faunájának feldolgozását tekintette céljának, s ezen a téren máig utolérhetetlenül nagy és jó adatmennyiséget közölt, a Győr-Szabadhegytől Kötcséig terjedő területről. Emellett olyan lényeges megfigyelései is vannak, hogy a sokorói (=pannonhalmi) dombvidék vonulatait nem vetők, hanem a defláció alakította ki.

A számos fontos részadat — TELEGDY ROTH K. (1935a): fehérvárcsurgói kvarchomok; TAEGER H. (1936): guttamási édesvízi mészko, s az ezt harántoló vetők; JASKÓ S. (1937): abráziós platók Magyarpolány és Ugod között, alsópannóniai formációba tartozó fauna Tapolcafőről; VITÁLIS I. (1939): jelentéktelen lignittelek Zalamerenye, Felsőpáhok, Döbröce, Nagygörbő, Lesenceistvánd, Lesencetomaj, Vállus, Nemesvita, Dabasi-erdő, Vörs, Fonyód, Kapoly, Tab, Tardos környékéről; SÜMEGHY J. (1942): szintezés a Győrben mélyült fúrásokban talált, a felsőpannóniai formációba tartozó szenesagyag-rétegekkel — mellett SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938a) írt hatalmas monográfiát a Kislalföldről. Ennek keretében üledéktani szempontból a terület minden kavicsfeltárását feldolgozta, s megállapította a kavicsanyag alpi vagy bakonyi eredetét. A keresztreztegzés-mérések módszerének alkalmazásával pedig kimutatta az *U. wetzleri*-s homokok É-ről való beszállítását.

SÜMEGHY J. (1934 és 1939) 260 mélyfúrás és a Földtani Intézet Múzeumában levő 500 lelőhely faunaanyagának feldolgozása, valamint nagy területek bejárása során gyűjtött sok adata összefoglalásaként írta meg monográfiáját. Ebben megállapította, hogy a pannóniai formációcsoport keletkezésekor a Nagy- és a Kislalföld egyetlen medence volt, s mind az alsó-, mind a felsőpannóniai formációnak vannak medenceperemi és medencebelseji kifejlődései, de a felsőpannóniai formáció csak *limnocardiumos* és *U. wetzleri*-s részekre tagolható. A „levanteiben” csak a kavicsok (ópleisztocén kavicsok) maradtak a Dunántúlon. Kéziratában még a szarmata — pannóniai formációcsoport határa tekintetében R. HOERNES (1900) teljesen valószínűtlen elméletét fogadta el, miszerint a besszarábiai, chersoni és meoti képződmények a praepontusi erózió miatt hiányoznának a Kárpát-mecencéből, de nyomtatott anyagában (1939) már folyamatos átmenetről ír.

STRAUSZ L. (1941a) mintegy válaszként — most már a kőolajkutató fúrások adataira is támaszkodva, határozottan állást foglal a HALAVÁTS Gy. (1903)-féle szintek mellett, megtisztítva azokat a túlbuzgóság sallangjaitól. Így alulról felfelé haladó sorrendben a következő 5 Mollusca sztratigráfiai szintet erősítette meg: az alsópannóniai formációban 1. *C. banatica*, 2. *C. partschi*; a felsőpannóniai formációban pedig 3. *C. unguicaprae*, 4. *C. balatonica*, 5. *Unio wetzleri*. Szintezését — amelyet elsősorban saját maga vetett el, egy-egy döntőnek vélt faunaelemnek egy másikkal együtt való megjelenése alapján — a következő évben megjelenő monográfiájában nagy tömegű tárgyi, faunisztikai bizonyítékkal is alátámasztotta. Ez évi másik cikkében a Vivipa-

rusok revízióját végezte el — a hazánkban BARTHA F. által bevezetett variációs statisztikai módszerrel — s megállapította, hogy sokkal kevesebb a *Viviparus* faj a pannóniai rétegekben, mint amennyit korábban felismerni véltek.

JASKÓ S. (1943) több év alatt dolgozta fel a Bicskei-medence neogén képződményeit, összegyűjtve a felszíni és mélyfúrási, valamint irodalmi adatokat, s így a területről rétegtani, faciológiai és fejlődéstörténeti szempontból is helyes képet rajzolt. Hangsúlyozta a szarmata és a „pannóniai” képződmények kapcsolatának megszakítás nélküliségét, s a határon átmeneti — vegyes — faunát tartalmazó réteg jelenlétéről is megemlékezett. A „pannóniai képződményeket” alsó és felső alemeletre tagolva tárgyalta. Az „alsópannóniai alemeletben” medenceperemi homok-kavics (főként *Melanopsis*sokkal) és medencebeli agyag (*Limnocardium jagici*-val és *C. ornithopsis*-szal) fácieseket különített el. Megállapította, hogy a medenceperemeken a „felsőpannóniai képződmények” az „alsópannóniaiakra” diszkordánsan települnek.

A háború vége előtt a Földtani Intézetben széles körű vitailést rendeztek a „pannóniai képződmények” rétegtani kérdéseinek tisztázására. Megállapíthatjuk, hogy ez a tisztázás nem történt meg. Egyedül abban született egyetértés, hogy a „pannóniai képződmények”, ill. „pannóniai emelet” kifejezés használata szükséges, de azóta is folyik a vita, hogy a levantei, vagy felsőpliocén nevet használjuk-e a képződmény egy bizonyos felső részére.

A lepusztulási sebesség nagyságának oldaláról világította meg ezt a kérdést JASKÓ S. (1947) szemléletfejlesztő elméleti dolgozatával, amelyben megállapította, hogy míg a szarmatában csak 65 m, addig a „pannóniai emeletben” 570 m vastag „rétegeknek” kellett lepusztulni a lehordási területéről.

Harmadik szakasz (1948-tól máig)

A harmadik megismerési szakaszban a kutatások súlypontja — ellentétben az első és részben a második szakaszban uralkodó állapotokkal — eltolódott a hegységperemi területekről a mély medencék belsejébe. Itt a technikai fejlődés és az ország rohamosan növekvő energiaigénye a korábbinál mélyebbre hatoló fúrások ezreinek lemélyítését eredményezte. Igaz, hogy ezek csak igen ritka magvétellel mélyültek, de a karotázsmérések figyelembevételével mégis megbízható szelvényeket adtak. Ezek segítségével a pannóniai formációcsoport keletkezésének körülményeit és földtani viszonyait az eddigieknél lényegesen jobban megismerhettük. Ezeket az eredményeket — mivel dolgozatunk tárgykörén kívül esnek, de szoros kölcsönhatásban vannak azzal — csak összefoglalóan ismertetjük.

BARNABÁS K.—STRAUSZ L. (1947), PAPP S. (1939, 1942), STRAUSZ L. (1942—1971), KÖRÖSSY L. (1946—1971), SZALÁNCZY GY. (1948—1953), KORIM K. (1948—1966), KOCSIS Á. (1954), FEHÉR D. *et al.* (1955), SZEBÉNYI L. (1955), DUBAY L. (1956), VÖLGYI L. (1956), CSIKY G. (1956), KERTAI GY. (1957), DANK V. (1959—1962), SZÉLES M. (1962—1971), BODZAY I. (1963—1968), KÓHÁTI A. (1966), SZABÓNÉ KILÉNYI É.—SZÉNÁS GY. (1971) munkái nyomán világossá vált, hogy a mai dunántúli medencék belsejében általában a pannóniai formációcsoport is medencebeli kifejlődésű, tehát főként agyagmárgarétegekből áll, de ez elsősorban az alsópannóniai formációra vonatkozik, a felsőpannóniai formáció sokkal inkább inkkább a medenceperemi vékonyréteges kifejlődésekre. A képződmények vastagsága a hegységperemektől

befelé haladva rohamosan növekszik s maximális esetben eléri az 5000 m-t. Ennek a hatalmas összletnek a tagolása a karotázsszelvények, a Mollusca és az Ostracoda, esetenként a Thecamoeba fauna alapján lehetséges. Két nagy részre osztható: egy alsó agyagmárga, márga, alárendelten homok — és egy felső agyag, agyagmárga, homok, homokkő, meszes agyag sűrű váltakozásából álló összletre. Az alsópannoniai formáció pedig további három rétegcsoportha tagolható. Minél fiatalabb valamely, az alsópannoniai formációba tartozó szint, annál nagyobb területen található meg. Egyes magas rögök felett közvetlenül a felsópannoniai formáció képződményei települnek. Megállapították továbbá, hogy a medencék belsejéből a vastaghéjú (= crassitesta) Mollusca faunák hiányoznak, s ennek következtében a peremi területekhez viszonyítva a tagolás némileg módosult. Ismételten vita folyt a szarmata és pannóniai formációcsoport elhatárolása tekintetében, de a szakemberek végül is szinte kivétel nélkül az üledékhézag nélküli folyamatok kapcsolatát írták le, illetve fogadták el. A formációcsoport felső határának kijelölése Dél-Zalában és az Alföld nagy mélységű medenceterületein okoz máig nehézségeket. Az őslénytani megerősítésen (KRETZOI M. 1952a, b) túl a rétegvizek sőtartalmának vizsgálata (TELEGDI ROTH K., KORIM K., KLEB B.) is azt bizonyította, hogy az alsópannoniai formáció rétegei kb. 2‰ sőtartalmú vízben ülepedtek le, s ettől kezdve időben előrehaladva egyre csökkent az üledékgyűjtő vizének sókoncentrációja. Állást foglaltak a kőolajipari szakemberek amellet is, hogy a formációcsoportban levő szénhidrogének anyakőzetei az alsópannoniai formáció pelites képződményei.

A Dunántúli-középhegység DNy-i végén — ID. LÓCZY L. Balaton-monográfiájából származó adat alapján, valamint VENDL M. (1923) és PÁVAI-VAJNA F. (1937a és 1937b) közlései nyomán — 1947—1953 között nagyméretű fűrésos piritkutatás indult a felsópannoniai formációban. A munkálatokban SZENTES F. (1943—1953), DARNAY B.—MOLNÁR J. (1954) és ERDÉLYI M. (1955) vettek részt. Megállapították, hogy itt a Keszthelyi-hegység Ny-i szélén a *C. unguicaprae*-s bázishomok és -kavics, valamint a felettük települő agyagrétegekben kötőanyag, konkréciók, ill. diszperz állapotban vasszulfidkiválások vannak, amelyek mennyisége maximálisan elérheti a 20%-ot is. A piritesezés nemcsak Keszthely, Cserszegtomaj, Hévíz, Karmacs, Alsópáhok, Egregy, hanem csökkenő mértékben Rezi, Nemesvita, Balatonederics, Balatonyörök környékéig található meg. A pirit—markazit feldúsulásokat SZENTES F. és ERDÉLYI M. túlnyomórészt üledékes, PÁVAI-VAJNA F., BÁRDOSSY Gy. (1959, 1961) és TEPLÁNSZKY E. (1959) hidrotermális eredetűnek határozta meg.

A nagyméretű ipari kutatások „árnyékában” a Dunántúli-középhegység területén a faunisztikai vizsgálatok is újult erővel indultak meg. DARNAY B.—Soós L. (1954) a Somló-hegy lábáról *C. unguicaprae*-s, majd BARTHA F.—Soós L. (1955) a *C. balatonica*-s szint felső részébe tartozó faunát írt le.

BARTHA F. ezután szinte minden évben egy új, adatokban és elméleti értékelésben rendkívül gazdag monográfiával lepté meg kollégáit. 1954-ben az öcsi, 1955-ben a várpalotai, 1956-ban a tabi, 1963-ban a lázi szelvény Mollusca faunájának feldolgozásáról számolt be. Kihasználta a felszíni feltárások nyújtotta minden lehetőséget a korszerű feldolgozás számára. A Mollusca faunát rétegről rétegre, vagy ha kellett szeletenként kézzel, majd iszapolvasó módszerrel is végiggyűjtötte, s így szinte minden rétegből a százalékos értékeléshez alkalmas mennyiségű fauna állt rendelkezésére. Eredményeit először 1959-ben, majd az 1971-ben megjelent Pannon-monográfiában foglalta

össze. Már első összefoglalásában a Nyárádtól Kurdig és Komárvárosig terjedő dunántúli terület 20 lelőhelyének faunáját értékeli, előbb fácies, majd rétegtani szempontból is. A „felsőpannoniai alemelet” az alábbi módon tagolható: 1. alsó rész (csökkentsósvízi), 2. középső rész (alsó szakasza a *C. balatonica*-s, felső szakasza pedig az „oszillációs”), 3. felső rész (édesvízi—szárazföldi kifejlődésű). Munkásságával tulajdonképpen igazolta a „felsőpannoniai alemelet” HALAVÁTS, LŐRENTHEY, STRAUSZ (1941a) által korábban kialakított beosztását, de az egységek határait alaposabb munkával pontosabban jelölte ki. Bár BARTHA F. részleteiben főként csak a felsőpannoniai formációval foglalkozott, az alsópannoniai formációra is az eddigieknél lényegesen jobb beosztást dolgozott ki. A közép-dunántúli területen utóbbira alulról felfelé az *Orygoceras*, *Congerina ornithopsis*, *C. partschi*, *C. zsigmondyi* jellemző faunasorrendet adta meg. 1971. évi monográfiájában már lényegesen borúlátóbb ebben a kérdésben, mert kijelenti, hogy az „alsópannon” faunisztikailag tovább nem tagolható. Monográfiája tulajdonképpen a pannóniai formáció-csoportra vonatkozó ismeretek lényeges összefoglalása egy rendkívül sok tapasztalattal rendelkező szakember tollából.

Az egyes (több mint száz) fajok sőtartalom-igényét számszerűen is megadta, de ennek számítási, illetve mérlegetési rendszerét nem ismerteti. Foglalkozik ezután a pannóniai éghajlat, tóvízmélység és faunaszármazás problémáival is. Utóbbi kérdésben lényeges felismerése, hogy a pannóniai medence faunájának egy része a meociai medencéből a portaferraei út esetenkénti megnyílása révén származtatható. A monográfia őslénytani részében a *Theodoxusok*, *Viviparusok*, *Melanopsisok*, *Dreissena auricularis* revízióját végzi el. A faunákat a nedveserdeitől az 500 m-nél mélyebb depresszióig terjedő 13 fáciesövbe osztja be. A biosztratigráfiai részben közel 30 feldolgozott szelvény faunáját értékeli.

BARTHA F.-hez hasonló stílusban dolgozott SCHWÁB M., aki a „távlati hitelkeret”-ből mélyülő középhegységi fúrások pannóniai formációcsoportjából gyűjtött faunáját dolgozta fel néhány esetben. Rétegsorai, faunisztikai adatai egy-egy területen azóta is alapszelvényként használhatók. Adatait, SCHWÁB M. betegsége miatt, BARTHA F. használta fel monográfiájában. Működése közben a Fonyód-1., Fenyőfő-1., Balatonbozsok-1., Kisbér-1. sz. fúrások és a balatonmáriafürdői magaspárt faunáit — utóbbi HAJÓS M.-val közösen — ismertette.

A pliocén rétegtannak a Molluscák utáni, vagy azok előtti másik leglényegesebb őslépcsőportját a gerincesek képezik. A Dunántúlon az első gazdag lelet Baltavárról származik, majd Polgárdi sziklaüregét tárták fel. Szórványleleteket ismerünk a Balaton partjáról (KADIČ O. 1911 és. FODOR T.-NÉ 1971), a budai Szabadság-hegyről (SCHAFARZIK F.—VENDL A. 1929) és Győrszentmártonból (VID GY. G. 1918, KRETZOI M. 1965). Ismételt ásatások színtere volt a Csákvár melletti báracházi barlang (KADIČ O.—KRETZOI M. 1928 és 1930, KRETZOI M. 1951, 1952b, 1954, 1960, 1961), ahonnan az egyik legidősebb lelet-együttes származik. A felsőpannoniai formáció homokjának bányászata során Bicskéről, az alsópannoniai formáció homokjából Diósdról és végül a sümegi gerincen kőfejtőből (felsőpannoniai formáció) is kerültek elő gerinces maradványok. Ezek a polgárdi és a báracházi együttes kivételével mind Mollusca faunát is tartalmazó rétegekből származnak. A leletek korbesorolása sok problémát okozott az évek során. Ökológiai jelentésük kezdettől fogva sokkal egyértelműbben volt lefordítható. A nehézségek

— amelyek túlnyomórészt a magyar szarmata és „pannóniai emelet” rétegtani jelentésének sokféle értelmezéséből eredtek — taglalása helyett KRETZOI M. (1969) álláspontját elfogadva ismertetjük a gerinces faunák besorolását. Legrégibbi a diósi (*C. ornithopsis* szint), majd a csákvári (*C. partschi* alatti), utána a bicskei és a balatonkenesei (*C. unguicaprae*-s szint) leletek következnek. A Balaton-parti többi szórványlelet későbbi (*C. balatonica*-s szint), majd a legfiatalabbak a baltavári, a győrszentmártoni és budai leletek (*C. neumayri*, *U. wetzleri* szint). A gerinces maradványok rétegtani szempontból egyrészt karakterisztikusabb, másrészt nagyobb területekre érvényes beosztás lehetőségét adják, ökológiai értékelésük is hálásabb feladat, mint a Molluscáké, azonban ritkaságuk és a rétegektől gyakran független előfordulásuk miatt eddig nem válhattak itthon a pannóniai formációcsoport tagolásának fő eszközevé.

A harmadik kutatási-megismerési szakaszban a Dunántúli-középhegységben a pannóniai formációcsoport gazdasági jelentőségét elsősorban a nemes-homok előfordulások adják. Ezek keletkezési és megjelenési törvényszerűségeivel a kezdeti szórványadatok — HOFMANN K. (1884), SCHAFARZIK F. (1900) — után HAJÓS M. (1954, 1955, 1959), ÖRDÖG I. (1956), LIESZKOVSKY Zs. (1958), SZATMÁRI P. (1965, 1971) és VECSENYÉS Gy. (1966) foglalkoztak. Az intenzív kutatások megindulása óta eltelt közel 20 év alatt sikerült megállapítani, hogy ezek a telepek általában az egyes előfordulások rétegtani bázisának közelében, a többé-kevésbé zárt öblök parti hullámveréses zónájában diagenetikusan, az átlagos összetételű homokból keletkeztek, miközben annak földpát-, csillám-, karbonát- és pirittartalma elbomolva nagyrészt eltávozott a kőzetből.

Szorosan kapcsolódik a homokokhoz a nehézasvány-vizsgálati módszer, s ennek eredményeiből lesűrűhető következtetések is. Mint már írtuk, az első idevonatkozó adatokat VENDL A. (1912b), illetve ID. LÓCZY L. (1913) közölte, majd SZTRÓKAY K. (1935), VARRÓK K. (1953b), BARTHA F. (1956a és 1959a, b), KORIM K. (1956), JUGOVICS L.—CSÁNK E.-NÉ (1956 és 1959), JANTSKY B. (1957), LIESZKOVSKY Zs. (1958), CSERNÁK L.-NÉ SZENTES B.—DUDICH E. (1968), GEDEONNÉ RAJETZKY M. (1971), FRANYÓ F. *et al.* (1971) voltak azok, akik több-kevesebb vizsgálati eredményt közöltek a Dunántúli-középhegység környezetéből. Az eredményekből egyértelműen kiderült, hogy a pannóniai formációcsoportba tartozó homokok anyaga túlnyomórészt metamorf, alárendelten magmás kőzetek lepusztulásából származik, azonban szintezésre az adatok nem használhatók, s egyetlenegy ásványnak a lepusztulási területre való visszaazonosítása nem történt meg eddig.

A bazaltok megismerése kőzettani, ásványtani és gazdasági vonalon haladt előre ebben a megismerési szakaszban. MAURITZ B. nyolc cikkben számolt be a dunántúli-középhegységi bazaltok kőzetkémiai és ásványtani összetételéről, valamint azoknak a kőzetek rendszerében elfoglalt helyéről és a bazaltok üregeiben levő ásványokról. JUGOVICS L. 1916-tól 29 cikkben foglalkozik bazaltjainkkal, de nemcsak ásvány-kőzettani adatokat közölt, hanem az egyes előfordulások felhasználási lehetőségeit is megvizsgálta. Ugyanennek a célnak a megközelítése érdekében gazdaságilag minden jelentősebb előfordulás 25 000-es földtani térképét is elkészítette. A bazalt üregkitöltő ásványai-val foglalkozott előbb SZÁDECZKY-KARDOSS E.—ERDÉLYI J. (1957), ismeretve három teletermális keletkezési fázis ásványgyűjtésűjait, majd MAURITZ B. (1958), aki a szerzőpáros cikkéhez képest sokkal több bazalt-üregkitöltő ásványt írt le. A két összefoglalás után ERDÉLYI J. (1961, 1964,

ERDÉLYI J. *et al.* (1962) szerzőtársaival még további cikkeket is közölt a bazaltok ásványairól és KOCH S. (1966) is „Magyarország ásványai” című monográfiájában jelentős teret szentelt ezeknek az esztétikailag figyelemre-méltó képződményeknek.

Közben a fiatalabb generáció is bekapcsolódott a bazaltok feldolgozásába. VÖRÖS I. (1966) a Kab-hegyet, VICZIÁN I. (1968) a padragkúti Sóstó-hegy bazaltját dolgozta fel.

BARNA J. (1956) a VARJÚ GY. által Monostorapáti mellett gyűjtött bazalt-bentonitot vizsgálta meg technológiai szempontból, megállapítva annak esetleges különleges felhasználási lehetőségeit.

Mindezen közlések ellenére a bazaltok geológiája nem sokat haladt előre. SZEBÉNYI L.-nak (1953) a Kemenesháton ugyan sikerült rögzíteni, hogy a sitkei gyűrű bazalttufájára a legidősebb pleisztocén terasz kavicsa diszkoordinánsan települ, VARRÓK K. (1953b) pedig a sitkei és a gércei bazalttufának — a felsőpannóniai formációhoz való tartozás bélyegeit viselő — finomhomokos — pelites rétegekkel való váltakozását észlelte. Ezeket a megfigyeléseket azonban a Középhegységtől meglehetősen távoli kisalföldi területen végezték, s a Bakonyba való átültetésük így közvetlenül aligha vihető keresztül, annál is inkább, mert MÁRTON P.—MÁRTONNÉ SZALAY E. (1968) paleomágneses vizsgálatai a megállapított két kitörési szakaszból a fiatalabbat — a tapolcai-medencebeli előfordulásokat — már pleisztocénnek minősítette. Ami természetesen nem zárja ki annak lehetőségét, hogy az összes bazalt beletartozzon a pannóniai formációcsoportba s egyúttal a pleisztocénbe is, mint kronosztrátiográfiai egységbe.

A faunisztikai és petrográfiai vizsgálatok mellett számos lényeges, a pannóniai formációcsoport elterjedésére, kifejlődésére vonatkozó megfigyelést rögzítettek a Középhegységben dolgozó geológusok. BERTALAN K. (1952a, b) huszonötezeres térképén Csót—Pápateszér környékén gondosan elkülönítette az „alsópannóniai” agyagmárgás és a „felsőpannóniai” *C. ungulacaprae*-s szintbeli homokos-agyagmárgás képződményeket.

FÜLÖP J. (1954) a tatai Kálvária-dombon abrázíós-parti, a pannóniai formációcsoportba tartozó homok- és kavicsrétegeket, továbbá a hullámverés által kimart sziklafelszín ismertetett.

KÓKAY J. (1954 és 1956) a Várpalotai-medencéből folyamatosan kapcsolódó pelites szarmata—alsópannóniai formációegyüttest, majd az ezeket egyaránt harántoló törésrendszert közölte.

SZENTES F.-nek (1958) a „Budapest természeti képe” kötetben közreadott ötvenezres földtani térképén először jelenik meg elkülönítve a „felsőpannóniai emelet” három faunisztikai szintje.

DUDICH E.—HÓRISZT GY. (1964) a Devecseri-medence újratérképezése során leírta az „alsópannóniai” báziskavicsot és ennek fedőjében — a devecseri téglagyár fejtőjében — települő *C. partschi*-s agyagmárgát.

ORAVECZ J. (1965) a salföld—kékkúti felsőpannóniai formációból gyűjtött kavicsok között fekete, graptoliteses — tehát szilur időszaki — lidit anyagúakat írt le.

A 60-as évek közepe táján a Balaton környékén megindult, s azóta egyre jobban kiteljesedő építésföldtani térképezés földtani eredményei a pannóniai formációcsoport vonatkozásában a felsőpannóniai formáció kibúvásának pontosabb lehatárolásában és az alsópannóniai formáció széles körű elterjedésének felismerésében [LÁNG G.—FODOR T.-NÉ 1970, Tihany-33. sz.

fúrás; FODOR T.-NÉ (1971) balatonfőkajári BK-I., balatonakarattyai Ba-1., Kisapáti-2., Szigliget-I., Nemesvita-I., Balatonederics-I. sz. fúrások] mutakoztak. Ezek feldolgozását a kisapáti kivételével KORPÁSNÉ HÓDI M.-tal és FODORNÉ-val hármasban végeztük.

A kétszázézeres földtani térképsorozat magyarázói a „pannóniai képződmények” tekintetében — a győri kivételével, amelynek ezt a részét KORPÁSNÉ HÓDI M. írta — újat alig hoztak, mert lényegében csak az irodalmi adatok értékelését, összefoglalását adták, az akkor már más íróasztalfiókokban meglevő adattömeg ismerete nélkül. KORPÁSNÉ HÓDI M. viszont — FÜLÖP J. megbízásából — a Tata környékén feldolgozott számos, végig magvételes fúrás rétegsorára támaszkodva, a medencebeli és a hegységperemi rétegsorok párhuzamosítását, az adatok összedolgozását először végezte el a magyar geológia történetében.

A Pannon-monográfiában TÓTH K. (1971) a Vértes DK-i előterében, a bauxitkutató mélyfúrások rétegsorának feldolgozása során gyűjtött adatokból készített egyetemi szakdolgozatának lényegét közölte I₂. Kimutatta, hogy az alsópannóniai formáció kőzetanilag három részre tagolható, s ezek faunisztikai tartalmuk tekintetében is eltérnek egymástól. Dolgozatában a szarmata és az alsópannóniai formációhoz tartozó képződmények között képződési szünetet és szögdiszkordanciát vélt felismerni, s a felsópannóniai formáció kiszáradó tavi részét a pleisztocénbe sorolta.

A pannóniai formációcsoport megismerésének folyamata természetesen a Dunántúli-középhegységben sem fejeződött be a Pannon-monográfiával, amelyből az utóbbi területre vonatkozó legújabb adatok nagy része kimaradt. Az új adatok kétféle tevékenység során gyűltek és gyűlnek ma is. Egyrészt a hegység területén, illetve szűkebb környezetében mélyülő ipari fúrások feldolgozása révén, másrészt a Dunántúli-középhegység peremi területeinek nagy részét felölelő rendszeres földtani újrafeldolgozás során érintett feltárások és a térképező fúrások leírásának eredményeképpen. Ezt a munkát a neogén, s így a pannóniai formációcsoport vonatkozásában is kezdettől fogva irányítottam, illetve munkatársaimmal (BAKONYI I., BENCE G., BERNHARDT B., BERTALAN J., BIHARI D., CSEREKLEI E., CSIMA K., GYALOG L., JAKUS P., KORPÁS L., KORPÁSNÉ HÓDI M., MÉSZÁROS J., MODROVICH GY., PARTÉNYI Z., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLTI G., SZENTHE I.) együtt vagy egymagam is végeztem. A hosszú évekre terjedő munka egyes részeredményeit mintegy tíz nyomtatott és nyolc kéziratot jelentésben fektettem le. Ezeket természetesen itt nem ismertetem, mert e kötet az ott közölteket is összefoglalja.

A több mint 100 év földtani kutatásának fő eredményeit a Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának vonatkozásában az alábbiakban foglalhatjuk össze:

1. A szarmata és a pleisztocén képződmények közötti összlet sok szempontból hasonló tulajdonságai miatt, összetartozó. Szürke vagy sárga agyagmárga, márga, agyag, homok, szenesagyag, lignit, édesvízi mészkő rétegekből áll, amelyek felett bazalttufa és bazalt képződmények következnek.

2. Ez az üledékes összlet három nagyobb részre osztható. Alsó része az „alsópannóniai alemelet”-be tartozik, s uralkodóan szürke agyagmárga-, aleuritrétegekből áll. Felső része a „felsópannóniai alemelet”-be tartozó szürke és sárga agyagmárga, agyag, homok szenesagyag sűrű váltakozásából álló sorozat, amely felett a harmadik rész, a nagyvázsonyi—guttamási—szabadsághegy édesvízi mészkő települ.

3. A Dunántúli-középhegység körül a „felsőpannóniai képződmények” általános elterjedésűek, de az „alsópannóniaiak” is sok helyen megvannak. Előbbiek a Balaton É-i partja mentén és Ugod környékén — abráziósparti képződményekkel — közvetlenül az alaphegységre települnek.

4. A szarmata és az „alsópannóniai képződmények” általában megszakítás nélkül kapcsolódnak egymáshoz, bár ezt néhányan máig vitatják.

5. A „felsőpannóniai képződmények” felett rendszerint durva pleisztocén üledékes kőzetek vagy lösz települ egyaránt diszkordánsan.

6. A „pannóniai képződmények” egy szelvényben a Mollusca fauna alapján jól tagolhatók, s ez a tagolás többnyire más szelvényekben is jól keresztülvihető.

7. A Pannon-tó vizének sótartalma a szarmata beltengerénél kevesebb volt, s időben előrehaladva egyre csökkent.

8. A Pannon-tó mint üledékgyűjtő fokozatosan előregedett, feltöltődött, elmocarasodott.

9. A pannóniai formációcsoporthoz tartozó üledékek anyaga főként metamorf, alárendelten magmás lepusztulási területről származik.

10. A pannóniai formációcsoport vastagsága a hegységperemektől távolodva fokozatosan növekszik. A medencék belsejében meghaladja az 1500—2000 m-t.

11. A Dunántúli-középhegység környékéről a negyedidőszakban jelentős — helyenként 100 m-t is meghaladó — vastagságú rész pusztult le a pannóniai formációcsoportból. Ezt elsősorban a bazalt tanúhegyek bizonyítják.

12. A pannóniai formációcsoportban a hegység peremi területein nemes-homok, nemeskavics, téglacserépipari agyag, bazalt, bazalttufa, pirit és ivóvíz nyersanyagok keletkeztek.

III. A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORTBA TARTOZÓ KÉPZŐDMÉNYEINEK LITOSZTRATIGRÁFIAI TAGOLÁSA

A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának képződményei nagy vonásokban éppen úgy két részre tagolódnak, mint a Kárpát-medence nagyobb részén: alsó- és felsőpannóniai formáció (1a—b ábra).

Az alsópannóniai formációnak öt kifejlődési területe és típusa különbözethető meg a Dunántúli-középhegység környezetében:

1. A hegység DK-i előterében, első megközelítésben, egynemű szürke agyagmárgából áll, amelyet a Pannóniai Munkabizottság javaslatára drávai agyagmárga tagozatnak nevezünk. Ebből a hegységperemeken tüzetesebb vizsgálattal elkülöníthető a zalai márga, a zsámbéki márga a tinnyei gyöngykavics és a csóri aleurit tagozat (I—III. melléklet).

2. A hegység mezozoós törzse és a Balatonfő—Velencei-hegység—Bicskei-rögök közötti hegységperemi lagúna területén a drávai tagozatot legnagyobb-részt a csákvári agyagmárga tagozat helyettesíti. Ennek alján gyakran megjelenik az ősi tarkaagyag-kavics tagozat, közbetelepülésként pedig a tinnyei gyöngykavics és a csóri aleurit tagozat is.

3. A zsámbék—mányi lagúnarendszerben a drávai tagozatot ugyancsak a csákvári tagozat helyettesíti, amelynek alján a zalai márga, illetve a zsámbéki márga tagozat települ, közbetelepülésként esetenként a tinnyei gyöngykavics és a csóri aleurit tagozat is elkülöníthető (2*, 3., 4., 5. ábra).

4. A hegység ÉNy-i előterében az alsópannóniai formáció alsó része a kisbéri gyöngykavics tagozat, felső része pedig a száki agyagmárga tagozat. A csóri aleurit tagozat itt a felsőpannóniai formáció felső részén jelenik meg (6., 7., 8. ábra).

5. A hegység belsejében a monostorapáti—nagyvázsonyi lagúnában az alsópannóniai formáció két részre, egy idősebb, ún. monostorapáti márga és egy fiatalabb, az imárhegyi aleurit tagozatra osztható. A csóri tagozat itt a formáció felső részén jelenik meg (9. ábra).

A Mollusca faunát tekintve a zalai márga tagozatban és a monostorapáti márga tagozatban a *Limnocardium praeponticum*-os fauna, a zsámbéki márga tagozatban az előbbi és a *Congerina banatica*-s, a drávai agyagmárga és a csákvári agyagmárga tagozatban az előbbi kettő és felettük a *Congerina czjzeki*-s—*C. partschi*-s faunák, az imárhegyi aleurit tagozatban a *C. czjzeki*-s—*C. partschi*-s és a *C. banatica*-s, a tinnyei gyöngykavics és az ősi tarkaagyag-

* A 2—9. ábrák, jóllehet geometriailag az I. mellékleten feltüntetett szelvény-nyomvonalakkal pontosan egyeznek, mégsem földtani szelvények, mert a rétegtani tartalomnak az egész környezetre vonatkozó összes lényeges elemét magukban foglalják.

Krono – sztratigráfiai tagolás	Litosztratigráfiai tagolás	
	A litosztratigráfiai egységek helyzete és kapcsolata	Tagozatok
Negyed – időszak	Holocén és pleisztocén képződmények *	
A Paratethys Bizottság (1975) által javasolt emeletnevek (Az emeletek időbeli helyzete jelenleg még határozatlan)		Felsőpannóniai formáció 1. Tapolcai bazalttufa-bazalt 2. Pulai alginit 3. Kabhegyi vörösagyag 4. Nagyvázsonyi mészkő 5. Toronyi 6. Tihanyi 7. Somlói 8. Taliándörögdí márga 9. Kapolcsi mészkő 10. Kállai gyöngykavics-kvarchomok 11. Csóri aleurit
		Pannóniai formációcsoport Alsópannóniai formáció 12. Száki agyagmárga 13. Kisbéri gyöngykavics 14. Imárhegyi aleurit 15. Csákvári agyagmárga 16. Drávai agyagmárga 17. Tinnyei gyöngykavics 18. Ősi tarkaagyag-kavics 19. Zsámbéki márga 20. Monostorapáti márga 21. Zalai márga
Sarmatien	Szarmata képződmények	

1a–b ábra. A Dunántúli-középhegység pannóniai

Biosztratigráfiai tagolás		
Mollusca faunák változása alapján (Strausz L., Széles M., Bartha F., Korpásné Hódi M., Krolopp E.)	Gerinces faunák alapján (Kretzoi M.)	Életnyomok alapján (Jámbor Á.)
<p>Pleisztocén f.</p>	<p>* Kislángi</p>	
<p>Unio wetzleri-s és pliocén jellegű édesvízi–szárazföldi f.</p>	<p>* Baltavári</p>	<p>Réteges kitöltésű lakójáratok</p>
<p>Congerina balatonica-s, Prosodacna vutskitsi-s, ritkábban szárazföldi–édesvízi f.</p>	<p>* Kőszár-hegyi (Polgárdi)</p>	<p>Arenicola lakójáratok</p>
<p>Congerina unguilacprae-s, esetenként édesvízi f.</p>	<p>* Bicskei</p>	<p>Pectinaria sabulosa biolitek, „piskóta” átmetszetű férgek (Spirosiphonella pannonica)</p>
<p>Congerina czjzeki-s – C. partschi-s f.</p>	<p>* Csákvári</p>	
<p>Congerina banatica-s f.</p>	<p>* Diósi</p>	<p>Ipszilon alakú életnyomok és Pectinaria ostraco- pannonicus (Jámbor- Radócz)</p>
<p>Apró limnocardiumos f.</p>		
Szarmata faunák		

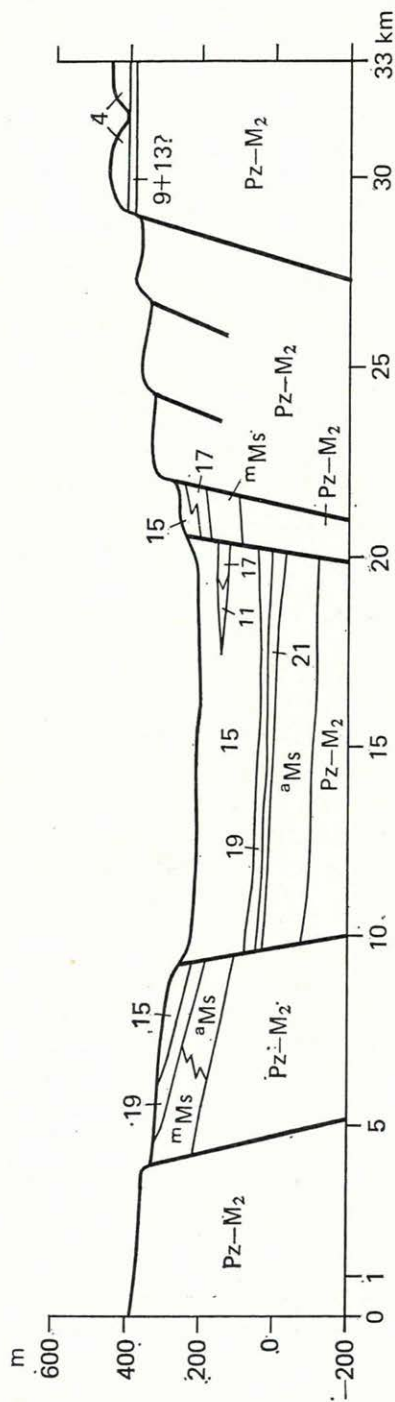
formációcsoportjának rétegtani tagolása

NY.
WK
E

DK-Gerecse

Zsámbéki-medence

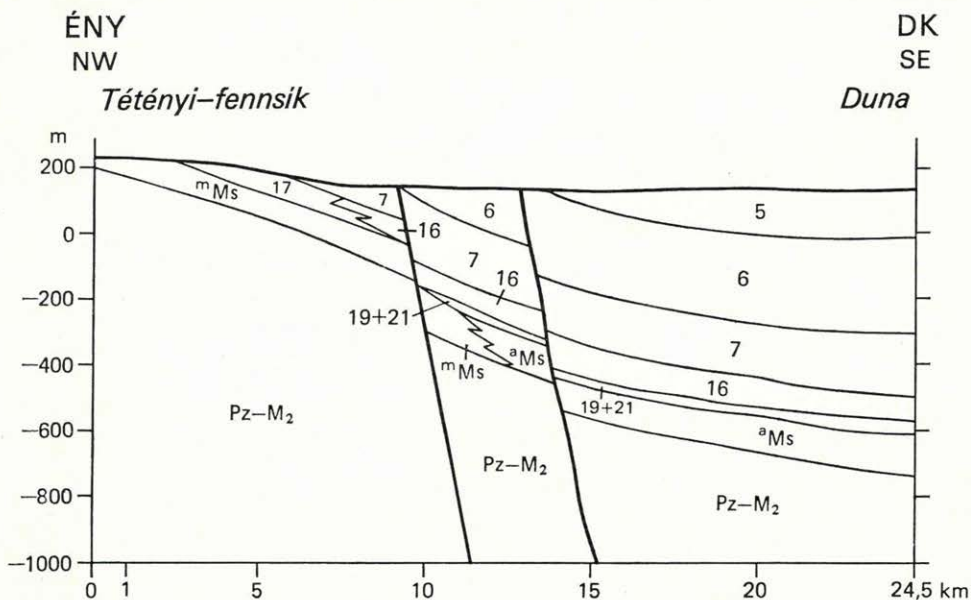
Budai-h.



2. ábra. A Zsámbéki-medence pannóniai formációcsoportjának rétegtani vázlatja
 Jelmagyarázat a 2-9. ábrához: 1-21. a formációcsoport tagozatai (1. az 1. ábrán); Pz-M₂ = szarmatánál idősebb közpödmények,
 aMs = szarmata agyag, agyagmárga, mMs = szarmata durva mészkő, vMs = szarmata tarka agyag, kMs = szarmata kavics, v+kMs = szarmata
 tarka agyag, kavics, tMs = szarmata riolittufa és tuffit

Fig. 2. Stratigraphic scheme of the Pannonic Group in the Zsámbék Basin

Explanation to Figs 2-9: 1-21. members of the Group (see Fig. 1), Pz-M₂ = pre-Sarmatian formations, aMs = Sarmatian clay,
 clay-marl, mMs = Sarmatian coarse-grained limestone, vMs = Sarmatian variegated clay, kMs = Sarmatian variegated clay,
 gravel, v+kMs = Sarmatian variegated clay, gravel, tMs = Sarmatian rhyolite tuff and tuffite



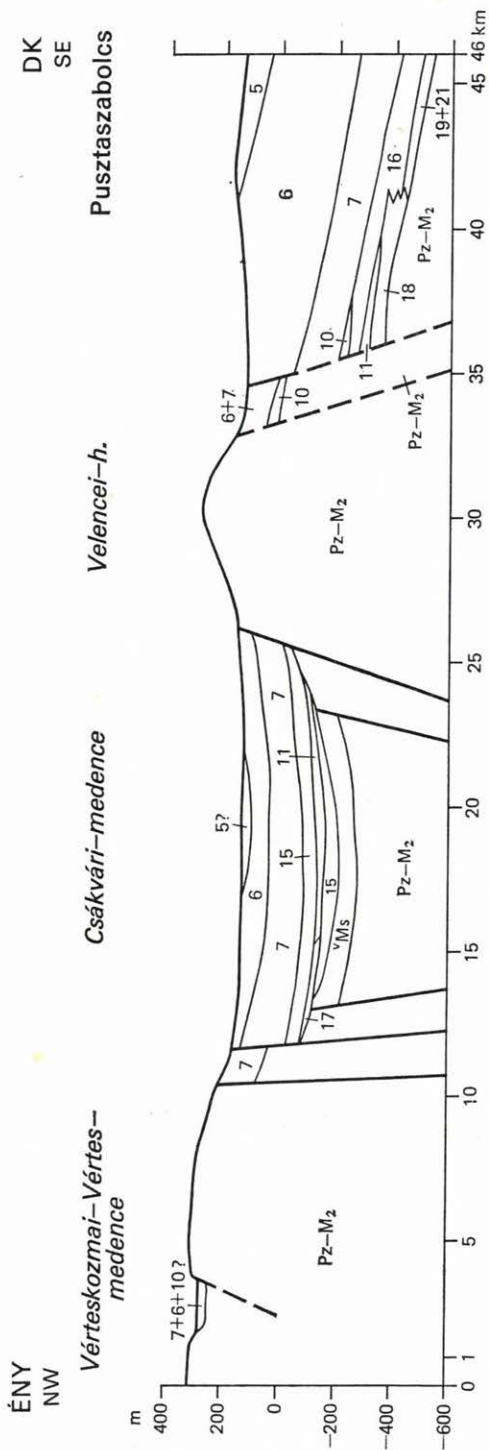
3. ábra. A Tétényi-fennsík D-i pereme pannóniai formációcsoportjának rétegtani vázlatára
 Fig. 3. Stratigraphic scheme of the Pannonian Group on the southern margin of the Tétényi Plateau

kavics tagozatban a *C. banatica*-s faunák, a kishéri gyöngykavics tagozatban és a száki agyagmárga tagozatban a *C. czjzeki*-s—*C. partschi*-s faunák jelennek meg. A csóri aleurit tagozat általában Mollusca fauna mentes, de feké és fedő viszonyai, ill. a nem pectinariás betelepülései — Mollusca faunája alapján — a *C. banatica*-s és főként a *C. czjzeki*-s—*C. partschi*-s szintben jelenik meg, továbbá esetenként általában a felsőpannóniai formáció alján megjelenő *C. ungulacaprae*-s faunaegyütteseket magába záró rétegeket helyettesít.

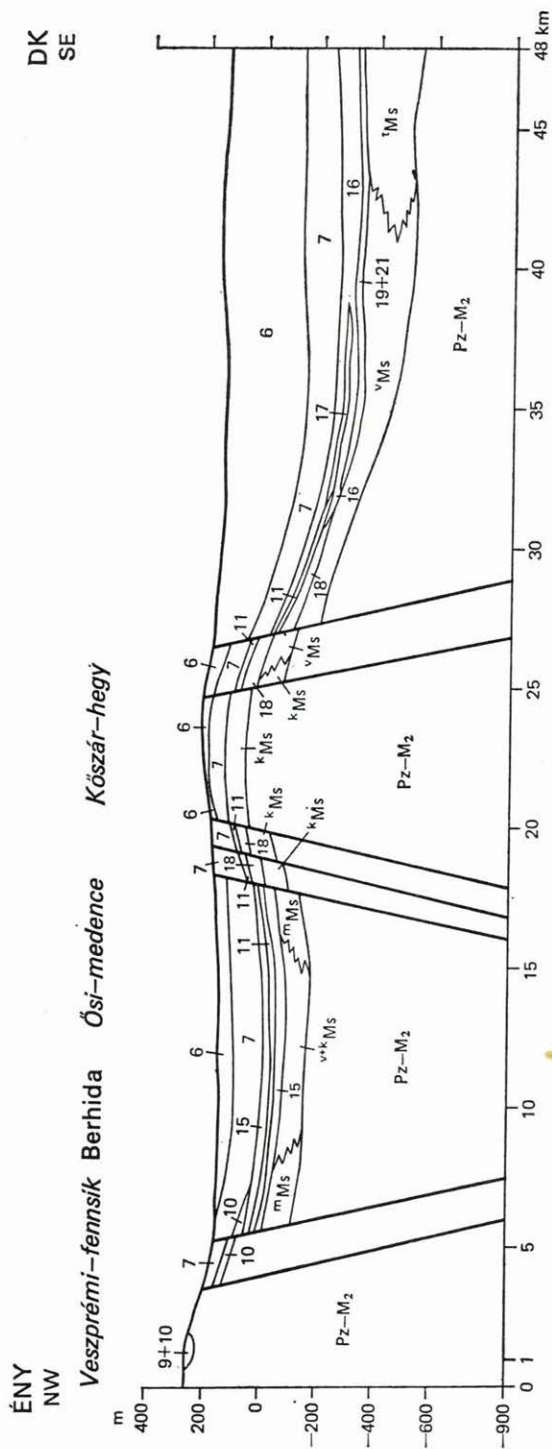
A felsőpannóniai formációnak három kifejlődési területe és típusa különíthető el:

Az első és a második terület a Dunántúli-középhegység ÉNy-i, illetve DK-i és D-i előtere, melyekben egyaránt hasonló kifejlődést találunk. Itt a felsőpannóniai formáció három részre osztható. Alulról felfelé haladva ezek a következők: somlói, tihanyi és toronyi tagozat (IV. melléklet). Ezek lényegében azonosak a korábbi (HALAVÁTS GY., LŐRENTHEY I., STRAUSZ L.: *Congerina ungulacaprae*, *C. balatonica*, *Unio wetzleri*, illetve BARTHA F.: csöskentsósvízi, oszcillációs, édesvízi—szárazföldi) szintekkel, de azoktól annyiban eltérnek, hogy ezeket a közettani kifejlődés alapján írtam le.

A harmadik területen a felsőpannóniai formációnak különleges — hegyközi lagúna — kifejlődését találjuk a Nagyvázsonyi-, illetve a Kállai-medencében. Legjellegzetesebb része a felsőpannóniai formáció bázisán levő kállai gyöngykavics—kvarchomok tagozat, amely itt nagyrészt közvetlenül az alaphegységre települ. Jelentős előfordulásai vannak a Bakony ÉNy-i oldalán Padragkút és a Tevel-hegy közötti területen is. Fölette a Monostorapáti—Nagyvázsonyi-medencében a kapolcsi mészkő tagozat következik, amely

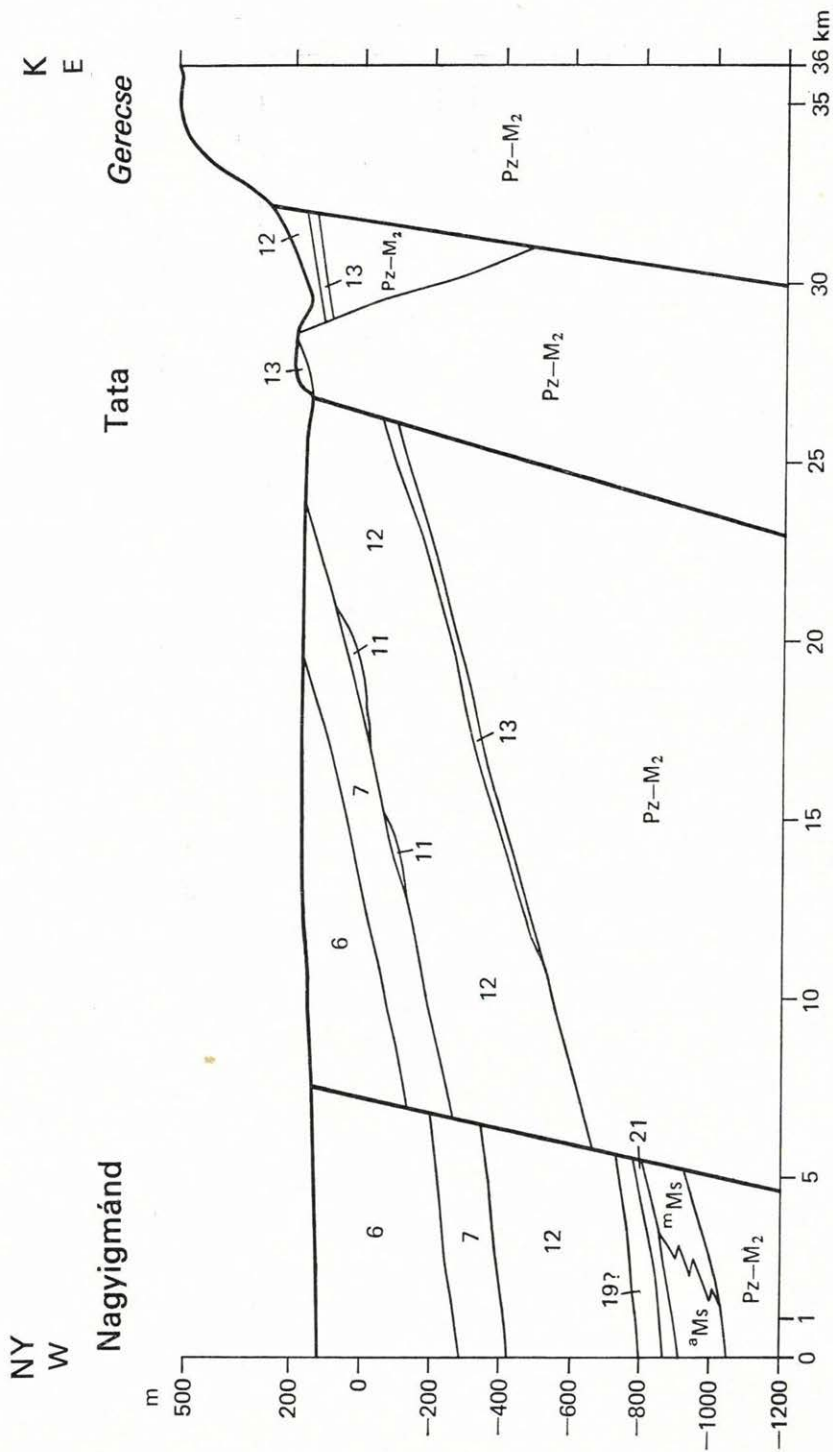


4. ábra. A Csákvári-medence és a Velencei-hegység DK-i előtere pannóniai formációcsoportjának rétegtani vázlatára
 Fig. 4. Stratigraphic scheme of the Pannonian Group in the Csákvár Basin and the southeastern foreland of the Velence Mountains

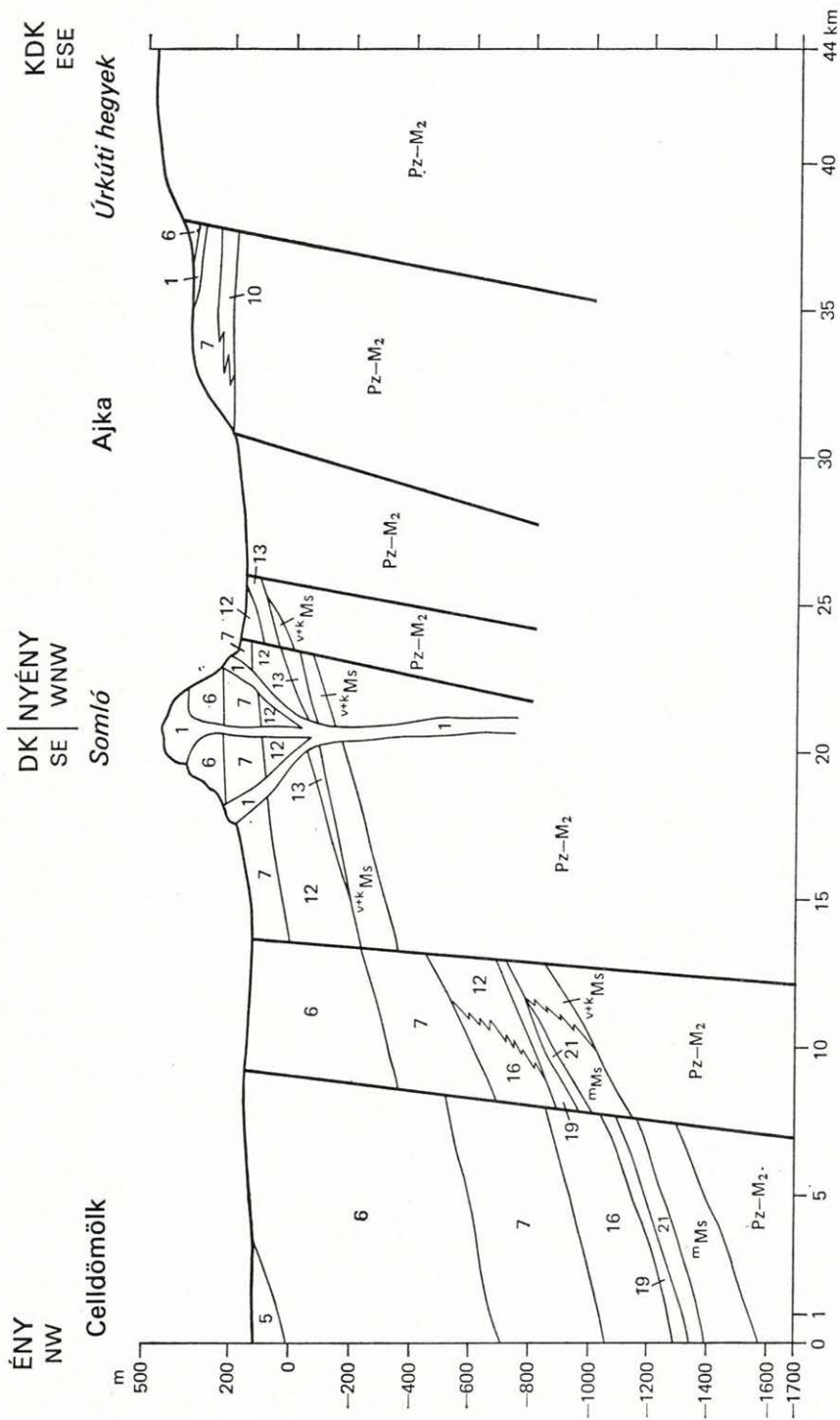


5. ábra. A Balatonfő pannóniai formációcsoportjának rétegtani vázlatja

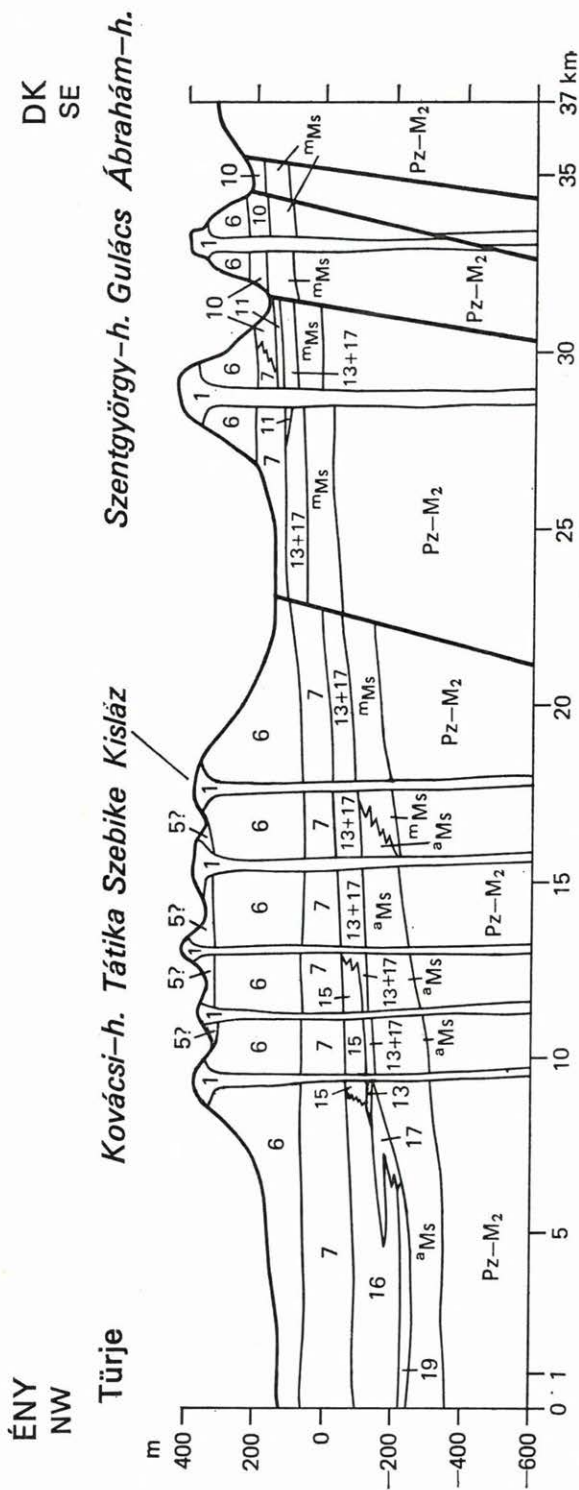
Fig. 5. Stratigraphic scheme of the Pannonian Group in the headlands of the Lake Balaton



6. ábra. A Gerecse Ny-i előtere pannóniai formációcsoportjának rétegtani vázlatja.
 Fig. 6. Stratigraphic scheme of the Pannonian Group in the western foreland of the Gerecse



7. ábra. A Ny-i Bakony előtere pannóniai formációcsoportjának rétegtani vázlatja
 Fig. 7. Stratigraphic scheme of the Pannonian Group in the foreland of the western Bakony Mountains



8. ábra. A Keszthelyi-hegység ÉNy-i előtere, a Várvolgyi- és a Tapolcai-medence pannóniai formációsoportjának rétegtani vázlatát

Fig. 8. Stratigraphic scheme of the Pannonian Group in the Várvolgy and Tapolca Basins and in the northwestern foreland of the Keszthely Mountains

azonban a medence K-i részén a taliándörögdi márga és a tapolcai bazalttufa—bazalt tagozatba is belenyúlik.

A felsőpannóniai formáció keletkezésének idején szinte végig voltak bazaltkitörések, ennek eredményeként alakult ki a tapolcai bazalttufa—bazalt tagozat, amelyhez a Padragkút—Kab-hegy—Barnag—Vigántpetend—Balatonhenye közötti területen a kabhegyi vörösiszap tagozat, Pula mellett pedig a pulai alginit tagozat csatlakozik.

A nagyvázsonyi mészkő tagozathoz soroljuk a guttamási és a budapesti Széchenyi-hegyi előfordulást is. A nagyvázsonyi mészkő tagozat a Nagyvázsonyi-medencében és Guttamási környékén a toronyi-, Budapest környékén a tihanyi és a toronyi tagozatot helyettesíti.

A nagyvázsonyi édesvízi mészkő fedőjében a Guttamási-medence DK-i részén aleurit-, homok-, agyagmárgarétegeket találtunk, s mivel ezek sekélytavi képződmények, a felsőpannóniai formációhoz soroltuk őket, s a nagyvázsonyi tagozatnál tárgyaljuk azokat.

A felsőpannóniai formáció egyes tagozatainak biosztratigráfiai helyzete a következő: A somlói tagozat lényegében a *Congeria ungulacprae*-s faunákat zárja magába. A tihanyi tagozatot a *Congeria balatonica*-s, *C. neumayri*-s, *Prosodacna vutskitsi*-s faunák, a toronyi tagozatot pedig az *Unio wetzleri*-s és szárazföldi faunák jellemzik. A kállai tagozatban idősebb *C. ungulacprae*-s faunákat találtunk. A kapolcsi tagozat édesvízi faunája jellegtelen, csökkent-sósvízi faunája *C. ungulacprae*-s szintbeli. A taliándörögdi tagozatban *C. ungulacprae*-s és *C. balatonica*-s faunák jelennek meg. A nagyvázsonyi tagozatban jellegtelen édesvízi—szárazföldi fauna van, a kabhegyi tagozat faunamentes. A tapolcai tagozat alsó részében *C. ungulacprae*-s és *C. balatonica*-s faunák jelentek meg. A pulai tagozat Ostracoda faunája, Diatoma és spórapollen flórája a felsőpannóniai formáció felső vagy középső részébe való tartozása mellett tanúskodik (1a, 1b ábra).

IV. A PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORT ELHATÁROLÁSA A FEKŰ FELÉ

A pannóniai formációcsoport elhatárolása a fekü felé az esetek túlnyomó többségében egyszerű feladat, akár a szarmata, akár valamelyik idősebb kor képződményei felett települnek.

A II. mellékleten tüntettük fel, hogy — mai ismereteink szerint — a Dunántúli-középhegység környezetében mely képződményekre települnek a pannóniai rétegek. Az azonos méretarányú III. mellékleten pedig, a települési viszonyok jó megítélhetősége céljából azt jelöltük, hogy a fekü felett melyik pannóniai tagozat fekszik.

A fekü és az alsópannóniai formáció kapcsolatának két szélső típusa (medenceperemi diszkordáns és medencebelseji konkordáns, folyamatos) között mintegy 12 egyéb jellegű viszony volt felismerhető. Ez utóbbiak egy részében a kapcsolat folyamatos volta ugyan többnyire aligha vitatható, de a kifejlődési különbségek további megfontolásokat tesznek szükségessé. Az alábbiakban a pannóniai formációcsoport és feküje kapcsolatának egyes típusait ismertetem.

1. Vitathatatlanul *folyamatos üledékképződést* bizonyító kifejlődést találtunk a Dunántúli-középhegység DK-i előterében az egykori hegységperemi lagúna előterében (Lajoskomárom-1., Nagygörbő-1., Tököl-1.? sz. f.), valamint a Zsámbéki- és a Mányi-medencében (Bicske-1., Budajenő-2., Csv-34., Mány-63. és 65., Zsámbék-11., Herceghalom-4. sz. f.), ahol egyaránt szürke aleuritos agyagmárga kifejlődésű a szarmata és az alsópannóniai formáció is, s a határt csak alapos kőzettani, illetve faunisztikai megfontolások után lehet kijelölni. Ezen a területen szarmatánál idősebb képződményekre való közvetlen rátelepülés egyszer sem volt megfigyelhető (1. táblázat).

Ebben az esetben az elhatárolást az éles kőzettani és faunisztikai különbségek teszik lehetővé. Erőltetettnek tűnhet, hogy a kőzettani változásokra hivatkozom, mikor az előbb hangsúlyoztam az egyaránt pelites kifejlődést. Egyetlen kézipéldányon valóban aligha lehetne olyan jellegeket felismerni, amelyek a fauna figyelembevétel nélkül a biztos elhatárolást lehetővé teszik. Esetünkben azonban könnyebb a dolog. A jó magvétellel mélyített fúrások anyaga sorba rakva, ezekben a pelites sorozatokban is kínálja az elkülönítést. A szarmata—alsópannóniai formáció határán ilyenkor a kőzetek színe a leglényegesebb jelző. A szarmata rétegek színe általában zöldes árnyalatú, gyakran világosabb színűek, mint az alsópannóniai formációba tartozók. Rétegzésük szinte mindig 10—50 cm vastagságú, míg az alsópannóniai formáció agyagmárga, márga képződményei vagy egyneműek, bennük réteget alig lehet kijelölni, vagy megjelenik a néhány centiméter, esetleg néhány m összvastagságú zalai tagozat, amely 1—5 mm-es sötétebb, illetve világosabb

fűrásokban harántolt pannoniai formációsoport litosztratigráfiai tagolása

Alsópannoniai formáció											Fekvő	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csőri aleurit	Száki agyagmárga	Kisbéri gyöngykavics	Imárhegyi aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávvai agyagmárga	Tinnyei gyöngykavics	Ősi tarkaagyag–kavics	Zsámbéki márga	Monostorapáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
–	–21,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	V K	1973	OFKPV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D Mt	1969	OFKPV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D F	1968	MÉV
139,5– –141,5	–	–	–	87,0– –139,5	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	OFKPV
–	–146,51	–	–	–	–	–146,51	–	–	–	–	?Ms mk	1969	OFKPV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–63,3	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–151,0	–	–	–	–	–	–	–194,0	–	–	–	C Ms a	1968	MÉV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D T	1973	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1973	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1973	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1973	BKV
58,3– –69,2	–	–	–	50,4– –55,3	–	–	–135,0	–	–	–	C Ms mg	1968	OFKPV
64,0– –72,4	–	–	–	53,0– –64,0 72,4– –98,5	–	–	–168,0	–	–	–	D F	1968	MÉV
–	–91,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1975	OFKPV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1968	BKV
–	–131,0	–134,7	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1968	MÉV
–	–219,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1969	BKV
–	–52,0	–52,5	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1971	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D T	1973	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Nincs	1968	MÉV
–	–	–	–	–20,0	–	–	–	–32,0	–	–	C Ms am	1975	OFKPV
17,0– –49,0	–	–	–	4,0– –17,0 49,0– –198,0	–	–	–	–	–	–216,0	C Ms am	1974	OFKPV

A fúrás helye	A fúrás jele	Holocén képződmények	Pleisztocén képződmények	Felsőpannoniai formáció										
				Tagozatok										
				Tapolcai bazalttufa – bazalt	Pulai alginit	Kabhegyi vörössagyag	Nagyvásonyi mészkő	Toronyi	Tihanyi	Somló	Tallándörögdi márga	Kapolcsi mészkő	Kállai gyöngykvárcs-kvarcok	
a	b	c	d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Osabrendek	Crt-2.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–22,0	–	–	–
	Crt-3.	?	?	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Crt-4.	–6,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Crt-9.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Csákvár	Ck-168.	–1,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Csv-10.	–1,0	–16,0	–	–	–	–	–	–	?	–69,0	–	–	–
	Csv-11.	–1,5	–3,0	–	–	–	–	–	–	–14,4	–63,1	–	–	–
	Csv-12.	–0,8	–6,5	–	–	–	–	–	–	–	–56,0	–	–	–
	Csv-13.	–3,0	–23,0	–	–	–	–	–	–	–	–30,8	–	–	–
	Csv-14.	–1,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–18,0	–	–	–
	Csv-15.	–	–11,0	–	–	–	–	–	–	–	–48,0	–	–	–
	Csv-18.	–1,6	–19,5	–	–	–	–	–	–	–	–44,0	–	–	–
	Csv-19.	–0,5	–4,0	–	–	–	–	–	–	–	–18,0	–	–	–
	Csv-21.	–0,3	–4,0	–	–	–	–	–	–	–37,5	–40,5	–	–	–
	Csv-22.	–1,0	–15,2	–	–	–	–	–	–	–72,0	–141,6	–	–	–
	Csv-23.	–0,6	–10,5	–	–	–	–	–	–	–58,5	–190,7	–	–	–
	Csv-24.	–3,0	–	–	–	–	–	–	–	–22,0	–91,4	–	–	–
	Csv-25.	–0,5	–9,0	–	–	–	–	–	–	–30,8	–148,0	–	–	–
	Csv-26.	–1,0	–21,3	–	–	–	–	–	–	–114,5	–181,5	–	–	–
	Csv-27.	–1,0	–5,0	–	–	–	–	–	–	–116,5	–	–	–	–
Csv-29.	–0,8	–10,4	–	–	–	–	–	–	–124,5	–190,0	–	–	–	
Csv-30.	–2,0	–6,0	–	–	–	–	–	–	–30,6	–135,2	–	–	–	
Császár	Cá-1.	–1,0	–10,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Cá-2.	–1,0	–3,3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Cát-1.	–1,0	–2,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Cát-2.	–1,0	–4,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Csobánc	Csobánc 77/6.	–	–9,0	–	–	–	–	–	–	–53,0	–	–	–58,0	
Csór	Csór-1.	–	–3,0	–	–	–	–	–	–27,0	–	–	–	–	
	Csór-2.	?	?	–	–	–	–	–	–	–75,0	–	–	–	

Alsópannóniai formáció											Felszű	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csóri aleurit	Szaki agyagmárga	Kisbéri gyöngykvavics	Imárhelyi aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tinnyeai gyöngykvavics	Ósi tarkaagyag – kvavics	Zsámbéki márga	Monostorapáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
–	–37,7	–47,8	–	–	–	–	–	–	–	–	D K ₃	1969	OPKFKV
–	–8,4	–9,0	–	–	–	–	–	–	–	–	D K ₃	1969	OPKFKV
–	–42,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D K ₃	1969	OPKFKV
–	–14,8	–15,0	–	–	–	–	–	–	–	–	D E ₃	1969	OPKFKV
–	–4,0	–10,0	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1975	BKV
–	–	–	–	–136,0	–	–	–	–	–	–	C Ms a	1967	BKV
–	–	–	–	–142,5	–	–	–	–	–	–	C Ms hk	1967	BKV
–	–	–	–	–128,7	–	–	–130,7	–	–	–	C Ms mk	1967	BKV
–	–	–	–	–106,5	–	–	–130,7	–	–	–	C Ms al	1967	BKV
–	–	–	–	–71,5	–	–	–79,6	–	–	–	C Ms am	1967	BKV
–	–	–	–	–82,0	–	–	–123,0	–	–	–	C Ms mk	1967	BKV
–	–	–	–	–58,0	–	–98,0	–	–	–	–	D Ol ₂	1967	BKV
–	–	–	–	–72,2	–	–	–	–	–	–	C Ms mk	1967	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D T	1967	BKV
–153,6	–	–	–	–162,0	–	–196,0	–	–	–	–	D T	1967	BKV
–220,0	–	–	–	–246,0	–	–275,0	–	–	–	–	C? Ms mg	1967	BKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D T	1967	BKV
156,4 – –171,4	–	–	–	148,0 – –156,4 171,4 – –248,3	–	–	–269,0	–	–	–	D T	1967	BKV
198,6 – –205,0	–	–	–	181,5 – –198,6 205,0 – –256,9	–	–	–	–	–	–	C Ms am	1967	BKV
–	–	–	–	–128,0	–	–150,0	–	–	–	–	D T	1967	BKV
–204,0	–	–	–	–318,8	–	–	–	–	–	–	C Ms mg	1967	BKV
–	–	–	–	–144,0	–	–175,6	–	–	–	–	D T	1967	BKV
–	–63,0	–93,0?	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1973	OPKFKV
7,0 – –22,0	3,3 – –7,0 22,0 – –44,0	–49,1	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1973	OPKFKV
–	–45,0	–56,0	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1973	OPKFKV
–	–24,5	–31,1	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ol-M ₁	1973	OPKFKV
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	D Ms mk	1968	MÉV
27,0 – –29,0	–	–	–	–	–	–	–50?	–	–	–	D T	1968	BKV
80,0 – –90,0	–	–	–	75,0 – –80,0	–	–	–	–	–	–	D T	1968	BKV

A fúrás helye	A fúrás jele	Holocén képződmények	Pleisztocén képződmények	Felsőpannóniai formáció										
				Tagozatok										
				Topolcai bazalttufa – bazalt	Pulai alginit	Kabhegyi vörösgyag	Nagyvázsonyi mészkő	Toronyi	Tihanyi	Somlói	Taliándörögdi márga	Kapolcsi mészkő	Kállai gyöngybarátság- kvarcitok	
a	b	c	d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Csór	Csór-3.	-2,0	-7,2	-	-	-	-18,5	-	-	-29,1	-	-	-	-47,0
	Csór-4.	-0,8	-7,2	-	-	-	-	-	-19,2	-	-	-	-	-
	Csór-5.	-0,5	-15,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Csór-6.	-1,0	-3,0	-	-	-	-	-	-	-41,8	-	-	-	-
	Csór-7.	-0,6	-8,0	-	-	-	-	-	-	-	-17,5	-	-	-
	Csór-8.	-0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-17,6	-	-	-
	Csór-13.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-19,0	-	-	-
	Csór-14.	-0,5	-5,8	-	-	-	-	-	-	-	-8,0	-	-	-
	Csór-17.	-0,5	-11,0	-	-	-	-	-	-	-	-34,0	-	-	-
	Csór-18.	-2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-33,0	-	-	-
Csót (Alsószalmavár)	A-1.	-1,0	-10,0	-	-	-	-	-	-35,0	-57,0	-	-	-	-
Devecser	Det-4.	-1,0	-7,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Det-10.	-0,3	-3,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dinnyés	Dinnyés-1.	-1,1	-	-	-	-	-	-	-	-155,0	-	-	-	-
	Dinnyés-2.	-0,3	-0,9	-	-	-	-	-	-	-190,5	-	-	-	-
	Dinnyés-3.	10,1 m-ig nincs anyag								-214,7	-	-	-	-
Doba (Somló-hegy)	Dbt-3.	-2,0	-	-125,0	-	-	-	-	-	-196,8	-	-	-	-
Dunaalmás	Dat-1.	-	-6,4	-	-	-	-	-	-22,0	-70,2	-	-	-	-
Duna-szentmiklós	Dszt-1.	-	-20,4	-	-	-	-	-	-39,2	-123,0	-	-	-	-
	Dszt-2.	-0,4	-41,3	-	-	-	-	-	-70,8	-115,2	-	-	-	-
	Dszt-4.	-0,4	-48,7	-	-	-	-	-	-106,6	-136,5	-	-	-	-141,0
	Ete	Et-1.	-1,0	-4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Étyek	Csv-34.	-2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fehérvárcsurgó	Fcs-133.	-0,4	-9,0	-	-	-	-	-	-	-35,5	-	-	-	-
	Fcs-134.	-1,0	-3,5	-	-	-	-	-	-43,5?	-	-	-	-	-70,1
	Fcs-144.	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-41,5	-	-	-	-68,0
	Fcs-160.	-	-	-	-	-	-	-	-	-81,9	-	-	-	-
	Fcs-161.	-1,0	-2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fenyőfő	Ffő-1178.	-	-9,0	-	-	-	-	-	-	-10,3	-	-	-	-

Alsópannóniai formáció											Felvő	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csóri aleurit	Szaki agyagmárga	Kisbéri gyöngykavics	Imárhégyi aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tinnyei gyöngykavics	Ósi tarkaagyrag – kavics	Zsámbéki márga	Monostorapáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
-56,2	-	-	-	-	-	-59,0	-	-	-	-	D T	1968	BKV
-33,5	-	-	-	-40,7	-	-44,0	-	-	-	-	D T	1968	BKV
31,5 – -60,0	-	-	-	15,5 – -31,5 60,0 – -87,0	-	-	-96,0	-	-	-	D Mt	1968	BKV
-57,4	-	-	-	-79,0	-	-	-137,0	-	-	-	C Ms sza	1968	BKV
-29,0	-	-	-	-	-	-30,0	-	-	-	-	D T	1968	BKV
28,0 – -56,2	-	-	-	17,6 – -28,0 -128,8	-	-	-	-	-	-	C Ms sza	1968	BKV
-67,4	-	-	-	-129,0	-	-	-	-	-	-	C Ms mg	1968	BKV
-16,0	-	-	-	-43,0	-	-	-59,0	-	-	-	D E ₃	1968	BKV
-71,0	-	-	-	-81,8	-	-	-124,1	-	-	-	C Ms mk	1968	BKV
-50,0	-	-	-	-56,0	-	-	-	-	-	-	D T	1968	BKV
-	-122,2	-123,2	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1968	OFKfV
-	-31,0	-31,2	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1969	OFKfV
-	-29,6	-47,2	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ms am	1969	OFKfV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1968	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D E ₃	1969	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D Pe	1969	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1969	OFKfV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	1970	OFKfV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	1970	OFKfV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	1970	OFKfV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
-	-73,0	-78,0	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
-	-	-	-	-57,8	-	-	-	-61,5	-	65,0 –	C Ms am	1969	OFKfV
48,0 – -53,5	-	-	-	35,5 – -48,0 53,5 – -63,1	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1967	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ms ta	1967	BKV
71,0 – -75,0	-	-	-	68,0 – -71,0	-	-	-	-	-	-	C? Ms h	1967	BKV
86,5 – -94,2	-	-	-	81,9 – -86,5 94,2 – -96,0	-	-	-	-	-	-	C Ms ta	1968	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-20,3	-	-	-	C Ms a	1968	BKV
-	-40,6	-51,9	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1967	BKV

A fúrás helye	A fúrás jele	Holocén képződmények	Pleisztocén képződmények	Felsőpannóniai formáció									
				Tagozatok									
				Topolcai bazalttufa – bazalt	Pulai algitit	Kabbegyi vörösiszaga	Nagyvázsonyi mészkő	Toronyi	Tihanyi	Somlói	Taliándörögdi márga	Kapolcsi mészkő	Kállói gyöngykváccskvarcok
a	b	c	d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Penyőfő	Ff6-1186.	–	–12,0	–	–	–	–	–	–	–15,0	–	–	–
Fornapuszta	Fo-1.	–	–5,1	–	–	–	–	–	–	–54,1	–	–	–
	Fo-2.	–	–20,7	–	–	–	–	–	–	–69,3	–	–	–
	Fo-3.	–	–16,2	–	–	–	–	–	–	–79,6	–	–	–
Gárdony	G-1.	–2,0	–13,0	–	–	–	–	–	–249,0	–290,0	–	–	–
Guttamási	Gt-22.	–0,4	–3,4	–	–	–	–72,0	–	–	–105,0	–	–	–
	Gt-23.	–3,0	–11,0	–	–	–	–72,1	–	–	–113,6	–	–	–
Gyepükaján	Gy-4.	–0,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Gyulakeszi	Gy-4.	–1,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–3,6?
Gyúró	Gyúró-1.	–1,0	–3,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hegymagas	Hg-78/18.	–1,8	–	–	–	–	–	–	–	–26,5	–	–	–72,5
	Hg-79/20.	–8,0	–12,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–66,8
Herceghalom	H-1.	–0,3	–2,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-2.	–1,0	–8,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-3.	–0,3	–10,3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-4.	–1,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-5.	–0,5	–8,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-6.	–1,2	–10,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-7.	–0,3	–1,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-8.	–0,2	–8,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	H-9.	–1,0	–2,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Osv-20.	–0,6	–8,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hosztót	Hot-1.	–	–	–	–	–	–	–	–	–30,0	–	–	–
Inota	I-135.	–	–2,0	–	–	–	–	–	–	–15,0	–	–	–
Jenő	J-2.	–1,0	–7,0	–	–	–	–	–	–	–107,0	–	–	–
Kab-hegy	K-56.	–	–5,8	–	–	–23,7	–	–	–	–	–	–	–
	K-57.	–	–1,8	–	–	–46,2	–	–	–	–	–	–	–57,0
	K-66.	–	–	–	–	–36,0	–	–	–	–	–	–	–
Kapolcs	Kpt-1.	–0,3	–	0,3 – –9,3 18,0 – –124,6	–	–11,8	–18,0	–	–	–	–133,6	–135,6	–
	Kpt-2.	–0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–34,0	–
Kápolnásnyék	Kápolnásny-1.	–2,0	–18,5	–	–	–	–	–	–260,0	–355,0	–	–	–

Alsópannóniai formáció											Fekvé	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csóri aleurit	Száki agyagmárga	Kisbéri göngykvavics	Imárhelyi aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tinnyeai göngykvavics	Ősi tarkaagyag—kvavics	Zesimbéki márga	Monostorapáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
-	-55,3	-56,3	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1967	BKV
-	-	-	-	-59,1	-	-	-	-	-	-	D T	1965	BKV
-	-	-	-	-123,4	-	-	-	-	-	-	D T	1965	BKV
-	-	-	-	79,6— -162,5 172,1— -251,0	-	162,5— -172,1	-	-	-	-	D T	1965	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1969	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1967	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D Bx	1967	BKV
-	-	-7,9	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1968	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D? Ms mk	1968	MÉV
-	-	-	-	-	-	-37,5	-	-	-	-	C? Ms mk	1969	MÉV
-96,5	-	-102,0?	-	-	-	-102,0?	-	-	-	-	D? Ms mk	1968	MÉV
-81,3!	-	-81,3!	-	-	-	-81,3!	-	-	-	-	D? Ms mk	1968	MÉV
-	-	-	-	-30,0	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-50,0	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-50,8	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-21,0	-	-	-	-32,5	-	-	C Ms am	1968	OFKfV
-	-	-	-	-50,6	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-30,0	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-30,0	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-50,0	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-60,0	-	-	-	-	-	-	Nincs	1968	OFKfV
-	-	-	-	-28,0 31,4— -65,8	-	28,0— -31,4	-	65,8— -70,4	-	-70,9	C Ms am	1967	BKV
-	-100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1969	OFKfV
-25,0	-	-	-	-58,0	-	-	-	-	-	-	C Ms sza	1968	OFKfV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D F	1968	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D E ₂	1968	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D E ₃	1969	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D E ₃	1968	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1973	BKV
-	-	-	-55,0!	-	-	-	-	-	-55,0!	-	D T	1973	BKV
430,3— -442,2	-	-	-	-	355,0— -430,3	-	442,2— -473,0	-	-	-	D E ₃	1969	MÉV

A fúrás helye	A fúrás jele	Holocon képződmények	Pleisztocén képződmények	Felsőpannoniai formáció										
				Tagozatok										
				Tapolcai bazalttufa – bazalt	Pulai alginít	Kabhegyi vörösgyag	Nagyvázsonyi mészkő	Toronyi	Tihanyi	Somlói	Taliföldvár marga	Kapocsi mészkő	Kállai gyöngykvacs-kvarchomok	
a	b	c	d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Káptalanfa	Kft-3.	-1,4	-2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kocs	Kct-2.	-0,5	-3,0	—	—	—	—	—	—	-19,0	-23,6	—	—	—
	Kocs-3.	-1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	-50,0	—	—	—
	Kocs-4.	-0,7	-2,4	—	—	—	—	—	—	—	-29,0	—	—	—
	Kocs-5.	-2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Környe	K-26.	-1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lajoskomárom	Lk-1.	-1,0	-13,0	—	—	—	—	—	—	-319,4	-472,5	—	—	—
Lábatlan	Lbt-251.	—	-2,5	—	—	—	—	—	—	-10,5?	—	—	—	—
Lovasberény	Csv-31.	-1,7	—	—	—	—	—	—	-26,6	-133,0	-218,6	—	—	—
Magyaralmás	Ma-56.	-0,5	—	—	—	—	—	—	—	-82,0	-134,0	—	—	—
	Ma-57.	-1,0	-15,6	—	—	—	—	—	-33,1	-90,0	-174,0	—	—	—
Mány	Má-59.	-1,0	-2,0	—	—	—	—	—	—	—	-37,6	—	—	—
	Má-63.	-1,0	-6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Má-64.	-0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Má-65.	-0,7	-12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Mocsa	Mct-1.	-5,0	—	—	—	—	—	—	—	-110,4	-150,0	—	—
	Mct-2.	-1,0	—	—	—	—	—	—	—	-60,0	-105,0	—	—	—
Monostorapáti	Mat-1.	-2,0	—	-124,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Mat-2.	-0,4	—	-33,6	—	—	—	—	—	—	—	-63,7	—	—
	Mat-3.	-4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-8,0	-16,3	-45,7
	Mat-7.	-1,0	-2,8	-6,6	—	-7,0	—	—	—	—	—	-40,7	—	—
	Monostorapáti-2.	-1,5	-16,0	—	—	—	—	—	—	—	—	-18,8	—	-19,0
	Monostorapáti-3.	-2,0	-4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	-19,6	—	-27,0
Nagyörböd	Ng-1.	-0,5	-9,2	—	—	—	—	—	—	-81,7	-210,7	—	—	—
Nagyigmánd	Nigt-1.	-0,3	-4,3	—	—	—	—	—	—	-100,0?	-150,0	—	—	—
	Nigt-2.	-1,0	-17,0	—	—	—	—	—	—	—	-150,0	—	—	—
	Nigt-3.	-0,3	-4,2	—	—	—	—	—	—	-87,3	-150,0	—	—	—
Nagyvázsony	Nzt-3.	—	-2,8	2,8 – -33,0 37,0 – -64,6	—	33,0 – -37,0 kb.	—	—	—	—	—	—	—	—
	Nzt-4.	-0,5	—	—	—	—	—	-28,0	—	—	—	-71,0	—	—

A fúrás helye	A fúrás jele	Holocén képződmények	Pleisztocén képződmények	Felsőpannóniai formáció											
				Tagozatok											
				Tapolcai bazalttufa – bazalt	Pulai alginít	Kabhegyi vörösvagy	Nagyvázsonyi mészkő	Toronyi	Tihanyi	Somló	Taliándörögdi márga	Kapocsi mészkő	Kállai gyöngykvacs-kvarcok		
a	b	c	d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Nagyvázsony	Nzt-5.	-2,5	-	2,5 – -65,8 73,6 – -89,8	-	65,8 – -73,6	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Nzt-6.	-0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-7,0	-	
Naszály	Nat-1.	-1,2	-8,0	-	-	-	-	-	-21,8	-60,0	-	-	-	-	
	Nz-1.	-0,2	-14,0	-	-	-	-	-	-59,5	-124,0	-	-	-	-	
Neszmély	Nszt-1.	-	-	-	-	-	-	-	-10,0	-58,6	-	-	-	-	
Nemesvita	Nemesvita-I.	-3,0	-6,0	-	-	-	-	-	-	-11,5	-	-	-	-38,8	
Nyírad	Nd-1931.	-2,0	-4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-19,0	
Öcs	Öcs-20.	-0,6	-1,5	-	-	-	-	-	-	-	-18,0	-26,2	-	-	
	Öcs-21.	-0,2	-3,9	-	-	-	-	-	-	-	-17,0	-18,0	-33,3	-	
	Öcs-22.	-2,0	-5,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-12,0	
	Öcs-23.	-0,7	-9,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-30,1	-	
	Öcs-24.	-1,3	-2,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-4,2	-7,4	-11,3	
	Öcs-25.	-1,0	-5,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-28,0	-37,5	-
	Öcs-26.	-0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-21,3	-27,4	-
	Öcs-27.	-1,0	-12,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-25,2	-	-43,0	-
	Öcs-28.	-0,5	-2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-49,3	-56,0	-76,0	-
	Öcs-29.	-1,0	-4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-10,7	-	-	-
	Öcs-30.	-0,5	-7,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-18,1	-	-32,3	-
	Öcs-31.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-13,1	-14,3	-44,2	-
	Öcs-32.	-1,7	-8,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-12,5	-14,6	-15,7	-
	Öcs-33.	-1,0	-7,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-20,9	-28,6	-41,5	-
	Öcs-34.	-0,2	-4,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-13,8	-14,8	-30,2	-
	Öcs-35.	-0,8	-8,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-19,6	-
	Öcs-36.	-1,0	-12,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-17,3	-	-
	Öcs-37.	-2,3	-3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-10,0	-34,5	-
	Öcs-38.	-0,5	-8,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-12,0	-17,0	-38,0	-
	Öcs-39.	-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-14,0	-	-18,1	-
Ősi	Ősi-65.	-0,6	-4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Ősi-66.	-3,0	-27,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Ősi-67.	-0,5	-3,0	-	-	-	-	-	-134,0	-149,5	-	-	-	-	
	Ősi-69.	-0,5	-	-	-	-	-	-	-50,5	-97,5	-	-	-	-	
Padragkút	Pat-6.	-0,5	-	-10,7	-	-	-	-	-27,3	-139,6	-	-	-	-	

Alsópannóniai formáció											Fekvő	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Osóri aleurit	Szaki agyagmárga	Kisbóri gyöngykváris	Imárhegyi aleurit	Ósákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tímnyi gyöngykváris	Ósi tarkaagyrag-kváris	Zsámbéki márga	Monostorapáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1971	OFKPV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1975	OFKPV
-	-150,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1970	OFKPV
-	-266,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	1970	OFKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	1970	OFKV
-	-	-86,01	-	-	-	-86,01	-	-	-	-	C? Ms mk	1969	OFKPV
-	-	-	-27,4	-	-	-	-	-	-20,4	-	C Ms sza	1968	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1974	OFKPV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1974	OFKPV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	OFKPV
-41,0	-	-	-49,6	-	-	-	-	-	-	-	C Ms sza	1975	OFKPV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	OFKPV
-61,6	-	-	-63,6	-	-	-	-	-	-66,7	-	C Ms sza	1975	OFKPV
-41,7	-	-	-46,21	-	-	-	-	-	-46,21	-	C Ms mg	1975	OFKPV
-56,2	-	-	-58,3	-	-	-	-	-	-61,0	-	C Ms sza	1975	OFKPV
-87,5	-	-	-95,0	-	-	-	-	-	-95,4	-	C Ms sza	1975	OFKPV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1975	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	BKV
-46,8	-	-	-49,6	-	-	-	-	-	-51,2	-	D T	1975	BKV
-44,0	-	-	-61,0	-	-	-	-	-	-	-	C Ms mg	1975	BKV
-	-	-	-40,6	-	-	-	-	-	-	-	C Ms mg	1975	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	BKV
-	-	-	-28,4	-	-	-	-	-	-41,1	-	C? Ms? ta	1975	BKV
-42,6	-	-	-44,8	-	-	-	-	-	-	-	C? Ms mk	1975	BKV
-54,01	-	-	-54,01	-	-	-	-	-	-54,1	-	D T	1975	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1975	BKV
-	-	-	-	-16,0	-	-	-52,7	-	-	-	C Ms ta	1969	OFKPV
30,0- -44,0	-	-	-	27,1- -30,0	-	-	44,0- -69,0	-	-	-	C Ms ta	1969	OFKPV
-172,7	-	-	-	-192,1	-	-	-202,0	-	-	-	C? Ms am	1972	OFKPV
-114,4	-	-	-	114,4- -137,8 147,4- -164,3	-	137,8- -147,4	164,3- -169,0	-	-	-	C Ms am	1972	OFKPV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol=M ₁	1971	OFKPV

Alsópannoniai formáció											Fekvő	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csóri aleurit	Szaki agyagmárga	Kisbéri gyöngykavics	Imáthegy aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tünyei gyöngykavics	Ósi tarkaagyag – kavics	Zsámbéki márga	Monostorapáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1969	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D E ₃	1969	OFK FV
-81,0	-	-	-	-	-	-	-122,7	-	-	-	C Ms mg	1969	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1968	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D G	1968	MÉV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D G	1968	MÉV
-	-163,8	-192,8	-	-	-	-	-	-	-	-	D Ol-M ₁	1968	OFK FV
-166,0	-	-	-	-	-	-	-213,0	-	-	-	C Ms ta	1968	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1973	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1973	BKV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1973	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	V T	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Nincs	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D T	1975	OFK FV
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D E ₃	1969	OFK FV
-	-	-	-	-108,3 130,0 -140,4	-	-130,0	-	-	-	-	C Ms mk	1972	OFK FV
-	-	-	-	-20,0	-	-73,5	-84,5	-	-	-	C? Ms ta	1968	BKV
-	-14,3	-21,3	-	-	-	-	-	-	-	-	D M ₂	1965	OFK FV

Alsópannóniai formáció											Fekvé	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csóri aleurit	Szarki agyagmárga	Kisbéri gyöngykavics	Imárhegyi aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tinnye gyöngykavics	Ősi tarkaagyag—kavics	Zsámbóki márga	Monostorpáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
—	—65,0	—101,81	—	—	—	—101,81	—	—	—	—	C? Ms mk	1971	BKV
—	—34,0	—74,51	—	—	—	—74,51	—	—	—	—	C? Ms h	1971	BKV
—	—13,8	—63,01	—	—	—	—63,01	—	—	—	—	C? Ms mk	1972	BKV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ca	1969	MÉV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1972	MÉV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D T	1972	BKV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D G	1968	MÉV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D G	1968	MÉV
—	—100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Nincs	1969	OFKfV
—108,0	—	—112,81	—	—	—	—112,81	—	—	—	—	D? Ms mk	1968	OFKfV
—	—42,0	—45,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D T	1973	OFKfV
—	—	—	—	—	—475,0	—	—	—	—	—	C? Ms mk	1971	OFKfV
—	—	—	—	—	—	—15,0	—	—	—	—	D E ₃	1969	MÉV
—85,3	—	—	—	—97,2	—	—105,3	—	—	—	?	? Ms h	1969	OFKfV
—	—46,0	—51,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
—24,0	—61,7	—62,8	—	—	—	—	—	—	—	—	D K	1972	OFKfV
—	—20,1	—27,6	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1972	OFKfV
—	—48,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	V Ol-M ₁	1971	OFKfV
—	—2,4	—3,5	—	—	—	—	—	—	—	—	D K	1972	OFKfV
—	—2,4	—2,8	—	—	—	—	—	—	—	—	D K	1972	OFKfV
—	—9,0	—14,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D T	1972	OFKfV
—	—30,0	—30,3	—	—	—	—	—	—	—	—	D K	1972	OFKfV
—	—5,5	—11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D K	1973	OFKfV
—	—19,2	—27,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
47,0— —56,8	3,3— —47,0	56,8— —58,8	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
—	—17,5	—21,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
—	—39,8	—43,1	—	—	—	—	—	—	—	—	D E ₁	1973	OFKfV
—	—38,0	—41,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D T	1973	OFKfV
34,0— —70,9	18,8— —34,0 70,9— —158,5	158,5— —168,5	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1973	OFKfV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Nincs	1973	BKV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D T	1973	BKV
—	—150,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Nincs	1973	BKV
—	—	—	—	—	133,0— —158,0	15,6— —133,0	—	158,0— —159,1	—	—	C? Ms mk	1969	MÉV

A fúrás helye	A fúrás jele	Holocén képződmények	Pleistocén képződmények	Felsőpannóniai formáció										
				Tagozatok										
				Tapolcai bazalttufa – bazalt	Pulai algit	Kabhegyi vörösiszap	Nagyvásonyi mészkő	Toronyi	Tihanyi	Somló	Taliándörögdi márga	Kapocsi mészkő	Kállai gránitkvartscs-kvarchomok	
a	b	c	d	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Tihany	Tihany-62.	-0,5	-5,6	-55,4 V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tököl	Tököl-1.	-0,8	-36,0	-	-	-	-	-144,0	-496,6	-622,0	-	-	-	-
Úrhida	U-2.	-0,8	-27,9	-	-	-	-	-	-	-82,5	-	-	-	-87,9
Velence	Velence-2.	-3,0	-	-	-	-	-	-	-	-121,5	-	-	-	-125,0
Veszprémsársány	Vvt-3.	-	-6,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vértesacska	Csv-28.	-0,5	-9,0	-	-	-	-	-	-	-186,5	-	-	-	-
Vérteskozma	Csv-36.	-0,5	-2,0	-	-	-	-	-	-	-12,7	-	-	-	-15,0
Vigántpetend	Vgt-1.	-4,0	-	-8,0	-	-8,8	-34,0	-	-	-	-96,0	-	-	-
Vöröstó	Vöt-2.	-1,0	-5,9	-	-	-8,6	-	-	-	-	-	-	-	-
Zámoly	Zámoly-2.	-1,0	-10,0	-	-	-	-	-	-	-308,0	-	-	-	-
Zsámbék	Zsámbék-11.	-1,4	-10,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Jelmagyarázat az I, e és g oszlophoz:

Települési mód:

- O a szarmata és a pannóniai formációcsoport kapcsolata konkordáns
 O? a szarmata és a pannóniai formációcsoport konkordáns kapcsolata kérdéses
 D a pannóniai formációcsoport fekvőre diszkordánsan települ
 D? a pannóniai formációcsoportnak a fekvőre való diszkordáns települése kérdéses
 V a pannóniai formációcsoport a fekvővel vető mentén érintkezik
 ? a pannóniai formációcsoport és a fekvő kapcsolata kérdéses
 „Nincs” a fúrás a pannóniai formációcsoportban állt le

A pannóniai formációcsoport fekéje:

- Ms szarmata képződmények
 Ms a szarmata agyag
 Ms al szarmata aleurit
 Ms am szarmata agyagmárga
 Ms h szarmata homok
 Ms hk szarmata homokkő
 Ms mg szarmata márga
 Ms mk szarmata mészkő
 Ms sza szarmata szenesagyag
 Ms ta szarmata tarkaagyag

Alsópannóniai formáció											Fekvé	Mélyítési év	Kivitelező vállalat
Tagozatok													
Csóri aleurit	Szaki agyagmárga	Kisbéri gyöngykavics	Imárhágyi aleurit	Csákvári agyagmárga	Drávai agyagmárga	Tinnye gyöngykavics	Ósi tarkaagyag – kavics	Zsámbéki márga	Monostorupáti márga	Zalai márga	e	f	g
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
—	—	—	—	-75,6	—	—	—	—	—	—	C Ms sza	1973	OFKPV
—	—	—	—	—	-723,2	—	—	-732,0	—	—	V Ms am	1969	OFKPV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D Pe	1968	MÉV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D E ₃	1969	MÉV
—	-37,5	-42,0	—	—	—	—	—	—	—	—	D Ol-M ₁	1975	OFKPV
191,6— 206,0	—	—	—	186,5— -191,6 206,0— -227,0	—	—	—	—	—	—	D M ₂	1968	OFKPV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D E ₁	1972	BKV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Nincs	1973	BKV
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	D T	1973	BKV
—	—	—	—	308,0— -388,0 390,2— -450,0	—	388,0— -390,2	—	—	—	—	C? Ms mg	1970	MÉV
—	—	—	—	-90,0	—	—	—	—	—	—	C Ms am	1975	OFKPV

Mt	badenien képződmények
M ₂	középsőmiocén képződmények
Ol-M ₁	oligocén – alsómiocén csatka formáció
Ol ₂	középsőoligocén képződmények
E ₃	felsőeocén képződmények
E ₂	középsőeocén képződmények
E ₁	alsóeocén képződmények
K ₃	felsőkréta képződmények
K	középső és alsókréta képződmények
Bx	bauxitos képződmény
Ca	karbon
T	triász képződmények
Pe	perm képződmények
G	gránit
F	fillit

Kivitelező:

BKV	Bauxitkutató Vállalat
MÉV	Mecseki Ércbányászati Vállalat
OFKPV	Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat

színű márgarétegecskék sűrű váltakozásából áll. Az ilyen típusú határon a fauna rendkívül hamar kicserélődik. A szarmata Foraminiferákat a nagy Ostracodák, a *Cardium*okat az apró *Limnocardium*ok — KÖRPÁSNÉ HÓDI M. szerint az *L. praeponticum*, vagy ahhoz közelálló alakok — váltják fel. Faunisztikai átfedés azonban van. Az alsópannóniai formáció legalsó rétegeiben ismételtelen találtunk Foraminiferákat, s közöttük egy esetben biztosan nem csak áthalmozottakat. A budajenői Bó-2. sz. fúrásban KÖRECNÉ LAKY I. egyértelműen nem áthalmozott *Miliammina* sp.-eket határozott meg a 211,4—211,9 m-es szakaszból. Az alsópannóniai formáció talpa 216,0 m-ben volt. Két Zámolyi-medencei fúrásban (Csv-25. 245,5—245,8 m, Csór-8. 124,9—128,8 m) pedig *Acicularia* sp. Bryozoa maradványt sikerült találnom, alig pár centiméterrel a szarmata határ felett. A herceghalomi Csv-20., 26. és a Tárnok-1. sz. fúrásban a szarmata—alsópannóniai formáció határa felett 30 cm-rel, egy-egy 10 cm vastag rétegben még visszatért a *Cardium vindobonense* kizárólagos faunaelemként, s viszonylag nagy mennyiségben. Véleményünk szerint ez a határtípus egyértelműen bizonyítja a folyamatos tengervízzel borítottságot, s a gyakorlati értelemben is megszakítatlan üledékképződést. A fauna gyors kicserélődését a tengervíz sótartalmának szokatlanul hirtelen lecsökkenése okozhatta. A szarmata Mollusca fauna egyes esetekben való visszatérését pedig az eredményezhette, hogy a tengervíz viszonylagos mélysége miatt a felhígulás nem egyszerre, hanem felülről lefelé haladó volt, mert a sós víz nehezebb, mint a kevésbé sós. A hígulás folyamatának rövid időre való visszafordulása pedig a medence mélyebb részén még élő szarmata faunaelemek visszatérését eredményezte. A pelites, szürke, szarmata és felette az alsópannóniai formáció beltengeri faunáját tartalmazó rétegsorok esetében tehát a folyamatos üledékképződést bizonyítottunk tekintjük (10—11. ábra).

Határozottan állást foglalok tehát az alsópannóniai formációnak a pontusi emeletbe való besorolása és a regionális méretű praepontusi erózió elképzelése ellen. A szarmata—alsópannóniai formáció határon a Dunántúli-középhegység DK-i peremén az esetek többségében folyamatos üledékképződés volt. A felső(?) besszarábiai, chersoni és meoti faunaelemek itteni hiányának nem a lepusztulás, hanem a Kárpát-medencei és a fekete-tengeri medence vizének sótartalom-különbsége az oka. A Mollusca és Foraminifera faunák itteni sztratigráfiai értéke az egyes medencékre korlátozódik.

a) Hasonló képet kaptunk a Zámolyi-, a Várpalotai- és a Balatoni-medence egy részében is, ahol a határrétegek ugyan kissé meszesebbek, de kapcsolatuk ugyancsak tökéletesen folyamatosnak látszik, amit a faunisztikai kép is alátámaszt. Az esetek egy részében azonban elmcsoarasodó, ill. kiszáradó lagúnás szarmata rétegek felett települ a mélyebbvízi alsópannóniai formáció csákvári tagozata, amelyben ugyancsak találunk kiszáradó lagúnás fáciesű közbetelepüléseket. A csákvári tagozat a Vértes DK-i peremén több esetben közvetlenül az idősebb képződményeken települ. Az alsópannóniai formáció teljes voltát alul ilyenkor a dácittufacsíkok bizonyítják.

b) Ugyancsak folyamatos üledékképződés valószínűsíthető a monostorapáti—nagyvázsonyi egykori hegyközi lagúnában, ahol vegyes kifejlődésű szarmata mészkő, márga és szenesagygrétegek felett, minden megszakításra utaló jel nélkül, alsópannóniai faunát bezáró fehér márga (= monostorapáti tagozat), vagy az imárhegyi tagozat települ. Három esetben — Öcs-32. és 38., Kpt-2. sz. f. — a monostorapáti tagozat közvetlenül a triász dolomit felett feküdt diszkordánsan. Hasonlóan vékony szarmata szenesagyag felett

települ az alsópannóniai formáció teljes sorozata a Tihany-62. sz. fúrásban és Csór, Inota környékén több szelvényben is.

2. Egyelőre eldönthetetlen, hogy az ősi tagozat, amely oldalirányú átmenettel kapcsolódik a csákvári tagozathoz, vajon az alsópannóniai formáció elején kezdett lerakódni, vagy itt *üledékképződési szünet, esetleg kisebb lepusztulás* is volt a szarmata és az alsópannóniai formáció között. Ahol kavicsos képződményei közvetlenül az alaphegységre transzgredálnak, több-kevesebb mindenképpen hiányzik az alsópannóniai formáció legaljából, sőt valószínű, hogy a tinyei tagozattal egy időben játszódott le a tenger előretörése. Az esetek harmadában — a csóri területen és a Móri-árokban, valamint a balatonfői medencerészben — a vegyes kifejlődésű szubltorális és kiszáradó lagúnás tarka-agyag, kavics, homok, tengeri és édesvízi szarmata képződmények felett az alsópannóniai formáció hasonlóan vegyes kifejlődésű rétegei települnek. Egyes rétegsorokról — Ősi-69., Papkeszi-1. — a dácittufacsíkok megjelenése alapján bizonyítható, hogy az alsópannóniai formáció ezeken a területeken is teljes.

3. A Zsámbéki-medence EK-i sarkában Tinnye környékén és a Budai-hegység Ny-i, valamint D-i peremén, továbbá Tabajd, Gyúró és Vál környékén, s egy-két esetben a Zámolyi-medence szélén is (Zámoly-2., Csv-32. sz. f.) közvetlenül a *triász, esetleg eocén képződmények, vagy a szarmata rétegek felett gyöngykavics, kvarchomokrétegek települnek*, amelyek a fedőjükben levő faunisztikai bizonyítékok, továbbá az ősföldrajzi megfontolások alapján is a tinyei tagozattal azonosíthatók. Ebben az esetben a szarmata—alsópannóniai formáció határán joggal tételezünk fel kisebb mértékű lepusztulást akkor is ha ennek egyéb bizonyítékai még nem is kerültek eddig elő.

a) Hasonló viszonyokat találunk a Tapolcai-medencében és a Tapolca—Sümeg közötti területen is, ahol a szarmata mészkő felett, vagy a peremeken közvetlenül a triász képződmények felett gyöngykavics-, kvarchomok rétegek települnek, előbbi esetben a diszkordancia minden különösebb jele nélkül. Mivel a hegység D-i oldalán talált kifejlődések miatt a tinyei, az ÉNy-i oldal tagozatai miatt pedig inkább a kisbéri tagozat jelenlétét lehet valószínűsíteni, egyéb adat hiányában nem foglaltam állást, hanem együttes meglétüket tételeztem fel. A Monostorapáti-2. sz. fúrás alsópannóniai formációjának alján talált dácittufacsík a tapolcai-medencei alsópannóniai formációba tartozó rétegsorok egy részének teljességét jelzi, mert a transzgresszióknak DNy felől kellett behatolni a monostorapáti—nagyvázsonyi öbölbe. A Tapolcai-medence rétegsoraiban viszont a kifejlődés miatt sem a dácittufacsíkok, sem a fauna nem maradt meg. Előbbiek a nagy mozgási energia miatt elszórtak a kvarchomokban, a fauna viszont még diagenetikusan kioldódott.

4. Viszonylag egyszerű a helyzet a Dunántúli-középhegység ÉNy-i előterében. Itt minden eddigi adat szerint az *alsópannóniai formáció alulról csonka*, amennyiben a kisbéri tagozatnál idősebb része hiányzik. Ez pedig fiatalabb a tinyei tagozatnál. A *Congerina czjzeki*-s szintnél idősebbet bizonyító faunaelemek nem kerültek elő belőle. Ennek megfelelően a hegységperemeken közvetlenül a mezozóos tagozatokra (Tata, Szomód, Csabrendek), a viszonylag széles paleogén párkányterületen pedig az oligocén—alsómiocén csatkaik formációra települ, egyaránt diszkordánsan. A kisbéri tagozat medencebelseji mélyvízi fáciesviszonyok miatti kimaradása következtében egyes esetekben közvetlenül a száki agyagmárga fekszik a csatkaik formáción (Naszály, Csabrendek). Dácittufacsíkokat azonban ilyen esetben sem találtunk benne. A kisbéri tagozat rétegeit egyetlen esetben találtuk a jól megállapíthatóan

kimozdult helyzetű szarmata képződmények felett, Devecsertől DNy-ra a Det-10. sz. fúrás szelvényében. Devecsertől DNy-ra az Egres-patak völgyének DNy-i oldalában pedig a kisbéri tagozat faunás rétegei (*C. czjeki*) ugyancsak diszkordánsan települnek az alsótortonai tengeri homok—kavics rétegek felett. Itt tehát — az általánosan képpel ellentétben — a szarmata—alsópannóniai formációhatáron szerkezeti mozgások, kiemelkedés volt, s az alsópannóniai formáció alsó felében lepusztulás folyt.

5. Majdnem összefüggő, az alsópannóniai formációba tartozó rétegeknél általában magasabb térszíni helyzetű koszorúként övezik a Dunántúli-középhegységet a *felsőpannóniai formáció nagy energiájú kezdőrétegei*, a kállai tagozat képződményei. Jellegzetes kifejlődésben ismert Dunaszentmiklós környékén. Ettől DNy-ra legközelebb csak a Durrogós-tető (Bakonybél) ÉNy-i oldalán találta meg foszlányait KÖRPÁS L. (1968). Innen kezdve Bakonyjákó, Ajka-rendek, Csingervölgy, Padragkút, Kisbakony, Sümeg, Tapolcai-, Nagyvásonyi-, Kékkúti-medence, majd a Balaton-felvidék DK-i oldalán végig, Várpalota, Csór, Iszka-szentgyörgy, Bodajk, Csákvár, Szár, Bicske, Budai-hegység(?) (Ördög-omrok) környékén vannak nevezetesebb előfordulásai. Ezek a rétegek az esetek túlnyomó többségében közvetlenül, s diszkordánsan települnek a szarmatánál sokkal idősebb képződményeken. Egyes esetekben (Öcs-20., Öcs-35., Put-13. sz. f.) a kapolcsi tagozat közvetlen települése is megfigyelhető az Öcs környéki triász dolomiton.

a) Vitatható és sokáig kétséges lesz a Középhegység előterében húzódó ópaleozóos vonulat környékén a tihanyi tagozat rétegei alatt települő tarkaagyag, helyi kavics—homok kifejlődés kora (Pákozdi, Szabadbattyán, Székesfehérvár, Úrhida, Velence környéki fúrások). Ezek a felsőpannóniai formáció legidősebb részébe (somlói tagozat), de a tihanyi tagozathoz is tartozhatnak. Hasonlóan nem ítéltető meg egyértelműen, hogy a Vérteskozmai- és Guttamási-medence, valamint a Széchenyi-hegyi mészkő alatt települő kavicsos—homokos rétegek, valamint a Lábatlantól D-re levő terület ide tartozó képződményei a felsőpannóniai formáció alsó, vagy középső tagozatába sorolhatók-e? Kifejlődésük és részben faunájuk is a felsőpannóniai formáció tihanyi tagozatához való tartozást jelez, fejlődéstörténeti alapon azonban inkább a somlói tagozathoz sorolhatók. Az ilyen típusú faunának és a mocsári szinteknek kizárólag a tihanyi tagozatba való tartozását a Gerecse Ny-i peremén található rétegsorok egyértelműen cáfolták (JÁMBOR Á.—KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1974). Így ezeket a tarkaagyagos—kavicsos rétegeket végül a somlói tagozathoz soroltuk.

6. A Kab-hegy környékén, továbbá a Balaton-felvidék egyes bazaltelőfordulásainál a *tapolcai tagozat* képződményei — bazalttufa, bazalt — valamint a kabhegyi tagozat képződményei (Barnag, Vöröstó, Padragkút) nem a felsőpannóniai formáció üledékes képződményei felett, hanem *közvetlenül a triász, illetve eocén rétegek felett települnek*, természetesen mindig diszkordánsan.

7. S végül néhány esetben a pannóniai formációcsoport *szerkezeti vonal, vető mentén érintkezik az idősebbekkel*. Ilyen kapcsolatot szinte kizárólag a mezozóos hegységtömegek — eredendően nyilván lényegesen idősebb — peremi főtörései mellett találtunk, néha feltárásokban (Tvg-48., Mány-59., 64., Put-6., Tököl-1. sz. f.) is. Ezek hiányában szelvénytérképezéssel lehetett kimutatni, hogy a Vértes és az Iszka-hegy tömegének DK-i előterében a pannóniai formációcsoportot számos jelentős vető harántolja. Hasonlóan vető érintkezést lehet kimutatni a Keszthelyi-hegység tömegét körülvevő pannóniai területek, továbbá a Gerecse É-i és Ny-i előterében is.

V. AZ ALSÓPANNÓNIAI FORMÁCIÓ FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG TERÜLETÉN

Mielőtt a Dunántúli-középhegység alsópannóniai formációba tartozó tagozatait ismertetném, szükségesnek tűnik azoknak az általános országos képbe való beillesztése.

Az „alsópannóniai képződmények”-nek a felsőpannóniaiaktól való lényeges kifejlődésbeli eltérésének felismerése hazánkban csak a szénhidrogén-kutató fúrások rétegsorainak alapos és rendszeres vizsgálata (BARNABÁS K.—STRAUSZ L. 1947) alapján vált lehetségessé. Ezek az 500—1000 m vastag rétegsorok az alsópannóniai formáció vastagréteges, uralkodóan egynemű, szürke agyagmárgából való felépítettségét bizonyították azzal, hogy a változatosságot itt csupán az agyagmárgarétegek szinte kivétel nélkül fokozatosan változó aleurit- és mésztartalma, továbbá a ritka, bár szénhidrogénföldtani szempontból rendkívül jelentős homokkő—homok rétegek jelentik. A hegységperemek alsópannóniai formációját ebben az időben jószerével csak néhány nevezetes faunalelőhelyről (KRETZOI M. 1961; LIFFA A. 1907a, b és c, 1909., 1910., 1911; LŐRENTHEY I. 1905b, 1906; VITÁLIS I. 1912) ismerték. Érdemi rétegsorait csak a hegységperemi területeken 1965 óta megindult bauxit-, sugárzóanyag- és szénkutató fúrások tárták fel. Ezek rendszeres vizsgálata alapján megállapíthattam, hogy a Dunántúli-középhegység peremvidékén is uralkodóan egynemű szürke agyagmárga — több-kevesebb aleurit- és mésztartalommal — alkotja az alsópannóniai formációt, amely az idősebb képződmények kibúvásaitól a medencék belseje felé 5—80 m-ről 200 m-re vastagodó közettömeget alkot. Ebben a földtani értelemben vett egynemű sorozatban tarkaagyag—kavics-, gyöngykavics—kvarchomok-, mészmárga-, édesvízi mészkő- és vékony riolittufa-betelepüléseket találhatunk. Ezek megjelenése és elterjedése alapján a Dunántúli-középhegységhez számított területen az alsópannóniai formációnak az alábbi öt kifejlődési típusa különíthető el:

1. A hegységperem mélyebbre süllyedt részén a szarmata képződményekhez szorosan, egyértelműen folyamatos üledékképződéssel kapcsolódó teljes, uralkodóan agyagmárgás, pelites és mindvégig reduktív körülmények között lerakódott rétegsor jellemző. Ezt a típust egyelőre csak a Középhegység DK-i előterében a lajoskomáromi Lk-1., a Tököl-1. sz. és a Zsámbéki-medence középső részén települt budajenői Bő-2. sz. fúrások rétegsorából ismerjük. Ezek alapján azonban joggal tételezhetjük fel ennek a kifejlődési típusnak a Nagyalföldi-medence belsejében való jelentős elterjedését is.

2. Ugyancsak a hegység DK-i oldalán a göböljárás-pusztai rög—Velencei-hegység—Kőszár-hegy, majd ezek csapásirányában a felszín alatt, lényegében a Balaton D-i partjával párhuzamosan, délnyugat felé Siófokon túl húzódó kiemelt paleozóos vonulat és a hegység triász vonulata között a nyílt beltengeri

medencével csak korlátozott összeköttetésű lagúna volt, amelyet az alsópannóniai formáció transzgressziója eleinte csak nagyon sekély vízzel borított el, ezért gyakran sárgafoltos, sőt tarka agyagok is keletkeztek, s az üledékanyag gyér beszállítása miatt egyrészt vékonyabb, másrészt szerves plankton iszapban (diatomit, alginit) gazdag rétegsorok rakódtak le.

3. Ilyen típusú rétegsort találtunk a Kapolcs—Nagyvázsonyi-medencében is.

4. A hegység ÉNy-i szegélyén az alsópannóniai formáció rétegsorai viszonylag vékonyabbak. Itt egy nagy energiájú vízben leülepedett kavicsos alsó és egy pelites felső részből álló, alul csonka sorozatot ismertünk meg, amelyet azonban a Kisalföldi-medence belseje felé a kőolaj- és földgázkutató mélyfúrások rétegsora, továbbá a nagygörbői Ng-1. sz. fúrás adatai alapján, hamarosan nagyalföldi típusú teljes, folyamatos rétegsorok váltanak fel (BODZAY I. 1966, 1968; KÖRPÁSNÉ HÓDI M. in FRANYÓ F. 1971).

5. Különleges, az ÉNy-i és DK-i előtér közötti átmeneti rétegsort találtunk a Tapolcai-medencében és a Várvolgyi-medence ÉK-i — a Rendekegy DNY-i előterében húzódó — részén. Itt, a jóformán kezdettől végig gyöngykavics—kvarchomok fáciesű alsópannóniai formáció lefelé teljes vagy nem teljes volta biztosan nem ítéhető meg.

Az alsópannóniai formáció kőzettani szempontból feltűnően egységes, rétegsorai továbbtagolásának lehetősége csak azok részletes feldolgozása során tárható fel. A tagolásra elsősorban a rendszeres és azonos vagy hasonló szintben megjelenő kőzettani változások alkalmasak. Az alsópannóniai formációban a Dunántúli-középhegység környezetében 11 tagozatot különítettünk el ezen az alapon, de egy-egy szelvényben ezek közül általában csak 2—4 található meg, mert elhatárolásuknál a fácieskülönbségeken kívül az eltérő időtartamot képviselő voltukat is figyelembe vettük. Az alábbiakban ezeket a tagozatokat alulról felfelé haladó sorrendben ismertetem. Illetve a rendszeres ismertetés előtt röviden meghatározom — a sokféle eltérő gyakorlat miatt —, hogy milyen értelemben használok egyes speciális kőzetneveket.

A *bitumenes* jelzőt csak abban az esetben alkalmaztam egyes agyag- vagy mészkő-rétegekre, ha azoknak az átlagos üledékes értéket jelentősen meghaladó bitumintartalmuk megállapítható volt.

A *huminites*, illetve *huminit*—*pelites* jelzőt az agyag, illetve egyéb üledékes kőzetek és a szenesagyag, illetve az egyéb üledékes kőzetek között álló kőzetekre alkalmaztam. Ezek szabad szemmel is jól megállapíthatóan jelentős, de a 20%-ot meg nem haladó mennyiségű, pelit méretű (0,000—0,1 mm), magasrendű növényi eredetű törmelékanyagot tartalmaznak, amelyet elsősorban a kőzetek sötétszürke színárnyalata jelez.

A *szenes*, esetleg *lignites* jelzőt azokra a kőzetekre használtam, amelyek 20%-nál nagyobb mennyiségű, magasrendű növényi eredetű anyagrészt tartalmaznak. Ennek megfelelően az agyagos lignit viszont a 20%-nál több agyagos alkotót tartalmazó kőzet nevé.

Az *olajpala* név az olyan pelites kőzeteket jelöli, amelyekből az alacsony hőmérsékletű, Fischer-módszerrel 1—2%-nál nagyobb mennyiségű kátrány párolható le, mert jelentős mennyiségű éghető planktonalga-maradvány (=alginit) van bennük. Az ilyen kőzetre, amelyet technológiai szempontból olajpala névezünk, természetesen egyúttal az *alginites* vagy *bitumenes*, illetve *bituminites* jelzőt is joggal alkalmaztuk.

Hasonló nehézségek vannak a vulkáni *piroklastikumok* megnevezése terén is. Itt az alábbi neveket használtam.

Tufának neveztem a vulkáni kráteren felszínre került, majd a levegőben, illetve a felszínen való szállítás után szárazföldön, vagy tóvizben való lerakódás útján keletkezett, idegen üledékanyaggal általában alig vagy csak kevésbé „szennyezett” kőzeteket. Az

első esetben szárazföldi, utóbbi esetben vízben leülepedett tufáról beszéltem. Külön meg kell emlékeznünk itt a „felszínen szállított” jelző által takart genetikai jelenségről, amelyet kizárólag a tapolcai tagozat kezdőrétegeinél sikerült megállapítani. Ezek a piroklasztikumok egy-egy kiterjesztési központ körül általában gyűrű alakú, felfelé elkeskenyedő sánctot alkotnak, amelyben a kőzet ívesen harántrétegzett, a vulkáni kürtőből víz-gáz-szilárd zagyként kiömlő, illetve kilövellő anyag mozgás- és lerakódási mechanizmusának megfelelően.

Tufitnak neveztem a már egyszer lerakódott, de a folyóvízi, vagy tavi áramlások által továbbszállított és egyéb üledékanyaggal rendszerint jelentősen kevert üledékes kőzeteket. *Tufitos agyag* vagy *tufitos homok* megjelölést akkor használtam, ha ezekben a piroklasztikum eredetű rész mennyisége 20–50% közötti volt. 50% felett ugyanis *agyagos, illetve homokos tufit* nevet alkalmaztam.

Megjegyzem, hogy a bazalt piroklasztikumoknál a magyar hagyományoknak megfelelően sem az agglomerátum, sem a breccsa megnevezést nem használtam, bár a nemzetközi gyakorlat mindkét név alkalmazását lehetővé teszi.

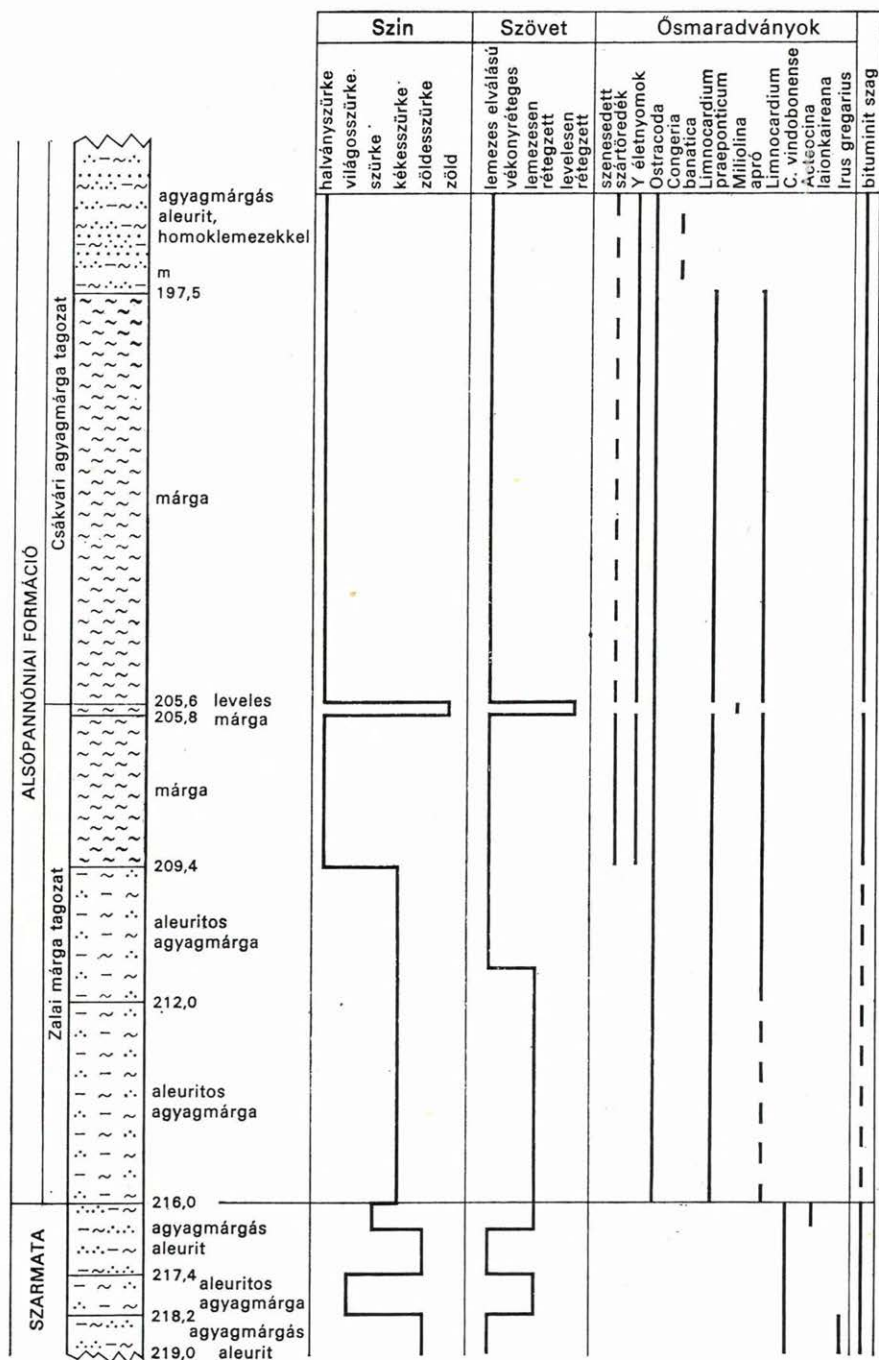
Bentonitnak neveztem a vulkáni üvegből halmirolízis útján keletkezett, uralkodóan agyagásványokból álló kőzetet. *Bentonitos agyag* nevet az olyan eredetileg tufás vagy tufitos agyag (aleuritos agyag) kapott, amelynek tufaanyaga agyaggá alakult át.

I. Zalai márga tagozat (21*)

A Dunántúli-középhegységtől DNy-ra levő Zalai-medence területéről VÖLGYI L. (1956), SZALÁNCZY GY. (1948) és DANK V. (1959, 1962) jellegzetes közettípust írt le a szarmata—alsópannoniai formáció határa közeléből, az ún. *lemezes márgát*, amelynek a nagykanizsai szénhidrogén-kutató geológusok javaslatára adtuk a fenti tagozatnevet. Munkaterületünkön ez a képződmény eddig a Balatonfőtől D-re levő nagy mélységű lajoskomáromi Lk-1. sz. fúrásból és néhány zsámbék—mányi-medencei szelvényből (Budajenő-2., Csv-20., Csv-34., Mány-63. és 64.) került elő, jelenlétét azonban a Kisalföldi-medence Celldömölk—Komárom vonalától ÉNy-ra levő részén is feltételezem. A tagozat felépítését a mellékelt részletszelvények mutatjuk be (10. és 11. ábra). A Dunántúli-középhegység DK-i előterében ismert szelvények mindegyikében a szarmata és a zsámbéki tagozat rétegei között települ az 5–10 m vastag zalai tagozat, amely egyszerűen ki is maradhat a kettő között, ha keletkezéséhez nem voltak megfelelőek a feltételek (Bicske B-1., Hecseghalom-4., Mány-65., Nagygörbő-1.).

A zalai tagozat a két szelvényben nem teljesen azonos kifejlődésű. A lajoskomáromi szelvényben 1–5 mm vastagságú sötétszürke és 0,5–3 mm vastagságú halvány sárgásfehér, szigorúan vízszintes és egymással párhuzamos kemény márgalemezek váltakozásából áll ez a tagozat. Budajenőn a lemezek 0,5–1,5 mm vastagságúak, s a sötétebbek is csak világos szürkészöld, ill. zöldesszürke színűek. A fehér lemezek itt is vékonyabbak, mint a sötétek. A rétegek mindkét helyen agyagásványok, kalciumkarbonát és alárendelten Diatoma vázából állnak. Utóbbiak jelenlétét vizsgálatokkal csak Budajenőn igazolta HAJÓS M., Lajoskomáromban erre irányuló elemzést nem végeztünk. A világosabb színű lemezekben a két utóbbi, a sötétebbekben pedig az agyagásványok — s valószínűleg a szokásosnál nagyobb mennyiségű szerves anyag, s ami ezzel rendszerint együtt jár, a finomszemcse-méretű bakteriopirit — felhalmozódása a nagyobb méretű. A lemezek kapcsolódása első rátekintésre, éles elkülönülésük ellenére, átmenetes. Nagyító eszközökkel vizsgálva, a folyamatos, bár hirtelen átmenet minden lemezhatáron jól megfigyelhető.

* A dolgozat ábráin, térképein, táblázatain szereplő képződményszám.



11. ábra. A szarmata és az alsópannóniai formáció határa a budajenői B6-2. sz. fúrás szelvényében

Feltűnő szöveti jelleget észleltünk a lajoskomáromi szelvényben két szakszon is (I. tábla 1.). Ezt formai szempontból víz alatti iszapmozgási jelenségnek nevezhetjük, mert itt az egyébként szigorúan párhuzamos lemezek kaotikusan gyüredezettek, s ezzel együtt kb. 1 mm-es átmérőjű kvarcanyagú homokszemcsék, sőt 2–3 mm vastag homokkő-rétegecskék is megjelentek. A gyüredezett szakasz határait a zavartalan rétegek felé közel vízszintes fényes csúszási síkok adják. Aligha tévedünk, ha ezt, a viszonylag mélyvízi kifejlődésben fellépő jelenséget földrengésekre, azaz víz alatti iszapár betörésére vezetjük vissza. Jó összhangban áll ez a budajenői Bő-2. sz. fúrásban észlelt jelenséggel, miszerint két darab, két milliméteres lemezben 0,8–1,0 mm-es átmérőjű Miliolinákból és nagy Ostracodákból álló lumasella jelent meg. Előbbiek minden bizonnyal a Zsámbéki-medence peremén levő szarmata oolitos mészkő faciesterületről kerültek áthalmazásra egy-egy földrengés kiváltotta iszapfelkavarodás és a medence mélyébe való lezúdulása következtében.

A lemezesség kialakulását is kézenfekvő az ülepítő víz alatti üledéktömegek kisméretű morfológiai átrendeződésével magyarázni. Egy morfológiailag „érett” — azaz viszonylag sík aljzatú — üledékgyűjtőben az üledékáthalmazások ritkák, de a szarmata—alsópannóniai formáció határán az általános süllyedéssel kapcsolatban egyes medencerészek átmenetileg az áramlásoknak kitett helyzetbe kerülhetnek, ahonnan — valószínűleg az évszakos változásoknak megfelelően — a fekü szarmata üledékekből az áramlások a nyugodtabb, mélyebb medencerészekbe csekély mennyiségű pelit anyagot áttelepítettek. Az áramlások évszakos energiaszegénységének idején pedig az általános transzgresszió miatt bekövetkező lassú üledékfelhalmozódási időben csak a plankton kalciumkarbonátja és diatomaiszapja került a medence aljára. Ezért is vékonyabbak a világos színű lemezek.

Képződményünk összes vastagsága — beleszámítva tehát a szarmata—alsópannóniai formáció határ és a lemezes márga közötti egynemű, de lemezes—kagylós elválású márga, ill. agyagmárga közbetelepüléseket is — az Lk-1. sz. f.-ban 4,8 m, a Bő-2. sz. f.-ban 10,4 m.

A lemezes márgarétegekben fajszegény Mollusca fauna van és a szintre jellemző *Limnocardium praeponticum* félkagylói, vagy „pillangó” megtartású maradványai gyakoriak. Ezekben a rétegekben a nagy Ostracodák fél és egész kagylócskái, valamint a 0,5–1,5 mm széles, 1–2 cm hosszú, markazit kiválásokkal kirajzolt szálás növénymaradványok(?) is gyakoriak. Utóbbiak képét — egy másik rétegből — közöljük, mert ott jobb megtartásúak voltak, bár meghatározásukra még így sem akadt vállalkozó. Az alsópannóniai formáció alsó részében — a lemezes szerkezetű rétegek kimaradása esetén is — jellemző ez a bizonytalan eredetű maradvány (I. tábla 2., 3.).

2. Zsámbéki márga tagozat (19)

Az alsópannóniai formáció alsó része az esetek zömében szürke, egynemű, többnyire lemezes—kagylós elválású, esetenként lemezesen rétegzett aleuritos agyagmárga, vagy ritkábban fehér márgarétegekből áll, amelyekben a Dunántúli-középhegység DK-i előterében, kivételesen attól ÉNy-ra is (Nagygörbő-1. sz. fúrás) 1–150 mm vastag riolittufa-betelepüléseket sikerült felismernem.

Az alsópannoniai formáció alsó részének teljes, vagy hiányos voltát kis energiájú üleptető közeg — azaz pelites üledékképződés esetén elsősorban ezeknek a vékony, finomszemű vízbehullott riolituffáknak — jelenléte alapján tudjuk ellenőrizni, különösen olyan esetekben, amikor a *Limnocardium praeponticum*-os fauna a biofáciás viszonyok megváltozása miatt kimarad. A zsámbéki tagozat elkülönítése teljesen mesterséges, mert a zalai tagozat vagy ennek hiányában a szarmata—alsópannoniai formáció határa és a — fúrás szelvényében előforduló — legfelső tufacsík közötti szürke, lemezes elválású agyagmárgarétegeket sorolhattam csak ide, amelyek több-kevesebb vulkáni tufa közbetelepülést tartalmaznak. Természetesen a tufacsíkok nem ismerik az emberi elvonatkoztatású megkülönböztetési eljárásokat, s nemcsak ott jelennek meg, ahol az alsópannoniai formáció többi tagozata hiányzik, hanem átterjednek a zalai-, az ősi-, a csákvári- és a monostorapáti tagozatba is, bár utóbbiakból a diagenetikus változások miatt többnyire hiányoznak. Így tehát az elhatárolás elvileg elég laza, mert az 1—150 mm vastag tufacsíkok megjelenésének számos feltétele van. Mindenekelőtt az, hogy a tufaszórás eredetileg is elérte az üledékgyűjtő szóban forgó részét. Mivel a Dunántúli-középhegység DK-i előterében már a Perbáltól Nagygörbőig terjedő területen is — amely durván kb. 150×30 km-es (4500 km²) nagyságú — eddig összesen 18 fúrásból (2. táblázat) sikerült kimutatni 1—11 db tufacsíkot, aligha tévedünk, ha azt állítjuk, hogy ezek a tufaszórások kiterjedtek az egész Dunántúli-középhegységre és tágabb környezetére is.

Tagozatként azonban csak a Zsámbéki-medencében, a Tököl—Marcali vonaltól DK-re és a Celldömölk—Komárom vonaltól ÉNy-ra levő mély medenceterületen különítettük el, illetve utóbbi esetben a Kisalföldi-medencében feltételezzük jelenlétét. A tufás rétegek a DK-i előtér belső lagúnáiban (Bicske B-1., Csv-20., 32., 34., Csór-6., 8., Herceghalom-4., Mány-63., 64., 65., Monostorapáti-3., Ősi-69., Papkeszi-I., Tihany-62.), illetve a nyílt medenceterületeken (Tököl-1., Tárnok-1., Lajoskomárom-1., Nagygörbő-1.) vannak meg. Figyelemre méltó, hogy utóbbi területen 4 fúrás közül háromban (a Kápolnásnyék-1. sz. fúrásban a kifejlődés miatt valószínűleg utólag pusztultak el), a hegyközi lagúnában ugyanezen okok miatt kb. 60 fúrás közül azok egyötödében észlelhettük őket. A monostorapáti—nagyvázsonyi medencéből eddig, a kérdéses szintet harántolt mintegy 33 fúrás közül, csak egyből került elő (Mat-3.).

A tufaszintek maximális száma 11 volt, s ezt az értéket az egyéb jellegek alapján is leginkább a mélymedencebeli gyors üledékképződéssel jellemzett területek fúrásaiban észleltük. Itt kaptuk az alsópannoniai formációra és a zsámbéki tagozatra is a legnagyobb vastagságokat, utóbbira maximálisan 50 m, az esetek többségében 15 m adódott (12. ábra). Valószínűleg nem tévedünk, ha a többi, kevesebb tufacsíkot tartalmazó szelvény leülepedése belső folyamatosságának meg-megszakadására következtetünk. Hangsúlyozom, hogy nem diszkordanciára, vagy jelentős lepusztulásra gondolok, hanem arra, hogy évszakonként vagy 11 évenként más és más ütemű lehetett az üledékképződés sebessége, s amelyik tufa beérkezése „rosszkor” történt, az csak a vízig jutott el, de az üledékállapotot csak nyugodt területen érte el.

Az üledékgyűjtő vizébe behullott tufából a medencefenék minden pontján nem keletkezik törvényszerűen tufaréteg. Az egyes területekre — ilyenek főként a medencealjzatból kiemelkedő fenékrészek — a felettük fellépő erőteljesebb áramlások miatt eleve le sem rakódott, mert a víz tovaszállította.

**Az alsópannóniai formáció riolittufa-betelepülései
a Dunántúli-középhegység DK-i előterében**

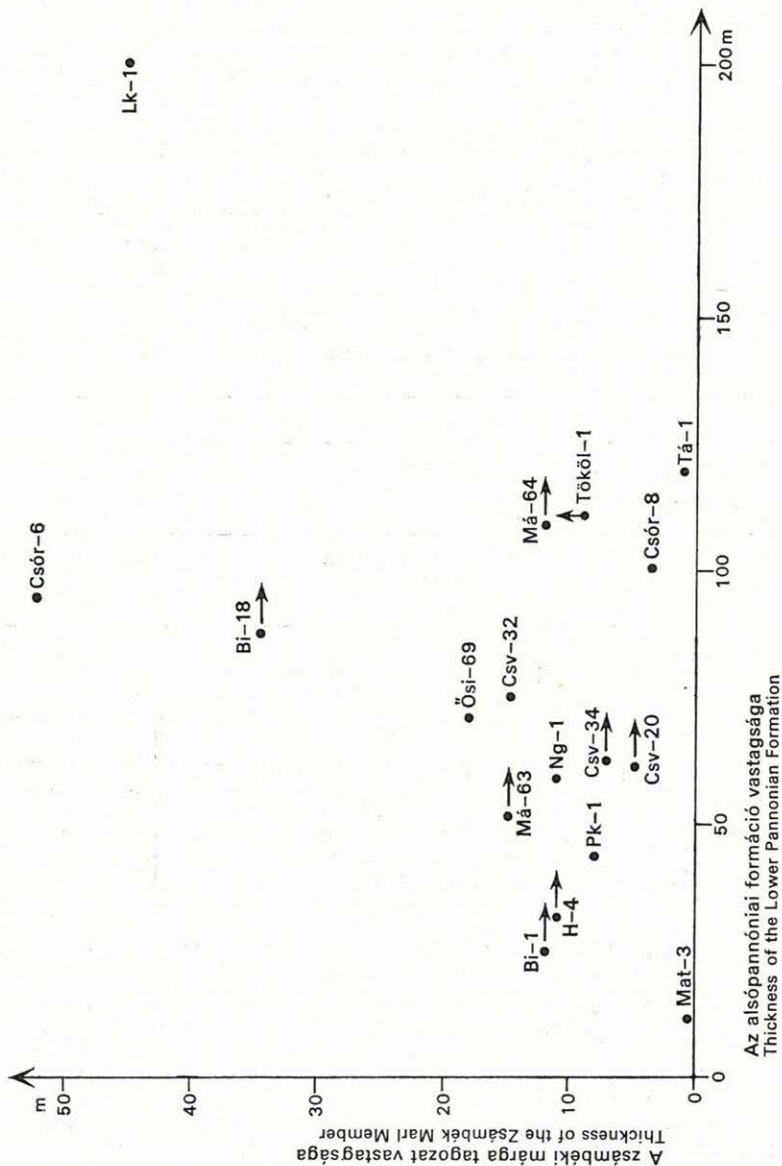
Fúrások	A tufa felszín alatti helyzete (m)	A tufa vastagsága (mm)	A betelepülés kőzettani jellege	Rétegtani helyzet (tagozat)
Bicske B-1.	20,0	2	riolittufa	zsámbéki
Bicske-18. (= Mány-65.)	65,0 67,3 87,2 87,6 87,7	3 10 5 2 3	pirites, aprószemű riolittufa aprószemű dácittufa pirites aprószemű riolittufa pirites aprószemű riolittufa pirites aprószemű riolittufa	zsámbéki
Csór-6.	85,5 122,3	5 3	riolittufit finomszemű riolittufa	ósi
Csór-8.	120,0	2	középszemű bentonitos riolittufa	csákvári
Etyek Csv-34.	57,8 57,9 58,2 58,8 60,9 61,5	4 10 50 50 3 2 50 2 40	finomszemű bentonitos riolittufa finomszemű bentonitos riolittufa finomszemű bentonitos riolittufa aprószemű osztályozottan réteges riolittufa riolittufa riolittufit osztályozottan réteges riolittufa finomszemű riolittufa osztályozottan réteges riolittufa	zsámbéki
Herceghalom Csv-20.	66,0 70,4	13 1	aprószemű riolittufa aprószemű riolittufa	zsámbéki
Herceghalom H-4.	21,0	2	dácittufa	zsámbéki
Lajoskomárom Lk-1.	626,6 632,6 639,6 641,5 645,7 650,0 655,6 655,7 666,4 667,2 669,4	15 3 8 6 7 3 15 3 4 2 2	osztályozottan réteges bentonitos riolittufa durvaszemű riolittufa bentonit markazitos középszemű riolittufa markazitos bentonit aprószemű markazitos riolittufa aprószemű markazitos riolittufa aprószemű markazitos riolittufa bentonit bentonit aprószemű riolittufa	zsámbéki zalai
Mány Má-63.	43,4 45,0 54,5 54,6 56,8	2 2 10 25 2	középszemű riolittufa középszemű riolittufa aprószemű riolittufa szürke bentonit aprószemű riolittufa	zsámbéki
Mány Má-64.	91,2 94,5	1 1	aprószemű riolittufa aprószemű riolittufa	zsámbéki

Fúrások	A tufa felszín alatti helyzete (m)	A tufa vastagsága (mm)	A betelepülés közettani jellege	Rétegtani helyzet (tagozat)
Mány Má-64.	100,5	2	aprószemű pirites riolittufa és horzsakőuszadék	zsámbéki
	100,6 101,5 101,7 103,0	2 20 10 1	aprószemű pirites riolittufa pirites aprószemű riolittufa pirites aprószemű riolittufa aprószemű riolittufa	
	103,5	3	sárga bentonit	zalai
	104,7	2	sárga bentonit	
	104,8	3	sárga bentonit	
	107,5	100	aprószemű riolittufa	
Monostorapáti Mat-3.	57,0	1	aprószemű riolittufa	monostorapáti
Nagygörbő Ng-1.	312,9	10	bentonit	zsámbéki
Ósi-69.	151,0	70	bentonitos riolittufa	ósi
	167,0	{ 37 3	olajzöld bentonit aprószemű riolittufa	
Papkeszi-I.	114,7	150	bentonitos riolittufa	ósi
	115,6	100	zöld bentonit	
	121,8	2	aprószemű riolittufa	
Tabajd Csv-32.	89,5	80	aprószemű riolittufa	csákvári
Tárnok-1.	158,0	10	aprószemű riolittufa	drávai
Tihany-62.	75,6	2	bentonit	csákvári
Tököl-1.	723,2	20	bentonit	zsámbéki
	724,0	30	bentonitos riolittufa	
	731,0	30	bentonitos riolittufa	
	731,9	50	bentonitos riolittufa	
	732,0	30	bentonitos riolittufa	

Ezzel egyidőben az üledékgyűjtő más részein viszont az egységnyi vízfelszínre hullottnál nagyobb mennyiségű tufa ülepedett le.

A fenékre leülepedett tufaanyag a szabályoknak megfelelően — ha elég vastag — természetesen osztályozottan réteges. A lemezek alsó része a legdurvább, s szemcsenagyságuk felfelé fokozatosan finomodik. Egyetlen esetben (Mány-64. sz. fúrás, 100,5 m) a tufarétegek mellett 1,5 cm átmérőjű lapos, kerekded, fehér, erősen porózus, biotitos horzsakő-uszadékot sikerült észlelnünk, amely mérete alapján feltételezhetően nem a szél, hanem az áramlások által szállítva a víz felszínén érkezett betemetődési helyére.

Összetételük ZELENKA T. részletes ásványtani vizsgálata szerint riolitos. Az anyag túlnyomó részét adó halvány kékesszürke, vagy szürke, aleurit méretű vulkáni üvegen kívül maximálisan 1,5 mm-es átmérőjű víztiszta hipidiomorf savanyú plagioklász, lényegesen apróbb és ritkább, erősen rezor-



12. ábra. A teljes alsópannoniai formáció és a zsámbecki márga tagozat vastagságának kapcsolata

A vízszintes nyilak az alsópannoniai formáció, a függőleges a zsámbecki márga tagozat esonka voltát jelzik

Fig. 12. Thickness ratio of the whole Lower Pannonian Formation to the Zsámbeck Marl Member
Horizontal arrows indicate the incompleteness of the Lower Pannonian Formation, vertical arrows do so that of the Zsámbeck Marl Member

beált, ugyancsak víztiszta kvarc és valamivel nagyobb méretű barnásfekete, lemezes idiomorf biotit szemcséiből áll.

A biotitlemezek az ülepedési és rétegtömörödési szabályoknak megfelelően a réteggéssel párhuzamosan helyezkednek el.

A vulkáni üveg természetesen csökkentsósvízi környezetben is gyorsan bomlott. Így a tufarétegecskék egy része teljesen, másik részük többé-kevésbé, általában az üvegdús felső felük erősebben bentonitosodott. Ez a bentonit halvány sárgásfehér vagy halványzöld színű, s a kőzet kiszáradásakor enyhén íves, a réteglapra merőleges felületek mentén szétrepedezik (I. tábla 4.).

Feltűnő utólagos elváltozása némelyik tufarétegecskének a gömbös bakteriopiritrel való részbeni átitatódása, azaz anyagkicserélése. Ennek oka a bakteriális létnek a víz és az üledék kemizmusa általi szigorú behatároltsága volt. A kénkiválasztó baktériumoknak tevékenységükhöz vasra — vagy káliumra? — is szükségük volt, s ezt a bomló tufában a bezáró agyagmárgákhoz képest viszonylagosan nagy mennyiségben találták meg. Így itt erőteljesen elszaporodva bakteriopirit-feldúsulásokat hoztak létre.

A tufarétegekből ősmaradványok nem kerültek elő. A bezáró rétegekben a *Limnocardium praeponiticum*-os, vagy a *Congerina banatica*-s szintek Mollusca faunája és a nagy Ostracodák jelennek meg.

A riolittufa-rétegek eredetét, vulkáni centrumát mind ez ideig nem sikerült megállapítanunk. Vastagsági adatai, akár az egyes rétegeket, akár azok összes vastagságát nézzük, irányított változást nem mutatnak. Ez, figyelembe véve a jelenkori adatokat (H. FÜCHTBAUER—G. MÜLLER 1970), mindenképpen távoli kitérésű központot bizonyít. Az Erdély területéről szerkesztett kétszáz-ezres térképlapok nagyobb részén a rétegtani oszlopban az alsópánnóniai formáció alsó és a szarmata emelet képződményeinek felső részén ábrázolják az ún. báznai tufákat, amelyek ugyancsak savanyú összetételűek, több vékony tufarétegből állnak, de az itt megismerteknél lényegesen vastagabbak, elérik a méteres nagyságrendet. Hasonló helyzetet találunk a Cserehát területén, ahol RADÓCZ GY. (1969) a faunás szarmata és a tarkaagyag fáciesű alsópánnóniai formáció rétegei közötti helyzetben 30—50 m vastag riolitos ártufaszintet mutatott ki. Véleményem szerint ezt a tufaszintet mind a Dunántúli-középhegység előterében levőkkel, mind az erdélyiekkel párhuzamosítani lehet, s ilyen alapon tufáink kitérésű központja a Tokaji-hegység vulkáni tömegében keresendő.

3. Ősi tarkaagyag—kavics tagozat (18)

Eddigi ismereteink szerint a felcsút—zámoly—várpalota—balatonfőkajári hegyközi lagúnában, valamint Kápolnásnyék—Szabadbattyán—Polgárdi környékén fordul elő és egyaránt az alsópánnóniai formáció alsó részét tölti ki, de a mély medencerészekbe nem nyomul be ez a kifejlődés. Feküjében a szarmata, esetenként az idősebb alaphegység — triász, eocén — képződményeit találtuk. Fedőjében pedig általában a csákvári-, néha pedig a csóri tagozat települ. A tagozat vastagsága 7 és 80 m közötti, leggyakrabban 15—25 m. Mint nevében is szerepel, elsősorban tarka, illetve szürke—sárga foltos, zöld, zöldesszürke agyag, agyagmárga, szürke breccsás szövetű agyagmárga, apró- és középszemű tarkaagyagos kavics, valamint sárga, sárga—szürke tarka homokrétegekből áll. A ciklus-szabály itt is érvényesül, nevezetesen az ilyen képződménnyel kezdődő rétegsorban alul vannak a legdurvább és a leg-

tarkább rétegek, felfelé a szemcsenagyság finomodik, végül átlagos világos-szürke agyagmárga, agyagmárgás aleurit kifejlődésbe — csákvári tagozat — megy át.

Biosztratigráfiai szempontból az alsópannóniai formáció legalsó (= *Limnocardium praeponticum*-os) szintjének teljes egészét és a középső (= *Congerina banatica*-s) szint egy részét töltheti ki. Olyan esetekben, mikor a szürke rétegek fellépéséig a képződmény faunamentes, a pontos korbesorolás vitathatóvá válik, mert a leletek esetlegessége konkrét szelvényben nem teszi egyértelműen eldönthetővé, hogy pl. a *Congerina czjzeki*-s szint faunaelemeit bezáró 30 m vastag szürke agyagmárga alatti 15–20 m vastag tarka rétegek egy, vagy

3. táblázat

A Dunántúli-középhegység alsópannóniai formációjában talált breccsás szövetű lemezes agyagmárga-betelepülések

Fúrások	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet (tagozat)
Budajenő B6-2.	24,2–25,0 83,5–85,0 141,1–141,2	csákvári
Csór-5.	61,4–61,6 63,0–63,2	csákvári
Csór-6.	67,8–68,5	csákvári
	89,2–92,0 102,0–103,5	ősi
Csór-13.	100,4–100,6 103,0–105,0	csákvári
Csór-14.	29,0–31,0	csákvári
Csór-17.	74,0–74,8	csákvári
Etyek Csv-34.	35,0–52,4 56,2–57,4	csákvári
	57,8–60,5 60,7–61,5	zsámbéki
	61,9–64,0	zalai
Herceghalom Csv-20.	61,9–64,0	csákvári
Mány Má-59.	51,2–53,0	csákvári
Mány Má-63.	30,5–32,0	csákvári
Mány Má-64.	31,3–32,3 39,0–39,3 48,0–48,3	csákvári
Mány Má-65.	18,0–19,0 54,3–54,7	csákvári

két biosztratigráfiai szintet képviselnek-e? Ilyen esetekben a szomszédos teljesebb szelvényekkel való összehasonlítás alapján lehet a kérdést eldönteni.

Külön említést érdemel a Móri-árokban a Bakony és Vértes közötti szűkületében (Söréd, Magyaralmás, Fehérvárcsurgó-161. sz. f.) fúrt tarkaagyag szelvények, amelyek korbesorolása meglehetősen bizonytalan, nyilvánvaló közettani és faunisztikai kapaszkodók hiányában. Megtörténhet, hogy itt az idesorolt rétegek, amelyek ugyan biztosan fiatalabbak a csatkaai formációnál — mert felette diszkordánsan települnek —, esetleg még ugyancsak a miocénbe sorolhatók, mint azt közvetlen feküjükkal tettük, de az is lehet, hogy az egész alsópannóniai, esetleg a felsőpannóniai formáció egy részét is magukba foglalják. A tarkaagyag tagozat közeteit túlnyomórészt fluviolakusztis, illetve kiszáradó lagúnás keletkezésűnek tartjuk. Ennek bizonyítására az alábbi genetikai sorrendet ismertetjük.

A tagozat legfiatalabb részében, ahol még sárgafoltos betelepülések vannak a szürke rétegek között, egyes rétegekben jól láthatók a ma elsősorban breccsás szövetként megjelenő egykori kiszáradási hasadékok (3. táblázat). A szürke rétegekben a kiszáradási hasadékokat egyrészt a szürke szín árnyalatnyi változásai jelzik, másrészt a közel függőleges — jelenlegi állapotban zárt — hasadékok falán gyakran szenesedett növényi gyökérhálózat (4. táblázat).

4. táblázat

A Dunántúli-középhegység alsópannóniai formációjába tartozó kőzetek egykori száradási hasadékainak falán talált szenesedett gyökérmaradványok előfordulása

Fúrások	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet (tagozat)
Bakonyszentlászló Bszl-10.	48,0—52,0	} száki csákvári
Csór-5.	80,0—83,0	
	83,7—86,7	
Csór-8.	100,7—102,0	} csákvári csákvári
Csór-14.	29,0—31,0	
Öcs-36.	41,0	monostorapáti
Ósi-66.	52,0—52,5	ősi
Ósi-69.	165,3—166,3	ősi
Papkeszi-I.	89,6—122,7	ősi
Tabajd Csv-32.	85,2—85,4	} csákvári
	90,3—91,3	
Tárnok-1.	157,3—159,1	drávai

Ezek keletkezése az üledékgyűjtő kiszáradásával és gyér — valószínűleg sőtűrő — növényzet megtelepedésével értelmezhető. Ez az állapot szürke színű réteg esetében csak rövid ideig tartott, mert a következő vízzel való borítás még az oxidálódás, sőt a teljes kiszáradás előtt bekövetkezett. Mivel az egykori hasadékok a következő réteg lerakódásának megindulásáig átázva ismét bezáródtak, konzerválták a hasadékba hatolt gyökereket* (II. tábla 1.).

* Bemutatásukra a csákvári tagozatból előkerült, jó megtartású lelet fényképét adjuk.

A Dunántúli-középhegység körzetében az alsópannoniai formációban harántolt mocsári fáciesű rétegek

Fúrások	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet (tagozat)
Budajenő B6-2.	10,6–10,8	huminites agyag	csákvári
	23,7–24,2 35,3–36,0	huminites agyagmárga huminites aleuritós agyagmárga	csóri
	51,8–56,2 57,0–57,5 62,2–63,1 82,5–83,5 139,8–141,2	huminites agyagmárgás aleurit huminites aleuritós agyagmárga huminites agyagos aleurit huminites aleuritós agyag huminites aleuritós agyag	csákvári
Csór-6.	112,5–113,6 136,5–137,0	huminites agyag huminites agyag	ősi
	58,7–59,5 87,0–87,8 90,2–90,5 99,6–100,7	szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag	csákvári
Csór-13.	71,6–71,61 96,55–96,60 113,0–113,2	agyagos lignit lignit szenesagyag	csákvári
Csór-17.	71,0–71,5 78,0–79,0	huminites agyag huminites agyag	csákvári
Fenyőfő Ff6-1186.	54,4–55,3	szenes homok	száki
Fehérvárcurgó Fcs-160.	86,5–88,0	huminites agyag	csóri
Kápolnásnyék-1.	414,5–415,0 425,70–425,75 429,6–430,1	huminites agyagos homok huminites homok huminites agyagmárgás homok	drávai
Lajoskomárom Lk-1.	534,40–534,42	leveles lignit (uszadékfa?)	tínnyei
Herceghalom H-2.	22,0–22,3	huminites agyag	csákvári
Herceghalom H-5.	18,5–19,5	huminites agyag	csákvári
Herceghalom H-8.	20,5–21,5 39,0–39,2 42,6–43,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyag	csákvári
Herceghalom H-9.	11,2–11,8	huminites agyag	csákvári
Herceghalom Csv-20.	65,8–66,0	huminites agyag	zsámbéki
Mány Má-64.	16,0–17,0 59,7–60,7 62,0–62,2	huminites agyag huminites agyag huminites agyag	csákvári
	98,80–98,95	huminites agyag	zsámbéki

Fúrások	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet (tagozat)
Mány Má-65.	16,5—17,0 50,4—50,6 50,6—50,8	huminites agyag huminites agyag fuzittörmelékes agyag	csákvári
	64,0—64,1	huminites agyag	zsámbéki
Ősi-65.	16,0—17,0 19,0—19,5	szenesagyag szenesagyag	ősi
Ősi-66.	44,0—45,0	huminites agyag	ősi
Ősi-67.	178,6—179,0 180,0—180,6 185,0—185,1 190,0—190,1	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	csákvári
	193,0—193,1	huminites agyag	ősi
Ősi-69.	124,0—124,3 130,15—130,20 149,4—149,6 159,5—160,2 162,60—162,68 163,0—163,2	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	csákvári
Papkeszi-I.	115,0—115,2 117,0—117,2	szenesagyag szenesagyag	ősi
Söréd Ső-10.	17,1—17,4	huminites agyag	csákvári
Szigliget-I.	110,9—111,1	huminites homok	tínnyei—kisbéri
Tabajd Csv-32.	85,3—85,7	szenesagyag	csákvári

Az időszakos szárazra kerülés hosszabb ideig való elhúzódásánál a kőzet — éppen úgy mint ma egy-egy fejtőgödör agyagrétege — megsárgult, s hasadékaiban gyakran kisebb-nagyobb gipszkristályok keletkeztek. A visszatérő tó vize ezt már nem tudta „megemészteni”, de redukáló ereje folytán az egykori hasadékok melletti sávot ismét megsűrítette* (II. tábla 2, 3.).

A folyamat további előrehaladása esetén, különösen, ha az előtési szakaszok csak rövid ideig tartottak, az eredeti lemezes kőzetszerkezet teljesen felbomlott, s a benne levő pirit és szerves anyag egyenlőtlen eloszlása következtében megtarkult, szélsőséges esetben teljesen megsárgult, vagy megbarnult.

A tarka rétegekkel kapcsolatosan ismételtlen megjelentek néhány centiméter—deciméter vastagságú, fekete vagy sötétszürke huminites agyag-, szenesagyag-rétegek (Csór-6., Ősi-65., Ősi-67., Papkeszi-I. sz. f.) (5. táblázat).

* Bemutatásukra a csákvári tagozatból előkerült, jó megtartású lelet fényképét adjuk.

Ezek fellépése jól beleillik az előbbi képbe. A teljes feltöltődés állapotában levő medenceterületek egy része elmcocsarasodott, s az időben való újbóli lefedődés megakadályozta a huminitanyag eloxidálódását.

Ismerve az üledékgyűjtőbe beszállított anyagot és a beszállítás erőteljes voltát — elsősorban a balatonfőkajári filliterületről —, nem tagadhatjuk az eredetileg is oxidált agyagrétegek lerakódásának lehetőségét sem, de a jellemző nem ez lehetett.

A fillit-lepusztulási területről való származást elsősorban a maximálisan 5 cm, leggyakrabban 1,5 cm átmérőjű, gyengén vagy közepesen kerekített kavicsanyagból lehetett megállapítani. Ezek között ugyan a kvarcanyagúak vannak többségben, de gyakoriságban utánuk a balatonfőkajári fillitkibúvásból ismerttel azonos anyagúak következnek, s előbbieket nagy része is — szericit-zárvényaikkal jól megállapíthatóan — a fillitből származik. A kavicsanyag mennyiségi és nagysági eloszlásából egyértelműen kirajzolódik egy, az alsópannóniai formáció képződésének elején Balatonfőkajár és a Sárrét között kiemelkedett fillittömeg, amelyről a kavicsanyag előbb folyóvízi úton az üledékgyűjtő medence szélére, majd innen a hullámverés által a medencében való szétteregetésre került.

A balatonfőkajári fillitrogtól távoli területen is gyakoriak a tarka, így az ősi tagozathoz sorolt alsópannóniai formációhoz tartozó rétegek (Csákvár, Csór, Magyaralmás), de ezek kavicsos betelepüléseket alig tartalmaznak, főként a pelites üledékképződés jellemzi őket.

4. Monostorapáti márga tagozat (20)

Ez a képződmény csak a Tapolcai-medence egykori ÉK-i hegyközi nyúlványát alkotó, ma Monostorapáti, Taliándörögd, Kapolcs, Vigántpetend, Pula, továbbá feltételezhetően a Vöröstó és Nagyvázsöny községek alatt elterülő lagúna kifejlődésben alkotja az alsópannóniai formáció bázistagozatát. Vastagsága általában 0,5—0,6 m közötti, a három métert nem haladja meg. A tagozat jellegzetes *fehér* színű, közepesen kemény, lemezes — kagylós elválású márga, amely szenesedett, függőleges helyzetű, 2—5 mm átmérőjű, 10—40 cm hosszú gyökérmaradványokat — valószínűleg nádgyökerek a recens összehasonlítás alapján —, szenesedett sásszerű, rétegzéssel párhuzamos levélmaradványokat és nagy Ostracodákat tartalmaz. Jelenleg az Öcs-23., 25., 26., 27., 28., 32., 36. és 38. sz. fúrásokból ismerjük. Az Öcs-36. sz. fúrásban levő rétegben ezenkívül kiszáradási nyomok, s ezek falán finom gyökérhálózat is megfigyelhető volt. Feküjében a szarmata rétegek, fedőjében pedig az imárhegy-i tagozat települ.

5. Drávai agyagmárga tagozat (16)

Az alsópannóniai formációnak jellegzetes medencebéli kifejlődésű fáciese. Ennek megfelelően DNy-ról ÉK felé haladva csak a Nagygörbő-1., Tab Termál(?), Lajoskomárom-1. és Tököl-1. sz. fúrások szelvényéből ismerjük, jelenlétét azonban a kislalföldi és nagyalföldi medencében egyaránt feltételezzük. A tagozat vastagsága 70—180 m közötti. Feküjéje a Dunántúli-középhegység DK-i előterében — a tabi fúrás kivételével, ahol magfúrás hiányában

nem lehetett megállapítani — mindenütt a zsámbéki tagozat volt, fedőjében pedig a somlói tagozat rétegei települnek. Közbe településként, a drávai tagozat lajoskomáromi szelvényében, megállapítható volt a tinnyi tagozat jelenléte. A nagygörbői szelvényben ugyancsak kijelölhető volt ez utóbbi és fedőjében a kisbéri tagozat települt. Itt tehát rétegtanilag jóval kisebb részét foglalja magában az alsópannoniai formációnak, mint a hegység DK-i előterében.

A Dunántúli-középhegység peremétől ÉNy-ra levő területen valószínűleg ugyancsak többé-kevésbé összefüggő kifejlődésben találhatók meg a drávai és a száki tagozat rétegei (BARNABÁS K.—STRAUSZ L. 1947, KORPÁSNÉ HÓDI M. in FRANYÓ F. 1971).

A drávai tagozat közettani szempontból a hazai földtani képződmények egyik legegyszerűbb egysége. Rétegekre való bontása erőltetett, esetleg a színárnyalatok — halványszürke, halványkékes, ill. halvány zöldesszürke — vagy az aleurit-, illetve mésztartalom elenyésző mértékű változásai alapján lehetséges. Azonban ezek a változások is fokozatos átmenetekkel történnek, úgy, hogy valódi réteghatárokról nem beszélhetünk ebben a képződményben. Rétegzését elsősorban a kőzet lemezes—kagylós elválása jelzi. A képződmény felépítésében az agyagásványok (illit, montmorillonit) mellett elsősorban az aleuritfrakció zömét alkotó kvarc és főként csillámásványok, törmelékes, valamint finoman osztott — elsősorban az agyagfrakcióba tartozó méretű — mészanyag vesz részt. Gyakoriak emellett a rendszerint 0,1—1 mm átmérőjű, lapos csomókat alkotó bakteriopirit-gömbökből álló vasszulfid kiválások is. Ezek nagyon gyakran és jellemző módon egyes szakaszokban nem csomókat alkotnak, hanem szálas növénymaradványok szerves anyagát helyettesítik. A piritkiválasztó baktériumok tevékenységükhöz tehát nemcsak a bomló dácittufák, hanem a bomló növényi maradványok anyagát is fel tudták használni. Utóbbiakat gyakorlatilag kvantitatíve vasszulfidra cserélték ki.

6. táblázat

A Dunántúli-középhegység alsópannoniai formációjában talált mészkő-betelepülések

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet (tagozat)
Csór-8.	124,6—124,9	csákvári
Herceghalom Csv-20.	25,9—28,1	csákvári
Herceghalom H-5.	20,2—20,5	csákvári
Mány Má-63.	56,8—57,0	zsámbéki
Mány Má-65.	52,0—52,1	csákvári
Ósi-67.	191,08—191,10	csákvári
Papkeszi-I.	121,3—121,5	} ősi
	121,8—122,1	
Sümege S-26.	19,0—20,0	száki
Tabajd Csv-32.	91,3—91,9	csákvári
	97,2—99,7	tinnyi
Tárnok-1.	156,0—156,6	drávai
Tököl-1.	730,8—731,0	} drávai
	742,1—742,2	
Vértesacska Csv-28.	223,8—223,9	csákvári

Az alsópannóniai formáció többi tagozatával szemben mindenekelőtt az egyneműség jellemzi a drávai tagozatot, amelyben kiszáradásos szerkezeteket, gyökérszemeket, vagy huminites mélylápi betelepüléseket nem találtunk. A tagozat egyhangú kőzettani felépítését a Tököl-1. sz. fúrás 2 db 10, ill. 20 cm vastag, kissé agyagos mészkő közbetelepülése törte meg egyedül (6. táblázat).

A drávai tagozat ősmaradványokban viszonylag gazdag. Általában sok, néhány 20—50 cm-es szakaszban erősebben feldúsuló egész, esetleg fél, áttetsző megtartású, gyakran belül üres, nagy Ostracoda teknőket, apró Limnocardiumokat és az alsó, illetve a középső biosztratigráfiai szint Limnocardiumait, Congeriáit, illetve csigáit tartalmazza. Ezek félkagylók, vagy „pillangó” megtartásúak, többnyire halvány barnássárga, illetve pontosabban talán testszínűnek nevezhető, rétegzéssel párhuzamos, szinte mindig szórványosan fellépő maradványok. A Lymnaeák, Congeriák és a nagyobb Limnocardiumok a rétegerhelési nyomás hatására sokszor összetörtek, s ezáltal a nyomási síkkal párhuzamosabbakká alakultak. A maradványok hófehér, vagy porló volta nagyon ritkán észlelhető.

6. Csákvári agyagmárga tagozat (15)

Mint már említettük a Dunántúli-középhegység mezozoós törzse és DK-i előterében levő kiemelt paleozoós rögök — balatonfőkajári fillit, fülei karbon konglomerátum, szár-hegyi mészkő, velencei-hegységi gránit, illetve az etyeki alsótriász(?) — közötti területen és a Zsámbéki-medencében fejlődött ki. A tagozatnak számos jó felszíni feltárása is ismert a fúrási szelvények mellett, a Zsámbéki- és a Mányi-medencében ismételt kibukkan a pleisztocén képződmények alól, a Zámolyi- és Várpalotai-medencében pedig elsősorban Csór—Várpalota környékéről ismerjük. Újabban Tóth K. által 1973—1974-ben részletesen feldolgozott és a Földtani Társulat előadó ülésén bemutatott szelvényt először VITÁLIS I. (1912) írta le Peremarton — tulajdonképpen Öskü — mellől. A tagozat fekéjében a Mányi-medencében a zsámbéki tagozat vagy a zalai tagozat, a Zámolyi—Várpalotai-medencében pedig a szarmata rétegek vagy az ősi tagozat található. Fedője a Mányi-medencében egyelőre nem ismert, a Zsámbéki-, a Zámolyi—Várpalotai- és Balatonfői-medencében a csóri tagozat, vagy a somlói tagozat rétegei következnek felette. Előbbi sok esetben közbetelepülésként mutatkozik. Ilyen megfogalmazásban egyes szelvényekben az egész alsópannóniai formáció nagyobb részét magában foglalja ez a tagozat. Vastagsága ennek megfelelően viszonylag nagy, 70—190 m közötti.

Felépítésében uralkodóan világosszürke agyagmárga, agyagmárgás aleurit, aleurit, ritkábban finomszemű homok, homokkő és pelites huminitanyaggal színezett „mélylápi” agyagok (5. táblázat) vesznek részt, sőt Herceghalom, Csór, Ősi, Tabajd környékén pár deciméter vékony édesvízi mészkő-betelepülés jelenlétét is megállapítottuk (6. táblázat). A Zámolyi-medencében és a Várpalotai-medence K-i részén az agyagmárga, agyagmárgás aleuritrétegek között ismételt pár centiméter, esetleg pár deciméter vastag diatomit, illetve diatomás agyagmárgarétegek is kijelölhetők (7. táblázat), de ezek csak 1—2%-át teszik ki az egész tagozatnak. Megjelenésük mindenesetre azt jelzi, hogy a Zsámbéki- és a Mányi-medencében viszonylag erőteljes (pelites) anyagbeáramlás, s ezzel többnyire lépést tartó üledékképződési viszonyok voltak. A Zámolyi-medence ettől az anyagszállítási áramlási körzettől többször elszakadt, s

**A Dunántúli-középhegység alsópannóniai formációjának
diatomás rétegei**

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet (tagozat)
Budajenő Bő-2.	205,6—205,8*	zalai
Csákvár Csv-9.	126,6—127,7	csákvári
	144,4—144,6	ősi
Csákvár Csv-10.	102,5—103,0	} csákvári
	108,0—108,4	
	117,5—118,5	
	119,0—119,3	
Csákvár Csv-11.	127,0—131,8	} csákvári
	132,0—132,3	
Csákvár Csv-13.	101,5—102,5	csákvári
Csákvár Csv-14.	46,1—46,5	} csákvári
	49,2—50,2	
	71,0—71,5	
Csákvár Csv-15.	81,5—82,0	csákvári
Csákvár Csv-29.	227,0—228,3	csákvári
Csór-5.	61,9—63,0*	csóri
Csór-6.	49,5—50,3	} csóri
	53,2—53,4	
	56,0—56,5	
	45,0—46,0	
Csór-8.	45,0—46,0	csóri
	57,4—58,2*	csákvári
Csór-13.	56,0—58,6	csákvári
Csór-17.	60,5—62,0*	} csóri
	67,0—67,2	
Lajoskomárom Lk-1.	665,2—669,4*	zalai
Lovasberény Csv-31.	256,0—256,9	csóri
	261,7—265,0	csákvári
Mány Má-64.	26,8—29,0*	csákvári
	96,6—96,8*	zsámbéki
Monostorapáti-2.	57,6—57,9*	} monostorapáti
	61,7—62,0*	
	64,3—64,6*	
	68,0—68,7*	
Ősi-66.	27,1—28,6*	csákvári

* Diatomás agyagmarga, márga.

ilyenkor az agyagos üledékképződés gyakorlatilag szünetelt, s helyette a planktonban elszaporodott Diatoma vázából képződött pelitanyagból rakódtak le üledékek. Figyelemre méltó, hogy relatíve Diatoma-dús kőzetekből áll ez az egész tagozat a Zámolyi- és Várpalotai-medencében is. A Diatomákkal együtt azonban egyéb algák elhalt maradványai is felhalmozódtak, s mivel ezek egy része éghető szénvegyületekből áll, a csákvári tagozat kőzeteinek jórésze a derivatográfias vizsgálatok alapján az üledékes átlagnál 1—1,2 nagyságrenddel nagyobb mennyiségű, kémiai értelemben vett szerves anyagot tartalmaz, azaz alginites agyagmarga és alginites aleurit összetételű. Ezek a kőzetek szélsőséges esetben belesznek az olajpala kategóriába. Mégis 50—150 m-es települési mélységben jelenleg ezek nyersanyagként aligha jönnek számításba, de arra mindenképpen ráirányítják a figyelmet, hogy az ilyen

kifejlődésű kőzetek a mélymedencék belsejében uralkodó nagy nyomás és magas hőmérséklet hatására szénhidrogén-tartalmukat leadhatták, s ez a közbetelepült porózus kőzetekbe távozva, telepeket alkotott. Korábban a magyarországi szénhidrogén-telepek anyaközétére vonatkozó elképzelések (KERTAI Gy. 1962, STRAUSZ L. 1953b) újabb bizonyítékot kaptak azzal, hogy az egész Kárpát-medencében az átlagosnál nagyobb lehetett a plankton „szilárd szénhidrogén” termelése, mivel az ország nagy részén kimutatható a „plankton-dús szint” az alsópannóniai formáció felső részén (BÓNA J.—SZENTAI M. 1966, HUTTER E. 1969).

A tagozat kőzeteinek összetétele lényegében azonos a drávai tagozatnál leírtakkal, de a kőzetek mésztartalma felfelé haladva a rétegsorban kissé csökken.

Faunisztikai szempontból a tagozatban természetesen nemcsak az alsópannóniai formáció alsó két, hanem a legfelső — a *Congerina czjzeki*-s—*C. partschi*-s — szint ősmaradvány-társasága is kimutatható. A fauna eloszlásában törvényszerűség mutatkozott, amennyiben a medencék ma is mélyebb részein a fauna szórványosan, a medenceperemek közelében pedig egyes réteglapokon egy- vagy kétrétegű lumasellaként felhalmozódva jelenik meg. Az eredeti helyzetű, tehát az iszapba a fősíkjukkal a rétegzésre merőlegesen befürödött teljes kagylópéldányok ritkák, s inkább a medencék mélyebb részein észlelhetők. A rétegzéssel párhuzamos egész kagylók — különösen a vékonyabb héjú apróbb *Congerina*, ritkábban a *Limnocardium* fajok — elég gyakoriak, de ezek minden bizonnyal a bomlási gázok felhajtó ereje (az élő kagyló térfogatsúlya a vízénél nagyobb, a bomló kagylóé azzal gyakorlatilag azonos, esetenként pedig kisebb is lehet) és a hullámverés, ill. áramlások hatására szállítódtak, mosódtak össze betemetődési helyükre. A jelenséget a csóri tagozat egyik jól fényképezhető lumasellás betelepülésén mutatjuk be (III. tábla 1.).

A réteglapokon felhalmozódott kagylók többsége fehérre mállott, de még a diagenezis idején. Ilyenkor gyakoriak velük kapcsolatban a bakterio-pirit kiválások is. Eredeti „farkasfogás” mintázatukat megtartott *Congerina*

8. táblázat

**A *Pectinaria ostracopannonicus* előfordulása
a Dunántúli-középhegység alsópannóniai formációjában**

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet (tagozat)
Bicske B-1.	24,0	zsámbéki
Budajenő Bő-2.	161,1	csákvári
	198,0—205,6	zalai
Etyek Csv-34.	37,5—56,2	csákvári
Herceghalom Csv-20.	31,6—45,5	csákvári
Mány Má-63.	48,5—52,3	zsámbéki
Mány Má-64.	87,0—95,3	csákvári
	95,7—97,8	zsámbéki
Tata Tvg-58.	47,0—56,8	száki
Tata Tvg-63.	26,0	} száki
	123,0	

**A Dunántúli-középhegység alsópannoniai formációjában talált
„magános kavics” előfordulások**

Fúrás	Mélységköz (m)	Kavics- méret (mm)	Kerekítettség*	Anyag	Rétegtani helyzet (tagozat)
Balatonakarattya Ba-I.	139,5—141,5	2—3	3	kvarc	csóri
Balatonkenese Bk-I.	67,8—68,3	1—5	1	kvarc	csóri
Csór-2.	75,0—90,0		nincs megfigyelés		csóri
Csór-3.	47,0—51,0		nincs megfigyelés		csóri
Csór-5.	34,5—35,7	2—3	2	kvarc	} csóri
	52,2—52,7	2—3	2	kvarc	
	52,7—54,4	2—4	1	kvarc	
	80,0—83,0	2—3	2	kvarc, dolomit	
	104,7—106,0	2—5	3	dolomit	
Csór-6.	24,0—29,0	2—4	2—3	kvarc	ősi
Csór-7.	46,0—51,5	1—10	1—4	kvarc, dolomit	} csóri
Csór-8.	52,8—56,2	2—5	1—4	kvarc, dolomit	
Csór-14.	39,5—43,0	2—4	3	dolomit	csákvári
Hegymagas Hg-79/20.	81,2	3	2	kvarc	csóri
Kápolnásnyék-1.	430,3—436,3	1—2	1	kvarc	csóri
Kocs-4.	155,6—158,0	2—4	4	kvarc	száki
Lovasberény Csv-31.	237,5—243,5	2—3	1	kvarc	} csóri
	256,0—256,9	2—7	0	kvarc	
	200,0	2—5	0—2	kvarc	
Magyaralmás Ma-57.	114,6—115,8		nincs megfigyelés		} csákvári
Ósi-69.	117,4—120,2		nincs megfigyelés		
	122,5—123,6		nincs megfigyelés		
	127,0—128,0	2—5	1—2	kvarc	
Ságvár S-2.	81,5	10	1	kvarc	somlói
Szigliget-I.	329,1—354,0		nincs megfigyelés		} csákvári
Zámoly-2.	358,5—360,5		nincs megfigyelés		

* L. B. RUCHIN (1958) alapján

czjzei példányok a diatomitos, szervesanyag-dús rétegekből kerültek ki a Zámolyi-medencéből. Különleges ősmaradványok is ismertek a csákvári tagozat rétegeiből. Ezeket korábban RADÓCZ GY.-val együtt írtuk le (JÁMBOR Á. — RADÓCZ GY. 1970) az Annelida-félékhez tartozó *Pectinaria ostracopannonicus* néven. Ezek a leletek eddig csak az alsópannoniai formációból kerültek elő, elsősorban a csákvári tagozat és a vele szomszédos zsámbéki, ill. zalai tagozatból (8. táblázat).

Megfigyeléseink eredményeként sikerült egy érdekes, idekapcsolódó üledékföltani jelenség mibenlétét megközelítenünk. Ebben a tagozatban, de az alsópannoniai formáció idősebb képződményeiben is, sokszor találtunk a tiszta pelit frakcióból álló kőzetben egy-egy 2—13 mm átmérőjű kvarckavicsot, amely általában a kőzetben magánosan, ritkábban rendszer nélküli csoportokban fordult elő (9. táblázat). A Zámolyi-medencében eddig két esetben viszont egyértelműen rögzíthető volt, hogy ezek a kavicsok eredetileg 4—5 cm-es hal(?) koprolitok részeként érkeztek az üledékgyűjtő aljára, ahol annak anyagát a bentosz élővilág többnyire széthurcolta, s így általában csak a fáciesidegen, viszonylag óriási kavicszemek maradtak vissza, amelyeket a nagy halak — nyilván harcsafélék — a parti területeken táplálkozás közben

a táplálékkal együtt lenyeltek és ide beúszva, itt ürítették ki magukból. Ez, mint a jelenség egyik lehetséges magyarázata, bizarr volta ellenére, a pectináriás és gyöngykavicsos kifejlődések kapcsolatát ugyancsak megerősíti (III. tábla 2., 3.). A dolgozat kéziratának előolvasásakor BIHARI D. a partról leszakadt növényzettel átszőtt és a nyílt tóvíz felett szétmállott „úszó szigetből” való bekerülés lehetőségét vetette fel.

7. Imárhegyi aleurit tagozat (14)

Genetikailag szorosan kapcsolódik a csákvári tagozathoz. Rétegtanilag is ahhoz hasonló időkeretet tölt ki, de rendszeresen nagy mennyiségű éghető alginít eredetű szerves anyagot tartalmaz. Feküjében a monostorapáti tagozat, vagy a szarmata emelet rétegei települnek. Azokhoz folyamatos átmenettel kapcsolódik. Fedőjében a csóri tagozat, vagy közvetlenül a felsőpannóniai formáció kállai tagozata következik, amelybe ugyancsak fokozatosan megy át.

A képződményt a Monostorapáti—Nagyvázsonyi-medence számos mélyfúrásából ismerjük (1. táblázat). Nevét a medence közepén levő Imár-hegyről kapta, amelynek D-i előterében levő területen ismerjük legjobban, az 1975—76-ban lefolytatott felderítő fúrások bauxitkutatás eredményeként. Feltehető, hogy K felé a tagozat tovább húzódik Nagyvázsony—Vöröstó felé a medence alján, majd a peremekre kítutva kiékelődik.

Vastagsága ahhoz képest, hogy jóformán a teljes alsópannóniai formációt képviseli, feltűnően csekély, nem haladja meg a 8 métert.

A tagozat kifejlődése a felsőpannóniai formációba tartozó átlagos agyagmárgákétól jelentősen eltér. Bár ezek a kőzetek is agyagásványok, aleurit-szemcsékből és alárendelten kalcitkarbonátból állnak, de színük szürkésbarna, elválásuk lemezes, friss állapotban jellegzetes bituminit szagúak, s a szerves kötésben levő széntartalmuk, továbbá kioldható bituminittartalmuk is olyan nagy, hogy elérik a gyenge minőségű olajpala szintjét. Az imárhegyi tagozat — eltekintve a mikroszkópos méretű algamaradványoktól — ősmaradványokban viszonylag szegény. Alsó részén ismételten sikerült nagy, víztiszta, fél és egész Ostracodákat találni. Felső részében a *Congerina czjzeki*-s faunaegyüttesek jelentek meg.

A képződmény kialakulásában elsőrendű szerepe lehetett a monostorapáti—nagyvázsonyi lagúna elzártságának, ahová az egyéb üledékanyag alig jutott el, s így nagyrészt a planktonban élő algák maradványaiból keletkezett üledék, amely lerakódva a kénhidrogén-oxigén határ alá került, ahol szervesanyag-tartalma egyrészt meg tudott őrződni a diagenézis alatt, másrészt a csekély takaró és alacsony hőmérséklet alatti epigenezis eredményeként továbbra is megmaradt. Megmaradása még egy következtetés levonását is lehetővé teszi. Azt ugyanis, hogy a felsőpannóniai formáció keletkezése közben végbe ment bazaltvulkanizmus lényeges felmelegedést ebben az összletben nem okozott, mert ez esetben a szerves anyag nagyobb része eltávozott volna a tagozat kőzeteiből.

8. Csóri aleurit tagozat (11)

Eddigi tapasztalataink szerint a lagúnafacieshez kapcsolódik, annak ellenére, hogy nagyon vékony kifejlődésben (Tárnok-1. sz. f. 10 cm, Tököl-1. sz. f. 20 cm) egyes medencebelseji mélyfúrások rétegsorában is megtaláltuk. Itt

azonban tagozatként, jelentéktelen vastagsága (néhány deciméter) miatt, nem jelöltük. Elterjedése tehát az egykori monostorapáti—nagyvázsonyi lagúnában a Tihany—Balatonfő—Várpalota—Zámolyi-medencében általános, de megtaláltuk a Polgárdi-3. sz. fúrás szelvényében is. Eddig egyetlen mányi-medencei mélyfúrásból sem került elő, viszont a Zsámbéki-medence alapszelvényét feltáró Bő-2. sz. fúrásban ismét jellemző kifejlődésben és átlagos szintjében, a csákvári tagozat felső részében jelent meg. Az alsópannóniai formáció eddig tárgyalt tagozataival ellentétben nemcsak a Dunántúli-középhegység DK-i előterében, hanem az ÉNy-i párkányterületen, Tata és Kocs környékén is megtaláltam. Feküjében mindig az alsópannóniai formáció valamelyik — az imárhegyi, tinnye, ősi, száki — tagozatát, esetleg a csákvári tagozat alsó részének rétegeit találjuk.

Fedőjében a csákvári tagozat felső részét, a kállai, a kapolcsi, a somlói vagy a száki tagozatot találjuk. Az eddigiekkel ellentétben tehát helyzete időben sokkal kevésbé meghatározott az alsópannóniai formáción belül. Megjelenését elsősorban az üledékgyűjtő aljzatának az üledékgyűjtő vízszintjéhez viszonyított helyzete szabhatta meg. A változó megjelenés elég zavaró, de általánosságban elmondhatjuk, hogy a hegység DK-i előterében a nagyalföldi medence szegélyén az alsópannóniai formáció közepe táján települ, majd a peremi lagúna területén ÉNy felé haladva egyre magasabb szintbe emelkedik. A monostorapáti—nagyvázsonyi lagúna területén is ebben a magasabb szintben jelenik meg. Esetenként jól megállapíthatóan átlépi az alsó- és a felsőpannóniai formációnak a ciklusosság és a faunaegyüttes értékelése alapján kijelölhető határát. Ilyen szabálytalanságot tapasztaltam a Monostorapáti—Nagyvázsonyi-medencében, Tata és Kocs, valamint Siófok környékén.

A csóri tagozat az átlagos „alsópannóniai” jellegnek megfelelően ugyancsak egynemű képződmény. Alapvető jellegét az adja meg, hogy az aleurit, illetve gyakran finomszemű homokszemcsék nem a Stokes-képletnek, vagy turbulens áramlásból való lerakódási törvényszerűségeknek megfelelően helyezkednek el, hanem ebben a szintben és ebben a fáciesben tömegesen élt, 5—10 mm vastag, 3—8(?) cm hosszú, kör átmetszetű, egyik irányban kissé kónuszos, fosszilizálódásra alkalmatlan anyagú, cső alakú, az aleurit és homokszemcséket agglutináló szervezetek előbb magukra ragasztották kívülről a szemcséket, majd elpusztulva, s nagyjából a rétegzés szerint rendeződve, többé-kevésbé összepréselődtek. A csöveket és a közöttük levő teret a vízből folyamatosan érkező, illetve befalt(?) aleuritszemcsék természetes kitöltötték. Így nagyon különös, talán a bakonyjákoi szenon hieroglifás mészkőhöz kissé hasonló szerkezetű kőzet jött létre, azzal a különbséggel, hogy ott a csövek mészanyagúak, henger alakúak, s nincsenek annyira összenyomva, illetve a rétegzéssel közel párhuzamos helyzetbe préselve. Esetünkben — alapos vizsgálat után — a biogén eredet tulajdonképpen az egykori, a csőre felrakott szemcsék rendezettsége által ismerhető fel. A Pectinariákkal (=Annelidafélék egyik nemzetsége), pontosabban a *P. sabulosa* fajjal való azonosítást a cső alakja miatt tartom valószínűnek, de ilyen nagy tömegű populációk kialakulása szokatlan ezeknél a férgeknel (IV. tábla 1., 2.).

A hatalmas tömegű biomasza különleges viszonyokat hozhatott létre az üledékgyűjtőben, elsősorban annak aljzatában. Az esetek többségében megakadályozta a kalcipelit — ez adja a pannóniai formációcsoport pelites—homokos kőzeteinek mésztartalmát — lerakódását. Illetve a Középhegység DK-i oldalán majdnem minden esetben mészmentesek, míg az ÉNy-i oldalon

többnyire meszesek ezek a rétegek is. Ennek oka valószínűleg a kiettség, azaz az uralkodó ÉNy-i szélirány volt, amely a kisalföldi nyílt medence planktonjából olyan nagy mennyiségű mészpelitet szállított a hegységperemi fácies-területre, hogy az elhalt *Pectinaria*-tömegek bomlása során kialakult savas közeg nem tudta az ülepítő vízbe visszaoldani a mészszemcséket. A DK-i oldalon ez az oldódás a szél plankton-elhajtó ereje miatt teljességében végbemehetett.

A DK-i oldal pectinariás rétegeire a mészmentesség mellett jellemző a viszonylagosan nagy, szilárd bituminit-, és finoman osztott vagy az egykori csövek falán felhalmozódott bakteriopirit-tartalom is. Ennek következtében a rétegek nem világosszürke, hanem nedvesen barna, szárazon barnásszürke színűek. Bituminittartalmukat a friss kőzet intenzív szaga jelzi. A mészmentes pectinariás rétegekben ritkák az egyéb ősmaradványok, de mennyiségük az ÉNy-i oldal meszes és nem bitumenes kőzeteiben sem éri el a pannóniai formációcsoport egyéb aleuritjaiban szokásos faunagyakoriságot. Itt a rétegtani helyzetnek megfelelően *Congerina czjzeki*-s, illetve *Dreissena auricularis*-os faunaegyütteseket zár magába. A Molluscákat itt is uralkodóan fehér, a réteggéssel párhuzamosan, szórványosan megjelenő félkagylók képviselik.

Előbbieket mellett, az alsópannóniai formáció többi tagozatában tapasztaltakhoz képest, ebben a tagozatban viszonylag sok sárgásbarna halcsontot, csigolyát, szálkát és pikkelyt is találtunk. Ez a diagenetikus közeg nyilván jobb konzerválódási feltételeket biztosított számukra, mint a többi tagozatoké.

A csőri tagozat gyakorlatilag egynemű, sokszor egyetlen aleuritrétegből áll. Más esetekben néhány deciméter vagy csak néhány centiméter vastag, ugyancsak pectinariás finomszemű homokbetelepüléseket tartalmaz. Az alsó- és felsőpannóniai formáció határa közelében ez a képződmény általában egyre homokosabbá válik, majd homokba megy át, amit a ciklus-szabály szerint már a felsőpannóniai formációba sorolunk. Annál inkább megtehetjük ezt, mert — különösen az ÉNy-i peremen — ezzel egyidőben jelennek meg a *Dreissena auricularis*-os faunaegyüttesek. A hegység DK-i előterében ismeretes kállai tagozat — a Taliándörögdi-medencében és Fehérvárcsurgótól DK-re — ismételten ebből a pectinariás fáciesből fejlődik ki fokozatos durvulással és elszíntelenedéssel. Annak tehát — a faciesszabály értelmében — a medenceperemi helyettesítő kifejlődése. Ennek alapján a pectinariás és a kvarchomok fácies szoros genetikai függőségére következtethetünk. A ritkán megfigyelhető agyagmárga- (aleuritós agyagmárga, agyagmárgás aleurit) betelepülésekben nem lehet *Pectinaria* maradványokat megfigyelni. A finompelites fácies — ezek szerint — nem volt életerűk.

9. Tinnyi gyöngykavics tagozat (17)

Egyik legrégebben ismert része az alsópannóniai formációnak, amelyet még a század elején LŐRENTHEY I. (1905b) írt le. Bár a földtani kutatás során sokan foglalkoztak ennek a tagozatnak, illetve ennek a képződményegyüttesnek a kőzeteivel, genetikai kérdéseiket SZATMÁRI P. (1971) foglalta össze a „Pannon-monográfiá”-ban. Akkoriban — megfelelően feldolgozott fúrások hiányában — a képződményegyüttes rétegtani kérdéseit nem lehetett a mainak megfelelő pontossággal megközelíteni. Munkánk során ezt a hiányt a Dunántúli-

középhegység vonatkozásában sikerült pótolnunk. Mai ismereteink szerint a gyöngykavics—kvarchomok kifejlődés az alsópannóniai formáció középső részén (tinnyi tagozat), majd a száki tagozat alján (kisbéri tagozat) és végül a felsőpannóniai formáció alján (kállai tagozat) jelenik meg a Dunántúli-középhegység környezetében.

A tinnyi tagozat bizonyítottan a Dunántúli-középhegység DK-i előterében fordul elő, főként a medenceperemi területeken. Mélyfúrásokból ismerjük Perbál, Herceghalom, Tabajd, Csákvár, Zámoly, Csór, Ósi, Siófok környékéről a hegyperemi lagúnásor területéről, de az alföldi medence peremén a Tárnok, Gyúró, Kápolnásnyék, Lajoskomárom, Nagygörbő környéki szelvényekben is kijelölhető volt jellegzetes kifejlődése alapján. Előbbi előfordulási területén főként bázisképződményként, ritkábban a csákvári tagozatban közbetelepülésként találjuk, míg a medenceperemen elsősorban közbetelepülésként — a drávai tagozatban — jelenik meg. A tagozat vastagsága általában 10—30 m közötti, de sok esetben nem haladja meg az 1—2 m-t.

A Tapolcai-medence középső (Szigliget) és Ny-i részén (Nemesvita, Uzsa), majd a lesenceistvánd—sümei árokban szinte az egész alsópannóniai formáció kvarchomok—gyöngykavics fáciesben fejlődött ki. Így itt annak egészét ide, illetve egyúttal a kisbéri tagozathoz is besoroltuk annak ellenére, hogy nyilvánvalóan nemcsak azt az időkeretet tölti ki, mint például a lajoskomáromi Lk-1., a siófoki Sf-3. sz. fúrásban, s bizonyíthatóan összeolvad a csabrendeki „sarkantyú” felől átterjedő kisbéri tagozattal.

A korábbi tagozatokkal ellentétben több jó feltárása van. Ilyen elsősorban a Tinnyétől ÉK-re, a Jászfalu felé vezető út ÉNy-i oldalán a gyümölcsösben és a mellett, annak a DNy-i oldalán levő legelőterületen mélyített homokgödörökben, valamint a Tétényi-fennsík D-i, illetve DNy-i peremén, ahol jelentős kavics (M7-es út bevágása, pusztazámori kavicsbányák), illetve homokfejtések (Diósd) is települtek erre a képződményre.

LIFFA A. (1906) adatai szerint Csabdi mellett a pincseron levő feltárásban kavicsos—homokos, s a tinnyeihez hasonló Melanopsis faunát tartalmazó rétegei közvetlenül a szarmata durvamészko fölött települnek.

Kőzettani szempontból a tagozat viszonylag egyszerű felépítésű. Elsősorban szürke és piszkosfehér, apró-középszemű, jól osztályozott, 20—100 cm vastag kavicsos homokrétegek váltakozásából áll. A hegységperemi előfordulásokban ívesen kereszttrétegzett. Kereszttréteg-lemezei a hegységperemektől kifelé dőlnek, parti hullámveréses eredetűek. A homokszemesék anyaga 80—98%-ban kvarc, a kavicsok között is a fehér vagy szürke kvarc, illetve kvarcit anyagúak uralkodnak. Mellettük azonban jellemzőek a mállott kérgű és mindig szürke színű tűzkő, továbbá fekete lidit, szürke felzites kvareporfirrit anyagúak is. A kavicsok mérete általában nem haladja meg a 3 cm-t, de a 0,5—1,0 cm közötti frakció a leggyakoribb. A kavicsokra feltűnően jó kopthatottságuk jellemző. Átlagos kopthatottságuk eléri a 75%-ot, egyes szemcséké a 100%-ot is. Mint tóparti üledékre elsősorban az jellemző, hogy a viszonylag kisebb kavicsfrakciók is — a parti hullámverés hatására — feltűnően jól kerekítettek ebben, és a többi pannóniai formációcsoportbeli gyöngykavics tagozatban is. A nagymértékű anyagi különbségen túl ez utóbbi jelenség, továbbá az egyes kavicszemcsék felületének — főként a kvarcanyagúaknál feltűnő — fényesre csiszolt volta különbözteti meg a dunakavicsoktól (IV. tábla 3.). Az anyagi különbség ugyan elenyészőnek tűnhet, ha azzal kezdem, hogy a Duna egykori és mai kavicsait is elsősorban a kvarcanyagúak többsége jellemzi, de a többi

kísérő — amfibolitok, gneisz és fillitfélék, sokféle mészkő stb. — a pannóniai tóparti kavicsokból egyértelműen hiányzik. Érthető is ez, ha megfontoljuk, hogy ez a tóparti kavics—homok anyag a hegység belsejéből az ott pusztuló oligocén—alsómiocén és középsőmiocén üledékes összletekből került áthalmozásra. Nagy érettségi indexük — a kavicsokról van szó egyelőre — első-sorban miocénvégi és a pannóniai formációcsoport képződésének elején lejátszódott mállási folyamat elszenvedésével értelmezhető. A dunakavicssal való összehasonlítást kényszerűségből végeztem el. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938b) Kisalföld-monográfiájában egyértelműen kimutatta, hogy a felsőpannóniai formáció *Unio wetzleri*-s szintjében a fluviolakusztris fáciesű homokok kereszt-rétegzései D-i, sőt DK-i irányban haladó szállítást bizonyítanak a Rába és a Dunántúli-középhegység területén. Azóta szakembereinknek egy része kötelességének érzi, hogy az Ős-Duna üledékeit kimutassa a Dunántúli-középhegységből, s ellenérveim felsorakoztatása mellett sem remélhetjük, hogy ezek az elképzelések a következő száz évben eltűnnek majd szakmai közvéleményünkben.

A homokszemcsék, mint említettem, uralkodóan kvarcanyagúak, ennek ellenére nagyobbrészt metamorf eredetűek, mint azt durva ásványzárványosságuk és szövetségük bizonyítja. A fácieskapcsolatok következtében nyilvánvaló, hogy a homokanyag lerakódása pillanatában közel sem ilyen összetételű, hanem az átlagos pannóniai homokénak megfelelő lehetett. Tehát meszes, csillámos és földpátos homok volt. Az utólagos hatásokra azonban — amelyek közül elsősorban a biokémiaiakat emelném ki — a homok—kavicsrétegekből kioldódott a kalcium-karbonát anyag, a földpátok, csillámok és a vas túlnyomó része is. Ez elég merész feltételezésnek tűnhet, különösen ha a csillámokra — biotit, klorit, muszkovit — gondolunk, amelyek oldatba vitele még napjaink jól felszerelt kémiai laboratóriumaiban is elég gondot okoz. És mégis, a kevéssé kioldott kvarchomokokban ismételten találhatóunk egész fényesre és „rágott” szélűre oldott muszkovitokat, míg a biotit, klorit és földpát ásványok — amelyek a medence mélyében levő egyidős rétegekben gyakoriak — már teljesen hiányoznak. A kioldási sorrend biotit, klorit, muszkovit, földpát (kvarc). A kvarcot azért tettem zárójelbe, mert nyilvánvaló, hogy ezek oldására is sor kerülhetett, hiszen kizárólag szélsőségesen savas közegben ez a kioldás nem játszódhatott le. Először lúgos kémhatású víz dolgozta meg az ásványokat, majd savas pH-júvá változva a feloldott, s limonitként kicsapódott vas nagyobb részét oldatba víve eltávolította — más területeken piritként lerakta — azt, amely azután jórészt epigenetikusan limonittá alakult.

Érdekes, és a savas kioldási fázis elmaradásának bizonyítéka a Budai-hegység peremén levő előfordulások Mollusca faunában való gazdagsága.

A medencebelseji területeken — Tárnok, Tököl, Lajoskomárom, Nagygörbő — sőt Siófok környékén ez a lebontási folyamat nem ment végbe. A kavicsok ugyan itt is jól kerekítettek, de a kvarcanyagúak mellett gyakori köztük a triász dolomit, sőt a lajoskomáromi fúrásban 5%-nyi vörös földpát anyagú is előkerült. A lepusztulási területre való pontos visszaazonosítás azonban a dolomitok jellegtelen volta, s a vörös földpát széles körben való elterjedése miatt nem történhetett meg.

A képződmény faunisztikai szempontból — Tinnyét leszámítva — szegény. A Tétényi-fennsík szélén levő feltárásaiból (Pusztazámor) sok *Melanopsis* fosszilis ép, fehér porló maradványa került elő. A tinnyei lelőhelyen is ezek adják a fauna zömét. Mellettük azonban sok egyéb *Melanopsis* faj és a *Congeria*

ornithopsis is jellemző. Tehát egyértelműen az alsópannóniai formáció középső biosztratigráfiai szintjébe tartozó együttest zár magába. A lajoskomáromi fúrásban faunamentes volt, itt csak szenesedett uszadékfa-darabok kerültek elő.

10. Kisbéri gyöngykavics tagozat (13)

Ezt a tagozatot a ciklusszabály, azaz a nagy földtörténeti események alapján kronosztratigráfiai értelemben egyidősnek kell tekintenünk a tinnyei tagozattal. Faunisztikai szempontból ezt az azonos-idejűséget eddig nem lehetett igazolni és ennyi feltárás ismeretében megkockáztatom a kijelentést, hogy valószínűleg a jövőben sem adódik ilyen ősmaradvány-együttes.

A tagozatot jelenleg Szomódtól Kisbérig gyöngysorszerűen húzódó feltárások sokaságából (BERNHARDT B. *et al.* 1974), és kibúvásai peremvonalától ÉNy-ra, Tatától Nagygörbőig, mintegy 50 db mélyfúrás szelvényéből is ismerjük. Hánta és Csót között számos mélyfúrás adata szerint kimarad, ill. elhomokosodik, majd Nagygyimóttól Csabrendekig ismét számos fúrás feltárja. Sőt a Devecseri-medence ÉNy-i peremén Devecsertől DDNy-ra 4 km-re, valamint 2 km-re az Egres-patak parján, a csabrendeki Kistárkány-puszta mellett a kavicsbányákban, továbbá a Rendeki-hegy ÉNy-i és DK-i peremén is megjelenik, ahol DK felé elválaszthatatlanul összeolvad a tinnyei tagozat azonos kifejlődésű rétegeivel.

A tagozat rétegei Sümeg és Tata között közvetlenül az idősebb képződményeken diszkordánsan települnek, tehát jelentős tektonikai eredetű süllyedés következett be, aminek következményeképpen az „alsópannóniai” beltenger jelentős területeket borított el a Középhegység ÉNy-i peremén.

A kisbéri tagozat viszonylag kis vastagságú. Legnagyobb észlelt vastagsága a Mocsa és Tata között lemélyült Tvg-63. sz. fúrásban 11 m volt. A képződmény ÉNy felé 10–12 km után fokozatosan elhomokosodva kiemelkedik. Hánta és Csót közötti hiányát, ill. elhomokosodását azzal értelmezhetjük, hogy itt a hegységperemi képződmény lényegesen beljebb húzódott, ahol ma már csak kisebb eróziós foszlányokban van meg az alsópannóniai formáció, s ezek alján, illetve a bakonyi triász mészkőtömegekhez tapadva meg is találjuk (KORPÁS L. 1969, RAINCSÁK GY. 1975) ennek a tagozatnak a képződményeit.

A kisbéri tagozat fedőjében — eltekintve a negyedidőszaki képződményektől — mindig a száki tagozat agyagmárgarétegeit találtuk, esetenként — pl. Tapolcai-medence — kissé homokos kifejlődésben.

A kisbéri tagozat közettani szempontból hasonló a tinnyei tagozathoz, szürke, apró, jól kerekített kavicszemekből álló rétegekből és kavicsos homok, homokrétegekből áll. Kavicsai azonban amazénál általában kisebbek, s lényegesen kevesebb tűzkő anyagú szemcsét tartalmaznak. A kavicsrétegek alulról felfelé egyre finomabb szemcsenagyságúak, majd vékonyabb-vastagabb homok vezet át a száki tagozatba. Ez utóbbiban és a gyöngykavicsrétegekben is ismételten tapasztaltuk 2–50 mm vastag gránát, magnetit és ilmenit tartalmak megjelenését, amely az abráziós parti keletkezési körülményekkel összhangban áll. Ennél a tagozatnál a kvarchomok fácies elenyésző mennyiségben fejlődött ki. Kizárólag Szomód és Sümeg környékéről ismerjük. Előbbi helyen egykor — még a múlt században — üveghomokként fejtették. Figyelemre méltó, hogy pirites kötőanyagú kifejlődése is ugyanitt, illetve a tatai Kálvária-

domb környezetében található, hasonlóan a tapolcai-medencei viszonyokhoz, ahol ugyancsak együtt lép fél a két üledéktani jelenség.

A kiséri tagozat általában faunaszegény képződmény. A tatai fúrásokból (JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. 1974) és Kömlőd melletti feltárásából (GYALOG L. in BERNHARDT B. *et al.* 1974) azonban *Congeria czjzeki*, *C. partschi*, *C. ornithopsis?* maradványok kerültek elő. Ezek a leletek az alsópannoniai formáció felső részéhez s nem a középsőhöz kapcsolják.

II. Száki agyagmárga tagozat (12)

Területünk legegyszerűbb képződménye. Szinte kizárólag szürke aleuritos agyagmárga, agyagmárgás aleuritrétegekből áll, amelyek mindig lemezes—kagylós, esetleg lemezes elválásúak. A rétegek határa általában elmosódó, tulajdonképpen az aleurit, ill. a mésztartalom néhány százalékos fokozatos szelvénybeli változásai tagolják a képződményt. Felfelé haladva a tagozatban, az alsó- és felsőpannoniai formáció határ közelében, az aleurit frakció fokozatos uralomra kerülése figyelhető meg. Ezek az aleuritok a csóri tagozathoz, vagy a somlói tagozathoz tartoznak. Feküjében pedig a kiséri tagozat, vagy — a hegységperemi területektől távolabbi vidékeken — az oligocén—alsómiocén csatkaik formáció, esetleg éppen a paleo-mezozoos kiemelt rögök képződményei települnek. A száki tagozat nagy elterjedésű képződmény. A Dunántúli-középhegység ÉNy-i előterében a Duna és a Keszthelyi-hegység közötti egész területet beborítja. Itt számos jó feltárásban tanulmányozhatjuk, amelyeket a nagyobb téglagyárak — Tata, Szák, Kisbér, Bakonyszentlászló, Pápateszér, Tapolcafő, Devecser stb. — melletti fejtésekkel létesítettek. Nevét is a Szák melletti téglagyári fejtő szép feltárása alapján adtuk, ahol jellegzetes, a somlói tagozatba tartozó faunás fedőrétegei is jól megfigyelhetők.

A tagozat vastagsága a peremeken tapasztalható néhányszor tízmetres értékéről a medencék belseje felé fokozatosan növekszik, s mielőtt összevadna a medencéket kitöltő teljes alsópannoniai formációt magába foglaló összlettel, meghaladja a száz métert.

Faunisztikai szempontból nagyon gazdag. Elsősorban Mollusca faunája érdemel említést, amelyben gyakoriság szerint a *Congeria czjzeki* áll az első helyen, majd a *Limnocardium abichi*, *L. lenzi*, *C. partschi* következnek. A fauna gyakoriságára jellemző, hogy alig található olyan 10—20 cm-es szakasz, amelyben egy-két maradvány ne lenne. A fauna jellegére nézve a csákvári tagozatnál leírtak itt is teljes mértékben helytállóak. Az Ostracodák is hasonlóan gyakoriak, elsősorban a szelvény alsó részén.

A különleges maradványok közül megemlítjük a *Pectinaria ostracopannonicus* (JÁMBOR—RADÓCZ) formaspeciest, amely egy-egy esetben a tatai Tvg-58. sz. és Tvg-63. sz. fúrás szelvényéből is előkerült (8. táblázat). Nagyobb mennyiségben találtunk a Tata környéki fúrási rétegsorokban (Tvg-45., 61., 62.) egy, a lajoskomáromi szelvényből már 1969-ben leírt életnyomot (10. táblázat). Ezek itteni tömeges előfordulása helyi szintezésre alkalmas (kocsi) rétegtag kijelölésétette lehetővé. A szóban forgó életnyomok (= *Spirosiphonella pannonica*) Tatától Ny-ra az említett 20—30 cm vastag szintben hatalmas tömegben fordulnak elő (V. tábla), mert a három fúrásban egyaránt csak 90 mm vastag maggal harántolták ezt a szintet, s mégis az egy négyzetdeciméter nagyságot sem elérő réteglapon sikerült egy-egy ilyen maradványt találni.

Azaz nemcsak a réteglapon, hanem magát a képződményt a rétegdőlésre merőlegesen 20–30 cm hosszúságban harántolva jelent meg. Az életnyomot valószínűleg valamely konzerválódásra alkalmatlan iszaplakó szervezet hozta létre, amelynek testéből mintegy 20 mm széles, 5–6 mm vastag kettős cső vezethetett a leülepedett iszap felszínére, azaz a tó vizébe. A kettős cső anyaga ugyancsak alkalmatlan volt a fosszilizálódásra, s felismerni is csak a réteglapon némileg sötétebb színű kitöltő anyaga, s ennek a bezáró rétegtől eltérően csomós — nem lemezes — elválása folytán lehet. A kettős cső egymással

10. táblázat

„Piskóta” metszetű életnyomok (*Spirosiphonella pannonica*) a Dunántúli-középhegység környékén a pannóniai formációcsoportban

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet (tagozat)
Kocs-3.	141,8–142,1	} száki
	144,7–145,0	
Lajoskomárom Lk-1.	334,5–336,5	somlói
Pápa-2.	122,0–126,7	száki
Tata Tvg-45.	47,0–47,2	} száki
	53,2–53,8	
Tata Tvg-58.	51,0–51,2	száki
Tata Tvg-61.	22,0–22,4	száki
Tata Tvg-62.	23,0–23,2	} száki
	23,6–23,8	
	35,5–35,7	

szerves összeköttetésben lehetett, mert a réteglapokon valójában nem két cső, hanem babapiskóta alakú nyom látható. Ez nyilván a szerves váz elbomlása után üledékanyaggal — bakteriopiritben, ill. szerves anyagban a bezáró kőzetnél kissé gazdagabb üledékanyaggal — kitöltött. A kettős csövek a rétegben teljesen váratlanul kezdődnek, majd 2–3 cm-enként 80–110°-os fordulatot téve haladnak felfelé. A felső végződés előtt kb. 5 cm-rel az elfordulás megszűnik, s a piskóta kissé szabálytalan nadrágszifj-átmenethez hasonló alakúvá torzul, majd teljesen elkeskenyedve megszűnik (V. tábla).

A tatai Tvg-62. sz. fúrás 35,5–35,7 m közötti szakaszából viszont teljesen hasonló átmetszetű és hosszúságú, de csak 8 mm széles, 2 mm vastag és a rétegben felfelé haladva nem forgó maradványt (*Minisiphonella transdanubica*) találtunk, eddig csak ebben az egyetlen esetben (10. táblázat).

Gyakoriak a száki tagozat idősebb rétegeiben a réteglappal párhuzamosan fekvő 2–8 mm széles, 5–10 cm hosszú, gyakran ipszilon alakúan elágazó halvány életnyomok is, amelyeket nagyon ritkán bakteriopirit-kiválások rajzolnak ki. A jelenséget a csőri tagozatban szintén előfordul, s ott jobban fényképezhető életnyommal mutatom be (III. tábla 4.).

VI. A FELSŐPANNÓNIAI FORMÁCIÓ FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN

A felsőpannóniai formációt a vékonyréteges, változékony felépítés jellemzi elsősorban az alsópannóniai formáció ellenében. 0,1—10 m vastag rétegei között a 0,2—1,5 m vastagságúak a leggyakoribbak. A rétegek anyaga agyagmárga, aleurit, homok, tarkaagyag, agyag, szenesagyag, lignit, márga, mészmárga, édesvízi mészkő, gyöngykavics és kvarchomok. A tavi—mocsári fáciesrendszerből független kőzetsoportot alkotnak a bazaltvulkanizmus termékei: a bazalttufa, bazalttufit és a bazalt. Ezeket az üledékes kőzetekkel ellentétben a sokkal korlátozottabb és szórványos elterjedés jellemzi. A felsőpannóniai formáció az idősebb képződmények kibúvásai közelében 50—100 m, a medencéhez számítható területeknek már a szegélyi részein (Tököl, Lajoskomárom, Nagygörbő) eléri a 400—600 m-t.

A Dunántúli-középhegységben a felsőpannóniai formációnak, kifejlődési különbségei alapján, két nagy faciesterülete különböztethető meg. A hegységbelseji fácies mocsári—tavi rétegekben és vulkanitokban gazdag, a medenceperemi—medencebeliben pedig elsősorban nyílttavi rétegek uralkodnak. Mindkét típusú rétegsorra jellemző, hogy felfelé haladva az édesvízi—szárazföldi faunát bezáró rétegek egyre szaporodnak a szelvényekben. A hegységbelseji fácies a monostorapáti—nagyvázsonyi egykori lagúnában, a veszprémi vasútállomás mellett, a Guttamási-medencében, a Móri-árok idecsatlakozó részében, a Zámolyi-medence ÉNy-i szegélyén, a Vérteskozmai-medencében, a Velencei-hegység DK-i szegélyén és a bicske—szári öbölben, továbbá a budai-hegységi Szabadság-hegyen található meg. A Dunántúli-középhegység ÉNy-i oldalán ilyen kifejlődéseket csak a felsőpannóniai formáció bázisrétegei vonatkozásában ismerünk Padragkút, Ugod, valamint Neszmély, Dunaszentmiklós és Lábatlan környékén.

A medencebéli faciesterület gyakorlatilag már a Balaton É-i partján, illetve a többi középhegységi tag szélétől pár száz méterre kezdődik, s lényegesebb felépítésbeli különbség nélkül húzódik át a valóban „nyílt” medence területére.

Jellemző a felsőpannóniai formáció egyes tagozatainak elterjedésére, hogy a képződésük óta lezajlott tektonikai mozgások szinte kizárólag vertikális jellege következtében az esetek túlnyomó többségében magasabb tengerszint feletti helyzetben jelennek meg, mint az alsópannóniai formációba tartozók és a felsőpannóniai formáció fiatalabb tagozatai is magasabban fekszenek mint az idősebbek. Jól ismert, kis területeken — szerkezeti egységeken — belül ennek következtében az egyes kibúvások korminósításánál is jól felhasználható ez a szempont, de a szerkezeti egységek többnyire nehezen felismerhető határait átlépve, téves következtetésekre vezethet a módszer.

A medencebéli kifejlődést a korábbi tagolásokkal lényegében egyetértve három, a lagúnabelit kilenc részre osztva tárgyalom.

I. Somlói tagozat (7)

A Pannóniai Munkabizottság javaslata alapján nyerte nevét és gyakorlatilag megfelel a HALAVÁTS-, LŐRENTHEY-, STRAUSZ-féle *Congerina unguilacaprae*-s rétegeknek, valamint a BARTHA-féle „legalsó, csökkentsósvízi szakasz”-nak, s a korábban általam kijelölt „első felsőpannóniai (fél) ciklus”-nak.

A tagozatot a felsőpannóniai formáció legidősebb faunáját bezáró, s a száki, csákvári, vagy a medence területen a drávai, esetenként a csóri tagozat, vagy az idős alaphegység felett következő, első üledékképződési (fél) ciklus alkotja, amely mindig viszonylag vastag, apró, vagy finomszemű homokrétéggel kezdődik, majd szürke aleurit, agyagmárgás aleurit, agyagmárgarétegek váltakozásával zárul. Tehát az átlagos szemcsenagyság — szakaszosan és vissza-visszadurvulva — felfelé fokozatosan csökken. A képződmény felső lehatárolása közel sem ilyen egyszerű. Elvileg ugyan a második ciklust kezdő homokrétég jól felismerhető, de csak akkor, ha annak a második ciklushoz való tartozását további fedőciklusok, illetve faunaelemek, vagy a felsőpannóniai formációnak a környezetben levő többi kifejlődése bizonyítja.

Az így lehatárolt képződmény vastagságváltozásai a pannóniai formáció-csoport egészére vonatkozó szabályt követik. A hegységperemi területeken csak néhány méter, de a medenceszéli vastag szelvényekben, pl. a Tököl-1. sz. fúrásban, ez az érték eléri a 130 m-t. Megjegyzendő, hogy a Komárom—Pápa vonalától a Dunántúli-középhegység mezozoós képződményeinek kibúvásáig terjedő területen feltűnően vékony. Vastagsága a Kocsi-medencében 28 m, s Nagyigmándnál még nem éri el a 90 m-t.

A tagozat közettani felépítése viszonylag egyszerű. A homokrétégek anyaga — ellentétben a hegységperemi területekkel — polimikt, bár a kvarc-szemcsék itt is többségben vannak. Nagyon gyakoriak mellettük a metamorf eredetű csillámok — muszkovit, klorit és biotit — valamint a földpátok is. Kézi nagyítóval, vagy ritkán torlatos feldúsulás esetén anélkül is jól megfigyelhető ez előbbieket mellett a rózsaszín gránát, a méregzöld epidot és a sárga andaluzit is. A homokrétégek jól osztályozottak, s több-kevesebb mészsanyagot is tartalmaznak. Ez utóbbi azonban túlnyomórészt nem cementálja össze a szemcséket, hanem nyilván csak azok szögleteiben tapadt meg. Esetenként — főként a medenceperemi kifejlődési területek közelében — a homokrétégek mésztelenedése már megtörtént. Eközben a kőzet zöld árnyalatot kapott.

A homokrétégek — általában gyengén kifejezett — belső rétegzéssel is rendelkeznek, amelyet egyrészt a szemcsék réteges osztályozottsága, másrészt a csillámok rétegzéssel párhuzamos elhelyezkedése hoz létre. Egyes esetekben hullámfodrok jelenlétét is rögzíteni lehetett. Ebből a rétegek sekély — pár méteres — állóvízben történt lerakódását lehetett megállapítani. Ritkábban íves keresztarétegzést is megfigyeltünk, ami a tó vizének áramló voltát igazolja.

A tagozatban közbetelepülő aleuritrétegek egy része, különleges jellegeik alapján, majdnem biztos megkülönböztetési lehetőséget jelentenek területünkön a pannóniai formáció-csoport többi tagozatával szemben. Ezek az aleuritok teljesen agyagmentesek. Száraz állapotban minden egyes szemcse szabadon kipereg a vizgáló ujjai közül. Továbbá ez az aleuritanyag szinte páratlanul tökéletesen párhuzamos, 0,5—5 mm vastag lemezekbe rendezett (VI. tábla 1, 2).

Ezek mellett természetesen átlagos kifejlődésű, lemezes—kagylós elválású, agyagmárgás aleuritok is települnek ebben a tagozatban. Feltűnő viszont,

hogy egyéb — ti. az aleurit, homok, agyagmárgás aleuriton kívüli — kőzetek ebben a medencebeli kifejlődésben nincsenek.

A tagozat elterjedésére jellemző, hogy a hegységperemektől egy-két kilométerrel beljebb már átlagos összetételű rétegsorát találtuk, míg a medenceperemeken két kifejlődése volt megkülönböztethető. A zártabb s vékonyabb rétegsorú öblökben gyöngykavics — kvarchomok, a nyílt, de feltöltődő típusú partok mentén pedig agyag-, tarkaagyag-, huminites agyag-, szenesagyag-, lignit-betelepülésekkel tarkított rétegei ismeretesek. Az előbbieket viszonylag nagy területi elterjedésük miatt külön tagozatként (=kállai tagozat), utóbbiakat — mint fáciesváltozatot — itt tárgyaljuk.

Az első ciklusban a lignites rétegek jelenlétét elég nehéz biztosan rögzíteni, mert ilyenkor e rétegek Mollusca és féreg faunája a 2. ciklus jellegeit mutatja, lévén mindkettő nemcsak idő-, hanem fáciesfüggőségben is környezetével. KÖRPÁSNÉ HÓDI M. korábbi kéziratos munkájában (JÁMBOR Á. — KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1974) egyértelműen megállapította, hogy Neszmély—Dunaszentmiklós környékén a *Congeria unguicaprae*-s rétegek közötti szenesagyag- és lignit-betelepülésekkel kapcsolatban a *C. balatonica*-s szintbeli fauna jelent meg. Hasonló helyzet lehet a Velencei-hegység és a Szár-hegy tömegének DK-i előterében is, ahol a kőzettani és faunisztikai jelek alapján korábban (JÁMBOR Á. — KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1971) a felsőpannóniai formáció második (=tihanyi) tagozatába soroltuk az alaphegység feletti mocsári betelepülésekben „gazdag” rétegsort.

A neszmélyi—dunaszentmiklói tapasztalatok alapján felvetjük annak lehetőségét, hogy ezek a rétegek a somlói tagozathoz tartoznak, annál is inkább, mivel a Velencei-hegység ÉNy-i oldalán, a felsőpannóniai formáció első ciklusában, ismételten mutatkoztak mocsári betelepülések.

Gyakoribb diagenetikus elváltozási jelenség a peremi területeken ebben a tagozatban a rétegek sárga—szürke tarka, illetve sárga elszíneződése, valamint elmesztelenedése, mely jelenségek elsősorban ugyancsak a felsőpannóniai formáció második tagozatára jellemzőek, de a Zámolyi-medencében, Neszmély—Dunaszentmiklós környékén és a balatonfői terület fúrásaiban is ismételten megfigyelhetők voltak. Ezt az elszíneződést és elmesztelenedést természetesen az ismételt kiszáradással, s a sekély víz elmocsarasodásával (jól felismerhetők a gyökérnyomok) s ennek következtében a víz savassá válásával magyarázzuk. Egy ilyen elváltozott réteg kialakulása után ismét helyreállhattak a normál-tavi, tehát redukáló, enyhén lúgos és mészpelit kiválásával jellemezhető viszonyok, s így ismét szürke agyagmárgák vagy aleuritok képződhettek.

A somlói tagozat faunáját az alatta települő szintekéhez képest a *Dreissena auricularis*, nagy *Limnocardium*ok és a nagy *Congeriák* jellemzik. A leggyakoribb fajok a *Limnocardium majeri*, *L. apertum*, *L. penslii*, *L. variocostatum*, de jellemzőek a *L. schmidti* maradványok is. A *Congeriák* közül a *C. unguicaprae* a leggyakoribb, s a hegység ÉNy-i oldalán — Doba, Ete, Csép, Szák, Szend, Kocs — továbbá a hegység DK-i oldalán Csór környékén tömeges előfordulásai ismertek. A Kisalföld peremi lelőhelyein a szántásokból néha ezerszámra kerül felszínre, bár teljes példányt (félteknőt) ritkán találhatunk közöttük. A *Dreissena auricularis* ugyancsak tömegesen előforduló alak. Jellemző rá, hogy minél finomabb szemű kőzetből kerül elő, példányai annál kisebbek (TÓTH K. 1971). A faunaelemek a homok- és az agyagmárgarétegekben egyaránt gyakoriak, az eredetileg is sárgára elszíneződöttekből — feltehe-

tően főként az utólagos kioldás miatt — hiányoznak. Kivételt képeznek természetesen a felszínen levő rétegek, mert azok sárga színe túlnyomórészt a jelenlegi mállás hatására alakult ki. Az ülepítővíz hidrodinamikai viszonyainak megfelelően a homokrétegekben majdnem mindig félkagylókat találunk, az agyagmárgarétegekben is ezek a gyakoribbak, de itt ismételtelen előkerültek teljes példányok, sőt olyanok is, amelyek eredeti — tehát a két félkagylót elválasztó fősíkjukkal a réteglapra merőleges — helyzetben vannak ma is.

Esetenként — egyes szürke, esetleg sárga lemezes—kagylós elválású aleurit, agyagmárgás aleuritrétegekben — gyakoriak a férgek, a Polychaeta (=sokszerű) nemzetségbe tartozó, iszaplakó *Arenicola marina* által visszahagyott, kitöltött, egykori lakójárat-maradványok (VI. tábla 3., 4. és 11. táblázat). Ezek apró, 2—6 mm, leggyakrabban 4 mm átmérőjű kerek „folt”-ként jelennek meg, amelyek általában függőlegesen — esetenként kissé ferdén — harántolják a réteget. Kitöltő anyaguk, a bezáró kőzetével ellentétben, nem lemezes, hanem csomós elválású. A „test” henger alakú. Kezdete és befejezése a rétegben teljesen váratlanul, egy-egy réteglap sík felülete mentén történik meg. Ebből valószínűsíthetjük, hogy a férgek nem ezekben az egykori csövekben fejlődött ki, hanem utólag fúródott be az iszapba. A jelenlegi balti-tengeri adatok szerint ez a férgek az olyan iszaprétegeket lakja szívesen, amelyekről az apály idején a tengervíz visszahúzódik. Ez az előfordulási körülmény a felsőpannóniai formáció képződése közbeni viszonyokkal is jól egyezhet. A somlói tagozat esetében azonban még csak egyes kiemeltebb helyzetű területeken, a medencebelseji szelvények mindegyikénél — Csv-31., Gárdony-1., Török-1., Lajoskomárom-1. sz. f. — azt tapasztaltuk, hogy az *Arenicola* nyomok túlnyomórészt csak a második tagozatban jelentek meg, míg a peremi területeken, a DK-i előtérben esetenként, Tata környékén azonban uralkodóan a felsőpannóniai formáció legidősebb tagozatában léptek fel tömegesen. Ebből jogosan következtetünk arra, hogy itt a vízmélység ennek a tagozatnak a lerakódásánál már sekély, esetleg az árapály hatásának kitett volt. A DK-i előtérben viszont — különösen a zámoly—balatonfői lagúnán kívül — még nagyobb mélységű lehetett (VI. tábla 3., 4. és 11. táblázat).

Az *Arenicolákkal* kapcsolatban szeretnék utalni itt LEIDENFROST GY. (1917) közleményére, aki először hívta fel a figyelmet arra, hogy a felsőpannóniai formációban talált Siluridae (=harcsa) maradványok nem jelentik egyértelműen a víz teljesen kiédesedett voltát, mert harcsák a Balti-tengerben ma is élnek. Tehát az *Arenicola* maradványokban újabb, a Balti-tenger viszonyaihoz való hasonlóságot sikerült találnom.

Megemlítem az eddigieken kívül még egy meglehetősen különös maradványt, amelyet a VII. tábla 1. és 2. képen mutatok be. Ez a kerekded, pár centiméter átmérőjű, közelítőleg forgási ellipszoid alakú, fényes felülettel határolt test a képen bemutatotton kívül csak 2—3 esetben került elő a somlói, illetve a tihanyi tagozat egy-egy szürke agyagmárgarétegéből. Mibenlétéről nem foglalok állást. Megemlítem, hogy VÁRSZEGI K. (in VADÁSZ E. 1964) hasonló leletét a mecseki permi rétegekből GREGUSS P. (1966) permi fenyőfélék tobozaként határozta meg. Ezek a maradványok lényegesen nagyobbak, s egyébként sem lehetnek paleozóos fenyőfélék tobozai, mert ekkor már ezek nem éltek. Meghatározásuk a jövő feladata lesz.

Arenicolás rétegek a Dunántúli-középhegység környékén

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet
Balatonakarattya Ba-I.	72,0–78,0	} felsőpannóniai f.
	68,8–69,4	
Balatonfőkajár Bfk-20.	55,0–59,4	felsőpannóniai f.
Balatonfőkajár Bfk-24.	77,0–81,5	somlói t.
Csákvár Csv-21.	25,5–37,5	tihányi t.
Csákvár Csv-22.	85,0–86,0	somlói t.
Csákvár Csv-25.	30,8–39,9	somlói t.
Csákvár Csv-26.	90,0–93,0	tihányi t.
Csákvár Csv-27.	91,5–92,0	felsőpannóniai f.
Csákvár Csv-29.	80,0–80,1	tihányi t.
Dinnyés-1.	56,6–57,7	} felsőpannóniai f.
	63,2–65,8	
	69,1–70,0	
	76,5–78,2	
	139,2–139,6	
Doba Dbt-3.	142,0	} felsőpannóniai f.
	168,8	
	173,7	
Dunaalmás Dat-1.	47,2–49,4	} somlói t.
	54,6–55,0	
	62,4–64,4	
Dunaszentmiklós Dszt-1.	20,4–24,2	} tihányi t.
	42,6–45,4	
	68,8–71,8	} somlói t.
	105,2–106,5	
	115,0–117,2	
	119,8–122,4	
Dunaszentmiklós Dszt-2.	67,0–69,0	} somlói t.
	83,7–84,3	
	84,6–87,2	
	91,2–92,6	
	93,5–94,6	
	100,7–102,7	} tihányi t.
Dunaszentmiklós Dszt-4.	59,2–65,0	
Gárdony-1.	236,0–237,7	} tihányi t.
	238,2–239,2	
Hegymagas 78/18.	11,3–23,4	somlói t.
Jenő J-2.	50,5–50,8	} felsőpannóniai f.
	56,1–56,4	
	56,4–57,6	
	60,4–61,0	
	78,7–79,0	
	79,6–82,5	

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet
Kápolnásnyék-1.	229,0—230,5	} tihanyi t. somlói t.
	294,2—294,6	
	311,5—312,5	
Kocs Ket-2.	6,0—8,0	ti hanyi t.
Kocs-3.	23,0—23,4	somlói t.
Lajoskomárom Lk-1.	60,5—61,5	} tihanyi t.
	106,2—107,4	
	110,5—110,9	
	117,4—119,1	
	159,2—161,2	
	168,2—170,6	
	174,7—175,6	
	196,0—197,8	
	260,3—261,5	
	287,8—288,1	
Lovasberény Csv-31.	68,5—72,0	} tihanyi t.
	75,0—76,0	
	93,8—94,8	
	99,1—101,5	
	102,3—103,3	
Magyaralmás Ma-56.	78,1—80,0	ti hanyi t.
Nagyörbő Ng-1.	24,1—33,5	ti hanyi t.
	84,4—100,5	somlói t.
	210,7—216,0	száki t.
Naszály Nat-1.	12,2—14,9	} tihanyi t.
	19,0—20,5	
	32,8—34,9	} somlói t.
	40,2—41,8	
	60,0—80,8	} száki t.
	82,0—93,4	
Naszály Nz-1.	101,0—104,0	} somlói t.
	59,6—60,1	
	61,5—63,3	
	74,3—76,3	
	79,6—84,0	
	84,0—88,9	
Neszmély Nszt-1.	120,8—145,0	} tihanyi t.
	4,1—4,2	
	64,9—68,4	
Ósi-69.	75,8—82,5	} somlói t.
Polgárdi Pd-3.	26,5—27,3	} tihanyi t.
	75,5—78,0	
	118,4—120,4	
Ságvár S-2.	24,0—24,2	ti hanyi t.
	109,0—109,5	somlói t.

Fúrás	Mélységköz (m)	Rétegtani helyzet
Siófok Sf-2. (Balatonkiliti-3.)	64,0–72,4	csóri t.
Siófok Sf-3.	34,2–40,0	tihanyi t.
	51,8–57,5	} somlói t.
	57,5–58,3	
Székesfehérvár Szfv-1.	58,0–58,5	} somlói t.
	60,1–61,0	
	62,0–62,5	
	66,2–67,0	
	75,7–75,9	} somlói t.
Székesfehérvár Szfv-2.	51,8–53,5	
	67,7–70,5	
	73,0–73,8	
	77,7–79,7	
	82,5–82,8	
	112,2–116,0	} somlói t.
	128,7–129,4	
Szigliget-I.	29,7–30,0	somlói t.
Tata Tvg-63.	14,8–16,6	somlói t.
Tököl-1.	166,5–167,2	} tihanyi t.
	214,5–214,9	
	239,0–240,6	
	279,0–280,0	
	331,0–332,2	
	354,3–354,5	
	354,9–355,6	
	381,3–386,5	} felsőpannóniai f.
Vértesacsba Csv-28.	45,2–46,0	
	57,0–58,7	
	96,4–98,5	

2. Tihanyi tagozat (6)

A felsőpannóniai formáció következő része a tihanyi tagozat. Feküjében szinte kivétel nélkül a somlói tagozat, esetleg az alaphegység van, fedőjében pedig a toronyi tagozat települ. Nevét BARTHA F. javaslata alapján az egyik legjellemzőbb feltárása, a tihanyi Fehérpart nyomán kapta. A tihanyi tagozat egyértelműen fedi a BARTHA F. (1959a) által kijelölt oszcillációs szintet, továbbá azonos STRAUZ L. (1941a) *Congerina balatonica*-s rétegeivel, s a JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. (1971) által leírt „2. és 3. felsőpannóniai (fél)ciklusba” tartozó rétegekkel. A fekühöz és a fedőhöz is folyamatos üledékképződés kapcsolja. Mivel fedője területünkön csak a Tököl-1. sz. fúrásban, továbbá az érd—százhalombattai magaspárttól Martonvásáron keresztül a kápolnásnyék—verebi főtörésig húzódó területen és talán a Zámolyi-medencének a középső, Lovasberény—Csákvár—Zámoly közötti részén ismert jelenleg,

ezért a felsőpannóniai formációnak a Dunántúli-középhegység környezetében levő feltárásaiban leggyakrabban a tihanyi tagozat rétegeit találjuk. Vastagságára a somlói tagozatnál elmondottak érvényesek. A medenceperemen csak néhány méter, de az attól távolabbi területeken eléri a 350 m-es vastagságot is.

A tagozat gyakorlati elhatárolása sokszor közel sem egyszerű feladat. Mint a somlói tagozatnál említettem, a szenesagyag-rétegek megjelenésével nem különíthető el, hiszen ma már a Dunántúli-középhegység környezetében a pannóniai formációcsoportban szinte egyetlen olyan sincs, amelyben ne lennének mocsári betelepülések (5. és 12. táblázat). A Mollusca fauna — amint azt KÖRPAŠNÉ HÓDI M. (in JÁMBOR Á.—KÖRPAŠNÉ HÓDI M. 1974) Neszmély—Dunaszentmiklós környékén kimutatta — inkább fácies- mint időfüggvényben változik, mihelyt a nagy pannon tótól lefűződik egy-egy kisebb parti részleg. Pontos kronosztratigráfiai határokat mi sem tudunk kijelölni. Figyelembe vesszük egy-egy nagy szelvényben a (fél)ciklus határokat, a faunát és a környezetet, s ezáltal kijelölhetők olyan szintek, amelyekkel a nagyobb vetők ellenőrzése, kimutatása, illetve a telepkövetés — ha van vagy lesz ilyen — feladatai adott területen belül megoldhatók.

A tagozat elkülönítésével felfelé is hasonló nehézségekkel küzdünk. Itt a 4. ciklus kijelölésével és az *Unio wetzleri*—*U. neszmélyensis*—*U. baltavárensis*-es, *Tacheocampylaea doederleini*-s faunaegyüttes felismerésével oldható meg a kérdés. Ezek ugyanis már a toronyi tagozatra jellemző formák.

A tihanyi tagozat felépítésére mindenekelőtt a változékonyság jellemző. Homok-, aleurit-, agyagmárgás aleurit-, agyagmárga-, agyagos aleurit-, agyag-, huminites agyag-, szenesagyag-, lignitrétegek sűrű váltakozásából áll, de esetenként dolomit-betelepüléseket is megfigyeltünk. Az egyes rétegek vastagsága 1 cm-től 10 m-ig terjed. Leggyakrabban 0,5—1,5 m-esek. A nagy vastagságú rétegek többnyire homok, esetleg szürke agyagmárga anyagúak. A tagozatra jellemző, hogy a nyílt medencék felett is lényegében a medenceperemeken levőkkel azonos kifejlődésben található, egyetlen figyelemreméltó különbséggel, nevezetesen, hogy a peremeken viszonylagosan sokkal mélyebb rétegtani helyzetben jelennek meg a sárgára színezett rétegek, mint a mély medencék szelvényében.

A homokrétegek felépítése lényegében azonos a somlói tagozatban közbetelepülőkével, de egy-egy függőleges szelvényben azoknál mindig finomabb szemese méretűek. A tagozat felső részében gyakori a homokok sárga elszíneződése, majd még feljebb a limonitosan cementált vékony kérgék és meszes homokkő lencsék — néhány deciméter vastagokról van szó — megjelenése.

Az agyagmárgarétegek a tagozat alsó felében többnyire szürke színűek, majd feljebb egyre több a szürke—sárga foltos, illetve a sárga, vagy sárga—zöld—szürke tarka színű. Alulról felfelé haladva előbb a sárga foltos, majd a sárga—szürke foltos, végül a sárga színűek jelennek meg, illetve válnak uralkodóvá. A szürke agyagmárgák lemezes—kagylós — tehát átlagos pannóniai sóstavi — szövetűek, de a színesek, s különösen a tarkák kagylós, gumós, majd szélső esetben szemcsés szövetűekké alakultak. A szemcsés és a fényes rogyási lapokkal átjárt kőzetek általában már csak rétegméretekben tekinthetők agyagmárgának, mert ezek kalcipelit eredetű mészsanyaga az utólagos többszörös kiszáradás és talajjává válás miatt — még ha sokszor csak vízi növények alatti talajról is volt szó — mésztelenedett, illetve mészsanyaga a szabálytalan kiszáradási hasadékokban kéreg-, az egykori gyökök mentén csomó-, továbbá a talaj „C” szintjében konkréciósként, vagy többé-kevésbé

**A Dunántúli-középhegység körzetében harántolt,
felsőpannóniai formációba sorolt mocsári fáciesű rétegek**

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Balatonederics-I.	26,50—26,55	szenes aleurit	somlói t.
Balatonfőkajár Bfk-19.	11,5—11,6	huminites homok	somlói t.
Balatonfőkajár Bfk-24.	9,3—9,4 12,0—12,8 26,5—29,0 41,5—42,3 43,0—43,5	huminites agyag huminites agyag huminites aleuritos agyagmárga huminites agyag huminites agyag	tihanyi t.
Balatonhenye Bht-5.	20,3—20,7 21,8—22,0 23,0—24,0 27,80—27,85	szenesagyag huminites agyag huminites agyag szenesagyag	taliándörögdi t.
Berhida Berh-3.	19,0—19,2 25,0—25,3 25,3—27,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyagmárga	tihanyi t.
Csákvár Csv-21.	22,5—22,7	huminites agyag	tihanyi t.
Csákvár Csv-22.	77,50—77,55	szenesagyag	somlói t.
Csákvár Csv-26.	108,0—108,2	szenesagyag	tihanyi t.
Csákvár Csv-29.	135,2—135,5 127,0—127,2 226,2—227,0 302,0—303,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	somlói t.
Csór-1.	8,0—8,4 14,0—14,5 18,0—19,0	szenesagyag szenesagyag huminites agyag	felsőpannóniai f.
Csór-3.	26,0—28,5	szenes agyagmárga	somlói t.
Csór-4.	8,5—8,8 11,5—12,7	szenesagyag huminites agyag	tihanyi t.
Dinnyés-1	18,0—18,4 42,7—42,9 45,8—46,2 55,9—56,1 59,5—59,7 73,1—73,3 104,5—104,8 108,4—108,6 112,0—112,2 115,5—116,6 119,4—119,7 122,5—123,3 126,7—127,0 129,2—129,6	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag szenes homok huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	felsőpannóniai f.

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Dinnyés-1.	130,5–130,7 135,2–135,5 148,0–148,5	huminites agyag huminites agyag huminites agyag	felsőpannóniai f.
Dinnyés-3.	157,0–157,3 200,0–200,1 200,1–200,5 200,5–200,7 202,0–202,5	huminites aleuritos agyag lignit huminites agyag lignit lignit	felsőpannóniai f.
Doba Dbt-3.	168,3–168,4	huminites agyag	tihanyi t.
Dunaszentmiklós Dszt-4.	58,0–58,6 65,0–65,2 82,3–85,5 88,1–88,4 89,0–89,4 95,3–95,8 99,1–99,3 100,6–102,6	huminites aleuritos agyag huminites agyag huminites aleuritos agyag huminites aleuritos agyag huminites aleuritos agyag huminites agyag huminites agyagos aleurit huminites aleuritos agyag	tihanyi t.
	124,3–124,6 124,6–124,9 136,0–136,5	agyagos lignit huminites aleuritos agyag szenes homok	somlói t.
Fehérvárcsurgó Fcs-133.	34,0–35,5	szenesagyag	somlói t.
Fehérvárcsurgó Fcs-134.	39,7–40,2	szenesagyag	tihanyi t.
Fehérvárcsurgó Fcs-160.	20,2–20,3 22,5–22,8 24,5–25,1 30,0–30,2 37,50–37,55 47,10–47,15 48,7–49,2 66,00–66,05 67,5–67,8	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag szenesagyag huminites agyag	tihanyi t.
Gárdony G-1.	26,7–27,0 106,3–106,8 114,5–115,0 128,3–129,4 131,4–131,8 152,8–153,0 174,0–174,5 174,5–174,8 182,40–182,45 234,0–234,2 239,2–239,4	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyagos aleurit fuzittörmelékés homok huminites agyag szenes homok huminites agyagmárga szenesagyag	tihanyi t.
	250,9–251,0 256,00–256,03 258,30–258,35	huminites aleuritos agyagmárga huminites agyagmárga huminites agyagmárga	somlói t.
Guttamási Gt-22.	94,8–95,3 99,0–99,2	szenesagyag szenesagyag	felsőpannóniai f.

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Guttamási Gt-23.	77,8–78,1 90,0–90,4 91,6–91,8 99,0–99,1 99,1–99,4 103,0–103,1 103,1–104,0	szenesagyag szenesagyag szenesagyag lignit huminites agyag lignit huminites agyag	felsőpannóniai f.
Jenő J-2.	14,0–14,6 26,2–28,7 37,2–37,5 38,0–38,2 41,0–41,2 44,0–44,2 50,2–50,5 50,8–51,0 60,0–60,4 62,4–62,6 75,00–75,10 76,7–76,9 79,2–79,3 89,7–90,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyagos aleurit huminites agyag huminites agyagos aleurit	felsőpannóniai f.
Kápolnásnyék-1.	20,5–21,0 21,4–21,8 51,5–51,9 53,0–53,3 65,3–65,5 66,2–66,5 96,30–96,45 116,6–116,8 130,3–131,0 137,10–137,12 137,4–137,5 152,3–152,5 162,5–163,0 197,8–198,0	huminites aleuritós agyag huminites agyag huminites agyagos aleurit huminites agyagos aleurit huminites agyag huminites agyag huminites agyagos aleurit huminites agyagos aleurit huminites aleuritós agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyagos aleurit huminites agyag	tihanyi t.
	273,5–275,0 293,5–293,7 299,5–300,4 346,45–346,50	huminites agyagos aleurit huminites agyagmárgás aleurit huminites agyagmárgás aleurit huminites agyagmárgás homok	somlói t.
Kapoles Kpt-1.	131,3–132,0	szenesagyag	taliándörögdi t.
Kocs-3.	9,4–9,6	huminites aleuritós agyag	somlói t.
Lajoskomárom Lk-1.	13,05–13,07 19,0–19,5 28,8–29,0 37,0–37,5 41,7–42,3 43,8–44,3 58,4–58,6	lignit huminites agyag szenesagyag huminites agyagos aleurit huminites homok huminites agyagos aleurit huminites agyagos aleurit	tihanyi t.

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Lajoskomárom Lk-1.	54,40–54,42 78,9–79,0 83,60–83,62 79,0–79,1 111,2–111,5 121,0–121,3 123,1–123,8 125,1–125,7 154,0–154,6 171,5–171,6 264,2–265,2 275,4–276,3 297,3–307,3 307,6–312,4	lignit huminites agyagmárgás aleurit szenes homok szenes homok szenes homok huminites agyagmárga huminites agyag huminites aleurit huminites aleuritos homok huminites aleurit huminites agyag xilittörmelékes homok xilittörmelékes homok xilittörmelékes homok	tihanyi t.
Lábatlan Lbt-251.	7,5–7,7 9,0–9,5	huminites agyag huminites agyag	tihanyi t.
Lovasberény Csv-31.	88,68–88,70 203,0–204,4	huminites agyag szenes homok	tihanyi t. somlói t.
Magyaralmás Ma-57.	53,5–55,0 84,4–85,0 122,0–122,5 146,5–150,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	tihanyi t. somlói t.
Monostorapáti Mat-2.	58,8–59,0 61,7–62,3	szenesagyag szenesagyag	taliándörögdi t.
Nagygörbő Ng-1.	12,7–12,8 24,0–24,1 44,9–45,0 47,5–48,0 55,1–55,2 61,2–61,4	lignit szenesagyag huminites agyag huminites agyag szenesagyag szenesagyag	tihanyi t.
Nagyvázsony Nzt-4.	69,2–69,4 69,4–70,0 70,0–71,0	huminites agyag agyagos lignit huminites agyag	taliándörögdi t.
Ósi-67.	20,4–20,7 26,0–26,8 29,0–29,5 32,7–33,0 40,7–41,3 56,0–56,7 60,0–60,9 61,5–61,9 62,7–63,0 73,03–73,05	szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag szenesagyag agyagos lignit	tihanyi t.
Ósi-69.	28,8–29,1 34,7–35,2	huminites agyag huminites agyag	tihanyi t.

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Padragkút Pat-6.	82,5—84,0	szenesagyag	tihanyi t.
Padragkút Pat-8.	41,0—43,0	huminites agyag	felsőpannóniai f.
Papkeszi-I.	1,6—52,0	4 db 10—20 cm-es huminites agyag	tihanyi t.
Pákozdi-1.	10,7—12,0 38,7—39,7 53,1—53,3 60,3—60,7 66,0—66,4 69,4—70,0 75,4—75,6 82,6—82,8 84,3—85,0 88,0—89,7 95,2—96,7 98,0—101,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	felsőpannóniai f.
Pákozdi-2.	22,0—22,1 38,1—38,2 70,2—72,8 72,8—73,2 73,2—73,7 73,7—74,1 74,1—78,2 78,2—81,0	huminites agyag huminites aleurit szenesagyag lignit szenesagyag lignit szenesagyag huminites agyag	felsőpannóniai f.
Pákozdi-3.	7,0—7,4 19,7—20,0 29,5—29,7 46,2—46,4 48,0—48,7 52,5—52,7	huminites agyag lignit szenesagyag szenes aleurit szenes aleurit szenesagyag	felsőpannóniai f.
Polgárdi Pd-3.	16,3—17,6 39,1—39,2 65,9—66,1 71,7—71,9	huminites agyag huminites agyag huminites agyag huminites agyag	tihanyi t.
Pula Put-6.	35,0—35,1 33,8—34,1 38,3—38,6 39,0—39,2	huminites agyag szenesagyag huminites agyag huminites agyag	taliándörögdi t.
Ságvár S-2.	23,8—24,0 28,0—28,3	huminites aleuritos agyagmárga huminites agyagos aleurit	tihanyi t.
Siófok Sf-3.	15,7—16,0	agyagos lignit	tihanyi t.
Szabadbattyán-10.	18,5—19,0 45,7—45,8	huminites agyag huminites agyag	felsőpannóniai f.

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet		
Székesfehérvár Szfv-1.	62,6—62,7	huminites agyagmárga	somlói t.		
	67,0—67,3	huminites agyag			
	75,9—76,3	huminites agyag			
	79,5—79,8	huminites agyag			
	82,7—83,8	huminites agyagos homok			
	100,2—102,3	huminites agyag			
	105,2—105,9	huminites agyag			
	106,6—107,0	huminites agyag			
	109,0—110,0	huminites agyagos homok			
	115,2—116,0	huminites agyag			
	118,5—119,0	huminites agyag			
	119,0—119,2	szenesagyag			
	119,4—119,7	szenes homok			
119,7—119,8	szenesagyag				
Székesfehérvár Szfv-2.	23,5—23,6	huminites agyag	tihanyi t.		
	73,8—74,2	fuzittörmelékes agyagos aleurit	somlói t.		
	82,80—82,82	lignit			
	82,82—83,00	huminites agyagos aleurit			
	85,9—86,3	huminites agyagos aleurit			
	86,59—86,6	huminites agyag			
	87,0—87,1	szenes homok			
	103,50—103,55	huminites agyagmárgás aleurit			
	103,8—104,0	huminites aleuritos agyag			
	119,7—120,0	huminites agyagos aleurit			
	122,0—122,2	huminites agyagos aleurit			
	127,5—127,8	huminites agyagmárgás aleurit			
	128,2—128,7	huminites agyagos aleurit			
	131,39—131,40	huminites aleurit			
	139,6—139,8	huminites agyagos aleurit			
	140,50—140,55	huminites agyagmárgás aleurit			
	141,0—146,7	huminites homokos aleurit			
	152,0—153,0	huminites agyagmárga			
	Tököl-1.	60,5—61,0		huminites agyag	toronyi t.
		71,0—71,3		huminites agyag	
72,2—73,3		huminites agyag			
104,0—104,3		huminites agyag			
111,0—111,2		huminites agyag			
123,8—125,0		huminites agyag			
145,3—145,5		huminites agyag	tihanyi t.		
147,60—147,75		huminites agyag			
156,0—156,5		huminites agyag			
164,2—164,7		huminites aleurit			
169,0—169,8		huminites agyag			
175,4—175,9		huminites agyag			
177,6—177,7		huminites aleuritos homok			
181,2—181,7		fuzittörmelékes agyagos aleurit			

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Tököl-1.	184,4—184,5	huminites agyagos aleurit	tihanyi t.
	186,7—188,0	huminites agyagos aleurit	
	191,5—191,6	huminites agyagos aleurit	
	193,1—193,2	huminites agyagos aleurit	
	201,0—201,8	huminites agyag	
	225,0—225,5	huminites agyag	
	240,6—241,0	huminites agyagos aleurit	
	246,5—246,8	huminites agyagos aleurit	
	283,0—284,0	huminites agyag	
	285,48—285,50	szenesagyag	
	285,5—286,0	szenes homok	
	286,3—286,6	huminites aleuritos agyag	
	289,1—289,6	huminites aleuritos agyag	
	302,8—303,2	huminites agyagos aleurit	
	306,6—307,0	huminites agyagos aleurit	
	315,7—316,0	huminites agyagos aleurit	
	319,8—320,0	huminites agyagos aleurit	
	327,5—327,6	szenesagyag	
	335,4—335,6	huminites agyag	
	351,0—352,0	huminites aleuritos agyagmárga	
	352,6—354,6	huminites aleuritos anyagmárga	
	362,1—362,2	huminites agyagos aleurit	
	378,0—378,3	huminites agyag	
384,3—384,4	huminites aleurit		
407,77—407,80	lignit		
435,0—437,0	huminites agyagos aleurit		
443,4—451,0	huminites aleurit		
Űrhida U-2.	40,7—41,1	huminites agyag	felsőpannóniai f.
	42,6—46,4	huminites agyagos aleurit	
	53,5—53,7	huminites aleuritos agyag	
	56,0—56,4	huminites aleuritos agyag	
	58,4—58,9	huminites aleuritos agyag	
	70,25—70,30	huminites homok	
Velence-2.	25,5—25,8	huminites agyagmárgás aleurit	felsőpannóniai f.
	29,70—29,75	szenesagyag	
	42,0—42,5	huminites agyag	
	51,0—53,0	huminites agyag	
	60,0—60,1	huminites agyag	
	65,0—65,1	huminites agyag	
	70,0—70,2	huminites agyag	
	77,0—77,3	huminites agyagos homok	
	88,0—90,0	huminites agyag	
	91,0—91,5	huminites agyagos homok	
	102,0—102,5	huminites agyag	
	104,0—104,5	huminites agyag	
	114,0—116,0	huminites agyag	
	121,0—121,5	huminites agyag	
Vértesacska Csv-28.	155,00—155,05	szenes homok	felsőpannóniai f.
	155,50—155,55	szenes homok	somlói t.

Fúrás	Mélységköz (m)	Kőzet	Rétegtani helyzet
Vértesszomszka Csv-36.	2,0–2,1 5,0–5,1 6,8–8,0	huminites agyag huminites agyag huminites agyag	felsőpannóniai f.
Zámoly-2.	102,2–102,4 197,4–197,6 198,0–200,3 203,0–203,5 210,8–211,2 227,1–227,4 233,5–234,5 235,8–236,8 242,0–242,2 246,3–246,8 261,2–265,6	huminites agyagos aleurit huminites agyagmárgás aleurit huminites agyagos aleurit huminites agyagos aleurit huminites agyagmárgás aleurit huminites aleuritos agyag huminites agyagos aleurit huminites homokos aleurit agyagos homokos lignit huminites aleuritos homok huminites márgás aleurit	felsőpannóniai f.

cementált mészsizapként vált ki. A mészanyag tehát csupán helyi, diagenetikus áthalmozásra került, amelynek eredményeként egyes rétegek, illetve annak részei teljesen mésztelenedtek, más rétegekben, illetve rétegrésekben pedig feldúsult a mészanyag.

A sekélyvízi üledékképződés ismételten megteremtette a lehetőségét annak, hogy a tó kisebb, vagy nagyobb részei elmocsarasodjanak. Ez az elmocsarasodás a tagozat alsó részén inkább a hegység menti partközeli területeken volt jelentős, súlypontja később a feltöltődés eredményeképpen a medence belső részébe tolódott át. Ekkor már a peremeken képződő növényi anyag — megtarkítva közben a gyökérszintet adó rétegeket — teljesen elbomlott.

A mocsári környezet sokféle üledéket hozott létre. Kiindulva abból, hogy egy eredetileg sós, viszonylag mély vízben leülepedett beltengeri agyagmárgával borított lagúnát a part felől a taxodiumos láperdő, s az előtte haladó sás—nád—hínár-övezetek fokozatosan meghódítottak, majd egy újabb süllyedés, vagy csapadékosabb évszázad vagy évtized hatására ismét előntötte a tó, az alábbi kőzetváltozatok alakultak ki. (Hangsúlyozom, hogy a fordított ismeretési módot jelen esetben azért tartom megengedhetőnek, mert ehhez valóban minden kőzetváltozat rendelkezésünkre áll a tihanyi tagozatban.)

Vegyük a beszáradás fázisát először. A lagúna vize a viszonylag csekély csapadék és a nagyobb párolgás miatt egyre sekélyebb lesz. Ebben az esetben a sűrű agyagmárgának a partoktól kiindulva egyre nagyobb része sárgul meg, illetve lesz sárga—szürke foltos, míg ezzel egy időben a lagúna belsejében — ahol még növényzet nincs — mélylári, huminit—pelittel színezett sötét—szürke tavi agyag rakódott le, majd a láperdőig terjedő területen agyagos tőzeg (=szenesagyag), a láperdőben pedig végső soron lignit képződik. Kedvező esetben végül a lignit (=láperdei) fácies az egész egykori lagúna területét elborította. A kiszáradás sokszor elég hirtelen következhetett be, mert ismételten találtunk a szenesagyagokban a kiszáradási hasadékokba benyomult átlételeket, sőt a felszínen is megfigyeltük a balatonalmádi homokbánya

A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjában talált üledékes eredetű áltelérek

A befogadó kőzet			Áltélér	Rétegtani helyzet (tagozat)
helye	mélysége (m)	megnevezése		
Balatonalmádi homokbánya	—	huminites agyag száradási hasadéakai	felülről behatoló 1 cm széles, lefelé kiékelődő, függőleges, világosszürke agyagmárgatelér	somlói
Fehérvársurgó Fcs-160. sz. fúrás	64,5—67,5	huminites fekete agyagmárga	1 cm széles, lefelé elvékonyodó, elágazó, halványszürke agyagmárga	somlói
Gárdony-1. sz. fúrás	167,1—167,3	világosszürke agyagmárga	a fedő homok 2 mm széles áltelerei	tihanyi
Kocs-3. sz. fúrás	14,3—16,4	szürke agyagmárga	halványszürke, 2—3 mm-es aleuritos agyagmárgabetelepülés	somlói
Mány-65. sz. fúrás	18,0—19,0	halványszürke agyagmárga	felülről behatoló, 2 mm széles szürke agyagmárga	csákvári
Székesfehérvár Szfv-2. sz. fúrás	21,0—22,2	szürke agyag hasadéakai	felülről benyomuló, 2—8 mm széles homoktelérek	tihanyi
Tököl-1. sz. fúrás	184,4—184,5	sötétszürke agyagos aleurit	5 cm vastag, szürkés-zöld, aleuritos agyag	tihanyi

szenesagyag-betelepülésében (13. táblázat és VII. tábla 3, 4). Jól fényképezhető áltélért azonban mindkét esetben a somlói tagozat rétegeiben találtunk. Ha az új elöntés időben — mármint a létrejött tőzeg elbomlása előtt — eléri a területet, akkor pár centiméteres növényi törmelékes agyag után folytatódhat a normál szürke agyagmárgás üledékképződés.

Ugyanez a folyamat transzgresszív módon is elképzelhető, amikor egy teljesen kiszáradt, tehát csak ritka növényzettel borított medencéskébe lassan benyomul a beltő vize. Ekkor először a közepén alakul ki láperdő (=lignit), majd a vízszint emelkedésével a medence közepét mélylápi agyag, majd „nyílttavi” üledékfáciesek (=szürke agyagmárga, aleurit) foglalják el. Ez az elöntés, kiszáradás, újraelöntés földtani értelemben véve — tehát úgy, hogy legalább 5—10 cm vastag réteget hagyott vissza egy-egy fejlődési lépcső — több százszor megismétlődött ennek a tagozatnak a képződésekor, azzal az egyértelmű irányzattal, hogy előbb a mocsári, később a teljes kiszáradást jelentő szakaszok időtartama jutott túlsúlyba. A nyílttavi fáciesek eltűnését és visszatérését, szemben a magyar és nemzetközi irodalom nagy múltú — véleményem szerint helytelen — hagyományaival, nem oszcillációs mozgásokkal, hanem szakaszos és törvényszerűen egyenlőtlen süllyedéssel magyarázzuk. A pannóniai formációcsoport képződése alatt a Dunántúli-

középhegység és környezete folyamatosan, szakaszosan süllyedt, akár időben, akár térben nézzük. Ha egy-egy terület süllyedése a szinte teljesen feltöltődött üledékgyűjtőben a többieket meghaladó mértékű volt, akkor odaáramlottak a vizek, míg más, lassabban süllyedő területekről a víz levonult. Mivel azonban az üledékeket is magához vonzotta a besüllyedt rész, az ismét gyakrabban töltődött fel, s az ugyancsak süllyedő területre — amely előbb kiszáradt — ismét visszatért a tó, annak faunájával együtt mindaddig, míg a tó és keretének együttes süllyedését a pleisztocén-eleji alapvetően emelkedő mozgások meg nem változtatták. Ekkor ugyanis a mai középhegységek emelkedni kezdtek, míg a mélyebb medenceterületek — valószínűleg most már csak az erősen eltérő üledékvastagságból eredő tömörödési különbségek miatt — tovább süllyedtek, magukhoz vonva a kiemelkedő hegységekről — Kárpátok, Alpok — lezúduló, a pannóniai formációcsoportnál lényegesen durvább törmelékanyagot.

A lignittelepek, illetve mocsári rétegek megjelenéséről el kell mondanom, hogy 1973 év végén MORVAI G. megbízásából elkészítettem Magyarország 1:1 000 000 méretarányú felszíni „üledékes formáció” (nem litoztratigráfiai alapegységek, hanem a genetikai nagy egységek) térképét. Felszíni térképről lévén szó, ezen a pannóniai formációcsoport igen nagy területet borított be, s mivel a genetikai egység leválaszthatósága is nyilvánvaló, feltüntettem ezen a lignittelepes kifejlődést. Figyelemre méltó kép rajzolódott ki. A lignittelepek képződésének törvényszerűségei úgy jellemezhetők, hogy minden akkori valamirevaló és K-gazdag vizeket leadó hegységünk DK-i, illetve D-i előterében található ezek az előfordulások, Bükkábránytól Toronyig. A Dunántúli-középhegység előterében azonban ilyen csak a Velencei-hegység előtt tüntethettünk fel, mert ugyan mindenütt ismerünk, sokszor jelentős vastagságú szenes rétegeket is, de azok meg sem közelítik még a Velencei-hegység előtti 1 m körüli vastagságokat, s a vastagabb mocsári rétegek mindig csak huminites agyagok, legjobb esetben szenesagyagok. S hogy a Balaton-felvidék előterében miért nincs lignittelepes kifejlődés, arra egyszerű a válasz: a hegység csak dombvidék volt a pannóniai üledékgyűjtő felszínéhez képest, hiszen az kb. a mai 300 m t. sz. f. magasságig elborította, ill. körülvette a „hegységet”. Az ÉNy-i oldal szenes képződményekben szegény volta még ezen szenesagyagok mellett is feltűnő, s mivel ezek hiányoznak, így az itteni rétegek kevésbé tarka, kevésbé változatos volta is érthetővé válik.

Szükségesnek tartom itt ismét szembeszállni egy helytelen nevezéktani következtetlenségek okozta kérdéssel. Korábbi szerzők (HALAVÁTS GY. — ID. LÓCZY L.) többször megemlékeztek vörös színű kőzetekről is a felsőpannóniai formáció egyes feltárásainak leírásakor. A Dunántúli-középhegység több mint 300, a pannóniai formációcsoportot harántolt fúrási rétegsorának ismeretében állíthatom, hogy a szó eredeti kőzettani értelmében vörös kőzetek — kivéve a gánti bauxittelep melletti vérteszkozmai Csv-36. sz. fúrás szelvényét és a padragkúti bazaltbentonit eredetű agyagot — ebben a tagozatban nincsenek. A tihanyi tagozatba tartozó rétegeket a kőzetben levő bakteriopirit oxidatív bomlásából keletkezett limonit—goethit festette meg. A kőzetek vörös (=piros) színét adó, lényegében véve mindig magasabb oxidációs fokú vasoxidok, hematit-féleségek ekkor nem keletkeztek, mert az éghajlat nem volt ehhez elég száraz és elég meleg.

Külön említést érdemel a kőzettani jellegek közül a dolomit-betelepülések ismételt megjelenése, annál is inkább, mert ezek jelenlétéből általában az

ülepítő víz nagy sótartalmára következtetnek. A bazaltvulkanizmussal kapcsolatban fellépő dolomitok kialakulásánál mindenképpen figyelembe kell vennünk a bentonitosodó bazalttufákból felszabaduló magnézium koncentráció-növelő hatását. Azonban ezektől távolabbi területeken, a két legvastagabb szelvényt feltáró fúrás rétegsorából is előkerültek dolomit-betelepülések. A Tököl-1. sz. fúrásban 4 db 0,4—0,7 m zöldesszürke mikrokristályos meszes dolomit, a lajoskomáromi Lk-1. sz. fúrásban pedig 1 db, 0,8 m vastag sárgászürke aprókristályos dolomit közbetelepülés jelenlétét rögzítettem. Esetünkben szó sem lehet áthalmazott törmelékről, mert végig magfúrásokról van szó, amelyekből közel 100% volt a magkihozatal, s a magot egy, esetleg két összeálló darabban nyerték ki, továbbá környezetükben a finomszemű homok volt a legdurvább kőzet. Ilyen nagyméretű törmelékdarab ilyen rétegsorban elképzelhetetlen. Megjegyzem, hogy az egyik tőköli dolomit-betelepülésben *Planorbis cornu* jelenlétét észleltem, amely fiatal harmadidőszaki vagy pleisztocén édesvízi, esetleg nagyon alacsony sótartalmat elbíró faj.

Ez a lelet arra utal, hogy édesvízben vagy aligsós vízben is képződhet dolomit, valószínűleg ugyancsak másodlagosan. Közismert, hogy az agyagmárgák felszíni mállásánál magnézium-szulfát képződik. Az ilyen víz bepárlódva, majd helyben karbonátosodva, elvileg könnyen eredményezhet ilyen kőzetet.

A tihanyi tagozat kezdő homokrétégének különleges kifejlődése ismert Hévíz környékén. Itt a pleisztocén előtti időkben a meleg víz behatolt a homokba, majd a víz lehűlése miatt kalcium-karbonát vált ki és a szemcséket kemény homokkővé cementálta. Ezt a homokkővet nagy kőbányákban fejtik, s így jól látható, hogy a legalább 10 m vastag homokkőpad 1—10 cm vastagon lemezesen, ívesen keresztarétegzett. A keresztaréteg-lemezek mindegyik feltárással ÉK felé mutatnak, tehát az áramlás a Középhegység csapásával párhuzamos, azaz „tavi” irányú, mivel az É-i félgömbön a tómedencékben az óramutató járásával ellenkező irányú volt az áramlások haladása 3—4 millió évvel ezelőtt is.

A tihanyi tagozat az idősebbekhez képest faunában szegényebb, illetve a maradványok egyes rétegekre korlátozódva jelennek meg. A hegységperemi sárga rétegsorok gyakorta teljesen faunamentesek, viszont a medencebeliek szürke homok és agyagmárga, továbbá huminites agyagrétegeiben gyakran találhatunk Mollusca maradványokat. Jellemző alakok a *Congeria balatonica*, a *C. neumayri* — utóbbi a tagozat felső részén —, a *Limnocardium decorum*, *Viviparus sadleri*, *Unio atavus*, a Theodoxus-félék, majd feljebb az édesvízi alakok, *Planorbis*, *Cepaea* stb. Szükségesnek tartom megjegyezni, hogy ismételtelen jeleznek az irodalomban és szóbeszédben is *Unio wetzleri* maradványokat. Ez az alak valóban előfordul ebben a tagozatban, de sokszor megfelelkeznek arról, hogy ez egyúttal nem jelenti az *Unio wetzleri*-s, úgymond „levantei” szintet. KROLOPP E. 1975-ben elhangzott előadásában közölte, hogy az *Unio wetzleri* meghatározása rossz, s ezek az alakok a *Margaritiferae flabellatiformis*-szal azonosíthatók.

A tihanyi tagozat faunáját dolgozták fel legjobban hazánkban, elsősorban BARTHA F. (1954—1971) munkásságának eredményeképpen. Részleteiben ezért nem foglalkozom itt ezzel a kérdéssel. Néhány sorban azonban foglalkozni kívánok a fauna előfordulásával és megtartásával. Az eddigiekkel ellentétben a Mollusca fauna szórt helyzetben ritkábban jelenik meg, szinte mindig tömeges, egy-egy réteghez, vagy azon belül is egy-egy réteglaphoz

kötött módon találjuk őket. Bár kiváló megtartású példányok itt is előfordulnak, a jellemző az, hogy a félkagylók fehérek, sokszor porlók, vagy törékenyek. Gyakoriak a testszínű példányok is, főként a természetes — *Congeria balatonica*, *Viviparus sadleri*, *Limnocardium decorum* — alakok között. Eredeti beágyazódási helyzetben eddig egyszer sem találtuk meg a ritka egész kagylókat.

Mint már előbb említettem, a tihanyi tagozat jellemző ősmaradványa a Dunántúli-középhegység DK-i előterében az *Arenicola marina*, míg a hegység ÉNy-i előterében ebben a szintben már csak ritkán fordul elő, valószínűleg mélyebb, vagy talán kevésbé sós volt a víz annál, amit ezek a férgek kedveltek.

3. Toronyi tagozat (5)

Nevét a Pannóniai Munkabizottság javaslata alapján a nyugat-magyarországi Torony községről kapta, ahol a lignitkutató fúrásokból számos szelvényben ismert. Bizonyítottan ide sorolható felszíni előfordulása kevés van a szóban forgó területen. Régóta ismerjük az érd—százhalombattai magaspártról (LŐRENTHEY I. 1906), újabban a Tököl-1. sz. mélyfúrás 38—144 m-ig terjedő szakaszából, majd az M7-es autópálya Martonvásár melletti, a 33. km-kőnél levő feltárásából. Feltételezzük jelenlétét a Zámolyi-medence középső részén (Csv-31. és Ma—57. sz. f.), továbbá nem vethetjük el a lehetőségét annak, hogy egyes, a Tátika csoporthoz tartozó és talán a Fonyódi-hegyet borító bazaltok közvetlen fekéjében is ez a tagozat települ. VITÁLIS I. (1908a) ismételten hangsúlyozta, hogy *Unio wetzleri*-t tartalmazó homok települ a Tátika bazaltja alatt, bár ez még abszolút módon a „wetzleri” szint jelenlétét nem bizonyítja, mert a Badacsony—Balatonederics közötti útról Szigligetre, a Várhegy Ny-i oldalán felvezető műút múlt évben készített bevágásának egy kb. 3 m-es *U. wetzleri*-t is tartalmazó homok-betelepülése — amely sok *Unio atavus*-t, s néhány különleges, becsavart búbbal rendelkező *Unio* sp. példányt is tartalmaz — felett még *C. balatonica*-s szintbeli faunát tartalmazó homokos aleuritréteg is települ. Ebben *Melanopsis cylindrica*, *Limnocardium mayeri*, *L. decorum* és *Unio* sp. maradványok vannak. Ez pedig eddigi ismereteink szerint *U. wetzleri*-s szintbeli fauna nem lehet. A szigligeti Várhegy bazalttufája az előbbi homok felett kb. 10—15 m-rel magasabban kezdődik, de ez a szakasz feltáratlan, mert bazalttufa anyagú pleisztocén lejtőtörmelék borítja. Bazalt-hegyeinken általában azért nem lehet fúrások nélkül megállapítani a vulkanitok közvetlen fekéjét és azok kapcsolatát, mert a tényleges érintkezést, egy-egy ritka esettől eltekintve, főként a pleisztocén glaciálisokban keletkezett lejtőtörmelék borítja.

Megjegyezzük, hogy a toronyi tagozattal lényegében egyidősnek tartjuk a nagyvázsonyi tagozatot, s az ehhez tartozó veszprémi, guttamási, Széchenyi-hegyi mészkőelőfordulásokat, valamint a MÉSZÁROS J. (1970b) által elkülönített kabhegyi tagozatot is. Ilyen alapon BARTHA F. (1954) öcsi szelvényének kizárólag édesvízi—szárazföldi faunát bezáró felső része is ide sorolható.

Valószínűleg a toronyi tagozathoz sorolhatjuk a pannonhalmi dombok tetején található 20 m vastag keresztarétegzett finom-aprószemű homokréteget is. Számottevő fauna azonban ebből nem került elő. Feküjükben a pannonhalmi téglagyári fejtőben a tihanyi tagozat rétegei vannak feltárva.

Bár az ide sorolt képződményegyüttesek felépítését viszonylag jól ismerjük a feltárásokból, mégsem hallgathatjuk el, hogy együvé tartozásukhoz — kronosztratigráfiai szempontból azonos voltukhoz — szükséges az alábbi

kétkedést kifejező megjegyzéseket fűzni. Kőzettani és faunisztikai szempontból is megnyugtatóan azonosak a Káld—Hosszúpereszteg környéki és a martonvásári útbevágásban levő homokos sorozatok, s ezek bizonyítottan fiatalabbak a tihanyi tagozat rétegeinél. A Zámolyi-medencében (Csv-31. sz. f.) és a Tököl-1. sz. fúrásban harántolt, főként sárga—szürke tarka agyag-, aleuritos agyag-, alárendelten homokrétesorok egymás között ugyancsak hasonlóak, de a martonvásár—káld—hosszúperesztegi rétegektől való eltérésük nyilvánvaló. Egybefoglalásukat olyan alapon tartom megengedhetőnek, hogy mindkét kifejlődés a tihanyi tagozatra települ, s egyelőre semmi jele sincs annak, hogy ez diszkordáns település lenne. A mindkét területről előkerült édesvízi—szárazföldi fauna pedig hasonló. Az eddigi adatok alapján az a véleményem, hogy itt csak kifejlődésbeli különbségek vannak.

Az édesvízi mészkövek és a homokos—uniós rétegek kapcsolatát BARTHA F. (1955) bizonyította, amennyiben a várpalotai Kálvária-hegy édesvízi mészkövében *Unio wetzleri*-s homokbetelepülést írt le.

A toronyi tagozat mintegy 85%-át pelites (agyag—aleurit) kőzetek alkotják, s ezek 95%-a sárga, vagy sárga—szürke tarka. Az agyagfinomságú rétegek ritkák, uralkodnak az agyagos, illetve agyagmárgás aleurit anyagúak. Ezeknek az agyagos rétegeknek kagylós, kagylós—gumós, vagy szemesés az elválása, jelezve, hogy az üledékképződési szakaszokat ismételten kiszáradási szakaszok váltották fel. A tihanyi tagozattal ellentétben a mocsári rétegek itt már nem jellemzőek, a 101 m vastag tagozatban összesen 6 db 0,2—0,5 m, kivételesen 1,2 m vastag huminites agyagbetelepülés volt megfigyelhető. Ezek természetesen nem lignittelepek, hanem huminites agyagok voltak, jelezve a mocsárerdei fácies számára kedvezőtlené vált körülményeket. Megjegyzem, hogy Nyugat-Magyarországon a felsőpannóniai formációnak ez a része gazdag lignittelepekben, ellentétben az ország egyéb területeivel. A homokrétetek a fedőben levőktől annyiban különböznek, hogy finomabb szeműek, s az esetek többségében jelentős mennyiségű agyagos alkotót tartalmaznak, kivéve a cikluskezdetnél levő vastagabb, aprószemű rétegeket. Ezek ásványtani összetételére jellemző, hogy muszkovittartalmuk nagyobb, mint az idősebbeké és a biotitok általában sokkal erőteljesebben mállottak, vagy teljesen hiányoznak.

A Tököl-1. sz. fúrás szelvényében a tagozat két rétegében találtam faunamaradványokat. Ezek kivétel nélkül szárazföldi alakok voltak.

A Martonvásár melletti útbevágásban az autópálya építése közben kb. 6 m vastag aprószemű homokrétet tartak fel, amelynek egyes szabálytalan lencse metszetű részeit a mészanyag közepesen kemény homokkővé cementálta. Ezek a kötött lencsék az oldal befüvesítése után is jól láthatók a 33-as kilométertábla környékén. Miként a Dunántúl középső részén, úgy itt is kereszt-retegzettek ezek a homokrétetek. A keresztretegzés íves és az egyes lemezek kötegek harántirányú átmetszete ugyancsak íves felületekkel határolt. A lemezek dőlése elég csekély szórással KDK-i irányba mutat, s ez a homokot szállító víz ugyanilyen irányban való áramlását igazolja. Tekintve Martonvásár földrajzi fekvését, ez az érték meglepő. Természetesen az akkori áramlási viszonyok — folyóvízi, tavi, vagy éppen mindkettő, és ezek iránya — tényleges megállapításához bizonyosan időazonos szintek azonos sűrűségű mérési hálózatára lenne szükségünk, s ilyet még csak nem is remélhetünk, sem a rosszul feltárt pannóniai dombvidéken, sem a negyedidőszaki képződményekkel teljesen fedett alluviális síkságokon.

A tagozat, kőzettani felépítése következtében, nagyon kevés ősmaradványt tartalmaz, ezek is édesvízi és szárazföldi fajok, amelyek együttes előfordulását a gyakori kiszáradási jelenségek jól értelmezhetővé teszik. A szürke lemez agyagmárgarétegek egy részéből lombosfák levélmaradványai, illetve ezek lenyomatai kerültek elő (pl. Tököl-1. sz. f. 69,5—69,8 m-ből). A Kiszáradásról HORVÁTH E. (1963 és 1964) által közölt *Salix*-os flórák is ebből a tagozatból származnak.

A tagozatból az eddigiektől eltérő 0,7—1,0 cm vastag, henger alakú, kanyargó életnyomok kerültek elő (pannonhalmi téglagyári fejtő), amelyek egymásba illő, s a járat oldalához is hozzásimuló, eltérő színárnyalatú, félhold átmetszetű, 0,5—1,5 mm vastag rétegecskékkel kitöltöttek. Hasonlítanak ezek egyes recens ráklárvák iszapjárataihoz.

A tarka színű rétegekben, különösen a kagylós elválásúakban gyakoriak a többnyire limonitos, ritkábban mészcsomás gyökérlenyomatok, amelyek jelenléte ebben a fáciesben ugyancsak törvényszerűnek mondható, különösen ha képződményünk viszonylag fiatal korát és rétegtérhelésnek kevésbé kitett helyzetét is figyelembe vesszük.

4. Kállai gyöngykavics—kvarchomok tagozat (10)

A felsőpannoniai formáció egyik legjobban ismert hegységperemi képződményegyüttese, már csak azért is, mert a „nemeshomokot”, de a tiszta apró kvarckavicsot is sokféle célra fel tudja használni az ipar.

A tagozat sok helyen megtalálható a Dunántúli-középhegységben. Legnagyobb előfordulása a névadó Kállai-medencében van, amellyel közvetlenül, réteg mentén összefüggnek a monostorapáti—nagyvázsonyi, továbbá a Tapolcai-medence É-i, K-i, valamint Ny-i előfordulásai is (150—200 m t. sz. f. között), amelyek az Újdörögd-pusztá mellett a kisbakony-hegyi (250 m) előfordulástól kiindulva a vendék-hegyi (150—200 m), majd apró feltárások során keresztül a Rendeki-hegy mindkét oldalán végigkövethetők, kb. 200—250 m t. sz. f. magasságban. Tapolcától D-re a Szentgyörgy-hegy oldalában is megjelenik, jól megállapíthatóan a finomhomokos—agyagmárgás aleurit (=száki tagozat) fedőjében (FODOR T.-NÉ 1971).

A pleisztocénbeli lepusztulások által összefüggéseitől megfosztott előfordulására hívta fel a figyelmet LUDAS F.-NÉ az Nd-1931. sz. fúrás rétegsorában az Alsónyírádi-erdő területén, ahol a monostorapáti tagozat rétegeire települ. Szép feltárásait ismerjük Padragkúttól (250 m t. sz. f.) kezdve, az ajkarendeki útbeágáson (280 m t. sz. f.) keresztül — ahol diszkordánsan az oligocén—alsómiocén csatka formációhoz tartozó konglomerátuma települ — ÉÉK felé haladva Felsőborsod-pusztánál (300 m t. sz. f.) is. Itt BIHARI D. találta meg 1968-ban viszonylag gazdag faunát bezáró limonitos konglomerátum rétegeit. Majd Bakonyjákótól DNY-ra (300 m t. sz. f.) a temetőhöz felvezető út bevágásában jelenik meg, ahol egyrészt szenon márgára, másrészt felsőeocén durva konglomerátumra települ. Lepusztulási nyomait a Pápavár—Tevelvár ÉNy-i oldalában is ismerjük 300—350 m t. sz. f. magasságban JASKÓ S., MÉSZÁROS J., BIHARI D. és KÖRPÁS L. tevékenységének eredményeként. A hegység ÉNy-i oldalán további előfordulása Dunaszentmiklósig nincs. A Dszt-4. sz. fúrásban 1974-ben ismertem fel jelenlétét.

A Tapolcai-medencétől Ny-ra, illetve DNY-ra haladva híres szép feltárásai ismertek ID. LÓCZY L. leírása nyomán a Keszthelyi-hegység D-i oldalán, ahol

a dolomittömegbe abráziósparti színlőket vágva települ, majd nyomokban a hévíz — karmacsi elágazásnál levő triász dolomit felett is megtaláljuk kiválóan kerekített, apró dolomitkavics anyagát.

A Kállai-medencétől kiindulva, s végighaladva a Balaton-felvidék DK-i oldalán kb. 200 m t. sz. f. helyzetben egészen Vörösberényig (Balatonalmádi), ugyancsak ID. Lóczy L. leírásából ismerjük ennek a tagozatnak a megszokottól eltérő, durvakavicsos abráziósparti kifejlődését. Ezután a sor viszonylag hosszú távra megszakad, majd előbb a Bántapuszta és Pétfürdő közötti domb Ny-i oldalán levő kavicsbányában (170 m t. sz. f.), a csákvári tagozat felett lehetett látni néhány méteres réteget, majd a Móri-árok feltárásaiban (iszkaszentgyörgyi homokbánya, Tatár-domb) észlelhetjük folytatását. Fehérvárcsurgótól (140 m) Magyaralmásig követhetők a fúrásokban többé-kevésbé lefedett rétegei, majd Csákvártól Ny-ra (230 m) bukkan felszínre, ahol ma is kb. 12 m mély gödörből fejtik a Szőlő-hegy előtti legelőn, de szép feltárása létesült két éve a Csákvárról Kőhányás-pusztára felvezető műút ÉK-i oldalában is, kb. 280 m t. sz. f. magasságban. Szártól ÉNy-ra kb. 0,5 km-re a Pincesor melletti erdő szélén ugyancsak 230 m t. sz. f. magasságban 48 m vastagságban harántoltuk (Szár-11. sz. f.). Hasonló magasságban és vastagságban ismert a bicskei homokbányából is, amely a székesfehérvári vasút és Bicske között az országút ÉK-i oldalán működik kb. 1950 óta.

TAEGER H. adatai szerint a Vértes DK-i oldalán számos helyen ismert abráziósparti apró dolomitkavics kifejlődésben, de ezeket nem ábrázolta térképén, s azóta itt részletes felvétel nem volt. A finomszemű — leggyakoribb átmérő kb. 10 mm — rendkívül jól kerekített, jól osztályozott laza dolomitszinter, illetve kavics kiváló feltárásai láthatók Csákvártól ÉNy-ra, a Bagó-hegy É-i oldalán levő, 1976-ban már nem művelt fejtőkben. Ezekre KAISER M. hívta fel figyelmemet.

Említésre méltó, hogy a Csákvártól DNY-ra levő híres Báracházi-barlangban (10 m t. sz. f.) ez évben végzett terepbejárásunk alkalmával, mikor is KRETZOI M. megmutatta az itteni — letermelt — ősgerinces lelőhelyet, a barlang kitisztított felszínén a bakonyjákóival vagy éppen a Rendeki-hegy ÉK-i oldalán levő összletben felismerttel azonos sziklásparti, hullámveréses kioldással kialakult sziklafelszínt sikerült felismernünk. A gerinces maradványokat most vagy ez a hullámverés hordta itt össze, vagy már csak azok felett csapdosott be a hasadékba. A látottak és a fauna alapján inkább ez utóbbi lehetőség látszik valószínűnek, s ez esetben ezek a gerinces maradványok a felsőpannoniai formáció bázisrétegeinél mindenképpen idősebbek.

A kállai tagozathoz soroltuk a Vérteskozmai-medencét kitöltő képződmények bázisrétegét is, amely jellegzetes kvarchomok kifejlődésű volt a Csv-36. sz. fúrásban. Jellegzetes abráziósparti, vegyes anyagú — főként kvarc, alárendelten és a durva frakciókban dolomit — konglomerátumra hívta fel a figyelmemet KAISER M., amelyet a Gánttól Ny-ra levő Kápolna-puszta mellett (a pusztától ÉNy-ra kb. 1400 m-re) a Kövecses-völgy egyik elágazásában talált. Ez anyagi és alaki jellegei alapján is egyértelműen azonosítható a kállai tagozat bázisrétegeivel, bár feltűnően magas térszínen van (340 m t. sz. f.) és mellesleg a Vértesnek szinte a középpontjában levő helyen. A vérteskozmai előfordulással azonban jól párhuzamba hozható.

A Vértes hegység DK-i előterében Tabajd környékéről is ismerjük a Csv-32. sz. fúrásból, ahol a csóri tagozat homokjára települ, kb. 80 m t. sz. f. magasságban, az itteni kiemelt triász — eocén rög fölött. Valószínűnek tartom,

hogy a Széchenyi-hegyi édesvízi mészkő és agyagmárga (kb. 400 m t. sz. f.) alatti homok—gyöngykavics is ebbe a tagozatba sorolható, a Tűzköves-árokól leírt hasadékkitöltő gyöngykavicsokkal együtt.

A kállai tagozat előfordulásai szinte kivétel nélkül a medenceperemekhez kapcsolódnak, ezért az esetek többségében közvetlenül az alaphegység valamelyik tagjára települ. A hegyperemtől a medence felé haladva, alighogy megjelenik feküjében az alsópannóniai formáció, kifejlődése megváltozik, s fokozatosan elagyagosodva, megsziürkülve átmegy a somlói tagozatba, azt részben vagy egészben helyettesítve. Feküjében csak Tabajd, Magyaralmás—Iszkaszentgyörgy környékén, a Kapolcsi-medence egyes részein, az Alsónyírádi-erdőben, a Tapolcai-medence középső részén találunk fiatal, az alsópannóniai formációba tartozó képződményeket.

A Nagyvázsonyi-medence Pulától D-re levő részén a tagozatot a monostorapáti tagozat rétegei helyettesítik.

Fedőjében a somlói tagozat fiatalabb rétegei, vagy a tihanyi tagozat következnek. A Nagyvázsonyi-medence Ny-i részén, a Pula—Vigántpetend—Kapolcs—Taliándörög—Monostorapáti közötti területen a kapolcsi tagozat a közvetlen fedője.

A kállai tagozat vastagsága általában 5—10 m közötti, de ennél kisebb (0,5 m) és nagyobb (maximálisan 20 m-ig) értékek is előfordulnak.

A képződményt viszonylag változatos kifejlődése ellenére is szoros egységbe fűzik az alábbi tulajdonságai: homokja sohasem szürke, hanem fehér, jól vagy kiválóan osztályozott, kvarcanyagú. Ha nem fehér, akkor limonittól foltosan, csíkosan élénksárgára festett. Kőzetei mész- és túlnyomórészt csillámentesek, kavicsai jól vagy kiválóan kerekítettek, különösen feltűnő a kis-méretű kavicszemesek jó kerekítettsége.

A képződményre, mint bázistagra, természetesen vonatkozik a ciklus-szabály. Ennek megfelelően alul találjuk mindig a legdurvább rétegeit, felfelé a szemcsenagyság rohamosan csökken. Általában ez a legdurvább szemcsenagyság sem haladja meg azonban a 2 cm-t, s leggyakrabban 1 cm körüli, sőt ez alatti. Ettől erősen eltérő értékeket találunk a Balaton-felvidék DK-i oldalán, ahol az abráziósparti kifejlődésben jól kerekített, 30—40 cm-es triász dolomit és mészkőtömbök is előfordulnak. Természetesen nem ez a leggyakoribb szemcseméret, de az 5—10 cm-es átmérőjű kavicsok már nagyon gyakoriak.

A Keszthelyi-hegység DK-i oldalán már ennél lényegesen kisebb (max. 8—10 cm) kavicsátmérőket láthatunk.

Feltűnő milyen nagy relatív különbség van a Balaton-felvidék pereme és a Mecsek pereme felsőpannóniai formációba tartozó abráziósparti kavicsainak mérete között. Ott a legnagyobb átmérő (JÁMBOR Á. 1969) meghaladja az 1 m-t, itt még a fél métert sem éri el, a közel azonos anyag ellenére. Ez a hullámverés erősségét, illetve annak különbözőségét jellemzi. Tehát itt a Balaton-felvidék előtt lényegesen kisebb lehetett a vízmélység a felsőpannóniai formáció képződésének elején mint a Mecsek D-i oldalán, mert a partra kicsapódó hullámok mérete elsősorban a part előtti víz mélységétől függ.

Az ÉNy-i oldalon levő előfordulások közül az Iharkút—Ugod közöttiek tűnnek ki az átlagosnál nagyobb átmérőjükkel (max. 5—8 cm, leggyakoribb 2 cm). Ezt azonban a kavics anyaga egyértelműen mindjárt meg is magyarázza. Ugyanis itt a csatka formációból közvetlen áthalmozás történt, s ebben ilyen nagyok a nem kvarcanyagú kavicsok.

A kavicsok anyaga — eltekintve ez utóbbi továbbá a Keszthelyi-hegység és a Balaton-felvidék DK-i oldalán, valamint a Kisbakony-hegyen (Újdörögdpusztá) és a Vértes hegység egyes, a dolomitszikkákra tapadt előfordulásaitól — 80–90%-ban kvarc-kvarcit, emellett tűzkő, lidit és kvareporfir anyagúak is előfordulnak. A felsorolt előfordulásokban a helyi anyag, elsősorban a triász dolomit dominál. Az uralkodóan kvarcanyagú kavicsokból álló rétegekben jellemző ezenkívül a gyakran mikrofaunas tűzkő- és a lidit-kavicssszemek. Utóbbiakból ORAVECZ J. (1965) szilur Graptolita maradványokat írt le, s a kavicsokat a Balaton-felvidéki ópaleozóos fillit sorozatból származtatta. A feltűnően érett anyagot egyértelműen a Dunántúli-középhegység belsejéből többszörös áthalmazással származtathatjuk. A kállai tagozat képződése idején a hegység kiemelt részéből a badeni és a szarmata korszakokban a csatka-i formációból lepusztult és szárazföldi üledékként felhalmozódott anyag nagyrésze belekerült a transzgradáló tenger hullámverésébe és ott teljes alaki és részben anyagi átdolgozásra került. Természetesen a tűzkövek a hegység jura és triási kőzeteiből elsődlegesen, esetleg a badeni és a szarmata képződményekből másodlagosan kerültek át.

Már a tinnyei tagozatnál megemlítettem, hogy a pannóniai formációcsoport átlagos homokos kőzeteitől erősen eltérő fácies utólagos hatásokra alakult ki. A szemcseösszetételt és a kavicsok kerekítettségét nézve nyilvánvaló, hogy ebben a parti hullámverésnek döntő szerepe volt, ez pedig — amint azt SZATMÁRI P. (1971) helyesen megállapította — a part „kitettségétől” (hullámverési) függött, nevezetesen a közepesen „kitett” öblökben alakult ki ez a képződmény. Lényegesen nehezebb kérdés a kémiai kioldás folyamatának tisztázása, mert itt a lejátszódó folyamatnak kevesebb nyoma maradt. Azt világosan láthatjuk, hogy a medence belsejében ez a réteg meszes és szürke, majd egy zöldesszürke mészmenton sáv következik, amit egy viszonylag széles, tarka, limonitkiválásos, limonitfoltos, limoniteszkos követ, azután egészen kívül a fehér, teljesen kilúgozott, végül a kovásan cementált kifejlődések fekszenek. A biokémiai hatások — időnként elpusztuló mocsári növényzet bomlási savai, a Pectinariák bomlásának termékei, a földpátok bomlása — ha nem is lépésről lépésre, de lényegét tekintve érthetővé teszik azt, hogy mi is játszódott le itt. Nehézséget okoz azonban a területen kétségtől jelen levő teletermális folyamatok hatásának értelmezése. Évtizedek óta ismert a csereszegtomaji pirites homokkő és agyagmárga. S ez a jelenség egyértelműen a Keszthelyi-hegység Ny-i oldalán húzódó főtöréshez kapcsolódik, de nyomait a sümeg—tapolcai árok tinnyei—kisbéri tagozatába tartozó kavicsait kérgező piriteken — TÓTH K. (1972) szerint arany-nyomokkal — is megtaláljuk. A kékkúti nagy kavicsbányában ezzel szemben piritnek már nyoma sincs, de a kavicsok között és azokra rátapadva nagy mennyiségű — 5 súly%-ot elérő — porszerű limonit vált ki, s nem is egyenletesen, hanem a kavicsréteget harántoló 4 apró vető illetve litoklázis mellett erőteljesen feldúsulva és összecementálva a kőzetet, mintegy átléleket hozott létre a képződményben. Aligha tagadható meg itt az aszcendens oldatok utólagos belépése a rendszerbe, s tudva a hosszan tartó intenzív bazaltvulkanizmusról, kézenfekvő, hogy az azt kísérő gyenge hidrotermális jelenség szerepét is számításba vegyük a kállai tagozat mai kőzettani jellegeinek kialakulásánál.

A kállai tagozat homokrétegeit alkotó homokszemcsék uralkodóan kvarcanyagúak, de gyakoriak a tűzkőtörmelékéből származók is. Öcs—Kapolcs környékén a mikromineralógiai vizsgálatok (BALÁZS F.) — nyilván az egyidejű

bazaltkitörésből bekerült tufaanyag felaprózódásából származó — vulkáni üvegszemcsék jelenlétét igazolták.

A tagozat összefoglaló ismertetése után utalunk arra, hogy az irodalomban (SCHAFARZIK F. 1900, KALECSINSZKY S. 1893, LIESZKOVSKY Zs. 1958, VECSENYÉS Gy. 1966, HAJÓS M. 1954) nagyon sok részletvizsgálati adat van, s a genetikai kérdéseket is összefoglalta SZATMÁRI P. (1971). Eddigi munkánkkal a keletkezési kérdésekhez sikerült újabb szempontokat adnunk, s a képződmény rétegtani helyzetét sikerült egyértelműen megállapítanunk a sok fúrás és két szerencsés felszíni faunalelet segítségével. A Mindszentkállától ÉÉK-re kb. 1 km-re, a Balaton-monográfia térképén betűvel bazalttufának jelölt, de pannóniai kavicsnak színezett foltban mélyült kőfejtőre KAISER M. hívta fel a figyelmemet, s arra is, hogy az innen fejtett homokkő kvarcitjából időnként előkerülő ősmaradványokat a bányamester összegyűjti. A maradványokat a *Limnocardium schmidti* és a *Congeria* cf. *subglobosa* teljes és fél példányainak kőbelei adják. A fehér, tömör kvarcitban nagyon feltűnő a teknő helyén képződött limonitos bevonatú üreg, amelyben kiválóan lehet látni a kagyló külső és belső lenyomatát is.

A Mindszentkállától ÉÉK-re 1 km-re levő kőfejtőből begyűjtött faunából KÖRPÁSNÉ HÓDI M. *Congeria* sp. a *subglobosa* és a *sopronensis* alakokból, *Limnocardium* cf. *schmidti* (M. HÖRN.), *L.* cf. *variocostatum* VITÁLIS alakokat határozott meg. Ez a fauna a képződmény biosztratigráfiai helyzetét egyértelműen a *Congeria unguicaprae*-s szintben rögzíti.

A kagylók mellett nagyon gyakoriak a hasonló megtartású fenyőtoboz lenyomatok is.

Hasonló megtartású faunát talált BIHARI D. a Bakonyjákó és Ajkarendek közötti Felsőborsod-pusztá mellett.

5. Kapolcsi mészkő tagozat (9)

Csak a Monostorapáti—Kapolcs—Vigántpetend—Pula—Taliándörögdi közötti területről ismert, tehát jellegzetes lagúnaképződmény. Ezen a területen belül számos mélyfúrással harántoltuk, de felszíni feltárásait Kapolestól É-ra SOLTÍ G., továbbá Monostorapáti és Kapolcs között az Eger-völgy mindkét oldalán PEREGI Zs. térképezte 1973-ban. A kállai tagozatnál kelet felé nagyobb elterjedésű, mert Pulától Ny-ra ott is megtaláltuk, ahol fekéjében már a taliándörögdi tagozat rétegei helyettesítik a kállai tagozatot. Vastagsága 0,5—10,0 m közötti, de Kapolestól ÉK-re kis területen kivételesen 30 m-re is kivastagszik.

A kapolcsi tagozattal kapcsolatban meg kell említenünk, hogy a Veszprém-külső pályaúdvár melletti előfordulás leginkább még ide sorolható.

A mészkő a monostorapáti—nagyvázsonyi medencében általában kemény, tömör, kriptokristályos, halványszürke vagy sárgásfehér, északkelet felé haladva egyre sötétebb barna színárnyalatúvá váló, 5—30 cm vastag réteges képződmény. Gyakoriak benne az édes- vagy csökkentsósvízi Gastropoda maradványok. Ezek közül az alábbiakat ismertük fel: *Planorbis* sp., *Cepaea* sp., *Lymnaea* sp., *Melanopsis fuchsi*, *Hydrobia* sp. Általában a Planorbisok az uralkodó szerepűek. Az ősmaradványok kisebbrészt a bezáró kőzetanyaggal azonos kitöltésű héjas példányok vagy kőmagok, nagyobb részét héjuk fehérre mállott, csak egykori alsó felüket, harmadukat tölti ki kőzetanyag, vagy éppen teljesen üresek, a bezáró kőzethez erősen hozzáfórtak. Helyzetük a rétegzéssel párhuzamos.

A mészkőrétegek felszíne — a fekvő és a fedő felé forduló kivételével — rücskös kioldásos felszín. A lankás bemélyedések és a „csúcsok” közötti távolság 1—3 cm.

A kapolcsi tagozat meglehetősen egynemű kifejlődésű, de az Őcs-27. és 26. sz. fúrásban részben, ill. egészben frissen gumiszerű konzisztenciájú, vakító fehér mészmárgarétegek helyettesítették.

A kapolcsi tagozat viszonylag csekély, 0,4—10,0 m vastagságú. A Kaposcs községtől É-ra levő felszín alatti kiemelt blokk területén, a fekjében levő kállai tagozat rétegeinek rovására, több mint 20 méterre kivastagszik. Ilyenkor a mészkőrétegek között gyöngykavics-betelepülések vannak.

A kapolcsi tagozat keletkezése viszonylag könnyen értelmezhető. DNy-i irányból a zárt hegyközi medencébe benyomuló erőteljes hullámverés a felső-pannóniai formáció képződésének elején még kvarchomok és gyöngykavics anyagot hordott be erre a területre. Később a Tapolcai-medence kisebb megsüllyedésének következtében a hullámverés Monostorapátnál gátat épített, s az e mögött fennmaradó lagúna sekély vize fokozatosan kiédesedett, s a környező karsztból lefolyó patakocskák, illetve források mészben dús vizet szállítva ide, lehetővé tették a tiszta mésziszap-kiválás uralomra jutását. A mészkő tisztaságában jelentős szerepe lehetett a Pula környékén felismert, ebbe a szintbe tartozó mocsári rétegeknek. Ez a mocsár ülepedte le ugyanis az ÉK felől befutó kis patak vizében levő pelites törmelékanyagot.

A kapolcsi tagozat fedőjében, egyetlen előfordulás kivételével, eddig mindig a taliándörögdi tagozat márgarétegeit találtuk. A kivétel Pulától Ny-ra, az eddig ismert legidősebb bazalttufa alkotta tufagyűrű K-i része, ahonnan VITÁLIS I. (1908a) korábban már leírta az édesvízi mészkő közbetelepülést. Ezt SOLTÍ G.-ral mi is megtaláltuk a pulai temető Ny-i oldalán felmenő földút bevágásában, továbbá az ettől Ny-ra kb. 400 m-rel települt Put-9. sz. fúrásban, ahol fedője és fekjéje is bazalttufa volt.

6. Taliándörögdi márga tagozat (8)

A jelek szerint a nagyvázsonyi egykori lagúna területén a felsőpannóniai formáció két alsó, uralkodóan még csökkentsósvízi tagozatát helyettesíti, s itt számos felszíni feltárása van, de sok bauxitkutató fúrás is harántolta.

A tagozat fekjéje, mint már említettük, területünkön a kapolcsi vagy a kállai tagozat, csak Pula környékén találtuk (Put-4. sz. fúrás) közvetlenül a középsőmiocén bauxitos eredetű vörösagyag képződményen, illetve a Put-6. sz. fúrásban bazalttufit között (31,0—39,0 m-ig). Fedőjében Pula környékén a legidősebb bazalttufát, a Nagyvázsonyi-medence K-i nagyobb részén a nagyvázsonyi tagozat mészkővét, vagy diszkordánsan fiatal pleisztocén képződményeket találunk.

Vastagsága ezen a kis területen belül is eléggé változó, 30—110 m közötti. A Put-4. sz. fúrásban — Nagyvázsonytól ÉNy-ra kb. 2 km-re — 30 m, a Put-2. és Őcs-26. sz. fúrás között mintegy 100—110 m vastag volt.

A tagozat felépítésében az átlagosnál kissé talán sötétebb szürke árnyalatú agyagmárga, agyagmárgás aleuritrétegek uralkodnak. Ezek sűrűn váltakoznak sötétszürke, huminites agyag és fekete szenesagyagrétegekkel, esetenként néhány centiméter vastag lignit-betelepülések jelenlétét is rögzíteni lehetett. A különleges hegyközi lagúna kifejlődést bizonyító kőzet halvány lilásszürke,

laza márga—mészmárga, gyakran megjelenik az egész tagozat rétegsorában, mindig édesvízi—szárazföldi csigák maradványaival zsúfoltan. A tagozatot kőzettani alapon két részre választja szét a Bondoró oldalában az Öcs-28. sz. fúrásban harántolt 13 m vastag finomszemű cikluskezdő homokréteg, amelynek parti kifejlődéseként soroltuk be az Öcstől Ny-ra, az Öcs-hegy oldalában levő abrázióparti, apró dolomitkavicsokból álló konglomerátumot, amely ott közvetlenül a felsőtriász dolomithoz tapadva fordul elő. Az előbbi homokrétegen kívül a tagozatban csak elenyésző — 20—40 cm-es — vastagságú homokos betelepülések vannak, amelyek a nyílt medencéből ismertektől finomabb szemcse nagyságukkal térnek el, tehát általában finomszemű, jól osztályozott, gyengén meszes, muszkovitban gazdag kőzetek.

A taliándörögdi tagozat a hétféle kőzet sűrű váltakozásából van felépítve, egynemű rétegeinek vastagsága leggyakrabban 0,2—1,0 m közötti.

A tagozat faunája két Mollusca-sztratigráfiai egységet, a *Congeria unguicaprae*-s és a *C. balatonica*-s szintet zárja magába. A mélyfúrásokon kívül számos felszíni előfordulásból is gyűjthető itt gazdag fauna. Öcstől D-re szürke agyagból *C. unguicaprae* féltreknők, *Melanopsis impressa*, *M. martiniana*, *M. sturi* maradványok kerültek felszínre. *C. balatonica*-s szintbeli gazdag fauna van Kapolcstól D-re az Eger-pataknak a Királykő oldalában levő legnagyobb vízmosásában, a tapolcai tagozat bazalttufája és a taliándörögdi tagozat határánál, utóbbi felső részében. Jellemző erre a tagozatra, hogy benne kezdettől fogva a felsőpannóniai formációban átlagos csökkentsősvízi faunák mellett nagyon sokszor jelennek meg kizárólag édesvízi és szárazföldi csigákat tartalmazó rétegek. Tehát a kapolcsi tagozat keletkezésénél történt első lezáródás után legalább 10—15-ször ismét lefűződött a lagúna, és vize ilyenkor mindig kiédesedett, sőt a tagozat felső részén levő tarka rétegek tanúsága alapján alkalmanként ki is száradt.

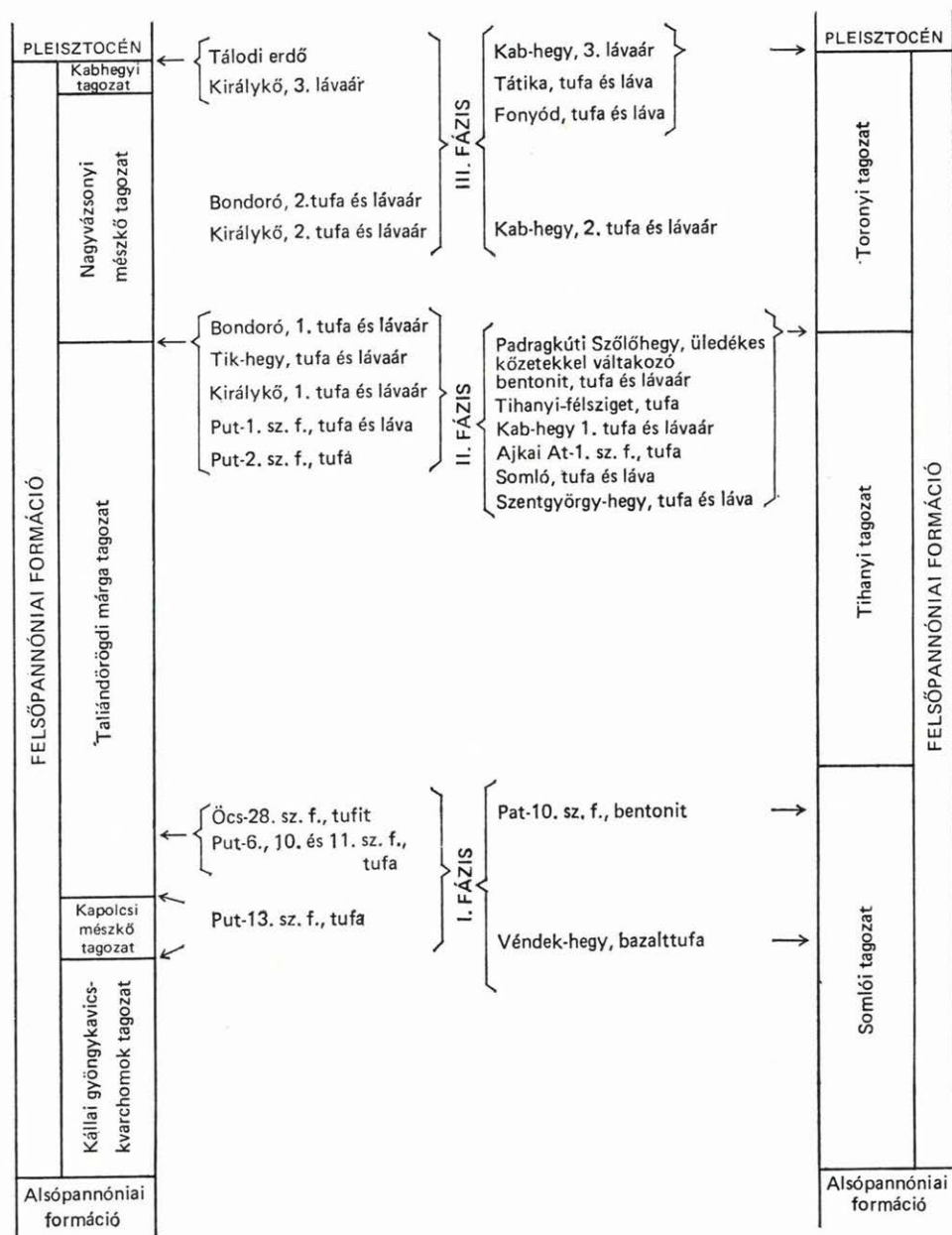
Eredményét illetően egyezik ez a kép BARTHA F. (1954) által az öcsi faunagazdag szelvény feldolgozása során nyert tapasztalatokkal, azzal a két különbséggel, hogy ezt a jelenséget a *C. unguicaprae*-s szintben is felismertük, s hogy a lagúna ismételt kiédesedését és sós vizűvé válását nem a terület oszcilláló le-föl mozgásával, hanem szakaszos süllyedésével és az ennek eredményeként bekövetkező ősföldrajzi változásokkal magyarázzuk.

7. Tapolcai bazalttufa—bazalt tagozat (I)

A tagozat ásvány-kőzettani viszonyaival e munka keretében nem foglalkozom, mert V. ZEPHAROVICH, HOFMANN K., VITÁLIS I., MAURITZ B., JUGOVICS L., SZÁDECZKY-KARDOSS E., ERDÉLYI J., VARRÓK K., VÖRÖS I., VICZIÁN I. már leírta a bazaltok földtani szempontból döntő ásvány-kőzettani jelenségeit, a gyengén nátronalkáli jelleget, az ásványtani összetételt, az ásványok belső és külső hatásra történt elváltozásait, a bazalt üregeinek ásványait stb. Dolgozatomban a bazalttufa—bazalt képződménynek települési kérdéseivel, az üledékes környezethez való viszonyával és a bazaltpiroklastikumok keletkezési kérdéseivel foglalkozom, előrebocsátva, hogy az az általánosan elfogadott egyszerű kép, miszerint a felsőpannóniai formáció üledékes képződményei felett előbb bazalttufa, majd e felett bazalt települ 50—200 m vastagságban, majd ezek fedőjében már csak fiatal pleisztocén képződmények következnek, vizsgálataink nyomán lényegesen bonyolultabbá vált (13. ábra).

A hegyközi lagúna területén

A Déli-Bakony egyéb területein



13. ábra. A Dunántúli-középhegység bazaltvulkanitjainak rétegtani helyzete

A tapolcai tagozat bonyolult felépítésű képződményegyüttes, annak ellenére, hogy az eddigi irodalom csak hallgatólagosan fogadta el VITÁLIS I. (1908) három kitörési fázisra vonatkozó elképzelését. Meggyőző adatok hiányában hiába merült fel már a kutatások legelején (V. ZEPHAROVICH 1856), majd később is (VITÁLIS I. 1908a), hogy az egyes bazaltoknak még a fekvő képződménye is más, ennek tanulságait nem vonták le, sőt a tihanyi bazalttufa fedőjében levő édesvízi mészkő-gejziritből származó Rhinoceros lelet, valamint elvi megfontolások alapján a bazaltokat a pleisztocénbe sorolták át (PANTÓ G. 1968). Tehették ezt annál is inkább, mert MÁRTON P.—MÁRTONNÉ SZALAY E. (1968) paleomágneses vizsgálatai alapján a bazaltok egy része a pleisztocénbe tartozik, mint kronosztratigráfiai egységbe. Vizsgálataik értékeléséhez azonban izotópos időmeghatározások nem álltak rendelkezésre, így a mágneses irányítottságokból tulajdonképpen biztosan csak annyi következtetés vonható le, hogy a bazaltok egy része normál, más része pedig fordított mágneses térű korban hűlt ki, de ettől még az összes lehet kronosztratigráfiai értelemben véve akár pliocén, akár pleisztocén korú.

A következő néhány bekezdésben ismertetem a Padragkút és Barnag közötti területen végzett kutatásaink eredményeit, amelyek alapján nyilvánvaló, hogy a bazaltvulkanizmus a monostorapáti tagozat alsó részével, sőt a kállai tagozattal egyidőben, a *Congeria ungulacaprae*-s szintben kezdődött, s ismételt kitörései a litosztratigráfiai értelemben vett pleisztocénbe is áttekerednek, ha nem is a Balaton-felvidéken, de a Kemenesháton Magyargencs mellett.

Megemlítem, hogy ezen legutóbbi előfordulás kivételével mindegyik bazaltkitörés a felsőpannóniai formáció egyes tagozataihoz kapcsolódik. Jelenleg azonban még senki sem tudja biztosan, hogy a felsőpannóniai formáció teljes egésze kronosztratigráfiai szempontból a pliocénbe tartozik-e, vagy felső része esetleg már a pleisztocénbe. A pliocén—pleisztocén határt jövőben talán a felsőpannóniai formáción belül, vagy a jelenleg már pleisztocénbe sorolt képződmények egy részének pliocénbe utalásával fogják kijelölni. Mindkét eset megtörténhet, mert jelenleg még a pliocén—pleisztocén határ kronosztratigráfiai vizsgálata területünkön nem történt meg.

A bonyolult felépítésnek megfelelően a tapolcai tagozat fekéjében sokféle képződményt találunk. Több előfordulásában közvetlenül a perm—triász ciklus közeteire települ. Ilyenek a Mindszentkállától DK-re a Kereki-dombon, a köveskállai Horog-hegyen, a Mencshelytől K-re 2 km-re levő, a Szentantalfától K-re levő, a barnagi Kőhegyen levő és a kab-hegyi legidősebb kitörés előfordulásai. A pulai Put-6. sz. fúrás fekéjében — igaz, vető mentén — felsőtriász dolomitba jutottak 48,0 m-ben, de a bazalt-piroklasztikumban, a *Congeria balatonica*-s szintbelinél idősebb jellegű faunát (*Melanopsis sturi*, *M. fuchsi*, *Congeria* sp., *Limnocardium* sp.) tartalmazó agyag-, agyagmárgabetelepülések voltak (31,0—39,0 m-ig). A Put-7. és 13. sz. fúrásban a felsőtriász dolomitra települt a bazalttufit, a Put-10. és 11. sz. fúrásban a taliándörögdi tagozat idősebb rétegein fekszik. Itt tehát két kitörési fázis termékei különböztethetők meg. Az egyik a kapolcsi tagozattal, a másik pedig a taliándörögdi tagozat idősebb rétegeivel (= *C. ungulacaprae*-s szint) egyidős. Számos kab-hegyi bauxitkutató fúrásban a bazalt ugyancsak a felsőtriász dolomitra, vagy a mezozóos—paleogén alaphegység valamely másik tagjára települt. A kab-hegyi második, tehát a fiatalabb bazaltláva pedig maximálisan 1—2 m vastag bazalttufából képződött fireclay agyagásványból és vasoxidokból álló vörösagyagon (= kab-hegyi vörösagyag tagozat) fekszik.

A Királykő — Kapolcstól D-re — tömegében a legidősebb bazalt-piroklasztikum a taliándörögdi tagozat középső részére (*Congerai balatonica*-s szint) települ, illetve abból rétegváltakozással fejlődik ki. Hasonló képet említhetünk a tihanyi T-62. sz. fúrásból, amely a felsziget Ny-i oldalán mélyült le, ahol a bazalttufa tagozat alsó részében ismételten üledékes kőzet — agyagmárga, finomhomok, meszes dolomit — betelepülések jelenlétét lehetett rögzíteni, s ezekben, valamint a vízbe hullott bazalttufa-jelleget mutató piroklasztikumokban *C. balatonica*-s szintbeli Mollusca maradványok is voltak.

A Devecser melletti Somlón a hegytető K-i oldalán lemélyített fúrásban (Dbt-3.) a bazalttufit alatt a tihanyi tagozat jellegzetes sorozata települt, amelyben 3 szintben arenicolás betelepüléseket, egy szintben pedig *Limnocardium decorum* maradványokat találtunk BIHARI D.-lél, aki a fúrást telepítette.

A padragkúti Pat-10. sz. fúrásban a felsőpannóniai formációnak, feltehetően a somlói tagozatba tartozó 87,3—87,4 m-ig terjedő szakaszán, halvány-szürke bazaltbentonit települt, míg az ajkai vasútállomástól K-re, az At-3. sz. térképező fúrásban — amelyet MÉSZÁROS J. telepített — valószínűleg a tihanyi tagozathoz tartozó rétegek között, 2 m vastag bazalttufa-betelepülést harántoltak. Padragkúttól K-re a Szőlő-hegy tetején a MÉSZÁROS J. által telepített padragkúti Pat-6. sz. fúrásban a Kab-hegy feltehetően legidősebb lávaára messze nyugatra előrehatolt „nyelve” alatt bentonitosodott bazalt piroklasztikum rétegek váltakoznak a tihanyi tagozat üledékes képződményeivel. A fúrás rétegeinek ásványtani vizsgálata (VETŐNÉ ÁKOS É., FÖLDVÁRI M. és VICZIÁN I.) igazolta, hogy a bazalttufa alatti 10,7—20,4 m-ig terjedő szakaszban a 0,06—0,1 mm-es frakcióban uralkodó szerepűek a bazalt eredetű ásványok, bár mellettük szórványosan és különösen a könnyű frakcióban, az átlagos „felsőpannóniai” metamorf ásványtársulás képviselői is jelen vannak, majd ez alatt a felsőpannóniai formáció egyébként általánosan jellemző nehézasványai: az epidot, a klorit, a gránát és a zoizit részaránya válik döntővé (14. táblázat). Az agyagfrakció vizsgálata a bentonitosnak, illetve bentonitnak jelölt rétegekben a montmorillonit és a vulkáni üveg túlsúlyát jelezte, míg az egyéb agyagos rétegekben az illit és a hidrocillám a jellemző. A bentonitok kémiai összetétele lényegében azonos a várkeszői bazaltbentonitokéval, de a CaO részaránya Padragkúton az ottani 2%-kal szemben eléri a 8%-ot, az alkáliák közül itt viszont a Na szerepe lényegesen nagyobb (15. táblázat) szemben a K-mal. A Tapolcától É-ra levő Véndek-hegy oldalában a kállai-medencei gyöngykavics—homokra települ a bazalttufit, sőt TÓTH K. a hegy oldalán bevágott egyik pinceépület mögött a bazalttufit és a homok váltakozását tudta megfigyelni.

A balatonhenyei területen PEREGI Zs. ugyancsak a bazalt-piroklasztikumoknak a taliándörögdi tagozat fiatalabb rétegei feletti településeit észlelte 3 fúrásban.

Nagyon tanulságos volt a Balaton-felvidéki bazaltok korviszonyainak tanulmányozása szempontjából a Kapolcstól D-re, a Királykő tetején telepített fúrásunk, amelyben három bazaltkitörési ciklust lehetett rögzíteni három tufaál és három lávaárral. Ezek közül a legidősebb a *C. balatonica*-s rétegekkel vulkanotektonikus vető mentén érintkezett, a harmadik, tehát a legfiatalabb pedig a nagyvázsonyi tagozattal párhuzamosítható mészszip, aleuritrétegeken települ (14. ábra).

A padragkúti Pat-6. sz. fúrásban harántolt bentonitos kőzetek kémiai összetétele
(BAKÓ I.-NÉ és SOHA I.-NÉ szerint)

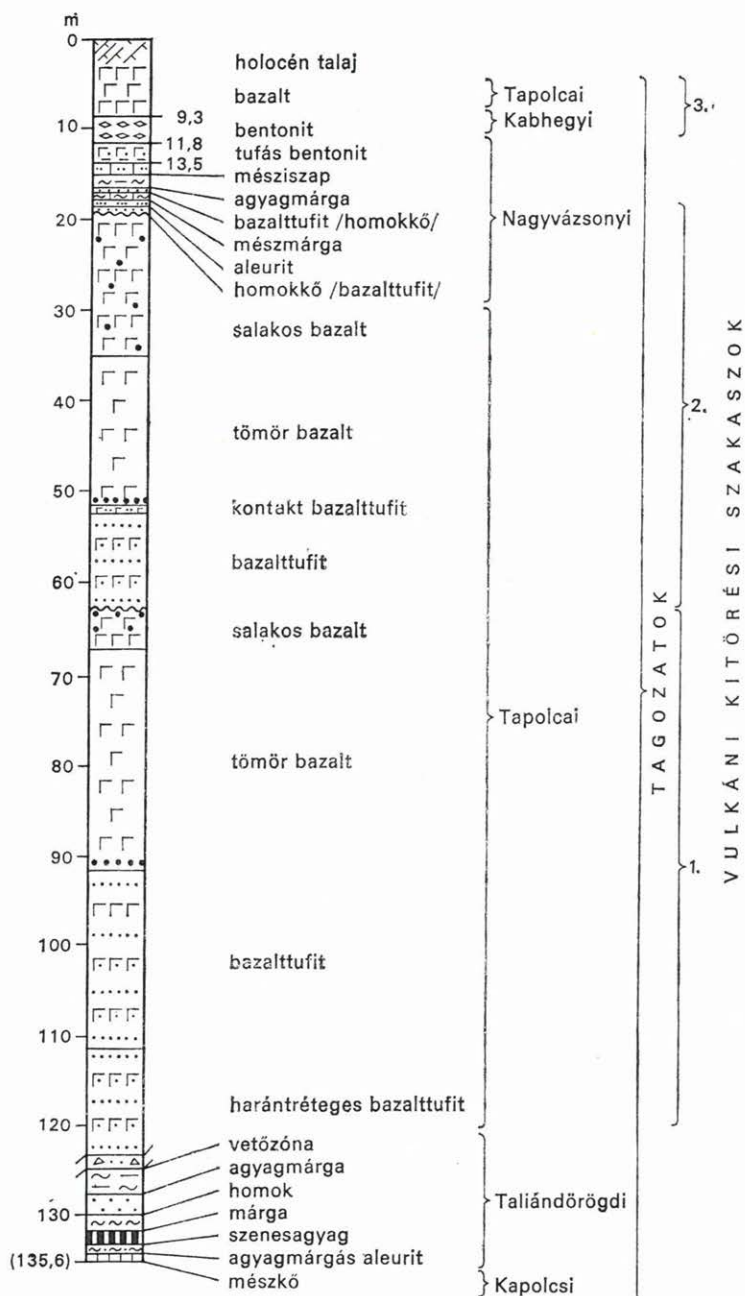
Alkotók	A minták származási helye és kőzettani minősége			
	10,7–12,1 m bentonitos agyag	12,5–12,9 m bentonit	14,0–14,3 m bentonit	51,0–51,3 m bentonitos agyag
SiO ₂	45,50	47,20	59,03	61,81
TiO ₂	2,77	0,95	0,60	0,30
Al ₂ O ₃	15,96	15,70	16,58	9,01
Fe ₂ O ₃	9,01	6,52	5,48	1,79
FeO	2,72	0,05	0,05	0,60
MnO	0,20	0,16	0,25	0,05
CaO	8,06	9,15	2,93	9,60
MgO	5,80	1,63	1,90	2,32
Na ₂ O	1,65	0,14	0,99	1,32
K ₂ O	0,57	0,76	2,82	1,74
-H ₂ O	3,43	4,83	3,15	0,84
+H ₂ O	3,87	7,05	5,43	2,44
CO ₂	0,56	6,42	1,29	8,29
P ₂ O ₅	0,53	0,07	0,08	0,09
	100,63%	100,63%	100,58%	100,20%

A Tálodi-erdő területén — Nagyvázsonytól Ny-ra — két fúrásunkban is rögzíthető volt, hogy a nagyvázsonyi tagozat felett 3–4 m vörös bentonitosodott bazalttufa (=kabhegyi tagozat), majd 7–8 m vastag bazalt települ. Jelenlegi ismereteink szerint ez a legfiatalabb Balaton-felvidéki bazalt a Kab-hegységnek a vörösayag tagozat fölötti részével együtt, illetve előbbi ennek ide lefolyt, majd a pleisztocén erózió által elszakított része. Ugyanebben a két fúrásban a nagyvázsonyi tagozat mészköve alatt bazaltbentonit-rétegek is előkerültek, bizonyítva, hogy a 2. bazalttufa ide is leszóródott.

Megemlítem végül a bevezetésben a Dunántúli-középhegységhez sorolt területen kívüli magyargencsi (Kemeneshát) Mgt-1. sz. fúrást. Ebben 3 m bazalttufa alatt — a magkihozatal kiváló volt, s egyéb probléma sem gátolta a biztos megfigyelést — 5 m vastag aprószemű, főként kvarcanyagú, közepesen kerekített szemcsékből álló, litosztratigráfiai szemléletünk alapján már pleisztocén és az ún. VI-os teraszhoz tartozó kavics települ diszkordánsan, a felsőpannoniai formáció jellegzetes agyag, huminites agyagrétegeire. Magyarországon eddig ez a bizonyítottan legfiatalabb bazaltvulkáni termék.

Bár udvariatlanságnak tűnhet illet leírni, de a többi vonatkozó adatot — tudva, hogy a felsőpannoniai formáció üledékes képződményei és a bazalt határát a vastag lejtőtörmelék többnyire elfedi, továbbá kisebb hegy méretű újpleisztocén súvadások is jellemzőek a Dunántúl bazaltvulkáni tanúhegyeire, s az egyes kitörési központok közelében mindig sok a vulkanotektonikus eredetű vető — nem tartom elég meggyőzőnek a települési viszonyok megítélhetősége szempontjából.

A tapolcai tagozat fedőképződményeit jórészt érintettük a fekvéviszonyok ismertetésénél. Összefoglalva a lényegét, azt állapíthatjuk meg, hogy a bazaltok fedőjében általában csak diszkordánsan települő pleisztocén eolikus homok, lösz, esetleg kavicsfoszlányok találhatók. Tehát a bazaltok kora erről az oldalról



14. ábra. A felsőpannóniai formáció szelvénye a kapolcsi Kápt-1. sz. fúrásban

még litosztratigráfiai szempontból sem közelíthető meg kellőképpen, de a két idősebb kitörés kora — mivel üledékes sorozatokban települnek — pontosan rögzíthető. Idősebbek a nagyvázsonyi tagozatnál, a taliándörögdi tagozat, a somlói tagozat, valamint a tihanyi tagozat egy részénél és a pulai tagozatnál is.

A bazaltvulkanizmus tehát a felsőpannóniai formáció alsó részében (= *C. unguicaprae*-s szint) kezdődött a Balaton-felvidéken, amely eredményeként Pula környékén néhány méter vastag bazalttufa (Put-6. sz. fúrás), a Véndek-hegyen kb. 20 m vastag bazalttufit és tufa, Padragkút mellett (Pat-10. sz. fúrás) vékony bazaltbentonit keletkezett. Ezzel azonosítható láva eredetű kőzetet egyelőre nem ismerünk.

A második kitörési fázisban keletkezett bizonyosan a Királykő legidősebb piroklastikumuma és lávája, a Pulától Ny-ra levő, kb. 400 m átmérőjű bazalttufitból álló krátterszerkezet, amelyet vastag bazaltláva és e fölött pedig a pulai tagozat tölt ki és az ehhez csatlakozó — a Tálodi-erdő édesvízi mészköve alatt települő — bazaltbentonit, a Tihanyi-félsziget bazalttufái, a padragkúti Szőlő-hegy tetejét borító bentonit, tufa és bazalt, valamint a Somló-hegy bazalt agglomerátuma és vastag bazaltja, továbbá még jó néhány Balaton-felvidéki előfordulás vulkanitjai. Többről egyelőre még nincs bizonyítékunk.

A földtörténeti jellegek alapján a Balaton-felvidék bazaltvulkanitjainak túlnyomó része ide sorolandó. A legidősebb szakasz képződésénél ugyanis az üledékes közbetelepülések, a legfiatalabbnál pedig a vörös bazaltbentonit, bentonitos agyag megjelenése a jellemző. A második szakaszban tehát már nemcsak piroklastikumok, hanem láva kőzetek is képződtek. A kitörési szakasz a mechanikai szabályoknak megfelelően tufaszórással kezdődött és lávaömléssel fejeződött be, éppen úgy, mint a harmadik szakasz is. Ez utóbbi képződésénél egyelőre a Tálodi-erdő és a Királykő szelvényében tudjuk biztosan kimutatni, de ide soroljuk a kabhegyi tagozat feletti bazaltját is. Egyéb biztosan ide sorolható előfordulást, kellő feltárás hiányában egyelőre nem ismerünk, de VITÁLIS I. (1908a) nyomán a Fonyódi-hegy, valamint a Tátika *Unio wetzleri*-s homokra települő bazaltja is ide tartozhat.

A három kitörési szakaszban tehát egyaránt megvolt a törmelékszórási tevékenység. Az eddig nagyon elhanyagolt terepi megfigyelések alapján a bazalt-piroklastikum szórásról elmondhatjuk, hogy az közel sem egynemű bazalttufát hozott létre. Néhány — pl. a Királykő É-i oldalán levő — szelvény tanulmányozása alapján megállapítható volt, hogy az átlagos pannóniai finomtörmelékes üledékképződés az első tufa megjelenésével, lerakódásával nem szűnt meg, s így a szelvények alsó részén olyan szakasz alakult ki, ahol az üledékes agyag, finomhomok, agyagmárga vízbehullott bazalttufával váltakozik. Ezt a szakaszt követte a második, az intenzívebb tufaszórás és a vulkáni feléptmény kialakulásának ideje, amikor a vulkánból feltörő víz — szilárd törmelék — gáz(gőz) összetételű zagy a levegőből visszahullva sárfolyásokat hozott létre, amelyek a vulkán körül kialakult sánc külső oldalán lezúdulva, 20—50° dőlésű, enyhén ívesen harántrétegzett, sokszor osztályozottan réteges bazalttufarétegeket raktak le. Ezekből a réteglemezektől a portufa elegyrészek gyakran hiányoznak, azokat nyilván messzebbre szállította a zagjár, ahol még az üledékképződés közben az időszakos kiszáradás és ismét elöntés, vagy egyéb, a tófenék iszapjában végbemenő halmirolízis hatására gyakorlatilag nyomtalanul elpusztultak, elagyagosodtak, mint például a padragkúti Pat-6. sz. fúrás bazaltja alatti 10,7—51,3 m közötti szakaszában.

A piroklasztikum-képződés harmadik szakaszában valódi szárazföldi tufák rakódtak le, a feltöltődés eredményeképpen általában valódi szárazföldi körülmények között, ritkábban azonban vízbehullott voltak valószínűsíthető.

A bazaltláváknak három fő változata ismert. A leggyakoribb a kékes-fekete, tömör, kemény, afanerites alapanyagú, gyér és csak apró porfíros elegyrészeket — piroxén, olivin, földpát — tartalmazó kemény, csengő, jól hasadó bazalt, amelyből a kitöréssel egy időben, a kitörési csatornák közelében — Kab-hegy, Somló, Haláp, Badacsony, Szentgyörgy stb. — vagy az egyes lávaárak alsó, és főként felső részén salakos, illetve hólyagos szövetű sötét-szürke és fakóvörös kőzetek keletkeztek. A túlzottan sok vizet felvett lávák pedig — elsősorban a kigőzölgés elmaradása miatt — kukoricakövesedtek (=coccolitosodtak). Ez a kőzettípus gömbhéjas elválású, fakószürke, puha, 3–7 mm-es „fehér” foltos. Ilyen változatokat a nagyobb bazalttömegeknek a felsőpannóniai formáció üledékes képződményeivel való érintkezéseiről ismerünk. Jellegzetesen kukoricaköves szövetű a Somló-hegy oldalán, szinte összefüggő gallérként megjelenő szubvulkáni bazalttömeg, amely a bazalt-kitöréssel egy időben keletkezett, s a kitörési csatornát keretező hasadékokba nyomult be, majd a pleisztocén lepusztulás során került felszínre (7. ábra).

Külön kifejlődésként kell megemlékeznünk a már korábban ID. LÓCZY L., VITÁLIS I., sőt HOFMANN K. által a Nyirád, Halimba közötti területről említett, fél köbméteres nagyságot is elérő bazalttömbökről, amelyeket újabban HAAS J. is megtalált a Rendeki-hegy tetején. Ezek keletkezését csak úgy tudom értelmezni, hogy a Kab-hegyről — a földtani térképre nézve elég világosan látszik, hogy ebből folyt a leghígabb láva — az egykori lávafolyamok egészen Nyirád területéig értek, csak éppen 100 vagy 200 m-rel magasabb relatív térszíni helyzetben, mivel ekkor ezeket a területeket a felsőpannóniai formáció két üledékes tagozata még beborította. Mivel ezek a látvatarók túl keskenyek és túl vékonyak voltak ahhoz, hogy az alattuk levő laza képződményeket tanúhegyként megőrizzék, túlnyomó részük elmállott és csupán néhány nagyobb, keményebb tömb vészelt át a negyedidőszak intenzív lepusztulási szakaszát. Ezek ma már miocén térszínen maradványtömbökként találhatóak, rendszerint a szántóföldek szélére hurcolt helyzetben.

A tapolcai tagozatból a már említett tihanyiakon kívül ősmaradványokat nem ismerünk, de a Put-6. sz. fúrásban a felsőpannóniai formáció idősebb részét jelző Mollusca faunát bezáró rétegek települtek a két bazalttufitréteg között.

8. Pulai alginit tagozat (2)

Mindössze 1973 decembere óta tudunk e tagozatról, mikor egyik, Pulától Ny-ra telepített térképező fúrásunkban olyan idegen kőzetet találtunk, amely meggyújtva sztearinszagot árasztott és kormozó lánggal égett. A tagozat földtani jellegeiről korábban már SOLTI G.-ral beszámoltunk, mivel a fúrás telepítését, feldolgozását, majd az alginit további kutatását közösen végeztük. Összefoglalva, a pulai tagozatról eddig az alábbi ismeretekkel rendelkezünk.

A pulai tagozatot a Balaton-felvidékről jelenleg egyedül a Pulától Ny-ra, a temető és a Szőlő-hegy közötti, kb. 400 m széles süllyedék kitöltéseként ismerjük. A süllyedéket a SOLTI G. végezte földtani térképezés és az azóta lemélyített fúrások alapján az egykori bazaltkráter belsejében lerakódott különleges kőzet, a Diatomákban (HAJÓS M.) és éghető algamaradványokban

— GÓCZÁN F. és NAGY L.-NÉ meghatározása szerint elsősorban a Botryococcusokban — gazdag aleuritós agyagmárga, ill. agyagmárgás aleurit rétegei töltik ki. A kitöltés vastagsága általában 20—40 m, a kráter pereme felé elvékonyodó. Feküjében — mint már említettük — a második, tehát a *Congeria balatonica*-s szintre települő bazalttufaszórás keresztreteggett tufitrétegei, illetve az egykori kráter középső részén az ehhez tartozó, felső 8 m-ében erősen salakos, egyébként tömör—kemény bazalt települ. A bazaltra, ill. bazalttufára négy részre tagolható alginites sorozat következik (JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1975).

A legelső rétegcsoport 5—50 cm vastag bazalthomokkal kezdődik, majd e felett egy-egy aleurit, agyagmárgás aleurit és márgarétegből áll. A második rétegcsoport alginites agyagmárga, a harmadik agyagmárgás alginit, esetenként egy dolomitos mészkő-betelepüléssel, s végül a negyediket, a legfiatalabbat márga—agyagmárgarétegek építik fel. Az egész tagozatra jellemzőek a szürkészöld, zöld, szürke, tehát a redukív színek és a leveles—lemezes szerkezet.

Közvetlenül a bazalt felett a fúrásokban 5—50 cm vastag 0,1—2,0 mm átmérőjű világosszürke, bazalttufaszemcsékből álló, ívesen keresztreteggett homok települt, amelyből rétegváltakozással fejlődik ki a pulai tagozat legidősebb pelites kőzete, egy 0,5—4,0 m vastag, összefoglalóan aleuritnak nevezhető réteg. Az aleurit legelső részében keresztreteggezést mutató, így 30° dőlésű, 1 cm vastag bazalthomok lemezek betelepülését észleltük. Az aleuritréteg viszont különböző szürke, világosszürke, piszkosfehér, zöldesszürke színárnyalatú, általában 1—30 mm, leggyakrabban 5 mm, maximálisan 300 mm vastag, anyagukban is különböző, szigorúan vízszintes, párhuzamos lemezekből áll. Az egyes lemezek anyagát laboratóriumban külön-külön nem vizsgáltuk meg, azonban terepi feldolgozás közben is jól rögzíthető volt, hogy a világosabb szakaszok laza mészszipban, s HAJÓS M. későbbi vizsgálatai alapján pedig Diatomákban gazdagabbak.

Az aleurit felett 8—10 m vastag világos zöldesszürke, lemezesen réteggett agyagmárgás aleurit szakasz következik, amelynek alsó 4—5 m-e mészben szegényebb, mint az e feletti. A kőzet 1—150 mm vastag, leggyakrabban 2 mm-es lemezekből áll. Ezek a lemezek anyaguk szerint háromfélék. Az aleuritrétegecskék 5—30 mm vastagok, s anyaguk jól megállapíthatóan bazalttufa nagyon finom szemű, vízbe bemosott szemcséiből áll. A sárgás színárnyalatú lemezek mészben, a zöldes színárnyalatúak agyagban dúsak, s egyaránt vékonyabbak az aleuritrétegecskéknél. A mészdús lemezekben sok, néha kőzetalkotó mennyiségű, a rétegzéssel párhuzamos helyzetű, többé-kevésbé összepréselt, belül üreges Chara szármaradvány van. Vastagságuk néhány tizedmilliméter, hosszuk 5—10 mm, a réteglapon égtáj szerint irányítatlanul fekszenek. Emellett nem ritkák a víztiszta, ugyancsak a rétegzéssel párhuzamos helyzetű Ostracoda fél és páros teknők. A páros teknők belül üresek. SZÉLES M. meghatározása szerint ezek a *Candona parallela pannonica* ZALÁNYI fajhoz tartozó egyedek. Esetenként néhány szenesedett levélmaradványt is találtunk.

A rétegek általában szigorúan vízszintes helyzetűek. Egyes szakaszok még a plasztikus állapotbeli izsaprogyás eredményeként kaotikus gyüredezett-séget és autigén breccsásodást mutatnak.

Az előbbi 8—10 m vastag réteg felett következik a tulajdonképpeni alginitdús szakasz, amely 10—22 m vastag részt foglal magában. Ezek a rétegek a feküjükben leirtaktól határozott szürkészöld színükkel, lemezes—leveles elválással, feltűnően könnyű voltukkal és friss állapotban (a felszínre

kerüléstől számított 3—10. hónapban) jellegzetes, leginkább talán benzolra emlékeztető szagukkal, továbbá átlagos körülmények közötti meggyújthatósággal, lemezeik hajlítható voltaival ütnek el.

Ez az egész szakasz ugyancsak lemezesen — levelesen rétegzett, de a fekében levő kőzetektől eltérően itt két lemeztípus uralkodik, s a lemezek a fekéhez képest könnyen válnak el egymástól, vékonyabbak is, vastagságuk mindössze 0,1—4,0 mm (lemezes típus). Az egyik típus határozottan zöld, s kézi nagytóval pár tizedmilliméteres, nagyjából zöld és fakósárga egyes vagy csoportos gömböcskékből (*Botryococcus* telepek) állónak látszik. A krátermedence középső részén a felszíntől számított 12—18 m közötti rész rétegzetlen, bár lemezes elválású, s szinte kizárólag e maradványok tömegéből áll („tömeges típus”). A másik lemeztípus fakó zöldes vagy szürkésárga színű és mészben gazdagabb, mint a zöld. Ez az alginitdús szakasz emellett jelentős mennyiségű pelites alkotót tartalmaz.

Az alginitdús kőzetek között az egyes fúrásokban világosszürke dolomitos, meszes kötésű aleurolit-betelepülést harántoltak. Utóbbi esetenként finomhomokos. Homokszemcséi túlnyomórészt bazalttufa lepusztulásából származnak, azonban metamorf eredetű muszkovitlemezek is megfigyelhetők benne.

Az alginitdús szakaszban a rétegdőlés vízszintes, de iszaprogyásos átrendeződés miatti 5—8°-os dőléseket, sőt a 15,5—15,6 m-ig terjedő szakaszban (Put-3. sz. fúrás) iszaprogyásos gyüredezettséget, illetve autigén breccsásodást is megfigyelhetünk.

Az alginitdús szakasz fedőjében 5—10 m vastag, még mindig lemezes márga, mészmárga, illetve agyagmárgás rétegek települnek. A lemezesség kevésbé kifejezett, mint az alginites szakaszban, mivel itt a laza pelites méretű mésziszap mennyisége szinte már minden lemezkében meghaladja az agyagos alkotóké, ennek ellenére azonban jelentősen ingadozik, s egyik lemeze így piszkosfehér, illetve halványsárga, a másik halvány sárgászürke, illetve szürke. A fedő alsó 2 m-es szakaszán, az egyes lemezek felszínén sok szenesedett apró növényi szártöredék, illetve szenesedett fű-szerű levélmaradvány észlelhető. Ugyanitt néhány réteglapon a leülepedést követően kialakult karéjos száradási hasadékok, majd 7,4—7,8 m között autigén breccsás szakasz volt látható. Ezekben a szakaszokban olyan sötétbarna, 0,5—2 cm vastag rétegtöredékek jellemzők, amelyek egyetlen eddig ismert üledékes kőzetre sem hasonlítanak. Ez a kőzet sötétbarna, kemény, tömör, de késsel faragható, s kis igyekezettel cigarettapapír vékonyságú, zavarosan átlátszó hajlékony, gyufával meg nem gyújtható, de a lángban összependörödő levelekre szedhető szét („cipótalp” típus).

A pulai tagozatot részletes anyagvizsgálatnak vetettük alá. Ennek alapján megállapítottuk, hogy a szelvényben két szemcséösszetéti ciklus van. Az alsó a durvább, kb. 20 m vastag, a felső valamivel vékonyabb és finomabb. Eltekintve az alsó ciklus kezdő homokos rétegeitől, homokfrakció a kőzetekben nincs, az agyagtartalom — természetesen ingadozásokkal — 14-ről 60%-ra növekszik az aleuritfrakció rovására. A kőzetek kalcittartalma — eltekintve a zárórétegek utólagosan elmeszesedett részétől — alulról felfelé 63%-ról 23%-ra csökken, a dolomittartalom ezzel szemben végig 5% körüli, tehát felfelé viszonylagosan növekszik a mennyisége. A kőzetek szervesanyag-tartalma pedig előbb alulról felfelé 22%-ról 40%-ra emelkedik, majd itt hirtelen 60—70%-ra ugrik, s felfelé szakaszosan 20%-ra csökken le. A kőzetek kátrány-tartalma (=Fischer-f. olaj) és fűtőértéke ezzel arányosan 2—27%, illetve

130—3000 kcal/kg között változott. A kén tartalom feltűnően alacsony. Az alul tapasztalt 1,2%-ról a szelvény tetejéig 0,1%-ra esik le.

A pulai tagozat kőzeteit részletes őslénytani vizsgálatnak vetettük alá, a kor és a fácies viszonyok tisztázása céljából. A Diatoma vizsgálatok — ezeket HAJÓS M. végezte — tisztázták, hogy a szelvényben gazdag Diatoma flóra maradványok vannak. Ezek gyakorisága és fajszáma alulról felfelé haladva csökkenő. Alul 52 Diatoma faj, felül összesen kettő jelenlétét sikerült észlelnie. A Diatoma flóra, a felsőpannóniai formáció képződése idején, más adatokból valószínűsíthető viszonyokat bizonyított. Sikerült igazolni, hogy egy ilyen mikroflóra 11 °C-os februári vízhőmérsékletet és gyengén sós vizet igényel.

NAGY L.-NÉ részletes palinológiai vizsgálatai alapján megállapíthatóvá vált, hogy képződményünkben, mint az várható is volt, a leggyakoribb alak a *Botryococcus braunii* KÜTZIG planktonalga, amely az alginites kőzetek fő alkotója világszerte. Ezek mellett egy, a felsőpannóniai formációban átlagosnak mondható *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus*, továbbá *Celtis*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Juglans*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Ilex*, *Liquidambar* flórában gazdag együttes volt, de a láperdei alakok — *Nyssa*, *Taxodium*, *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya* — is bőséges mennyiségben kerültek elő.

A kezdő rétegekből gyűjtött Ostracodákat SZÉLES M. határozta meg. Véleménye szerint ezek a *Candona parallela pannonica* ZALÁNYI fajokhoz tartozó egyedek. Előfordulásuk alapján a bezáró rétegek „felsőpannóniai” (pliocén) vagy pleisztocén volta egyaránt elképzelhető, de inkább a „felsőpannóniai” korbesorolás mellett foglalt állást.

Ugyancsak a kezdő rétegekből előkerült, s KROLOPP E. által meghatározott Molluscák, nevezetesen a *Radix* aff. *peregra* és a *Pisidium* sp. közül előbbi csak édesvízben, utóbbi édes- és erősen csökkentsósvízben is élhetett. A pleisztocén — pliocén korok elkülönítését egyik sem teszi lehetővé.

A biosztratigráfiai probléma tehát elég világosan megfogalmazódott. Ha a pleisztocén elején a felsőpannóniai formáció képződése alattihoz hasonló éghajlati viszonyok voltak — s miért ne lettek volna azok —, akkor ma még a Diatomák, a spórák — pollenek, a Molluscák alapján a kronosztratigráfiai határt biztosan nem lehet kijelölni.

A vizsgálati adatokból világosan látható tehát, hogy a pulai tagozat kőzeteinek képződésekor egészen különleges körülmények uralkodtak. Az első problémát mindjárt a kráterüreg kialakulása jelenti. Korábban ezt a kráternyílás körüli terület beszakadásával értelmeztem, de figyelembe véve a kráter falát alkotó bazalttuffit keresztarétegeinek körben kifelé mutató dőlésviszonyait, ma már azt tartom valószínűbbnek, hogy a kráterből először zagy formájában jött ki a piroklasztikum, s a kráter közepéről a szakadatlan robbanások ereje távolította el ezt az anyagot, illetve a kitorési csatornanyílásba alulról benyomuló bazalt magába olvasztotta azt. A láva aztán anélkül, hogy a saját maga rakta tuffitgátot kiömlött volna, a kráter alján kihűlt és felső része a kihűlési kigázosodás következtében salakos szövetűvé vált. Az így kialakult, egyelőre szárazföldi vulkáni medencécskének az aljára előbb az esővizek — záporpatkok hordták le a kráter oldaláról az apróbb tufadarabokat, majd a felsőpannóniai formáció képződése alatt töretlen süllyedés következtében a monostorapáti — nagyvázsonyi egykori lagúna gyengén sós vize a tufagyűrű litoklázisain keresztül, vagy a sekélyebb részei feletti csatornákon át behatolt a lehűlt kitorési központba. Ebben az elzárttság, a viszonylagosan jelentős (5—10 m-es) vízmélység és a felsőpannóniai formáció képződése alatti átlagos viszonyokhoz

képest — a közvetlen környezet bazalttufája üvegyanyagának intenzív mállása miatt fellépő tápanyag-gazdagság következtében — sajátos üledékképződési viszonyok alakultak ki. A „felsőpannoniai” tó csendes áramlásai által szállított finom pelitanyag nem, vagy csak nagyon korlátozottan volt képes behatolni a belső tóba, s ennek megfelelően elsősorban a bazaltgyűrű belső oldalának lepusztulásából eredő pelitből képződött a kitöltő anyag. Ehhez járult nyilván az átlagos bakteriális működés következtében kivált kalcipelit, alárendelten dolopelit, továbbá az elhalt planktonalgák — kezdetben a Diatomák, később főleg a Botryococcusok — jelentős mennyisége. A három fő alkotó aránya — a lemezesség méretéből következően — évszakonként változott a Nap sugárzása, a csapadékeloszlás és a bekerülő tápanyagok mennyiségének függvényében. Jelenleg nincs adatunk arra, hogy az egyes 0,1–5,0 mm vastag, különböző összetételű lemezek melyik évszakot jelentik. A mészga dagok azonban nyilván a nyári meleg hatására váltak ki. Az üledéksorozat, 0,5 mm átlagos lemezvastagsággal számolva, nagyságrendileg 50 000 évnek felelhet meg.

A krátertó fejlődése a dolomitanyag felfelé való szaporodása és a pulai szelvényben mutatkozó kiszáradási szerkezete alapján a beszáradás felé irányult. A tó vizének viszonylagos mélysége és a szélről való elzárttság, továbbá a víztükör alगतenyészettel való fedettsége (a Botryococcus telepalkotó!) következményeként maradhatott meg az üledékek eredeti lemezesség felépítése. A hullámverés így nem volt képes felkavaró — újraüleptető hatását érvényesíteni. A viszonylag meredek, tehát nagy domborzati energiájú közvetlen környezet hatása az üledékekben nem érvényesül megfelelően. Ezt a tó sekély vízü peremének sűrű nád — sás, Taxodium stb. növényzete szűrőhatásának tulajdoníthatjuk, bár nyilvánvaló, hogy a kráter belső oldalát a kihülés után már pár évvel dús növényzet borította be, s ez is a durva anyag bekerülése ellen dolgozik.

A krátertó élete mindezek ellenére sem volt teljesen nyugodt. Ismételtan iszapcsúszási jelenségek következtek be, elsősorban a vulkanizmussal, vagy az egész terület süllyedésével együtt járó földrengések miatt.

A pulai tagozat gyakorlatilag makrofauna-mentes, illetve az eddig előkerültek édesvíziek, s így jelenlétük ellentétben van a Diatoma flóra „gyengén sós vízi közeg” megállapítással. A csökkentsósvízi Mollusca fauna hiánya a különleges anaerob fenékszap-minőséggel jól értelmezhető, s néhány édesvízi maradvány a víz tetején nekroplanktonikus szállítás során is bekerülhetett.

Fel kell hívnunk itt a figyelmet arra, hogy az alginetes kőzetek nem illenek bele a kőszénkeletkezési lépőv rendszerébe, illetve csak egyes típusairól igazolható a mélylápi eredet. Elméletileg minden olyan vízből rakódhat le algadús, éghető bituminitekben dús iszap, amelyben az egyéb üledékképződés elenyésző mértékű, tehát az üledékszallító áramlásoktól elzárt, továbbá a lerakódott anyag anaerob körülmények között diagenizálódik, s így szerves anyaga nem oxidálódott.

Befejezésül megjegyzem, hogy a pulai tagozat rétegeit a pulain kívül a gércei, a sitkei és a várkeszői (BENCE G.) tufagyűrűben is megtaláltuk 1974-ben, illetve 1975-ben. Jelenlétük pedig valószínűsíthető a tihanyi külső-tó medencéjében (SOLTI G.).

9. Nagyvázsonyi mészkő tagozat (4)

A tagozat a Dunántúli-középhegység délkeleti oldalán a Nagyvázsonyi-medencétől a kérdéses Veszprém-külső vasútállomás mellett, majd Várpalotán, Guttamásin keresztül a budai-hegységi szabadság-hegyi előfordulásig 100 km hosszan követhető, meg-megszakadó vonulatot alkot.

A többi, főként a Dunántúli-középhegység É-i részén, itt is elsősorban a Duna mellett megjelenő édesvízi mészkövet — amelyre vonatkozó ismereteket legutóbb PÉCSI M. (1959), illetve SCHEUER GY.—SCHWEITZER F. (1974) foglalta össze — nagyon eltérő szövetük és a terasz-szabály szerinti településük miatt a pleisztocénbe soroljuk. Annál is inkább, mert még a legmagasabb helyzetű — tehát a legidősebb — Kőpíte fekéjében is Duna-terasz kavicsanyag van, s a Kisalföld, illetve a Nagyalföld dunántúli peremén egyaránt az egzotikus kavicsos üledékek újbóli megjelenésétől számítom a pleisztocént.

A nagyvázsonyi tagozat fekvőjében, az egykori Balaton-felvidéki lagúnában a taliándörögdi tagozat rétegeit találjuk, azokból rétegváltakozásos átmenettel fejlődik ki. A kapolcsi Kpt-1. sz. fúrásban mészszipa fáciesű vékony betelepülése a királykői 2. és 3. bazaltkitörés termékei között települ. Vastagsága a Tálodi-erdő Ny-i szelétől K-re többnyire állandó érték, 28—30 m között mozog. Itt kb. 50 km²-nyi területet borít be sűrű törmelke, amely alatt mindenütt szálban áll. Fedőjében a Tálodi-erdő nevű domb tetején találtunk vékony vörös bazaltbentonitot, s e fölött 7 m hólyagos bazaltot. Ezenkívül csak pleisztocén patakhordalék, vagy lösz fedí. Felső elhatárolása itt tehát teljesen nyitott.

A Várpalotai- és a Guttamási-medencében az édesvízi mészkő a tihanyi tagozat rétegei felett települ, de a Guttamásitól D-re és Bakonykútától K-re lemélyített Gt-22. és Gt-23. sz. fúrásokban az édesvízi mészkő felett 46, ill. 40 m vastag agyagmárga, agyag, homok váltakozásából álló rétegsor települt az alatta levő mészmárgával együtt, a tagozathoz tartozó 20 m vastag mészkő felett. A fedő üledékekről csak annyit tudunk, hogy kőzettani jellegei a felsőpannoniai formációhoz csatolják, de gyakorlatilag ősmaradványmentesek. A néhány szárazföldi Mollusca töredék alapján korát jobban nem lehetett megközelíteni.

A szabadság-hegyi előfordulás fekéjében sűrű planorbis agyagmárga, agyag települ. Fedőjében csak lösz ismeretes. Vastagsága mindegyik előfordulás közül itt a legnagyobb, még óvatos becsléssel is eléri a 40 m-t.

Mindhárom nagy előfordulási terület mészköve, a 100 km-es távolság ellenére is, feltűnően hasonló. Mállott felszíne piszkosfehér, rendszerint kb. 1 mm vastag porló réteg vonja be. A mészkő belseje halványbarna, vagy barnásszürke színű, tömör, kemény, kriptokristályos, friss törési felülete bitumenszagú. Tömörsege ellenére jellemzőek rá a rétegződést merőlegesen harántoló vékonyabb—vastagabb lyukak. Ezek feltehetően az egykori növények gyökereinek, vagy iszaplakó állatok járatainak (?) nyomai. A kőzet rétegzése változó, rétegei általában 10—50 cm vastagok. A rétegek határa erőteljesen egyenetlen, gumós jellegű. A pleisztocén mészkövekre oly jellemző belső lemezes rétegzettségnek ezeknél a kőzeteknél nyoma sincs. A tagozat szelvényeinek alsó felén mindig gyakoriak a mészmárga közbetelepülések is, míg felfelé haladva ezek egyre ritkábbá válnak és a mészkő anyaga is tisztább lesz.

A tagozat kőzeteinek egy része fauna-, ill. ősmaradványmentes, más rétegei viszont kőzetalkotó mennyiségben tartalmaznak Spherocodium-szerű alga(?)-csomókat és különösen gyakran édesvízi, illetve ritkábban szárazföldi csigákat. Ezek kivétel nélkül kőből megtartásúak, héjuk helyén általában üreg, ritkábban kristályos kalcit van. Egykori belsejüket általában túlnyomórészt kitöltötte a mészszip. A csigák belső kanyarulatainak helyén gyakran üregek maradtak vissza.

A csigák közül leggyakoribbak a Planorbis-félék, de sok Tachaeocampylaea, Cepaea és Lymnaea is előkerült. Ez a fauna pontosabb korhatározásra alkalmatlan, csak a sekély, gyakori kiszáradásokkal kísért édesvízi környezetet bizonyítja. E téren elég, ha arra utalunk, hogy KORMOS T. pleisztocénnek, HALAVÁTS „felsőpannóniaiinak” határozta ugyanazt a faunát.

Jobban megközelítette viszont a kort BARTHA F.-nek az inotai Kálváriáról származó adata, miszerint az édesvízi mészkőrétegek között *Unio wetzleri* faunát bezáró homok települ.

Megjegyzem, hogy a litosztratigráfiai alapelveknek megfelelően a két guttamási fúrásban a mészkő fölött harántolt szürke agyag-, agyagmárga-, finom homok rétegeket ugyancsak a nagyvázsonyi édesvízi mészkő tagozathoz soroltam addig, míg újabb, a korbesorolást eldöntő adat nem kerül elő.

A nagyvázsonyi tagozathoz soroltuk két idősebb — a tihanyi és a Pulától DNy-ra levő — bazaltelőfordulás fedőjében levő meszes, kovás, dolomitos gejzirit képződményt is. Ennek a képződménynek is vitás a kora, de jelenlegi adatai szerint az idősebb, pontosabban a tihanyi tagozat rétegei felett települő bazalt-piroklasztikumok fedőjében a nagyvázsonyi tagozat alsó részével egy időben képződött. Ettől természetesen kronosztratigráfiai értelemben lehet pleisztocén vagy pliocén, de jellegeit tekintve mindenképpen a felsőpannóniai formációhoz tartozik. A tömeges, az egykori kürtöket mindkét előforduláson határozottan mutató, vagy lemezes, fehér, kemény kőzet egyértelműen a hévforrásokból helyi medencékbe, illetve a forrás felszínre lépésének környékén rakódott le. Ezek a hévforrások a 2. bazaltkitörés után működtek rövid ideig.

10. Kabhegyi vörösagyag tagozat (3)

A felsőpannóniai formáció egyik legfiatalabb, de határozottan a bazalt-vulkáni tevékenységhez kapcsolódó része területünknek. Legrégebben ismert előfordulása a Kab-hegyen van, ahol a két bazalt lávapad között települ (VADÁSZ E. 1953). Innen Padragkút felé is lehúzódik, ahol a K-56. sz. fúrásban 18 m vastagságban harántolták a lösz és az eocén mészkő között. Jellegzetes előfordulását ismerjük a Tálodi-erdő bazaltja alatti helyzetben, továbbá a Királykő 3. (legfiatalabb) bazaltja alól a Kpt-1. sz. mélyfúrás szelvényéből.

A Kab-hegyen a K-56. számún kívül számos mélyfúrás harántolta két bazalt lávapad közötti helyzetben. Nagyon jellegzetes szelvényt tárt fel 1972-ben az Úrkúttól K-re levő Zsófia-majortól kb. 1,5 km-re D-re lemélyített Nzt-5. sz. fúrás, amelyben 0,5 m bazalt alatt 4 m vörösagyagos képződmény következett, amelynek alsó része még határozottan felismerhető bazalttufa anyagot tartalmazott, majd ismét 17 m bazalt következett, alatta pedig dachsteini mészkő települt. A laboratóriumi vizsgálatok szerint (FÖLDVÁRI M. derivatográfiás vizsgálata) az anyag fireclay típusú agyagásványból és goethitből áll.

A táldi-erdei bazalt alattihoz hasonló képződményt harántoltak a SOLTÍ G. telepítette barnagi Bat-1. és vöröstói Vöt-1. sz. fúrások is a pleisztocén és a triász dolomit között 20, ill. 2,6 m vastagságban. Ez utóbbi a Nagyvázsonyi-medence területéről származó vörösagyag, az Nzt-5. sz. fúrásból származóval ellentétben, sok montmorillonitból és kevés goethitből áll. Nehézasványaik VETŐNÉ ÁKOS É. szerint határozottan igazolják a bazalttufa eredetét.

Eddigi adataink alapján úgy tűnik tehát, hogy ez a vörösagyag—bentonit képződmény határozottan a 3. bazalttufa alatti piroklasztikumok bomlásából származik. Nyilván a vulkáni üveg eredeti összetételével, szerkezetével függ össze, hogy ennek a — ti. királykői 2. és 3. bazaltömlés közötti — szintnek piroklasztikumai elagyagosodtak, a többi pedig nem. Mivel túlnyomórészt bentonitokról van szó, természetesen utóbbiak esetében a laterites mállás gondolatát elvetjük, de a kab-hegyi fireclay valószínűleg felszíni mállás útján alakult ki, amint azt VADÁSZ E. (1953) valószínűsítette.

VII. A PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORT FEDŐKÉPZŐDMÉNYEI

Mivel dolgozatom litosztratigráfiai alapokon nyugszik, szükségesnek tűnik a pannóniai formációcsoport fedőjében levő képződményekről is pár szóval megemlékezni. Előrebocsátom, hogy a pannóniai formációcsoport felett területünkön mindenütt diszkordanciával települnek a negyedidőszaki sorozatok.

Az eddigi tárgyalási sorrendnek megfelelően ismét a medencék felől kiindulva megállapíthatjuk, hogy a Dunántúli-középhegység DK-i előterében elsősorban lösz települ. Ez túlnyomórészt homogén képződmény, s csupán alsó részében jelennek meg homokos, kavicsos, közettörmelékes betelepülések. A nagy löszterületeket többnyire haránt, esetenként hosszanti irányú 5–1000 m széles holocén, ritkábban már a pleisztocénben kialakult völgyek tagolják, amelyek alját alluviális üledékek borítják. A hegység ÉNy-i — azaz szél felőli oldalán — a lösz ritka képződmény. Elsősorban futóhomokot és alluviális üledékeket — sokszor erősen keveredve — találhatunk a hegység előterében. A nagyobb emelkedési magasságnak megfelelően itt már gyakoriak a hegységből mindig kifelé mutató, több szintben megjelenő teraszképződmények is. A legjelentősebbeket az Eger-patak, a Zala, a Marcal, a Torna, a Bitva, a Bakony-ér, a Gerence, a Kánya-ér, a Cuha-ér, a Concó, az Által-ér, a Gaja, a Séd—Sárvíz, a Váli-víz, a Szentlászló-víz, a Benta-patak, a Kő-ér és természetesen főként a Duna mentén találjuk. Ma már állandó vízfolyás nélkül maradtak a Balaton D-i partjának harántvölgyeiben található idős pleisztocén teraszok. A hegységperemen — Vértes, Tési-fennsík, Fenyőfő, Keszthelyi-hegység — sokféle találunk rendszerint dolomit anyagú, durva hegylábi „folyóvízi” törmelékűpokat. A meredek dolomit, mészkő és bazalthegyek tövéhez vastag lejtőtörmelék „szoknyák” simulnak.

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén, a Gerecse É-i és a Budai-hegység K-i peremén sokféle, legalább négy szintben jelennek meg édesvízi mészkövek, amelyek alatt vagy helyi patakteraszt, vagy Duna-terasz anyagot találunk.

A hegység környezetében a legnagyobb területeken azonban krioplanációs alappal rendelkező holocén talajok fedik a pannóniai laza képződményeket. Ezeket nagyon gyakran hatalmas szórványkavics-mezők alakultak ki.

A Balaton, a Velencei-tó, a Zala és a Marcal, továbbá a Sárvíz völgyében sokféle találunk óholocén tőzegtelepeket is.

VIII. A PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORT NÉHÁNY KÖZETTANI TULAJDONSÁGA ÉS EZEK GENETIKAI JELENTŐSÉGE

A formációcsoport litosztratigráfiai egységeinek leglényegesebb közettani tulajdonságait a dolgozat földtani részében, elsősorban a terepi megfigyelések, másodsorban a laboratóriumi vizsgálati adatok alapján ismerttettem. Ennek ellenére szükségesnek látszik az anyagvizsgálati eredményeket az anyagvizsgálati módszer oldaláról megközelítve is áttekinteni, mert így a földtani részben óhatatlanul elsikkadó rétegtani szintek közötti összehasonlításra jobb lehetőségek nyílnak. Előnye az ilyen módon elvégzett kiértékelésnek az is, hogy az egyenlőtlen feltártság adta, szükségképpen egyenlőtlen vizsgálati adattömeg hézagai okozta hátrányok kevésbé éreztetik hatásukat.

Minden szakember előtt világos, hogy ha valamely képződmény tulajdonságairól, illetve azoknak térbeli változásairól számszerű pontosságú adatokat akarunk kapni, akkor vizsgálati szelvényhálózatunknak bizonyos mértékig egyenletesnek kell lennie. Azonban a középhegységi pannóniai formációcsoport vonatkozásában sem dicsekedhetünk ilyennel, mert ennyi, ilyen célra egyszerre befektethető pénze még egyetlen országnak sem volt, így nekünk sem lehet. Több-kevesebb módszerrel végigvizsgált szelvényeink a nyersanyagkutatás nyújtotta lehetőségek függvényében születtek. Így nem számolhatunk be e vizsgálatok befejezéséről. Szükségesnek láttuk azonban a meglévő adatok vázlatos összefoglalását, hogy a további feladatokat jobban meg lehessen fogalmazni.

I. Ásványtani vizsgálatok

Az ásványtani vizsgálatok már lassan egy évszázada folynak a PETTIJOHN által kidolgozott nehézásvány-meghatározás módszerével. A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjából VENDL A.-tól (1914) származnak az első adatok, aki egyrészt a Balaton-felvidék, másrészt a Velencei-hegység felsőpannóniai formációjából származó homokminták nehézásványait határozta meg. Azóta becslésem szerint legalább 2000 ilyen, a nagy szétszórtság miatt gyakorlatilag összegyűjthetetlen és áttekinthetetlen, tehát lényegét tekintve nagyrészt felesleges vizsgálat készült a jelen munkában tárgyalt területről.

A kép azonban mégsem ilyen sötét, mert a mikromineralógiai vizsgálatok is nagyban hozzájárultak ahhoz, hogy az általános elvi alapok tekintetében egy ma végzett geológus sokkal több ismeret birtokában fejezheti be az egyetemet, mint azt 70 évvel ezelőtt tehette volna. A sok felesleges vizsgálatnak alapvető oka a tudat fejlődésének a technika fejlődéséhez képest sokkal lassúbb voltában rejlik.

A mikromineralógiai vizsgálatokban sokan vettek részt. VENDL A. után CSÁNK E.-NÉ, HERMANN M., BÁRDOSSY-NÉ LIESZKOVSKY Zs., RADÓCZNÉ

KOMÁROMY E., FELVÁRI GY., SALLAY M., VETŐNÉ ÁKOS É., TÓTHNÉ GECSE É. végezte a munka nagyobb részét, de egy-egy vizsgálattal még nagyon sokan járultak hozzá a pannóniai képződmények ásványtani összetételének megismeréséhez.

Már az első 10 vizsgálat elvégzése után világosan kirajzolódott, hogy a pannóniai formációcsoport ásványtani összetétele nagyjából metamorf, kisebb részt pedig magmás kőzetekből álló egykori lepusztulási területről származik. Az ország és környezetének földtani térképére pillantva ezt a megállapítást azonban senki sem gondolhatja komolyan, mert nyilvánvaló, hogy a pannóniai formációcsoport anyaga uralkodóan idősebb üledékes kőzetek áthalmazódásából származik. E tekintetben a Mészkö-Alpok előterében levő flis és molasz, a Cseh-Masszívum K-i peremén levő kréta medence, a Ny-i Kárpátokat borító molasz, a kárpáti és dinári flis, az É-i és K-i Kárpátok, valamint kismértékben a K-i és D-i Alpok és a Cseh-Masszívum paleozóos — idős mezozóos képződményei jöhetnek számításba a Dunántúli-középhegység környékén levő fiatal neogén képződmények eredete szempontjából. Figyelembe kell vennünk ugyanakkor, hogy a Kisalföldi- és a Nagyalföldi-medencében is törvényszerűen az óramutató járásával ellenkező irányú áramlások voltak, tehát a Dunántúli-középhegység ÉNy-i peremén ÉK-i, DK-i peremén pedig DNy-i irányú tavi áramlások haladtak, amelyek az uralkodó pelit — finomhomok anyagot szállították. Tehát a mikromineralógiai vizsgálatok első megközelítésben aligha használhatók esetünkben a pannóniai formációcsoport lepusztulási területének meghatározására. Mégis a 200 darabon felüli vizsgálat átlagolásával jelentős különbségeket kaptunk mind az alsó- és felsőpannóniai formáció, mind a hegység ÉNy-i és DK-i előterének ugyanazon képződményei között (15—16. ábra). A képet az alábbiakban jellemezzük:

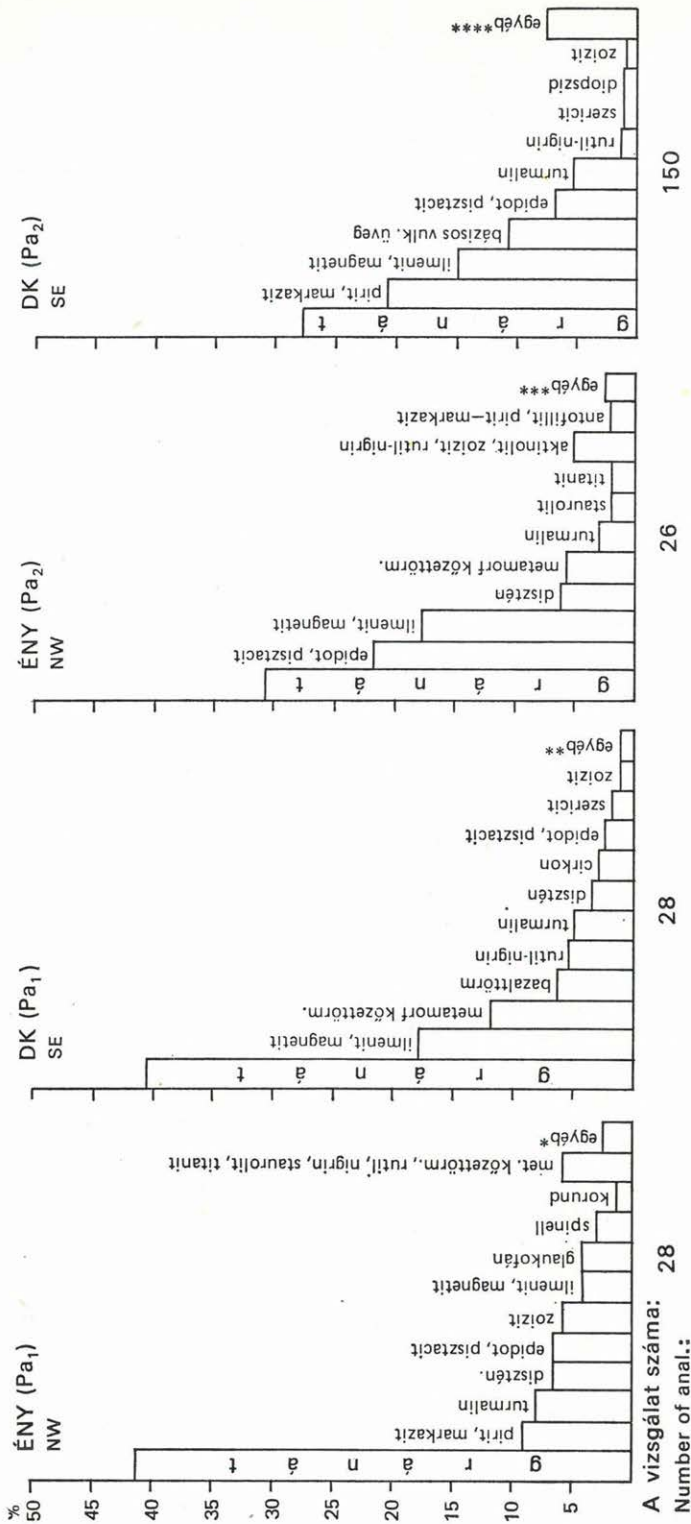
1. A nehézásványok között mindenütt uralkodó a gránát; az ilmenit — magnetit (= ?opak), epidot, turmalin, disztén és zoizit, mindegyik csoportban 2—12% közötti mennyiségben fordul elő.

2. Az alsópannóniai formáció nehézásvány-társulásait az ÉNy-i előtérben a spinell, titanit, aktinolit és tremolit jelenlétével, DK-en ezek hiányával, továbbá azzal jellemezhetjük, hogy a korund, glaukofán és staurolit ÉNy-on lényegesen nagyobb mennyiségben jelenik meg, mint a DK-i előtérben.

3. A DK-i előtérben viszont a cirkon, a „metamorf közettörmelék”, az ilmenit — magnetit és rutil sokkal jelentősebb mennyiségben van meg a spektrumokban.

4. Az ÉNy-i előtér felsőpannóniai formációjának homokos kőzeteiben viszont az epidot, ilmenit — magnetit és a „metamorf közettörmelék”, az aktinolit és a cirkon sokkal nagyobb mennyiségben lépett fel, mint az alsópannóniai formáció homokjaiban. Az antofillit és a brookit pedig az előbbiből, a glaukofán pedig az utóbbiból teljesen hiányzik.

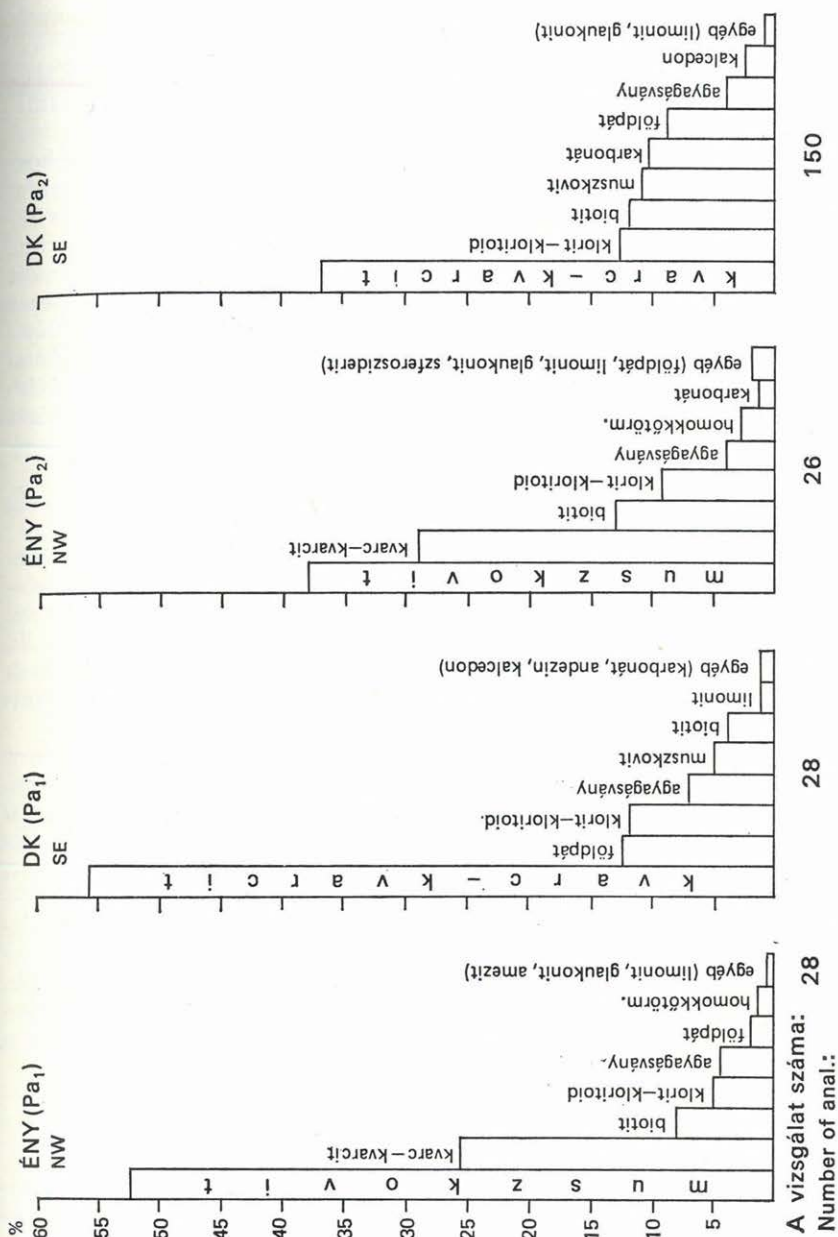
5. Az ÉNy-i és a DK-i előtér felsőpannóniai formációjának nehézásvány-társulásai között nagyobb a rokonság, mint az alsópannóniaiak között, de itt is mutatkoztak jellemző különbségek. Az epidot, disztén, a „metamorf közettörmelék”, az aktinolit és az antofillit ÉNy-on sokkal jelentősebb mennyiségben van jelen, mint DK-en. A staurolit, diopszid és az andaluzit pedig csak DK-en, a titanit pedig csak ÉNy-on fordul elő, utóbbi éppen úgy, mint az alsópannóniai formációban is.



15. ábra. A pannóniai formációcsoport homokos képződményeinek nehézasvány-gyakorisági megoszlása a Dunántúli-középhegység területén

Vizsgálat a köv. fúrásokból készült: *ÉNY-i előtér*: Bakonyzentátság-1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 10, Sümeg-24. (TÓTHNÉ GECSE É. BKV), Pápa-2. (CSÁNK E.-NÉ MÁFD); *DK-i előtér*: Zámoly-2, Csákvár-36, Szár-12, Tihany-62. (SALLAI M. MÁFD), Lajoskomárom-1. (IGALY GY.-NÉ, FELVÁRI GY., RAVASZ-BARANYAI L. MÁFI), Tököl-1. (FETTER J.-NÉ OFKFFV). — *Pa₁* = alsópannóniai formáció, *Pa₂* = felsőpannóniai formáció. — * Amfibol, tremolit, lenkoxén, apatit, pszeudobrookit, aktinolit, cirkon, szercit. ** Hematit, apatit, amfibol, brookit, piroxén, korund, glaukofán, staurolit. *** Amfibol, brookit, cirkon, tremolit, szercit, apatit, hipersztén, spinell, korund. **** Cirkon, olivin, amfibol, apatit, andaluzit, hematit, disztén, staurolit, korund, titanit, antofillit, barit, metamorf közettörm., klorozoit, sillimanit, aktinolit, piroxén, hipersztén, tremolit, agt, glaukofán, kunzit, brookit, lamprobolit, bazalttörm., lenkoxén.

Fig. 15. Frequency distribution of heavy minerals in sandy sediments, Pannonian Group, Transdanubian Central Mountains. Samples for analysis have been taken from the following boreholes: *northwestern foreland*: Bakonyzentátság-1, -2, -3, -5, -6, -7, -8, -10, Sümeg-24 (E. TÓTH-GECSE, BKV), Pápa-2 (Mrs. CSÁNK, MÁFI); *southeastern foreland*: Zámoly-2, Csákvár-36, Szár-12, Tihany-62 (M. SALLAI, MÁFI), Lajoskomárom-1 (Mrs. IGALY, GY., FELVÁRI, L. RAVASZ-BARANYAI, MÁFI), Tököl-1 (Mrs. FETTER, OFKFFV). — *Pa₁* = Lower Pannonian Formation, *Pa₂* = Upper Pannonian Formation



16. ábra. A pannóniai formációcsoport homokos képződményeinek könnyűásvány-gyakorisági megoszlása a Dunántúli-középhegység területén. (A vizsgált fúrások felsorolását l. a 15. ábránál.)

Fig. 16. Frequency distribution of light minerals in sandy sediments of the Pannonian Group in the Transdanubian Central Mountains. (For a list of the boreholes studied, see Fig. 15.)

Az egyes elemzés alá vont egységeket tehát — eltekintve a nehézásvány-spektrum túlnyomó részét adó néhány gyakori ásványtól — az alábbi társulások jellemzik:

ÉNy-i előtér alsópannóniai formáció:	glaukofán, spinell, titanit jellemző
DK-i előtér alsópannóniai formáció:	cirkon jellemző, ilmenit—magnetit sok
ÉNy-i előtér felsőpannóniai formáció:	titanit, aktinolit, antofillit, cirkon jellemző
DK-i előtér felsőpannóniai formáció:	diopszid, andaluzit, staurolit jellemző

Ebben a megfogalmazásban a további lehetőségek és feladatok jól körvonalazhatók a pannóniai formációcsoport nehézásvány-vizsgálatai terén. Mindenekelőtt a módszeren kell változtatni. Az összehasonlításoknál a vizsgálatokból ki kell vonni a gránát, epidot, turmalin, disztén, zoizit csoportot, s mivel ezek vannak a legnagyobb tömegben, ezek monomineralikus frakcióit előállítva, összehasonlító vizsgálatokat kell végezni a lepusztulási környezet ásványaival. A visszamaradó frakció összehasonlítása a DK-i, vagy ÉNy-i ásványtani tartományba való tartozást, illetve az alsó-, vagy felsőpannóniai formációba való tartozás megállapítását lehetővé teszi, de ehhez legalább 500 szemsét kell vizsgálatonként értékelni. Viszont a vizsgálatok sűrűségét egy rétegsorban vagy területen erősen csökkenti lehet az eddigi eredmények alapján.

Megjegyzem, hogy a könnyűásványok eloszlásában jellemző különbség jelenlétét nem sikerült rögzíteni.

A vizsgálatok nyomán további két lényeges ásványtani különbséget sikerült megállapítani területünkön. A legszembetűnőbb a három gyöngykavics — kvarchomok tagozatnál észlelhető. Itt ugyan a nehézásvány-spektrum az átlagoshoz képest — a bakteriopirit eltűnését leszámítva — alig változik, hiszen a pannóniai formációcsoport nehézásványai egyébként is az ellenállóak közül kerülnek ki, de a könnyű-frakcióból hiányoznak a földpát és a csillám-félék.

A másik lényeges különbséget, a terepi felismerés után bizonyítékot keresve a pannóniai formációcsoport egyes üledékes kőzetei és a bazalt-törmelékiszórás egyidejűségére, a Balaton-felvidék Nagyvázsony—Ajka közötti részén találtuk. Itt a közbetelepült bazalt-piroklasztikumokban, illetve az azok közé települt üledékes kőzetekben, továbbá a pulai tagozat rétegeiben mindkét ásványtársulást — a metamorf és a bázisos magmás eredetűt is — megtaláljuk. Adataink szerint arra azonban nincs remény, hogy a bazalt-vulkanizmus megindulását legalább a kitorési központ távolabbi környezetében, mint nagyon lényeges vezető szintet, ásványtani alapon megfogjuk. A nagygörbői, sümegi, pápai, bakonyszentlászlói nehézásvány-vizsgálati képen nyoma sincs a bazaltos eredetűeknek, bár szintjüket a rétegsorok bőven átfogják.

2. Agyagásvány vizsgálatok

Az agyagásvány vizsgálatok zöme a Földtani Intézetben kétféle módszerrel készült. Egyrészt VICZIÁN I. röntgendiffraktogramokat készített, másrészt FÖLDOVÁRI M. derivatográfiás módszerrel határozta meg azokat.

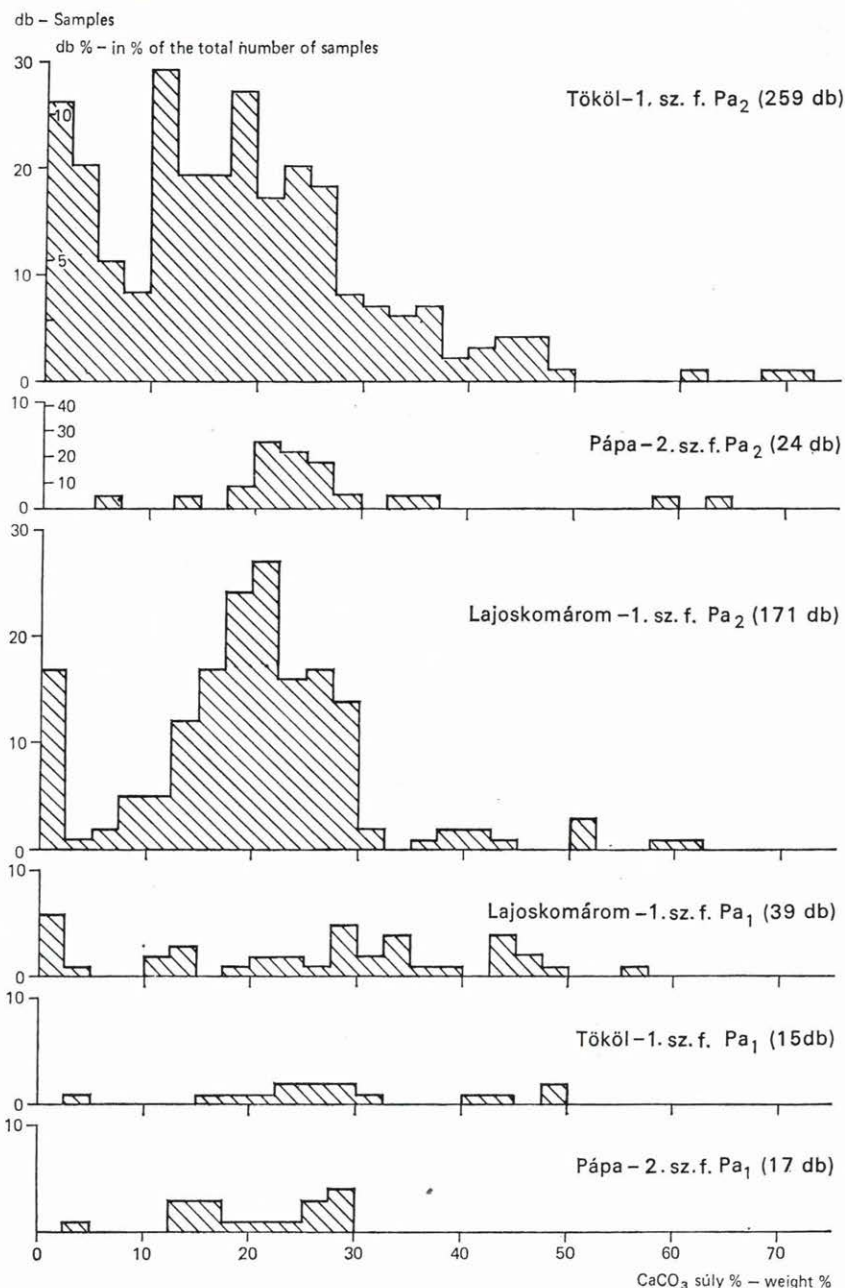
Az adatok ismét amellettszólnak, hogy a középhegység-peremi pannóniai formációcsoport agyagos kőzetei lényegében véve azonos ásványtani összetételűek; a megvizsgáltakat szinte kivétel nélkül főként illit, mellette pedig

montmorillonit agyagásvány alkotja. A kaolinit jelenlétét csak ritkán, s akkor mindig az alaphegység-közeli szelvényrészekből lehetett kimutatni.

Egy lényeges különbség azonban mégis adódott, mégpedig az, hogy a legmélyebb szelvényrészekből a duzzadó agyagásvány, a montmorillonit kimaradt. Ezt a jelenséget a Kápolnásnyék-1. sz. és a Tököl-1. sz. fúrás mintáinál tapasztaltuk, ahol a 222 m, illetve a 800 m alatti mintákban már csak az illit volt kimutatható. Meglepő ebben az, hogy ilyen magas szintben következett be a montmorillonit kimaradása, amikor az alföldi (VICZIÁN I. 1974) vagy a zalai (NEMECZ E. 1973) szelvényekben ez csak 1500 m körül észlelhető. Az ugyancsak részletesen vizsgált Zámoly-2. sz. fúrás szelvényében (KORPÁS L. 1970) viszont annak ellenére végig kimutatható volt, hogy az 508 m vastagságú rétegsort harántolt. A jelenségnek egyelőre nem tudjuk magyarázatát adni. Mindenesetre a nyomás nem lehetett itt akkora, mint a nagyobb mélységű medencékben, s így csak azt kockáztathatjuk meg, hogy talán a hőmérséklet volt — legalább időlegesen — nagyobb, mint ott. Emellett szólnak a kápolnásnyékinél valamivel mélyebb, de más aljzaton települt zámolyi fúrászelvény adatai. Nem zárhatjuk ki azt a BÉRCZI I. által felvetett lehetőséget sem, hogy az illites összetétel a lepusztulási területről beszállított anyag tulajdonságából származik. A kérdést nem tekintjük lezártnak, de megjegyezzük, hogy mindhárom szóban forgó fúrást nagyon jelentős méretű főtörések mellett mélyítették le, s a kápolnásnyéki fúrásban a fekü dolomitban és a gárdonyi fúrás egyik alsópannóniai formációba tartozó agyagmárgarétegében is kristályos fluoriterek jelenlétét ismertük fel. Felismerésünket röntgenvizsgálatokkal ellenőriztettük, s VICZIÁN I. is ugyanazon eredményre jutott. A duzzadó agyagásvány kimaradásának kérdése mindenesetre további vizsgálatokat igényel.

3. Karbonáttartalom vizsgálatok

A karbonáttartalom vizsgálatok talán a legolcsóbbak, s ezért ebből készült a legtöbb a pannóniai formációból. A közel 2000 adat alapján megállapíthatjuk, hogy az alsópannóniai formáció kőzeteinek a karbonáttartalma (=Scheibler-módszerrel meghatározott CO_2 -ből számolt CaCO_3) átlagosan mintegy 10%-kal több, mint a felsópannóniai formációba tartozóké. Előbbieké leggyakrabban 30%, utóbbiaké 20% körüli érték. Míg az alsópannóniai formációba tartozó kőzetek karbonáttartalma lényegében egymaximumos eloszlási görbét ad — csupán az ősi tagozat, a csóri tagozat és a kvarehomok fáciesek mészszegénysége okoz kisebb, másodlagos maximumot — addig a mészgazdag oldalon, a lagúnán belüli „beltengeri” kezdőrétegek viszonylag nagy CaCO_3 -tartalma jól belesimul a haranggörbébe. Ezzel szemben a felsópannóniai formáció kőzetei CaCO_3 -tartalmának eloszlása határozottan kétmaximumos görbét rajzol ki. A nagyobb maximum a 20%-os érték körül alakult ki, a másik pedig a 0%-nál. Figyelemre méltó, hogy ugyanakkor a nagyobb mérszartalmak felé a haranggörbe sokkal jobban elnyúlik, mint az alsópannóniai formációba tartozó kőzeteké. Itt két folyamat játszott közre a kőzetek CaCO_3 -tartalmának kialakításában. Az egyik az átlagos tavi üledékképződés, a másik pedig a sekély tavak ki-kiszáradása következtében létrejövő, hosszabb-rövidebb ideig tartott talajosodás. Utóbbi egyrészt a mésztelenedést, másrészt az elvándorolt mészt — konkréciók formájában való — kicsapódását, tehát mészdúsulást okozott.

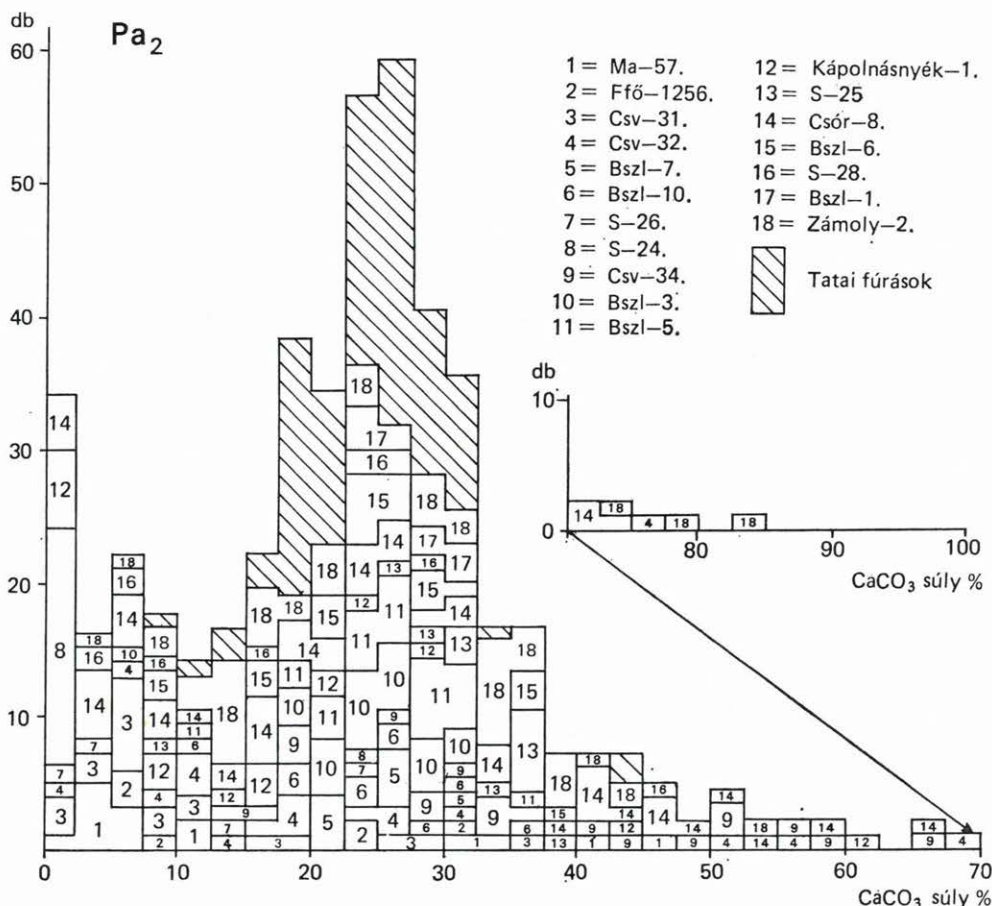


17. ábra. A pannóniai formációcsoportba tartozó kőzetek mésztartalmának gyakorisági eloszlása fúrásoként

Fig. 17. Frequency distribution of the lime content of rocks belonging to the Pannonian Group as determined for single boreholes

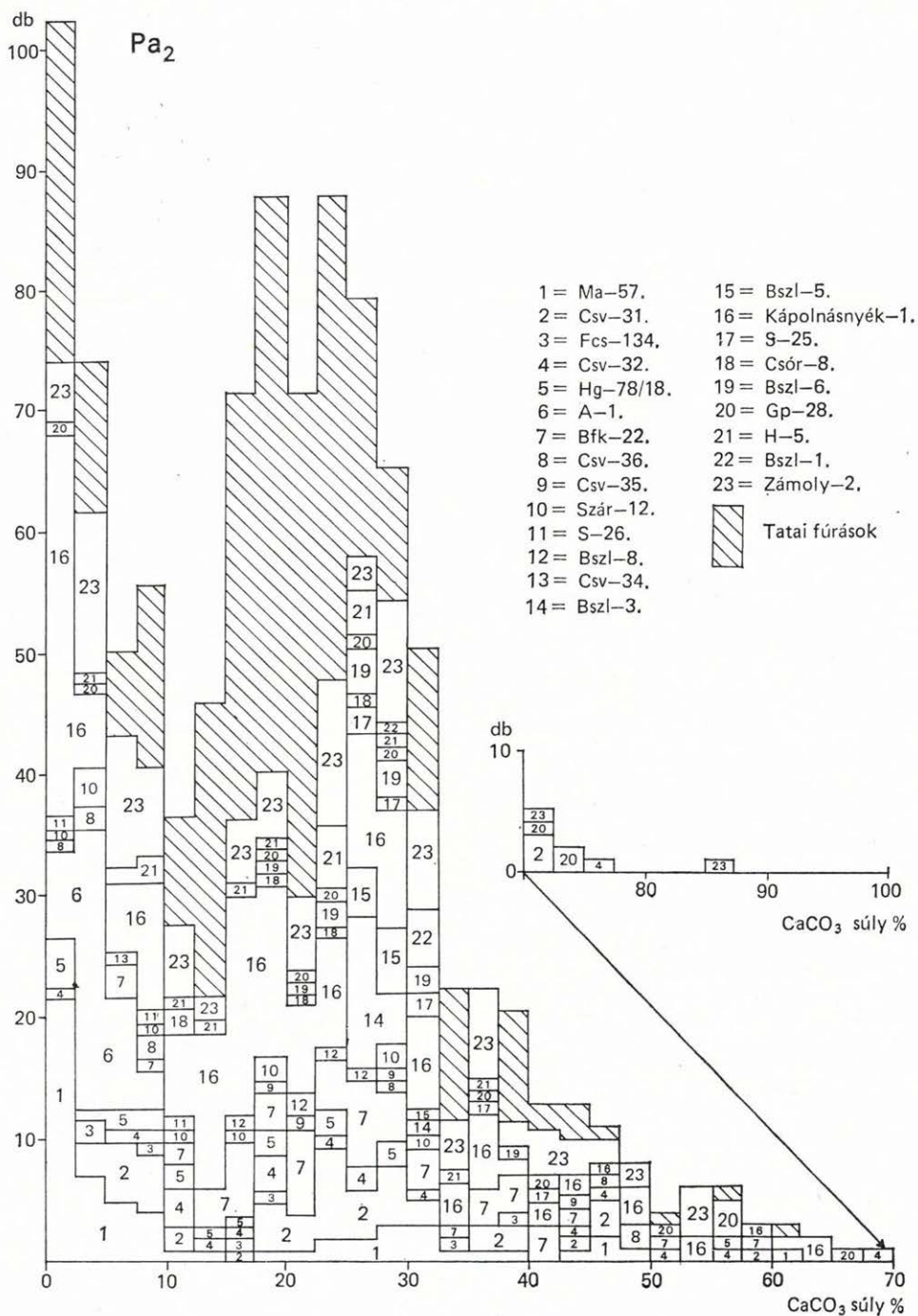
Figyelemre méltó, hogy a pannóniai formációcsoprt karbonáttartalma a Dunántúli-középhegység környezetében lényegesen nagyobb, akár a felső-, akár az alsópannóniai formációt nézzük, mint például a Mátra előterében (JÁMBOR Á. 1969). Ennek oka minden bizonnyal az, hogy itt a Középhegység dolomit és mészkő tömegeiből a csapadékvizek és a források lényegesen több karbonátanyagot szállítottak be az üledékgyűjtőbe, ahol a bakteriális tevékenység(?) eredményeképpen ez ki is vált (17., 18a–b ábra).

A kőzetek dolomittartalmára vonatkozóan kevés adatunk van. Ezekből annyi nyilvánvaló, hogy az alsó- és felsőpannóniai formáció kőzeteiben a dolomittartalom gyakorlatilag azonos (4–5%), tehát relatíve a felsőpannóniai formációban nagyobb, mivel előbbi 20:5, utóbbi pedig 15:5 arányú (CaO:MgO viszonyban kifejezve). Ez látszólag ellentmond annak a ténynek, hogy dolomit kiválása a tapasztalatok szerint (T. GECSE É. 1974) bepárlódó tenger-, vagy



18a–b ábra. A pannóniai formációcsoprtba tartozó kőzetek mésztartalmának gyakorisági eloszlása

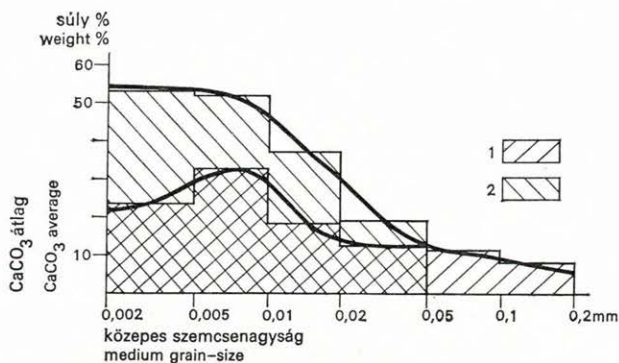
Fig. 18a–b. Frequency distribution of the lime content of rocks belonging to the Pannonian Group



18b ábra
Fig. 18b

tóvízből történik. Esetünkben minden eddigi adat amellet szól, hogy a pannóniai beltenger vízének a felsőpannóniai formáció képződése idején kisebb volt a sótartalma, mint az alsópannóniai formáció beltengeréé, s itt most mégis nagyobb $MgCO_3$ -tartalmat kapunk, sőt egyes esetekben — s ráadásul a nyílt medenceterületen — ismételten dolomit-betelepülések jelenlétét figyelhettük meg (Lajoskomárom-1., Tököl-1. sz. fúrások). Ebből a „nagyobb dolomittartalom = sósabb vizű üledékgyűjtő” szabály korlátozott, s a pannóniai beltengerre mindenképpen módosítva vonatkozó voltát állapíthatjuk meg.

A KLEB B. (1971) szerkesztette diagram és saját szelvényeink elemzési adatai alapján (19. ábra) felfigyeltünk a pannóniai formációcsoport kőzetei agyagfrakciójának és $CaCO_3$ -tartalmának kapcsolatára. A kapcsolat ellen-



19. ábra. A pannóniai formációcsoportba tartozó kőzetek mésztartalmának és szemcseösszetételének kapcsolata (KLEB B. 1971. évi adatai alapján)

1. Felsőpannóniai formáció, 2. alsópannóniai formáció

Fig. 19. Relationship between lime content and grain size in rocks belonging to the Pannonian Group (after B. KLEB 1971)

1. Upper Pannonian Formation, 2. Lower Pannonian Formation

őrzésére szerkesztett diagramokból kiolvasható, hogy az összefüggés egyáltalán nem szoros, de a gyenge kapcsolat egyértelműen megállapítható. A felsőpannóniai formáció esetében az agyagtartalom növekedésével lassabban emelkedik a $CaCO_3$ -tartalom, mint az alsópannóniai formációnál, de itt viszont nagyobb az adatok szórása. Az alsópannóniai formáció kőzeteinél a korreláció meredekebb volta az áteresztőképesség csökkenésével úgy értelmezhető, hogy minél agyagosabb volt az üledék, annál kevésbé vesztette el a finom szemcseméretű mésztartalmát a késő diagenetikus hatásokra, mert az üleptető vízbe való visszaoldás lehetősége a kisebb hézagterefogat miatt lényegesen lecsökkent.

4. Kémiai vizsgálatok

A kémiai elemzések során az agyagos kőzetek vizsgálatára helyeztük a hangsúlyt, mert a homokos rétegek összetétele az eddigi tapasztalatok alapján lényegesen kevésbé jellemző értékeket ad. Az agyagos kőzeteknek SiO_2 -, Al_2O_3 -, FeO -, Fe_2O_3 -, K_2O - és Na_2O -tartalmát határoztattuk meg. Az ugyan-

csak elemzett CaO- és MgO-tartalomról a karbonáttartalom értékelésénél írtam, mert nyilvánvaló, hogy ez a két elem elsősorban ide kötődik. Az elemzési eredmények alapján megállapíthatóvá vált, hogy mint az várható is volt, a felsőpannóniai formáció agyagjai minden vizsgált komponens vonatkozásában sokkal nagyobb változékonysággal bírnak. A felsőpannóniai formáció agyagainak átlagos SiO₂-tartalma azonban kisebb, mint az alsópannóniai formációba tartozóké, nyilván nagyobb agyagásvány-tartalmuk miatt. Az Al₂O₃-értékek lényegében egyaránt 15% körüliek.

Meglepetésre a felsőpannóniai formáció kőzeteinek összes vastartalma kisebb, mint az alsópannóniai formációba tartozóké, de természetesen utóbbiban a redukált állapotú vas részaránya majdnem mindig nagyobb.

A K₂O-tartalom tekintetében lényeges különbségeket nem kaptunk, azonban — mint az várható volt — a felsőpannóniai formáció agyagjainak Na₂O-tartalma szinte mindig lényegesen nagyobb, mint az alsópannóniai formációból származóké. Az ülepítővíz kemizmusával való szoros összefüggés itt nyilvánvaló. A kémiai elemzésekkel folytatott vizsgálódásnak az eddigiek alapján van jövője, különösen ha tekintetbe vesszük, hogy az oligocén—alsómiocén csatka formáció felé esetenként a Na₂O- és K₂O-értékeknek szinte korhatározó jelentősége van, ti. még az egyes elemzéseknél is ritka az átfedés. A módszert azonban frakcióra — elsősorban az agyagfrakcióra — leszűkítve kell továbbfejleszteni.

A nyomelem vizsgálatok — a pannóniai formációcsoport üledékeinek többszöri áthalmozódás útján való bekerülése és a szélsőséges geokémiai faciesek hiánya miatt — a kőzetek feltűnő nyomelem-szegény voltát állapították meg. A 80 félkvantitatív elemzést a MÁFI és a BKV laboratóriumaiban végezték általában 33 elemre. Figyelemre méltó dúsulást egyetlen esetben sem találtak, még az üledékes átlagokat sem érik el az értékek.

5. A sóssági együttható változásai

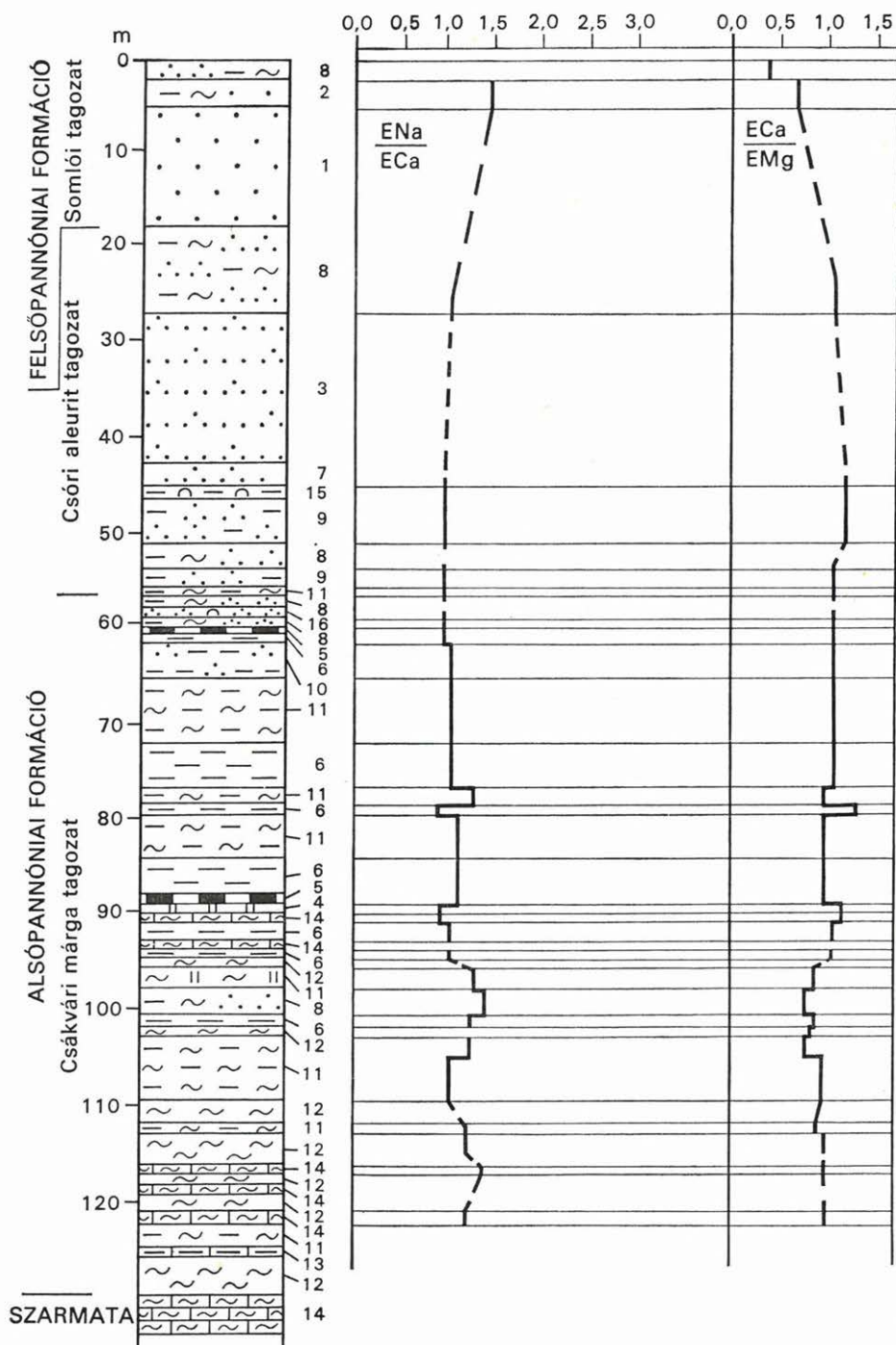
A sóssági együttható változásait eddig összesen három szelvényben vizsgálta végig CSAJÁGHY G., a Földtani Intézet egykori fővegyésze. A G. L. SZTADNIKOV (1957) munkássága nyomán kialakult módszer lényege az agyagos kőzetek egységnyi mennyiségéből kicserélhető Ca-, Mg-, Na-ionok mennyiségének meghatározása. A könyvében közölt gyér adat mellett szól, hogy minél sósabb vízben ülepedett le egy agyagos kőzet, annál több a BaCl₂-dal kicserélhető földalkáli és alkáli ionja, s ezek arányával legalább a viszonylagos sórtartalom-változásokra lehet következtetni. A vizsgálatokból egyelőre csak azt

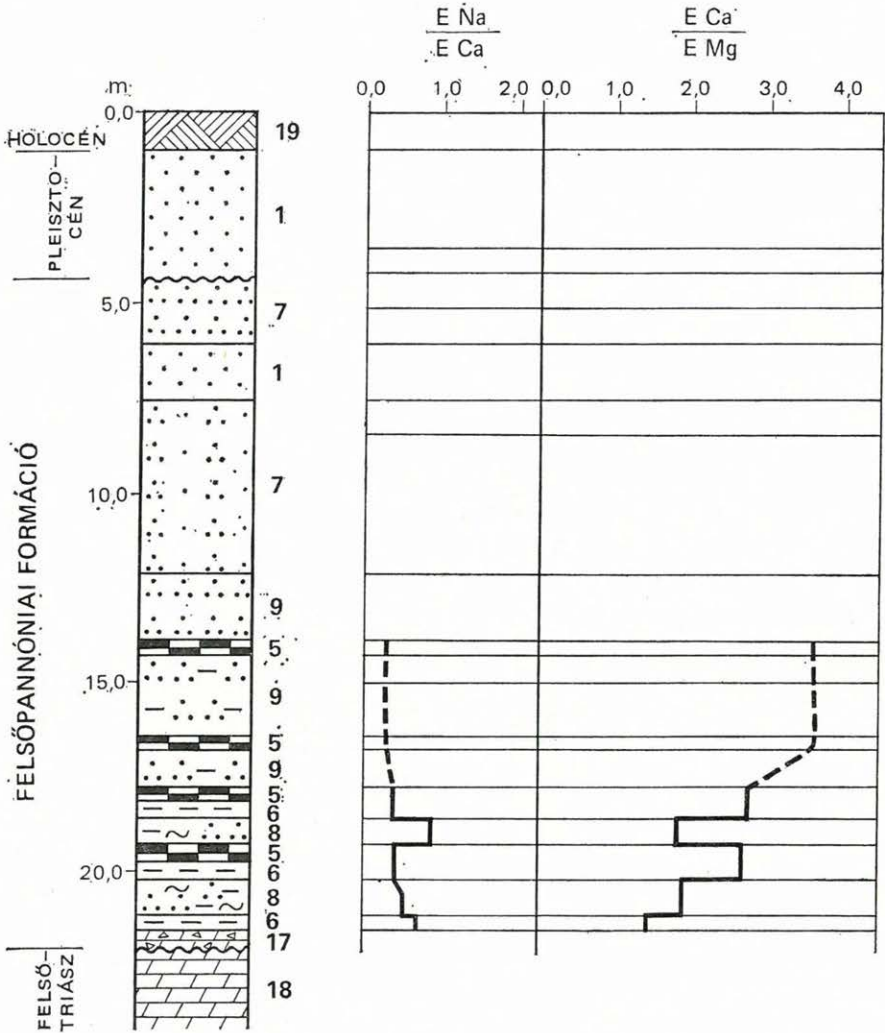
20. dbra. A Csór-8. sz. fúrás pannóniai formációcsoportba tartozó rétegeinek sóssági együtthatói

1. Homok, 2. agyagmárgás homok, 3. aleuritos homok, 4. tarkaagyag, 5. szenesagyag, 6. agyag, 7. homokos aleurit, 8. agyagmárgás aleurit, 9. agyagos aleurit, 10. aleuritos agyag, 11. agyagmárga, 12. márga, 13. agyagos mészkő, 14. mészmárga, 15. agyagos diatomit, 16. diatomás aleurolit, 17. dolomitbreccsa, 18. dolomit, 19. talaj

Fig. 20. Salinity coefficients of rocks belonging to the Pannonian Group, borehole Csór-8

1. Sand, 2. argillaceous-marly sand, 3. silty sand, 4. variegated clay, 5. carbonaceous clay, 6. clay, 7. sandy siltstone, 8. argillaceous-marly siltstone, 9. clayey siltstone, 10. silty clay, 11. clay-marl, 12. marl, 13. clayey limestone, 14. calcareous marl, 15. clayey diatomite, 16. diatomaceous siltstone, 17. dolomite breccia, 18. dolomite, 19. soil





21. ábra. A gánti Gp-28. sz. fúrás pannóniai formációcsoportba tartozó rétegeinek sóssági együtthatói. (Jelmagyarázatot l. a 20. ábránál.)

Fig. 21. Salinity coefficients of rocks belonging to the Pannonian Group, borehole Gp-28, Gánt (for explanations, see Fig. 20)

tudtam megállapítani, hogy a három vizsgált szelvény adatai egymástól jelentősen eltérnek (20., 21. ábra és V. melléklet). A Tököl-1. sz. fúrásban a két sóssági index változásai az eddigi ismereteinkkel összhangban vannak. A legnagyobb értékeket a tengeri badenien, illetve szarmata rétegekben kaptuk, s ezek vize volt a legsósabb. Az alsópannóniai formáció rétegeinek sóssági együtthatója ezeknél némileg kisebb, s felfelé az egyes kőzettani alapon kijelölt tagozatban jellemző, egyre csökkenő értéket mutat, de az ingadozások jelentősek. A tihanyi tagozatban tapasztalható kiugró értékek 284 m alatt mind

„szenes” rétegekhez kapcsolódnak, de az e feletti az ott ugyancsak jelenlevő szenes rétegektől elkülönítve jelennek meg.

Ismerve a fauna azonos jellegét a Csór-8. és Tököl-1. sz. fúrás szelvényében, a sóssági együtthatók jelentős különbségét egyelőre csak úgy tudjuk értékelni — figyelembe véve a gánti Gp-28. sz. fúrás adatait is — hogy minél több esemény volt hatással egy-egy agyagos kőzetre, annál kisebbek lesznek az együtthatók értékei. Tehát a víz sóssági fokától kizárólag a mély medencék alján leülepedett, lényegében egyféle hatásnak kitett agyagok sóssági együtthatói függnének.

A tököli szelvény biztató képe alapján az ilyen irányú vizsgálatok folytatását reményteljesnek tartom, de a kiszáradási lehetőségek, a pH-változások, a mintázás és a vizsgálat módjának sokféle befolyásoló tényezőjét még ki kell szűrni, mielőtt jó következtetéseket tudunk majd levonni ezekből az adatokból.

IX. A PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORT KELETKEZÉSÉNEK MENETE

A pannóniai formációcsoport keletkezésének menetét az eddig összegyűjtött és az irodalomban rögzített tények alapján viszonylag részletesen és megbízhatóan tudjuk megadni, bár még sok nyitott, a jövőben megoldandó kérdés marad az elkövetkező kutatások számára.

A magyarországi szarmata korszak végén a Dunántúli-középhegység, mai morfológiailag kiemelt alakjával közel megegyező félszigetet alkotott a környező sekélytengerben. A szarmata tenger medencéjének erős tagoltságát a képződmények fácieseloszlása jól kirajzolja.

Ugyanez a fácieseloszlás a szarmata fiatalabb részének száraz éghajlatát és a tenger negatív — tehát bepárlódó — vízháztartását is bizonyítja. Az ismételten megtalált evaporitok (HÖNIG GY. 1970, JÁMBOR Á. 1975) és az oolitos mészkövek mai fáciesviszonyai, mivel mindig meleg tengerekben fordulnak elő, emellett szólnak.

A szarmata—alsópannóniai formáció határon a beltenger vizének sótartalma a fekete-tengeri összeköttetések megszakadása és az éghajlat csapadékosává válása miatt tovább csökkent. Az éghajlat megváltozása következtében a beltenger vízháztartása pozitívvá vált, s ennek, vagy a Kárpát-medence peremvidékén történt kiemelkedések következtében szűnt meg az összeköttetés az akkori Fekete-tengerrel. A beltenger vizének felhígulása nagy gyorsasággal ment végbe, s így a fauna teljesen — de mégis kimutatható átmenettel — kieserélődött. Ezzel egy időben a Dunántúli-középhegység teljes egészében süllyedni kezdett, s így a szarmata képződményeknél már az alsópannóniai formáció is nagyobb területet foglal el a hegység környezetében. A süllyedés egyúttal az üledékgyűjtő aljzatának morfológiai kiegyenlítődését is eredményezte, mert az alsópannóniai formáció alsó részében egy csapásra eltűntek a partközeli, nagy dinamikájú vízben keletkezett fáciesek, s a pelites nyíltvízi üledékképződés vált uralkodóvá. Az általános süllyedés ellenére vannak olyan viszonylagosan kis méretű partközeli területek, ahol a szarmata és az alsópannóniai formáció kapcsolatának nincs meg a folyamatossága. Ilyen például a Devecseri-medence Devecser környéki része.

Az alsópannóniai formáció üledékképződésének megindulásával egy időben, távoli (Tokaj vidéke) dácitos vulkáni tevékenység eredményeként, több alkalommal elenyésző vastagságú tufa hullott az üledékgyűjtő vizébe. A medencealjzat fokozatos beroskadásával nemcsak vulkáni mőködés, hanem földrengéses tevékenység is volt, a mélyebb medenceüledékekben zagyarak voltak kimutathatók.

Az alsópannóniai formáció képződése idejére az egész terület lassú folyamatos süllyedése volt jellemző. Ez kisebb egyenetlenségekkel — amely a Balatonfő és a hegység DK-i előterében levő lagúna parti részein alárendelten ki-

száradó lagúnás fáciesek kialakulását eredményezte — az egész Dunántúli-középhegység DK-i előterében azonos ütemben játszódott le. Az alsópannoniai formáció képződésének közepe táján azonban a hegység DK-i oldalán ez a sülyedés rohamossá vált, a beltenger újabb területeket foglalt el, ahol az eseménysor abráziósparti üledékképződéssel kezdődik, majd medencebelseji agyagmárgák lerakódásával folytatódik. Időben megkésvé, már csak az alsópannoniai formáció képződésének felső harmadában sülyed a beltenger szintje alá a hegység ÉNY-i oldalának Csabrendektől Szomódig terjedő része, ahol az üledékképződés előbb vékony abráziósparti kavicsot, majd egyhangú „beltengeri” agyagmárga fácieseket hozott létre.

Az alsópannoniai formáció képződése alatt a medencebeli nyíltvízi üledék-képződéshez képest mindig különleges fáciesek jelentkeztek a hegység DK-i előterében húzódó lagúnasorban, ahol az uralkodó „nyíltvízi” agyagmárga lerakódása mellett diatomás, alginites, vagy kiszáradó lagúnás, pectinariás üledékképződési viszonyok alakultak ki. Az ülepítő víz sómentalma valószínűleg nem csökkent számottevően, mindvégig a congeriás — limnocardiumos és iszaplakó faunák jellemzik. A medence vízmélysége az alsópannoniai formáció képződésének elején volt a legkisebb, majd az alsópannoniai formáció képződésének végéig növekedett, de a kagylók, csigák számára előnytelen vízmélységet, az 50 m-t csak nagyon ritkán haladhatta meg.

A felsópannoniai formáció képződésének elején ismét gyors sülyedés következik be a területen, de most a hegység mindkét oldalán azonos időben. A sülyedés eredményeként a hegység peremén szinte körös-körül abráziósparti fáciesek alakultak ki. Ennek eredményeként a felsópannoniai formáció a Gyulafirátóti — Guttamási-medencében a Nagyvázszytól K-re levő területekre, a Vértes platóra, a Velencei-hegység két kiálló tömege közötti területre és a Budai-hegység területére is benyomult. A tó mint üledékgyűjtő, ekkor már érett, majd a felsópannoniai formáció felső részének képződésekor túlérett állapotba került. Tehát a tónak a hegység környezetében levő része teljesen feltöltődött, még a vastag üledékköszlettel feltöltött, tehát a nagyobb rétegtömörödés miatt gyorsabban sülyedő területek feletti részei is gyakran elmocsarasodtak, sőt ezen túlmenően időnként teljesen ki is száradtak. A távoli lepusztulási területek négyütemű emelkedése az üledékgyűjtőben négyütemű sülyedéssel járt együtt, s ez négy nagy üledékképződési — szemcsenagysági félciklus kialakulását eredményezte.

A kiszáradásos, újra vízzelborításos folyamat a felsópannoniai formáció legfiatalabb részében már olyan egyértelműen medence jellegű területre is áttért, mint a Csepel-sziget környéke. Hangsúlyoznunk kell, hogy a gyakori kiszáradásos jelenségek ellenére bepárlódásos fáciesek — eltekintve néhány vékony dolomitrétegtől — nem keletkeztek, s ez a faunával együtt az üledékgyűjtő vizének felhígulásáról, illetve kémiai jellegének Ca-, Mg-, Na-karbonátos átalakulásáról tanúskodik (KLEB B. 1971).

Az ismételt kiszáradások és a csapadéknövekedés, illetve egyenlőtlen sülyedés okozta változások azonban nem sivár pusztát, hanem sűrű növényzettel — *Taxodium* mocsarakkal, lombos erdővel, fenyőerdővel és dús fűvel — borított tájat hoztak létre, amelynek gazdag, a mai afrikai erdős szavannáéhoz nagyon hasonló gerinces faunája volt. A felsópannoniai formáció legfiatalabb részében az éghajlat hidegebbé vált, a *Taxodium* mellett jelentős szerephez jutottak a *Salix*-, *Ulmus*- és *Alnus*-félék is (HORVÁTH E. 1963, 1964, NAGY L.-NÉ 1958, PÁLFALVY I. 1952).

A felsőpannóniai formáció képződésének elején, a sülyedések megélénkülését követően, időben a formáció lerakódásának végéig négy szakaszú bázisos vulkáni tevékenység indult. Ennek eredményeként a Balaton-felvidéken összesen legalább 48 db kitörési centrum jött létre, amelyeknek kialakulása túlnyomó többségben piroklasztikum-szórással kezdődött, majd lávaömléssel fejeződött be. A kitörési központok egy részénél a kitörés megismétlődött. A vulkanizmus nagyjából a feltöltés befejeződése előtti állapotú Pannon-tó területén előbb tavi, majd a vulkáni felépítmény létrehozása után szárazföldi viszonyok között, kisebbrészt pedig a kiemelt alaphegység szárazföldi körülményei között zajlott. A harmadik kitörési szakasz elején lehulló tufa nagyobb része pedig mindig halmirolitos bomlást szenvedett az aligsósvízű felsőpannóniai tóban.

A bazaltvulkanizmussal, majd a felsőpannóniai formáció lerakódását követő kiemelkedéssel egyidőben nagyon alacsony hőmérsékletű hidrotermális tevékenység folyt a hegység szerkezetileg igénybe vett területein, elsősorban a Keszthelyi-hegység Ny-i oldalán, a sümeg—tapolcai főtörés, továbbá a Budai-hegységet K-ról, valamint a Gerecsét Ny-ról határoló főtörések mentén. A Keszthelyi-hegység mellett főként a felsőpannóniai formáció kőzeteiben mutatózó piriteseledést eredményezett, a Budai- és a Pilis hegységben kalcit—pirit, kalcit—barit, kalcit—metacinnabarit (NAGY B. 1976), kalcit ásványtársulást, a Gerecse Ny-i oldalán pedig kalcit—pirit ásványtársulásokat tartalmazó ereket ritkábban, s csak a Budai-hegységben teléreket hozott létre.

A felsőpannóniai formáció keletkezése végén a Dunántúli-középhegység sülyedése megszűnt, sőt a hegység egész területe, legalábbis a környező medencékhez képest ritkán kimutatható méretű — gyakrabban a kis méret miatt csak sejtethető — vetők mentén emelkedni kezdett, s ennek következtében a laza képződmények a lepusztulás számára erősen kitett helyzetbe kerültek. A kiemelkedés részaránytalán volt, a hegység ÉNy-i oldala — különösen a Keszthelyi-hegység, Bakonyfő — jobban megemelkedett, mint a DK-i oldal, illetve előtér. Ebben az összetett lepusztulási folyamatban a fő szerep — a Középhegységnek a pleisztocénbeli fő széliránnyal (ÉNy-ról DK-re tartó) pontosan szembefordult helyzete miatt — a deflációs tevékenységnek jutott, annál is inkább, mert a glaciális időszakokban a terület növényzete elenyésző lehetett. A defláció mellett az eróziós, krioplanációs súvadásos és lejtőtörmelék-képződéses folyamatok is jelentős szerepet kaptak. A lepusztulás hatalmas méreteit a mellékelt térkép alapján szemléltetjük, megjegyezve, hogy azon igyekeztünk a vetők okozta „növekedést” leszámítani (VI. melléklet). A térkép megszerkesztéséhez a mai térszíni adatokat a topográfiai térképekről vettem le, az elpusztult pannóniai formációcsoportbeli vastagságadatokat pedig a tanúhegyek — ilyenek elsősorban a bazaltsapkás hegyek a Tapolcai- és Nagyvázszyi-medencében, a Somló, a Balaton D-i partján a Fonyódi- és a Boglári-hegy — helyzetéből, továbbá a magastérszíni helyzetű lepusztulási foszlányok jelenlegi helyzetéből (természetesen hozzászámítva a peremi helyzetben redukált vastagságú fedőt is) kielemezhető értékekből nyertem.

Nem szeretnék az elődök hibájába esni és a krioturbációs jelenségeket is a tektonikai elemek között felsorolni, mégis megemlítem, hogy a devecei, tapolcafői, borsosgyőri téglagyári fejtőkben nagyjából, 10—15 m mélységbe lehatoló 15—50 m amplitúdójú „szinklinális” és „antiklinális” sorozatot lehet észlelni évek óta, amint arra BIHARI D. hívta fel először a figyelmemet. Ez a jelenség azonban a würm eleji több tíz méterre lehatoló talajfagyás, majd kiolvadás okozta oldalirányú hatóerők következményeként alakult ki, s így nem tektonikus eredetű.

X. A DUNÁNTŰLI-KÖZÉPHEGYSÉG PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORTJÁNAK SZERKEZETE

A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportja szerkezetének ismertetését mindenekelőtt azzal kell kezdenem, hogy az idősebb képződményekhez viszonyítva településük nyugodt és egyszerű, lerakódásuk óta viszonylag nagyon kevés törési sík újult fel, vagy keletkezett. Természetesen szó sincs arról, hogy gyűrt szerkezetek alakultak volna ki a pannóniai, sőt pleisztocén összletekben, mint azt valamikor PÁVAI-VAJNA F. (1930) és FERENCZI I. (1924) állította. A sok száz, sőt ezer mélyfúrás és a korszerű szeizmikus reflexiós mérések (SZABÓNÉ KILÉNYI É.—SZÉNÁS GY. 1971) alapján nyilvánvalóvá vált a pannóniai formációcsoportot harántoló vetők kis mérete, továbbá az is, hogy az uralkodó formaelem itt a „települt boltozat” (SZÉBÉNYI L. 1955).

A Dunántúli-középhegység a pannóniai formációcsoport szerkezte szempontjából egyetlen, s egyúttal az ország legnagyobb „települt boltozat”-át alkotja, amelynek mindkét oldaláról, sőt a folytatásában levő elfedett középhegységi pászta mindkét oldaláról a kisalföldi, illetve a nagyalföldi (zalai) medence felé dőlnek a rétegek, átlagosan 2–3°-ot meg nem haladó mértékben. Könnyen állíthatná valaki, hogy ez a 2–3° a pannóniai formációcsoportnak eredeti települési dőlése. Ezt azonban könnyen cáfolhatom azzal, hogy az alapegység mai peremeitől ÉNy-i, illetve DK-i irányban indulva egyre fiatalabb rétegekbe jutunk a felszínen, illetve a pleisztocén rétegek alatt.

A pannóniai formációcsoport helyzetének nagyvonalú képében azonban ettől eltérő elemek is vannak, például a Siófok—Fonyód közötti területen, ahol az alapegységben levő domborulatot ÉNy és DK felé is nagyon enyhén követik a dölések. A Nagyvázsonyi-medencében pedig a rétegek 1–2°-os D-i dőlésének határozott Ny-i összetevője is van. A Zsámbéki-medencében az alsópannóniai formáció képződményei a Strázsa-hegy—Nyakastető vonulatától a Budai-hegység, azaz KÉK felé vannak megbillenve.

A pannóniai formációcsoportot harántoló törések három csoportba oszthatók. Ezek közül a legrégebben — még a szarmata—pannóniai formációcsoport határral egyidőben — azok keletkeztek, amelyek mellett a mélymedencék területe a peremi területektől elvált. Jellemzi őket, hogy a ritka felfúrtság, illetve egy-egy tényleges vetősík melletti elmozdulás kicsi, 5–10 m-es volta miatt szeizmikus reflexiós szelvényeken sem lehet a pontos helyüket meghatározni. Viszont a képződmények jellegei alapján elképzelhetetlen, hogy a ma meglévő, sokszor meglepően nagy szintkülönbségek rátelepülési eredetűek lennének. Párhuzamos, több kilométer, esetleg 10 kilométert meghaladó szélességű szerkezeti övek mentén, sok-sok apró vető mentén alakultak ki

ezek. A megszerkesztett vastagságtérkép alapján a legnagyobbak ezek közül a következők:

1. Kisalföld DK-i peremén Ács—Pápa—Jánosháza között húzódó öv,
2. Marcali—Lajoskomárom—Pusztaszabolcs—Százhalombatta között húzódó öv.

A hegységperemi területeken belül, jóval a pannóniai formációcsoport képződésének megindulása előtt kialakult ÉNy—DK-i haránttörések szerepe is jelentős volt. A formációcsoportban jól felismerhetők ezek közül a következők:

1. sümeg—tapolcai haránttörés,
2. mór—kisbéri haránttörés,
3. kápolnyásnyék—verebi haránttörés,
4. Szent László-vízi haránttörés,
5. a Budai-hegység DNy-i peremén húzódó haránttörés.

A pannóniai formációcsoport — pleisztocén határon lejátszódott szerkezeti mozgások hatására a Dunántúli-középhegység és az egyes alaphegység-rögök általában vetős lehatárolással kiemelkedtek. Jól kimutathatóan vetők határolják a Keszthelyi-hegység Ny-i, É-i és K-i oldalát; a Rendeki-hegy (Sümeg és Csabrendek között) DNy-i, ÉNy-i és ÉK-i oldalát; a Kab-hegy Ny-i oldalát Padragkút és Ajka mellett; a Balatonfő (Balatonfőkajár—Szár-hegy—Úrhida) tömegét mind a négy oldaláról; az Iszka-hegy, Baglyas—Bús-hegy—Szilvágy tömegét ÉNy-i, D-i és ÉK-i oldaláról; a Vértes hegységet DK-i oldaláról; a Gerecsét Ny-i, a Zsámbéki Strázsa-hegy—Nyakastető tömegét DK-ről; a Tétényi-fennsíkot D-ről és a Budai-hegységet K-i oldaláról.

Az utóbbi években két, a pannóniai formációcsoportba tartozó terület került egyéb kutatási célokból részletes felfűrésra. Az egyik a Gerecse Ny-i előtere, amelyet több, méteres nagyságú vető mellett két, a tatai Kálváriadomb mezozoós tömegét ÉK-i irányban megnyúlt éket formálva lezáró ÉNy-i, ill. KDK-i dőlésű, 20 m illetve 50 m elvetési magasságú vető jellemez.

A másik részletesen megkutatott terület az Öcs és Kapolcs közötti. Itt előbb a Tóth Cs. és csoportja által végzett geofizikai mérések, majd a mélyfűrészek igazolták, hogy a Taliándörögd—Öcs közötti területen a Csörgei-hegy és a Baksa-hegy DK-i oldalában kb. 120 m-es DK-i, majd az Eger-patak völgyében Kapolcsnál kb. 160 m-es, ugyancsak DK-i dőlésű vető húzódik. A két vető között hasonlóan ÉK—DNy-i csapású, de ÉNy-i dőlésű, 40 m-es elvetési távolságú vetőt mutattunk ki Solti G. kollégával. Ugyancsak megállapítható volt, hogy a Baksa-hegy DNy-i oldalán és a Csörgei-domb DNy-i, ÉNy-i és ÉK-i oldalán olyan vetők futnak, amelyek a felsőpannóniai formációt is harántolják. Ennél kisebb vetők kimutatása vezető szintekkel még olyan jól ellátott területen sem lehetséges, mint a Kapolcs—Öcs közötti, mert az 1—2°-os rétegdőlések erősen zavarják a tisztánlátást. A hegységben tehát az 50—100 m-es, a pannóniai formációcsoport kialakulása utáni vetők nem ritkák, de megfogásuk — különösen képződmények hiányában — csak különösen kedvező körülmények között lehetséges.

Külön meg kell emlékezni a bazaltvulkanizmussal kapcsolatos mélytörésekről, amelyek felszínre vezették a gázokat, piroklasztikumokat és lávákat

egyaránt. HOFMANN K. (1875) óta ugyan számos elképzelésben rögzítették ezek lefutását, de tényleges kimutatásuk csak a Dunántúli-középhegység legnagyobb kitörési központja, a Kab-hegy vonatkozásában sikerült MÉSZÁROS J.-nek (1970b), a terület részletes feldolgozójának. Itt két szerkezeti vonal kereszteződésénél tört fel a bazalt a földkéreg alatti mélységekből. BALLA Z. (1967) szerint jellemző ezekre a finális jellegű bazaltkitöréseket felszínre hozó törésekre, hogy csak kisméretű elmozdulás történt mellettük, így valóságos lefutásukat nehéz megrajzolni, s ezért nem is kísérleteztem ezzel.

XI. A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG PANNÓNIAI FORMÁCIÓCSOPORTJÁNAK NYERSANYAGAI

A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának egyes képződményei gazdasági szempontból jól hasznosíthatók. Ennek ellenére nagy gazdagságukról nem beszélhetünk, s iparszerű termelés csak az 50-es évek óta fejlődött ki a bazalt, a nemeshomok és a téglacserépipari agyag felhasználása céljából. Mivel országos szempontból a pannóniai formációcsoport első-sorban mint lignittelepes és mint szénhidrogén-tároló jön számításba, ezért az itteni körülményekről is ezeket előre véve számolunk be.

I. Energiahordozók: lignit, olajpala

Az energiahordozók közül a lignitek megjelenésére joggal lehetett volna számítani VITÁLIS I. (1939) közleményei nyomán. Az eddigi fúrási hálózat alapján azonban megállapíthatjuk, hogy a Dunántúli-középhegység környezetében jelentős lignitelőfordulást a pannóniai formációcsoportban nem várhatunk, bár a felsőpannóniai formáció középső szintjén túl az alsópannóniai formációból és a felsőpannóniai formáció felső részéből is sikerült lignitnyomokat kimutatnunk (5. és 12. táblázat). Az eddig összegyűlt adatok nyomán egyértelműen kirajzolódott, hogy a felsőpannóniai formáció középső részében van a legtöbb szenesagyag, huminites agyag, elvértve lignitbetelepülés. Keletkezés szempontjából tehát ez volt a legkedvezőbb szint, de lignittelepek jelenlétét csupán a Velencei-hegység DK-i előterében állapíthattuk meg, s itt is csak egész kicsi, 1–2 km²-nyi területen. A telepek vastagsága az 1 m-t nem haladta meg. A Balatontól D-re pl. Kőröshegyen 1–2 m vastag huminites agyag, Balatonszentgyörgyön 5–20 cm vastag agyagos lignitlencsék láthatók ma is a téglagyári fejtőkben, de a mélyfúrások azt bizonyítják, hogy telepek itt sem fejlődtek ki. A hegység ÉNy-i oldala pedig — eltekintve Rezi, Nagygörbő, Döbröce környékétől, ahol 10–20 cm-es agyagos lignitcsíkok ismeretese — szinte sterilnek mondható szénképződési szempontból. Az ok egyértelműen leolvasható a magyarországi lignitelőfordulások áttekintő térképéről: komoly telepes összletek Magyarországon a nagyobb, oldott K-ot és esetleg P-t is leadó hegyek D-i előterében képződtek, mert a mikroklíma és a talajviszonyok ott kedveztek a mocsárerdő kialakulásának és hosszú ideig való fennmaradásának. A Dunántúli-középhegység pedig lignitképződésre a legkedvezőbb szintek lerakódásának idejére szinte elsüllyedt a két nagy pannóniai medence között. Így a jelenlegi körülmények között lignitkutatásra alkalmas jelentős területet a Dunántúli-középhegység környezetében nem lehet kijelölni.

Az alginit (olajpala) telepek kutatásának jelenleg még az elején tartunk. Pulától Ny-ra a felszínközélen 10—40 m vastagságú, közepes minőségű, de kis mennyiségű alginitet sikerült felkutatnunk a második bazaltkitörési fázis egykori krátertavának kitöltéseként. A Balaton-felvidéken és a Kemenesháton további ilyen kráterkitöltések feltárása remélhető.

A Kapolcs környéki fúrásokból és a Zámoly-2. sz. fúrás szelvényének más célú vizsgálati adataiból nyilvánvaló, hogy az alsópannóniai formáció egésze, illetve Zámoly esetében felső része alginites alkotóban gazdag, de Pulán az egyes mintáknál tapasztalt kiváló minőséget meg sem közelíti. Tekintettel azonban arra, hogy a Dunántúli-középhegység DK-i oldalán húzódó lagúnarendszerben az alsópannóniai formáció egész szelvényében adottak voltak a lehetőségek alginites kőzetek, kedvező körülmények között olajpala-telepek keletkezésére, a kérdés mielőbbi megvizsgálását javasoljuk.

2. Nemeshomok, kavics, kvarcit, homokkő

Nemeshomok, kavics, kvarcitelőfordulások Sümegtől Hegyestőig, illetve Fehérvárurgótól Szárig, majd Diósd, Pusztazámor és Szomód környékén ismeretesek. A gyöngykavics—kvarchomok tagozatok kőzeteit nagyon sokféle célra használják fel. Legnagyobb tétel az öntödei homok termelés, de üveg-homokot, tűzálló kvarcitot, szigetelő homokot, szűrőkavicsot, beton adalékanyagot, építőkövet is fejtenek, illetve három nyersanyag-előkészítő műben: a nemesgulácsiban, a fehérvárurgóiiban és a diósdiban állítanak elő. A fejlesztésnek itt nyersanyag szempontjából nagy lehetőségei vannak, de homok—kavicsról, tehát a köztudatban nem sokat érő anyagról lévén szó, esetükben fokozatosan érvényesülnek a gazdaságossági követelmények betartására irányuló törekvések miatti vagyon-visszaminősítések. Hiába adott a legnemesebb homok, ha az ipar éppen azt most külföldről hozza be, mivel nálunk néhány millió forintos tisztító, szelektáló berendezést kellene felépíteni a termeléséhez. Az ipar szempontjai kötelezően mások, mint az ásványvagyont védő geológusé, s a kettő áthidalásához pénz és idő kell. A hosszútávú fejlesztéshez mindenestre a számításba vehető területek nagyvonalú előkutatását kellene elvégezni.

Bár nem számít nemes nyersanyagnak, mégis meg kell emlékeznünk a területen sok helyen működő, a pannóniai formációcsoportba tartozó homokot termelő helyi bányákról. Ezek nyilvántartásba vétele és ásványvagyongazdálkodásuk rendbetétele az utóbbi években kezdődött meg a Közép-dunántúli Területi Földtani Szolgálatnál. Elsősorban a felsópannóniai formáció cikluskezdő, néhány méter vastag homokrétegeit fejtik a magán, és középítkezések céljára. Minőségük a kis szemcsenagyság miatt csak közepesnek mondható, de felhasználásuk a messziről való szállításnál így is gazdaságosabb.

Homokkő- (ún. pitekő) előfordulást egyelőre a felsópannóniai formáció középső szintjébe tartozó tihanyi tagozat Hévíz környéki különleges fáciaseként ismerünk. Itt az egyik cikluskezdő homokréteg a hévízi — közel É—D-i csapású — fővető mellett feltörő melegvizetből kicsapódó mészhatására kemény, fagyálló homokkővé cementálódott. A homokkő eredetileg kereszt-retegzett volt, lemezei 2—10 cm, leggyakrabban 5 cm vastagok, s határaik párhuzamosak. Így a kőzet „parképitő” kőnek, lábazat és kerítés alapkőnek kiválóan felhasználható, bár sárgásszürke színe nem túl tetszetős, viszont a természetes környezetbe nagyon jól beilleszkedik. A Karmacs és Nemesboldog-

asszonyfa között megkutatott két területen 200 évre való készlet ismert a jelenlegi évi 20 000 tonnás termelés mellett (BOHN P. 1975).

A Tata—Kisbér közötti 1—10 m vastag gyöngykavics vonulat anyagát, bár az tetszetős és parképítő, betonadalék és szűrőkavicsnak is alkalmas lesz, egyelőre csak apró gödrökből, alkalmanként termelik. Fejtésének esetleges ipari méretű megszervezésénél gondosan kell ügyelni arra, hogy a rétegben tárolt, s az egész területen igen nagy fontosságú víz el ne szennyeződjék. A Kisalföld pereméig ugyanis ez az egyetlen komoly vízáadó réteg.

3. Bazalt, bazalttufa

Bazalt és bazalttufa termelés az uzsai és a halápi bazaltbányák megnyitásával csak alkalomszerűen folyt a Balaton-felvidéken. A legnagyobb bánya — azóta ország-világ szegényére — a Badacsony oldalában volt. Az 50-es évek iparteremtő munkája itt is nagy eredményeket hozott. Ma már az apró tájromboló bányák megszűntek, s gyakorlatilag a halápi és az uzsai bányák, valamint a hozzájuk tartozó zúzóművek adják nemcsak a Dunántúl, hanem az Alföld út-, vasútalap, aszfalt adalékanyag szükségletének túlnyomó többségét. Ide segítenek be a Sümegcsehi, Sümegprága és Diszel melletti kisebb, de ugyancsak iparszerű termelésbe fogott bányák is. Utóbbiakban szegély- és lábazatkövet is fejtenek, elsősorban helyi szükségletek kielégítésére.

A közelmúltban az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat a Monostorapátitól D-re levő Boncos-tetőn eredményes őrlőkő-kutatást (=salakos bazalt) folytatott. A Boncos—Királykő tömegében, az egyes lávaárak tetőrészén, továbbá a pulai alginit fekéjében települő salakos bazalt ugyancsak alkalmas lehet őrlőkőnek, mert mindkét előfordulás közete nagyszilárdságú volt. A számontartáson túl más feladat azonban egyelőre ezen a téren aligha van.

Tapolcán, illetve Halápon a közelmúltban bazaltgyapot gyár létesült, amely a korszerű lakásépítkezéshez nagyon lényeges hang- és hőszigetelő anyagot termel az országos szükségletek egy részének kielégítésére.

A bazalttufa régebben kedvelt építőkö volt a Balaton-felvidéken, de az utak kiépítése és az ország tehergépkocsi-szállításának kifejlődése ennek a terméskőnek építőanyagként való felhasználását gyakorlatilag megszüntette.

A bazaltbányászat fejlesztését manapság a Balaton-felvidéken a kő minőségének vagy hozzáférhetőségének kérdése kevésbé befolyásolja, mint a környezetvédelmi szempontoké. Így a fejlesztés — Haláp és Uzsa pár éven belüli kimerülése után — a Keszthelyi-hegység és a sümegi erdők közé bújó bazaltterületek felé tolódik el.

4. Agyag, bentonit, mészszipap

A pannóniai formációk agyagjait ősidők óta használják téglá- és cserépgyártásra. Ezt a gyakorlatot a téglá- és cserépiparban 1970 óta végrehajtott rekonstrukciók kedvezően befolyásolták, amennyiben a korszerű gépek igényesebbek a nyersanyaggal szemben. Ez a nyersanyag adott, elsősorban a Dunántúli-középhegység ÉNy-i előterében, ahol Tata, Szák, Kisbér, Veszprémvarsány, Bakonyszentlászló, Pápateszér, Adásztevel, Tapolcafő, Devecser téglagyárai mind az alsópannóniai formáció száki tagozatára települtek, s

ennek megfelelően nemcsak tömör téglát, hanem nagyrészt likacstéglát és cserepet is gyártanak. Hasonló minőségű a somlói tagozat közete is. Ezt Borsosgyőrben (Pápa része) és Keszthelyen fejtik. Több gondot okoznak már a tihanyi tagozat rétegeire telepített fejtések, mint pl. Balatonszentgyörgy, Tab, Kőröshegy, Székesfehérvár. Itt a rétegek szर्वesszen-tartalma, a mész időnkénti koncentrációs megjelenése, a homokbetelepülések és a homokkő—aleurolit anyagú koncentrációk zavarják esetenként a ma már gépesített fejtéseket és az anyag megmunkálását.

A korábban VARJÚ GY. (in BARNA J. 1956) által felismert bazaltbentonit előfordulási körülményeit sikerült az elmúlt két évben Kapolcs és Pula környékén tisztáznunk. Az anyagvizsgálatok — amelyeket az ŐÉÁV egri laboratóriumaiban végeztek — eredményei szerint ez a bentonit néha eléri a mélyfúrású bentonit minőségét, de fedettsége miatt kitermelésre a közeljövőben aligha kerül. Bazalttufából való képződése felveti azonban esetleges különleges tulajdonságainak lehetőségét, de az eddig végzett vizsgálatok ilyen nem mutattak ki.

További helyi nyersanyagként ismertük fel 1975-ben, a Kapolcs környéki bauxitkutatások során, a kapolcsi tagozathoz alulról kapcsolódó laza, vízben szétáztatható, vakító fehér mészszipot, amely első megközelítésben festékföldnek, krétának kiválóan alkalmas lehet. A fúrások tanúsága szerint az esetlegesen budai földként felhasználható képződmény ugyan a felszínről is megközelíthető, de termelését csak mélyműveléses vagy ipari méretű külfejtéssel lehetne megoldani. Erre azonban egyelőre aligha akad vállalkozó, de a nyersanyag a számbavételt megérdemli.

Ugyancsak festékföldnek használták fel a szabadság-hegyi édesvízi mészkő feküjében levő, finom szemcseösszetételű, halványszürke agyagmárgát, amelyet az 50-es években még altáróból is termeltek. Pillanatnyilag nincs jelentősége, az országnak szükséges csekély mennyiség előteremtése ma nem bányászati, hanem kereskedelmi feladat.

Helyi építőkönek használják fel, egyre kisebb mértékben a nagyvázsonyi, guttamási (várpalotai) és kapolcsi édesvízi mészköveket. Ezek jelentősége a téglaszállítási lehetőségek olcsóbbá válása miatt egyelőre megszűnt.

5. Víz

A víz felhasználása, ezért nyilvántartása és kutatása mind nagyobb szerepet tölt be társadalmunkban. Néhány mondatban vázolom a Dunántúli-középhegység pannóniai formációs csoportjának vízföldtani viszonyait.

Rétegtani és kifejlődési szempontból az alsópannóniai formáció képződményeinek nagy része vízzáró. Kivételt a gyöngykavics fáciesek képeznek, amelyek a Tapolcai-medencében közvetlenül a főkarsztvizet tároló dolomitra települnek, s vizük, több esetben a szarmata durvamészkővön keresztül, szoros kapcsolatban van a főkarsztvízzel. Ebben a körzetben lényeges szerepe a vízellátásban nincs, mert itt lassanként minden község a nyirádi karsztvíz-emelésből származó vízből kap vezetékessé ellátást.

A Tétényi-fennsík pereméhez kapcsolódó alsópannóniai formációba tartozó gyöngykavics—kvarchomok rétegek vize a szarmata mészkőben levővel egy rendszert alkot. Kizárólag a helyi vízellátásban van szerepe. Ebből táplálják Sósút vízvezetékét.

A Dunántúli-középhegység ÉNy-i előterében Tata, Bokod, Dad vonalától a 81-es útig, mint már említettem, az alsópannóniai formáció kishéri tagozata az egyetlen jelentős vízadó réteg. Így számos község (Kocs, Kömlőd, Szák, Szend, Kisbér stb.) artézi kútja erre települ.

A felsőpannóniai formáció négy ciklusának kezdő homokrétege, s sokszor még a közbenső vékonyabb rétegek is nagy jelentőségűek a Középhegységtől távolabbi területek vízellátásában. A pleisztocén árterek vizei ma már egyre gyakrabban szennyezettek, s így az elmúlt 20 évben mind több községben létesült vízvezeték. A kutanként 60—500 l/perc vizet szolgáltató rétegek a vízadók, területünk nagy részén ezek a felsőpannóniai formációba tartozó homokok. A hegységtől kifelé dőlő rétegek utánpótlódása a csapadékvizekből közvetlenül, de főként a pleisztocén vízvezető kőzeteken keresztül ma is folyik. A mezőgazdaság utóbbi 10 évben végbement kemizálódása ezeknek a rétegeknek az elszennyeződésével fenyeget, különösen az olyan területeken, ahol a homokrétegek közvetlenül a felszínen, vagy csak vékony talajtakaróval fedve települnek.

Kizárólag helyi jelentősége van a nagyvázsonyi, a kapolcsi és a guttamási édesvízi mészkő előfordulásoknak, amelyekben a főkarszttal korlátozott összeköttetésben levő függőkarsztvíz tárolódik. Ezeket a tárolókat több tiszta és viszonylag bővizű forrás csapolja meg.

**PANNONIAN IN THE TRANSDANUBIAN
CENTRAL MOUNTAINS**

I. INTRODUCTION

1. Circumstances of making this study

Geoscientists of the Hungarian Geological Institute have been working for more than 15 years on the systematic geological reambulation of the Transdanubian Central Mountains (Western Hungary). The aim of this work has been to create a firm stratigraphic and paleogeographic basis for the exploration projects being executed in the same area. Since there the majority of the sedimentary raw materials—manganese ores in the Jurassic, bauxite in the Cretaceous and in the Eocene, as well as Triassic-Cretaceous rocks for building and cement industry—occur in late Mesozoic formations, this basic activity has been primarily aimed at acquiring a comprehensive view of the Mesozoic and Eocene. Thus, the reambulation started from the inner parts of the Mountains, but soon found itself face-to-face with Neogene sequences of the marginal areas. Since only the preliminary biostratigraphic steps had been taken earlier (F. BARTHA 1954—1963, J. BODA 1959, J. KÓKAY 1966) in the way of reambulating these Neogene sequences, the author was entrusted by academician J. FÜLÖP, then director of the Hungarian Geological Institute, first with research devoted to the Neogene of NE-Transdanubia (1965), and then to the Pannonian of the study area (1967). During the nine years that elapsed since that time, the author has been taking part and/or controlling the geological reambulation and raw-material prospecting in the Transdanubian Central Mountains and their surroundings. In the course of these works the author has been extremely careful to collect data pertaining to the Pannonian formations either in outcrop or in subsurface sequences explored by boreholes. In order to supplement and corroborate field observations by laboratory results, the author has had the laboratories of the Geological Institute, the Bauxite Prospecting Enterprise, the National Geological Exploration and Drilling Enterprise make the analyses deemed conventional according to earlier practice. In this study all data have been interpreted with efforts towards giving a concise formulation convincingly documented.

Before presenting the results, the author thanks academician J. FÜLÖP for launching and backing this project, and DR. J. KONDA, present-day director of the Hungarian Geological Institute, who repeatedly helped by assuring favourable conditions for its practical execution.

The author is grateful for the opportunity to describe and evaluate lithological logs of many exploratory boreholes drilled for different kinds of raw materials. First of all, the chief-geologist of the Bauxite Prospecting Enterprise, Mr. F. SZANTNER, lent a helping hand; and the lithological logs of the boreholes of the Mecsek Ore Company were also indispensable for the author's

study. The evaluation of these was feasible only by the kind help of chief-geologist DR. A. BARABÁS, by DR. GY. MAJOROS, by Mr. I. SZABÓ.

For the opportunity to fathom out the connections between the boundary areas and the inner parts of the basin, the author is obliged to the leading geologists of the National Oil and Gas Trust of Hungary, namely to chief-geologist DR. V. DANK, to the head of the Super Department of Geology, Mr. J. KOMJÁTI, and to geologist Mrs. H. HAÁZ.

In elaborating the subject, the author was greatly assisted by the unselfish work of his closest co-workers—Mrs. M. KORPÁS, Mr. L. KORPÁS, Mr. G. SOLTI, Mr. ZS. PEREGI, Mr. B. BERNHARDT, Mr. L. GYALOG, Mr. GY. RAINCSÁK, Mr. G. BENEC, Dr. M. KAISER, Mrs. F. NAGY, Mr. I. BAKONY, Miss E. CSEREKLEI, Mrs. DR. S. BRÓZIK—as well as by that of the staff of the research laboratories involved. They are kindly requested to share the author's acknowledgements.

According to the customs and rules now in effect the first version of this study submitted to the Commission on Scientific Qualification, Hungarian Academy of Sciences, was no less than twice discussed. At first, the so-called "Discussion in Office" was organized, for which the manuscript had been read by Mr. I. HORVÁTH and Dr. I. VICZIÁN. For the second event, the opponents, invited by the Commission—Prof. KÁLMÁN BALOGH and Dr. L. KÖRÖSSY—analyzed its shortcomings. While elaborating this thesis, writing its first version and correcting the second one, the author was greatly assisted with hosts of valuable advices and remarks by Prof. M. KRETZOI. The author expresses his sincere thanks to all who helped him in eliminating the insufficiencies of his study.

2. Stratigraphic principles adopted

For the second version of this study published here, both the remarks of all the opponents and the decisive changes in the way of thinking of Hungarian stratigraphers (J. FÜLÖP *et al.* 1975) based on the adoption of the international principles (H. D. HEDBERG 1970) have been equally taken into consideration. According to these principles the order of a correct stratigraphic classification should correspond to the respective sequence of geological research work phases. The first step always belongs to the field geologist, who—predominantly on the basis of the petrological data of natural outcrops and artificial excavations—will point out the sequences of strata—the lithostratigraphic units—and determine their interrelation. After this will take place the paleontological investigation of the samples collected by him, resulting in evaluation of the fossil groups (fauna) and/or a determination of the biostratigraphic position. Following this a comparison to the lithostratigraphic position and to the sequence of faunae determined and approved in an international level will make possible the relative stratigraphic correlation. Finally, the application of physical methods—radioactive dating, paleomagnetic recording of the geological events as well as paleomagnetic correlation—will allow the determination of the chronostratigraphic position of the formations concerned. By virtue of this tripartite stratigraphic approach, only one chronostratigraphic classification of planetary scale is needed. For different countries located within one and the same geological unit, the selection of lithostratigraphic units will in many cases lead inevitably to a situation in which identical strata sequences

will be given different names. The development of the biostratigraphic and—mainly—chronostratigraphic methods, however, provides possibilities for correlations on a more sophisticated level as compared to the earlier practice.

The development of the chronostratigraphic methods has exerted a great impact on the approaches to the Neogene stratigraphy of the Paratethys area. It has become unambiguous that the stage scales of Western Europe are much younger than it was earlier supposed in the light of the "marine" biostratigraphic record. To eliminate this contradiction, the Paratethys Committee hammered out and accepted an independent sequence of stages (J. SENEŠ 1976), then devoted a considerable part of its efforts to determine the chronology of the stages. The need for working out a scale of Neogene stages was motivated by the lack of any sequence of the Neogene stages accepted or acceptable on an international level. Because of striking similarities in the Neogene history of the Paratethys area (Austria, Northern Bulgaria, Czechoslovakia, that part of Yugoslavia north of the Dinarides, Southern Poland, intra-Carpathian parts of Romania, Western Ukraine) the sequence of stages proposed by the Paratethys Committee—Egerian, Eggenburgian, Ottnangian, Karpatian, Badenian (Moravian, Wieliczian, Koszovian)—has proved correct. In spite of its formal acceptance (1975) its application, however, does not give any solution to the problems from the Sarmatian and/or Volhynian Stages upward, as, at present, neither biostratigraphic nor chronostratigraphic data are available for an unambiguous correlation between the post-Volhynian beds of the Carpathian Basin and the areas outside the Carpathians. Because of the differing faunae and a geological evolution showing up both similar trends and chronological differences, the implementation of a reliable correlation can be expected from the development and application of the chronostratigraphic methods only. But, if this is achieved, it will be hardly justifiable in Central Europe, reduced in area as it is, to use a chronological nomenclature differing from the international usage that will certainly rely on the changes of a facies area of marine character. The application of individual lithostratigraphic units, however, is a common practice in all the countries; and mutual understanding is helped by stratigraphic lexiques and by relatively close professional contacts.

This is why the author, while writing this paper, took the point of view that if the usage of local names for the stages is prohibited, then a continuous lithostratigraphic nomenclature should be applied in describing the sequence of layers. A lithostratigraphic nomenclature of this kind, however, has not existed even for the Pannonian, since the lithostratigraphic names have been systematically disregarded in the previous 30 years. Even if it should have not been so, such a detailed classification would not be available anyway. This is the reason for the author's giving the formations (in November, 1975) lithostratigraphic names while writing his recent paper; and for his characterizing them that way. Meanwhile, however, the nomenclature of the lithostratigraphic units of the Pannonian Group valid for the whole country had been approved by the Pannonian Working Group of the Hungarian Stratigraphic Committee, and this nomenclature was introduced at the 11th Session of the Carpathian-Balkan Geological Association in Kiev (in September, 1977). In his recent study the author adapted himself to the nomenclature approved by the Pannonian Working Group, thus he was obliged to make some amend-

ments of names as compared to those given in the original text. These amendments, however, have not influenced the principles and the framework of this monograph.

3. Delimitation of the Pannonian formations and the area studied here

According to the principles outlined above, the object of this study can be defined as follows: on the basis of the standpoint taken by the Pannonian Working Group of the Hungarian Stratigraphic Committee in 1976, all the sedimentary sequences, and products of volcanic—mostly basaltic—eruptions of the same age, between the Sarmatian and Pleistocene rocks in Hungary are considered formations belonging to the Pannonian Group—in full coincidence with the first definition given by L. ROTH (1879). Consequently, the names “Levantine”, “Upper Pliocene” have not been used, simply because these conceptions—being of chronological nature—are not in accordance with the pertinent international usage. The formations assigned here earlier were promoted to one of the Members of the Upper Pannonian Formation. The lower boundary of the Pannonian Group is strikingly marked by lithological and paleontological changes in almost all cases. With a view to these problems of extremely difficult nature, the upper boundary of the Pannonian Group i.e. the lower boundary of the Pleistocene beds—in the interfluvium of the Danube and Rába rivers can be defined as corresponding to the start of the cyclothem demonstrating a considerable emergence, which can be easily detected even by the methods of field geology. In the fluvial pebbles and their facies forming the initial layers of each cyclothem in Transdanubia, no fossils suggestive of the Pliocene has been found yet. If there should be found any in the future, or if that—according to the internationally accepted boundaries—the latest beds of the Pannonian Group should turn out to belong to the Pleistocene, this would not influence the method of the forthcoming investigations, since the material difference and the striking lithological boundary between the two sequences would be obvious.

The boundaries of the study area are as follows: from the point of view of the Pannonian Group an area bounded by the Komárom to Százhalombatta stretch of the river Danube as well as the line connecting Százhalombatta—Tab—Marcali (Little Balaton)—Hévíz—Somló-hegy—Pápa—Komárom is assigned to the Transdanubian Central Mountains.

II. THE REVELATION HISTORY OF THE FORMATIONS BELONGING TO THE PANNONIAN GROUP IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

Phases of revelation

The revelation history of the Pannonian Group can be subdivided into three phases throughout Hungary:

The first phase began early in the last century and ended with the publication of a monograph on Lake Balaton (L. LÓCZY SR. 1913). The

results of this first phase are as follows: the determination of nature of the formations belonging to the Group; recording their areal extension in small-scale maps; outlining their principal types of occurrence, and the start of their stratigraphic classification.

The second phase—extending from the First World War to the beginning of the fifties—is characterized by efforts to criticize and extend the results of L. Lóczy's monograph; by attempts at correlating the whole Group or a part of it with the stratigraphic units of the neighbouring countries, as well as by efforts to clear the tectonics, to figure out a preliminary paleogeographic portrayal.

The results of the third phase were brought about by intensified exploratory activities, aimed at healing up the economic wounds caused by a devastating war, and at laying the foundations of a socialist economy. In this phase of explorations a considerable mass of shallow and deep boreholes was spudded down, and—simultaneously—even biostratigraphic investigations came to witness a renaissance. From among the results, a rather sophisticated stratigraphic classification as well as a rather exact elucidation and registration of the facies, tectonic and paleographic patterns should be mentioned first of all, but—the economic successes of that time—the discoveries of new oil, natural gas, peat, water and sand reserves must not be forgotten to be quoted either.

The role of the Transdanubian Central Mountains in the exploration of the formations belonging to the Pannonian Group was to grow at the end of the first phase. Its importance has hardly decreased ever since then, because of the accumulation of Pannonian sequences rich in fossils and facies in areas marginal to the Triassic—Paleogene mass of the Bakony—Vértes—Gerecse Mts., as well as to the Buda Mts. These sequences could be studied in relatively good outcrops, thereafter—in the third phase—in a number of cores.

The main results of the geological research works devoted to the Pannonian Group of the study area for a period of more than 100 years can be summarized as follows:

1. Because of its similar features, the sequence between the Sarmatian and Pleistocene formations is a uniform one. It consists of grey or yellow clay-marls, marls, clays, sands, carbonaceous clays, lignites and freshwater limestones overlain by basalt tuffs and basalts.

2. This sedimentary sequence can be subdivided into three major parts. The lower part belongs to the "Lower Pannonian Substage" and predominantly consists of grey clay-marls and siltstones. The upper part is a sequence belonging to the "Upper Pannonian Substage" consisting of a very frequent alternation of grey and yellow clay-marls, clays, sands and carbonaceous clays being overlain by the third member—the freshwater limestone of Nagyvázsöny—Guttamási and Szabadság-hegy.

3. The "Upper Pannonian formations" are common around the Transdanubian Central Mountains, the "Lower Pannonian" being also present in many places. Along the northern shore of Lake Balaton and near the village Ugod the former represented by formations of an abrasive shoreline immediately overlies the basement complex.

4. The Sarmatian and "Lower Pannonian" formations show continuous transitions, although this fact is disputed by some geologists.

5. The "Upper Pannonian formations" are usually overlain by coarse-grained Pleistocene sedimentary rocks or by loess, but with unconformity in each case.

6. In one profile the "Pannonian formations" can be easily subdivided, this division being mostly transplantable to other profiles as well.

7. The salinity of the Pannonian Lake was lower than that of the Sarmatian Inland Sea, and it was gradually decreasing with the lapse of time.

8. The Pannonian Lake, as a depocenter, was gradually getting older and older, finally was infilled and transformed into marsh.

9. The clastic material of the sediments belonging to the Pannonian Group has mostly derived from metamorphic and—in much lesser extent—from magmatic source areas.

10. The thickness of the Pannonian Group gradually increases as one proceeds away from the boundaries of the study area. In the inner parts of the basins it is thicker than 1500 to 2000 m.

11. A considerable part of the Pannonian Group—more than 100 m in some places—in the environs of the study area was eroded in Pleistocene time, as evidenced, first of all, by basalt mesa-buttes.

12. In the boundary areas of the Transdanubian Central Mountains glass sands, quartz gravels, clays for brick and roof pile manufacture, basalts, basalt tuffs, pyrites and potable water were formed as raw materials.

III. LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS OF THE PANNONIAN GROUP IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

The sequences of the Pannonian Group in the study area can be subdivided, at large, into a Lower Pannonian and an Upper Pannonian Formation, just like it is the case over much of the Carpathian Basin (Fig. 1a—b).

In the proximity of the study area 5 facies areas and types of the Lower Pannonian Formation can be distinguished.

1. In first approximation the Lower Pannonian in the southeastern foreland of the study area consists of homogeneous, grey clay-marls, which have been named the "Dráva Clay-Marl Member" on the basis of proposals submitted by the Working Group on the Pannonian Stratigraphy. By scrutinizing this Member in the marginal areas the "Zala Marl Member", the "Zsámbék Marl Member", the "Tinnye Gravel Member" as well as the "Csór Siltstone Member" could be separated within it (Supplements I—III).

2. In the area of the marginal lagoon between the Mesozoic crest of the Transdanubian Central Mountains and the range Balatonfő—Velence Mountains—Bicske Horsts, the Dráva Clay-Marl Member is replaced by the Csákvár Clay-Marl Member in the lower part of which the Ósi Clay-Pebble Member frequently is present, and—in form of interbedded layers—even the Tinnye Gravel Member as well as Csór Siltstone Member can be identified.

3. In the Zsámbék—Mány lagoon system, the Dráva Clay-Marl Member is replaced again by the Csákvár Clay-Marl Member, in the lower part of which the Zala Marl Member and the Zsámbék Marl Member are deposited,

and—in form of interbedded layers—both the Tinnye Gravel Member and the Csór Siltstone Member can occasionally be distinguished (Figs. 2*, 3, 4, 5, see in the Hungarian text).

4. In the northwestern foreland of the study area the lower part of the Lower Pannonian Formation is the Kisbér Gravel Member, its upper part being the Szák Clay-Marl Member. Here, the Csór Siltstone Member appears in the upper part of the Upper Pannonian Formations (Figs. 6—8, see in the Hungarian text).

5. In the central part of the study area, the Monostorapáti—Nagyvázsony Lagoon, the Lower Pannonian Formation can be subdivided into two parts i.e. an older one, the so-called Monostorapáti Marl Member and a younger one, the Imárhegy Siltstone Member. Here the Csór Siltstone Member appears at the top of the Formation (Fig. 9, see in the Hungarian text).

Considering their Mollusca fauna, the various Members are characterized by the appearance of the following assemblages: a *Limnocardium praeponticum* fauna in the Zala Marl Member and the Monostorapáti Marl Member; a fauna with former plus *Congerina banatica* in the Zsámbék Marl Member; one with the former two species plus *Congerina czjzeki* and *C. partschi* in the overlaying Dráva Clay-Marl and Csákvár Clay-Marl Members; one with *C. czjzeki*, *C. partschi*, *C. banatica* in the Imárhegy Siltstone Member; faunae with *C. banatica* in the Tinnye Gravel and in the Ósi Clay-Pebble Member; and finally faunae with *C. czjzeki*, *C. partschi* in the Kisbér Gravel Member and in the Szák Clay-Marl Member. Usually, the Csór Siltstone Member does not contain any bivalve species, but, as suggested its hanging- and footwalls and/or intercalations of non-pectenarian nature, it appears in the *C. czjzeki* + *C. partschi* Horizon; moreover—in some cases—it generally replaces layers with *C. unguicaprae* fossil assemblages appearing at the base of the Upper Pannonian Formation.

Three facies areas and types of the Upper Pannonian Formation can be distinguished:

The first and second areas are respectively the northwestern foothills and southeastern and southern forelands of the Transdanubian Central Mountains, in all of which sequences of similar nature can be found. The Upper Pannonian Formation here can be subdivided into three parts. Listed from bottom to top, there are as follows: Somló-, Tihany- and Torony Members (Supplement IV). Essentially, these are identical to the former horizons (GY. HALAVÁTS, I. LŐRENTHEY, L. STRAUZ: *Congerina unguicaprae*-, *C. balatonica*-, *Unio wetzleri* Horizons and/or the brackish, oscillating, freshwater to continental proposed by F. BARTHA), although they differ from those because the author described these Members on the basis of their lithology.

In the third area, a special form of the Upper Pannonian Formation—an intramontane lagoon—can be found in the Nagyvázsony and Kálla Basins. Its most peculiar part is the Kálla Gravel Member forming the lowermost horizon of the Upper Pannonian, and—in most cases—immediately overlying the basement complex. Significant occurrences are on the northwestern side of the Bakony Mountains, in the area between Padragkút village and the

* Although they completely coincide with the traces shown in Supplement I, the Figs. 2—9 do not represent concrete geological sections, because they contain all the important components of the stratigraphic data of the whole area.

		Lithostratigraphic subdivision			
Chronostratigraphic subdivision	Position and connections of the lithostratigraphic units	Members			
		Quaternary	Holocene and Pleistocene *		
Stage names proposed by the Paratethys Working Group (1975) (The position of these stages in the time scale is still undetermined)	Romanian		Pannonian group Upper Pannonian Formation Lower Pannonian Formation	<ol style="list-style-type: none"> 1. Tapolca Basalt Member 2. Pula Alginite Member 3. Kabhegy Clay Member 4. Nagyvázsöny Limestone Member 5. Torony Member 6. Tihany Member 7. Somló Member 8. Taliándörögd Marl Member 9. Kapolcs Limestone Member 10. Kálla Gravel and Sand Member 11. Csór Siltstone Member 12. Szák Clay-Marl Member 13. Kisbér Gravel Member 14. Imárhegy Siltstone Member 15. Csákvár Clay-Marl Member 16. Dráva Clay-Marl Member 17. Tinnye Gravel Member 18. Ősi Clay and Gravel Member 19. Zsámbék Marl Member 20. Monostorapáti Marl Member 21. Zala Marl Member 	
	Dacian				
	Pontian				
Pannonian					
Sarmatian	Sarmatian				

Fig. 1a-b. Stratigraphic subdivisions of the Pannonian Group

Biostratigraphic subdivisions		
Based on molluscs (L. Strausz, M. Széles, F. Bartha, M. Korpás-Hódi, E. Krolopp)	Based on vertebrate faunae (M. Kretzoi)	Based on ichnofossils (Á. Jámbor)
<p>} Pleistocene faunae</p>	<p>* Kisláng f.</p>	
<p>} Faunae with <i>Unio wetzleri</i> and freshwater-terrestrial f. of Pliocene character</p> <p>} Faunae with <i>Congeria balatonica</i>, f. with <i>Prosodacna vutskitsi</i>, less frequently, terrestrial-freshwater f.</p> <p>} Faunae with <i>Congeria unguilacprae</i>, occasionally, freshwater f.</p> <p>} Faunae with <i>Congeria czjzeki</i> and <i>C. partschi</i></p> <p>} Faunae with <i>Congeria banatica</i></p> <p>} Faunae with smaller <i>Limnocardium</i></p> <p>Sarmatian faunae</p>	<p>* Baltavár f.</p> <p>* Kőszár-hegy (Polgárdi) f.</p> <p>* Bicske f.</p> <p>* Csákvár f.</p> <p>* Diósd f.</p>	<p>} Burrows with a layered fill</p> <p>} Arenicola burrows</p> <p>} Pectinaria sabulosa biolites, worms resembling "biscuits" in cross-section (<i>Spirosiphonella pannonicus</i>)</p> <p>} Y-shaped ichnofossils and <i>Pectinaria ostraco-pannonicus</i> (Jámbor-Radócz)</p>

in the Transdanubian Central Mountains

Tevel-hegy. In the Monostorapáti—Nagyvázsony basin, it is overlain by the Kapolcs Limestone Member, which, however, in the eastern part of the basin stretches into the Taliándörögd Marl and Tapolca Basalt Tuff-Basalt Members.

During the whole period, when the Upper Pannonian was deposited, basalt eruptions took place almost uninterruptedly, resulting in the formation of the Tapolca Basalt-Basalt Tuff Member. In the area between Padragkút—Kabhegy—Barnag—Vigántpetend—Balatonhenye the Kabhegy Red Clay Member, and near Pula the Pula Alginite Member are added to the former.

The limestone occurrences of Guttamási and Szabadság-hegy (Budapest) are assigned to the Nagyvázsony Limestone Member. This Member replaces the Torony Member in the Nagyvázsony Basin and near Guttamási; as well as it does so the Tihany and Torony Members in the vicinity of Budapest.

In the southeastern part of the Guttamási Basin, the freshwater Nagyvázsony Limestone is overlain by siltstone, sand and clay-marl beds. All of them are of shallow lake origin, and this is why they are classified as belonging to the Upper Pannonian Formation and are discussed with the Nagyvázsony Member.

The biostratigraphic positions of the members of the Upper Pannonian Formation are as follows: the Somló Member includes—essentially—faunae with *Congeria ungulacprae*. The Tihany Member is characterized by faunae with *Congeria balatonica*, *C. neumayri*, *Prosodacna vutskitsi*; the Torony Member contains faunae with *Unio wetzleri* and these are of continental origin. In the Källa Member older faunae with *Congeria ungulacprae* have also been found. The freshwater fauna of the Kapolcs Member is without any characteristic feature, while its brackish-water fauna belongs to the *Congeria ungulacprae* Horizon. In the Taliándörögd Member faunae with *C. ungulacprae* and *C. balatonica* appear. In the Nagyvázsony Member a freshwater to continental fauna lacking any characteristic feature can be found, while the Kabhegy Member is unfossiliferous. In the lower part of the Tapolca Member faunae with *Congeria ungulacprae* and *C. balatonica* have appeared. The Ostracode fauna as well as the flora (Diatomaceae, spores, pollen grains) testify to the fact, that this member belongs to the upper or central part of the Upper Pannonian Formation (Figs. 1a, 1b).

IV. LOWER BOUNDARY OF THE PANNONIAN GROUP

In the overwhelming majority of the cases, the footwall of the Pannonian Group is easy to define, should it be either Sarmatian or any other earlier formations that are overlain by them.

In Supplement II the formations overlain—according to the recent geological information—by Pannonian beds in the neighbourhood of the Transdanubian Central Mountains are shown. In order to assure a convenient opportunity to study the types of superposition, in Supplement III—having the same scale as Supplement II—the Pannonian Members overlying the footwall have been listed.

In addition to the extreme types of contact between the Lower Pannonian Formation and its footwall (an unconformable one at the margins of the basins,

and a conformable one in the inner parts of the basins) about 12 other kinds of this contact could be identified. In some of these 12 types of transitions their being continuous could be hardly challenged in the majority of cases. Differences in the mode of occurrence, however, require further considerations. Each type of contact between the Pannonian Group and its footwall is described below.

1. A mode of occurrence demonstrating an unchallengably *continuous sedimentation* has been discovered in the southeastern foreland of the study area, over the area of the one-time marginal lagoon (boreholes Lajoskomárom-1, Nagyörbő-1, Tököl-1?); as well as in the Zsámbék and Mátyás Basins (boreholes Bicske-1, Budajenő-2, Csv-34, Mátyás-63 and 65, Zsámbék-11, Herceghalom-4), where both the Sarmatian and the Lower Pannonian Formations consist of grey silty clay-marls. Consequently, their contact can be defined by detailed lithological and paleontological considerations only. It has been observed here, that the Lower Pannonian Formation never does immediately overlie any pre-Sarmatian formation (Table 1*).

Distinction in this case is possible with a view to the striking lithological and paleontological differences. It seems to be a contradiction that the author refers to lithological changes here, while in the foregoing paragraph—the equally pelitic nature of both formations was emphasized. Really, in one hand specimen there could be observed hardly any characteristic feature allowing a convincing division without taking the fossils into consideration. In the present case, however, the point is easier to handle. Aligning the cores of the boreholes spudded down with a very favourable recovery of cores, the rocks offer a division even in the case of these pelitic sequences. In these instances the colour of the rocks is the most characteristic feature reflecting the Sarmatian-Lower Pannonian boundary. Generally speaking, the Sarmatian beds show up a greenish shade in colour, being frequently lighter than their Lower Pannonian counterparts. In almost all of the cases, the Sarmatian is 10 to 50 cm thick, while the clay-marls of the Lower Pannonian Formation are either homogeneous with a very exceptional chance to select even one layer within it, or show up a several-cm-thick, i.e. several-m-thick Zala Member consisting of a frequent alternation of 1- to 5-mm-thick marl layers of lighter or darker shades. At a boundary of this kind the transition of the fauna is very abrupt. The Sarmatian foraminiferae are replaced by larger ostracodes, *Cardium* by smaller representatives of *Limnocardium*, *L. praeponiticum* or by other species akin to them (observations of M. KÖRÖSI-HÓDI). There is, however, a paleontological overlap too. Foraminiferae were repeatedly found at the very base of the Lower Pannonian Formation; and at least in one case, they were surely not allochthonous. In samples from the interval 211.4–211.9 m of the borehole Budajenő-2 (Bő-2) several individuals of *Miliammina* sp. were identified in autochthonous position by I. KÖRÖSI-LAKY. The bottom of the Lower Pannonian Formation is at a depth of 216 m here. And, in two boreholes of the Zámoly Basin (Csv-25: 245.5–245.8 m; Csőr-8: 124.9–128.8 m) remnants of *Acicularia* sp. (Bryozoa) were found by the author, several centimeters above the boundary of the Sarmatian. In the boreholes Csv-20,26 (near Herceghalom village) and Tárnok-1, within a distance of 30 cm from the

* Tables see in the Hungarian text.

boundary of the Sarmatian-Lower Pannonian Formation, the fossil *Cardium vindobonense* was still observed in a relatively great number being the dominant element in one or more layers of 10 cm thickness. According to the author's opinion a boundary of this type bears a convincing witness to an uninterrupted marine environment and to the lack of practically any break in sedimentation. The quick replacement of the marine fauna might be brought about by an unusually abrupt decrease in the salinity of sea water. The recurrence of Sarmatian Mollusca assemblages in some cases may have been caused by the fact that in the relatively deep marine basins the dilution was a slow process prograding from top to bottom, simply because salt water is denser than a water of relatively low salinity. The reversion of the process of dilution for a short period, however, resulted in reappearance of Sarmatian faunal elements. Consequently, in the case of the grey pelitic Sarmatian and the overlying sediments with the inland sea fauna of the Lower Pannonian Formation, an uninterrupted sedimentation is taken evidenced (Figs. 10—11).

The author definitely opposes the ideas to pigeonhole the Lower Pannonian Formation in the Pontian Stage or to suppose any pre-Pontian denudation of regional extent. In most cases an uninterrupted sedimentation took place at the Sarmatian-Lower Pannonian Formation boundary, on the southeastern margin of the Transdanubian Central Mountains. The absence of Upper Bessarabian, Chersonian and Meotian faunae here most have been due to causes other than erosion, notably, to differences in salinity between the Carpathian Basin and the Black Sea Basin. The stratigraphic value of the mollusc and foraminiferal faunae here is restricted to single basins.

a) A similar situation has been revealed for the Zámoly and Várpalota Basins and a part of the Balaton Basin, where the boundary layers are somehow more calcareous, their transition, however, seems to be completely continuous even here: a fact corroborated by their paleontological features as well. In some cases, however, lagoonal Sarmatian beds tending to become more marshy and drier are overlain by the pelagic (deep-water) Csákvár Member of the Lower Pannonian Formation. In the Csákvár Member intercalations suggestive of a drying lagoonal environment can be also found. In many cases, the Csákvár Member immediately overlies the older formations, on the southeastern border of the Vértes Mountain. In these cases the completeness of the Lower Pannonian Formation is proved by thin dacite tuff layers.

b) A similarly continuous sedimentation can be postulated in the one-time intramontane lagoon of Monostorapáti-Nagyvázsony, where the Sarmatian limestone, marl and carbonaceous clay beds of mixed facies are—without any sign of interruption—overlain by white marls with Early Pannonian fossils (Monostorapáti Member) or by the Imárhegy Member. In three cases—boreholes Öcs-32, 38, Kpt-2—Triassic dolomites were immediately and unconformably overlain by the Monostorapáti Member. In the borehole Tihany-62, and in several sections near Csór and Inota, similarly thin Sarmatian carbonaceous clays of similarly reduced thickness are overlain by a complete Lower Pannonian Formation.

2. For the time being, it cannot be decided whether the Ósi Member showing up a lateral contact with the Csákvár Member, started to accumulate at the very beginning of the Lower Pannonian Formation, or there was an *ephemeral interruption or maybe even some denudation* here between the Sarmatian and the Lower Pannonian Formation. In any case, where its gravelly

beds are immediately transgressive over the basement complex, some of the lowermost Lower Pannonian Formation is more or less absent. Moreover, transgression seems even to have been simultaneous with the Tinnye Member. In one-third of the cases in the Csór area, in the Mór Graben as well as in the Balatonfő Basin, heterogeneous marine and freshwater Sarmatian formations consisting of variegated clays of sublittoral to drying lagoon origin, pebble and sands, are overlain by a similarly heterogeneous Lower Pannonian Formation. On the basis of the presence of thin dacite tuff layers in some sequences (Ósi-69, Papkeszi-I), it can be evidenced, that the Lower Pannonian Formation is complete in these areas, too.

3. In the northeastern corner of the Zsámbék Basin, near Tinnye village; on the western and southern borders of the Buda Mountain; near the villages Tabajd, Gyúró, Vál; and in several cases even on the margins of the Zámoly Basin (boreholes Zámoly-2, Csákvár-32), *Triassic*—or possibly—*Eocene* formations or *Sarmatian layers* are immediately overlain by pearly gravels, and glass-sands, which—in the light of the fossil content of their hanging wall and from paleogeographic considerations can be correlated with the Tinnye Member. In this case some minor denudation can be postulated with good reason in spite of the lack of any further evidence available to this moment.

a) Similar conditions can be found in the Tapolca Basin and in the area between Tapolca and Sümeg, where the Sarmatian limestone or—in the boundary areas—immediately Triassic formations are overlain by pearly gravels and quartz sands, without any particular indication of unconformity. Since, on the basis of the formations found in the southern part, the presence of the Tinnye Member, and—on the basis of the members of the northwestern side—rather that of the Kisbér Member can be admitted, the author, lacking any additional information, was not in the position to make any definite decision, but presumed their joint occurrence. The thin dacite tuff stringer found in the lower part of the Lower Pannonian Formation of borehole Monostorapáti-2 shows some of the sequence of the Lower Pannonian Formations to be complete, since the transgression must have invaded the Monostorapáti—Nagyvázsony embayment from the southwest. Because of the peculiar environmental conditions of the Tapolca Basin, neither dacite tuffs nor fossils could be preserved there. The dacite tuffs had been dispersed by the high kinetic energy, while the fossils were lost to diagenesis.

4. A relatively simple situation exists in the northwestern foreland of the Transdanubian Central Mountains. According to all the relevant data collected there, the lower end of the Lower Pannonian Formation is incomplete, since the parts earlier than the Kisbér Member are missing. This is, however, younger than the Tinnye Member, as any fossil recording times preceding the *Congeria czjzeki* Horizon could be recovered from it. Accordingly, in the neighbourhood of the study area (Tata, Szomód, Csabrendek) it is immediately Mesozoic Members, while in the relatively wide “shelf” areas, it is the Oligocene to Lower Miocene Csatka Formation that are overlain by the Lower Pannonian Formation, in both cases unconformably. Since the Kisbér Member is absent in the inner parts of the basin because of the predominance of deepwater environments, in some instances the Csatka Formation is immediately overlain by the Szák Clay Marl (Naszály, Csabrendek). Dacite tuff stringers, however, cannot be found in this case either. It is in only one case, in borehole Det-10, southwest

of the village Devecser, that the Kisbér Member has been distinctly dislocated over Sarmatian formations. Also southwest of Devecser, in the southwestern bank of the Egres-Creek, Lower Tortonian marine sands and pebbles are again unconformably overlain by fossiliferous sediments (*C. czjzeki*) of the Kisbér Member. Consequently, in contrast with the general pattern, tectonic movements—emergence—took place here at the Sarmatian—Lower Pannonian Formation boundary, while the basal Lower Pannonian Formation was characterized by denudation.

5. *The initial beds of the Upper Pannonian Formation*, i.e. the Kálla Member reflecting a high kinetic energy environment, surround the Transdanubian Central Mountains like a garland, being as a rule in a tectonically higher position than the layers belonging to the Lower Pannonian Formation. Their characteristic representatives are known to occur near the village Dunaszentmiklós. The next spot to the southwest of this place is the northwestern side of the Durrogós-tető (Bakonybél), where L. KÖRPÁS (1968) found scattered patches of the Kálla Member. From this place onward, its more remarkable occurrences are first near Bakonyjákó, Ajkarendek, Csingervölgy, Padragkút, Kisbakony, Sümeg, in the Tapolca-, Nagyvázsony- and Kékkút Basins, then along the whole southeastern side of the Balaton Plateau, as well as in the vicinity of Várpalota, Csór, Iszkaszentgyörgy, Bodajk, Csákvár, Szár, Bicske, and in the Buda Mountains(?) (Ördögörom). In most cases, these layers unconformably overlie formations much older than Sarmatian. In some cases (boreholes Őcs-20, Őcs-35, Put-13) it can be observed that the Triassic dolomite near the village Őcs is immediately overlain even by the Kapolcs Member.

a) What is disputable and is believed to remain doubtful for a long time is the age of the variegated clay and local pebble to sand accumulations (in boreholes near Pákozd, Szabadbattyán, Székesfehérvár, Úrhida, Velence) underlying the beds of the Tihany Member in the neighbourhood of the Lower Paleozoic subsurface range running in the foreland of the Transdanubian Central Mountains. These may belong to the oldest part of the Upper Pannonian Formation (Somló Member) but may as well belong to the Tihany Member. Similarly, it cannot be decided unambiguously, whether the lower or the central part of the Upper Pannonian Formation is that to which the gravelly-sandy sediments underlying the limestone beds of the Vérteskozma and Guttamási Basins as well as those of the Szabadság Mountains and the formations belonging to this sequence south of Lábatlan, should be assigned. Their geological features in general and their fossils in particular suggest them to belong to the Tihany Member of the Upper Pannonian Formation, but considering their geological evolution, they can be included rather in the Somló Member. The sequences discovered in the western border of the Gerecse Mountain (Á. JÁMBOR—M. KÖRPÁS—HÓDI 1974) contradict the earlier opinions, that the faunae of this type and the marshy horizons would belong to the Tihany Member. Thus, these variegated clays and gravels have been assigned to the Somló Member.

6. In the environs of the Kabhegy and in the case of some basalt occurrences in the Balaton Plateau, the rocks of the *Tapolca Member*—basalt tuff, basalt—as well as those of the Kabhegy Clay Member (in the villages Barnag, Vöröstó, Padragkút) overlie Triassic and/or Eocene beds—always unconformably of course—and do not the sedimentary sequences of the Upper Pannonian Formation.

7. Finally, in some cases, *there is a tectonic contact along faults lines between the Pannonian Group and the older formations.* Sometimes even in exposures, contacts of this nature were practically always observed along the major faults of the Mesozoic mountain masses, which were in marginal positions and obviously considerably older (boreholes Tvg-48; Mány-59, 64; Put-6; Tököl-1). Lacking any exposure, the author could demonstrate only by plotting geological profiles, that the Pannonian Group in the southeastern foreland of the Vértes Mountains and Iszka-hegy had been intersected by a number of significant faults. A similar tectonic contact can be detected in the foreland of the Pannonian areas surrounding the mass of the Keszthely Mountains, as well as in the western and northern foreland of the Gerecse Mountains.

V. GEOLOGICAL PATTERN OF THE LOWER PANNONIAN FORMATION IN THE STUDY AREA

Before describing the members of the Lower Pannonian Formation in the Transdanubian Central Mountains, it seems to be necessary to get them fitted in a nationwide general system.

To recognize the important differences in the nature of "Lower Pannonian formations" (i.e. Lower Pannonian beds) as compared to the "Upper Pannonian ones" in Hungary was impossible until a detailed and systematic investigation of the sequences revealed by exploratory drilling for hydrocarbons was carried out (K. BARNABÁS—L. STRAUZ 1947). It was evidenced by these 500 to 1000 m thick series intersected by the boreholes cited above, that the Lower Pannonian Formation consisted of predominantly homogeneous, thick-bedded grey clay-marls. The only variance was represented by the fact, that the silt and carbonate content of these layers permanently varied; and that sandstones and sands, though scattered but very significant from the petroleum geological point of view were interbedded with this rather monotonous clay-marl sequence. At that time the Lower Pannonian Formation in the marginal zones of the study area was indentified by some conspicuous fossil occurrences only (M. KRETZOI 1961; A. LIFFA 1907a, b, c, 1909, 1910, 1911; I. LÓRENTHEY 1905b, 1906; I. VITÁLIS 1912). The relevant sequences of this Formation have been revealed by exploratory drilling for bauxite, uranium-ore and coal carried out in the marginal zones from 1965 onward. The systematic geological investigation of these enabled the author to establish, that the Lower Pannonian Formation consisted of grey homogeneous clay-marls, more and less silty and calcareous, forming a rock mass characterized by an increase of thickness from 5—80 m to 200 m from the outcrop of older formations toward the inner parts of the basins. In this sequence having a homogeneous nature from the geological point of view, interbeddings of variegated clays, gravels, pearly gravels, quartz sand, calcareous marls, freshwater limestones and thin rhyolite tuffs can be found. On the basis of their presence and lateral extension, the following 5 types occurrence of the Lower Pannonian Formation can be distinguished in the study area.

1. In the deeper parts of the marginal zone a predominantly pelitic (clay-marl) sequence deposited in a reductive environment during the whole period

of sedimentation is characteristic. By this unambiguously uninterrupted sedimentation, this sequence is in a close contact with the Sarmatian formations. At present, this type is known only from the lithological logs of boreholes Lk-1 (Lajoskomárom), Tököl-1 in the southeastern foreland of the study area, and from that of the borehole Bó-2 (Budajenő) spudded in the central part of the Zsámbék Basin. On the basis of these, in the inner part of the Great Hungarian Plain, a considerable extension of the sediments of this nature can be convincingly postulated.

2. Similarly, on the southeastern side of the Transdanubian Central Mountains, between the high-perched Paleozoic range running first in the Göböljárás-pusztas Rock—Velence Mts.—Kőszár-hegy line, then, in a subsurface position, in the same strike direction, i.e. parallel to the southern coastline of the Lake Balaton well beyond Siófok on the one hand and the Triassic range of the Mountains on the other, there was a lagoon having a restricted communication to the pelagic subbasin of the inland sea. Initially, this lagoon had been very poorly inundated by the transgression of the Lower Pannonian Formation, shaping a very shallow sedimentary environment in which yellow-mottled and even variegated clays were frequently formed. Because of the poor influx of sedimentary material, the resulting sequences would be rather thin but very rich in organic plankton mud (diatomite, alginite).

3. A sequence of this type has been found in the Kapolcs—Nagyvázsony Basin.

4. On the northwestern margin of the study area, the sequences of the Lower Pannonian Formation are relatively thin. Here a series with an incomplete lower part has been discovered. The lower part consists of gravelly layers deposited in an environment of high kinetic energy, while the upper part is of fairly pelitic nature. Toward the central part of the Little Hungarian Plain, however, this series is within a short distance replaced by a complete series of Great Hungarian Plain type—as shown by the lithological logs of hydrocarbon wells and by borehole Nagygörbő-1 (I. BODZAI 1966; 1968; M. KÖRPÁS-HÓDI, in F. FRANYÓ 1971).

5. A peculiar sequence of transition between the northwestern and southeastern forelands, has been found in the Tapolca Basin and in the northwestern part of the Várvolgy Basin (i.e. in the southwestern foreland of the Rendek-hegy). Here the problem of complete or incomplete nature of the Lower Pannonian Formation of almost entirely pearly gravel to quartz sand facies cannot be settled.

From the lithologic point of view, the Lower Pannonian Formation is strikingly homogeneous, further stratigraphic horizonting of its sequences cannot be made unless their detailed elaboration is undertaken. In doing so it is primarily the lithologic changes occurring regularly in an identical or similar horizons can be relied on. On this basis 11 members of the Lower Pannonian Formation were distinguished in the neighbourhood of the study area. Generally, only 2 to 4 of them can be found in each profile, as, in addition to differences in facies, even their representing different spans of time was taken into consideration in distinguishing them. These members are described here by progressing from the bottom to the top. Before starting this description, all the special rock names are given and shortly defined in a paragraph, in order to avoid ambiguities stemming from wide differences in usage.

The attribute "*bituminous*" was used in the cases of clay and limestone beds only, if a bitumen content much higher than the mean of the sedimentary rocks was detected.

The attribute "*huminitic*" and/or "*huminitic-pelitic*" was applied to rocks showing up a composition between clay and/or other sedimentary rocks and between carbonaceous clay and/or other sedimentary rocks. They contain carbonized fragments of higher plants in pelitic size (<0.1 mm) visible even to the naked eye, but never exceeding a proportion of 20%. This relatively high organic content is first of all indicated by the greyish-black shade of the rocks concerned.

Terms "*coaly*", or, in some cases "*lignitic*" were used for rocks containing components of higher plants in a quantity exceeding 20%. In accordance with this, the term "*clayey-lignite*" is the name of a rock in which the clay components share more than 20%.

The name "*oil shale*" has been given to pelitic rocks, from which more than 1–2% tar could be distilled at low temperature by the Fisher method, since a considerable proportion of inflammable remnants of planktonic algae (= alginite) were found in them. For a rock of this kind, which has been termed "*oil shale*" from the technological point of view, the attributes "*alginitic*" or "*bituminous*" and/or "*bituminic*" were also considered to be appropriate.

Similar difficulties were encountered in the nomenclature of the pyroclastics. In this realm of rocks the following names below have been used.

"*Tuffs*" are rocks, which lifted to the surface in a crater, and which after a surficial or aerial transport would then accumulate in a continental or lacustrine environment, with very little, if any, extraneous "impurities" admixed to. In the first case the tuffs deposited in continental environments, in the second case tuffs deposited in water are dealt with. Let us specify in detail the genetical phenomenon inherent in the term "*surface-transported*". This phenomenon could be detected in the case of the lowermost beds of the Tapolca Member. These pyroclasts generally form a ring-shaped mound narrowing upward around an eruption centre. In these mounds the rock shows an arcuate crossbedding in accordance with the mechanism of movement and deposition of the material flowing out or being ejected from the volcanic funnel in the form of a water-gas and solids mixture.

Sedimentary rocks once already deposited, but subsequently retransported by lacustrine currents with a considerable admixture of sediments of non-pyroclastic origin are referred to as "*tuffites*". The terms "*tuffitic clay*" and "*tuffitic sand*" were used if the share of the components of pyroclastic origin was 20 to 50%. At a pyroclastic content exceeding 50% the names "*clayey*" or "*sandy tuffite*" were used.

Here is to remark, that—according to the conventions in the geological literature in Hungary—neither the term "*agglomerate*" nor the name "*breccia*" have been applied in dealing with basaltic pyroclastics, although both of them are admitted by international usage.

Referred to as "*bentonite*" has been any rock, which consisted of clay minerals predominantly and was formed of volcanic glass as a result of halmyrolysis. The name "*bentonitic clay*" was given to rocks of originally tuffaceous or tuffitic clay (silty clay) composition, the tuffaceous matter of which had altered to clay.

1. The Zala Marl Member (21*)

A characteristic rock was described by L. VÖLGYI (1956), Gy. SZALÁNCZY (1948) and V. DANK (1959, 1962) from a zone close to the boundary of the Sarmatian and Lower Pannonian Formation in the Zala Basin, southwest of the study area. As proposed by the petroleum geologists of Nagykanizsa, this rock has been termed "*laminated marl*". In the region discussed in the

* Member numbers figuring in illustrations (figures, tables, maps) to the present work.

present work, this formation has been discovered in the ultradeep well Lajoskomárom-1 (Lk-1) located south of the village Balatonfő, as well as in several logs from the Zsámbék-Mány Basin (boreholes Budajenő-2; Csv-20; Csv-34; Mány-63, 64). It is, however, assumed to exist even in that part of the Little Hungarian Plain situated northwest of the Celldömölk-Komárom line. The composition of the Zala Member is shown in the detailed sections given in Fig. 10-11. In all the lithological logs known in the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains, the 5- to 10-m-thick Zala Member takes position between the Sarmatian and the Zsámbék Member. In some places the Zala Member simply may not be present between these two members, if the environmental conditions were unfavourable for its formation (boreholes Bicske, B-1; Herceghalom-4, Mány-65, Nagygörbő-1).

In the above two profiles the Zala Member is not at all completely identical in facies. In the lithological log of Lajoskomárom, it consists of an alternation of 1-5 mm thick dark grey and 0.5-3 mm thick pale yellowish white, strictly horizontal, hard marl layers of parallel bedding. In Budajenő, these beds are of 0.5-1.5 mm thickness and even the darker varieties are light greyish green and/or greenish grey in colour. The white beds here are also thinner than the dark ones. In both locations the sediments consist of clay minerals, calcium carbonate and diatom tests. The occurrence of the latter was evidenced of Budajenő only, by investigations carried out by M. HAJÓS. No investigation of this type was performed at Lajoskomárom. In the lighter beds, the calcium carbonate and Diatomacea content is higher. In the darker sediments the accumulation of clay minerals is more pronounced, being coupled with a concentration peak of organic matter and, what is usually concomitant, with a relatively high proportion of bacterio-pyrite as well. At first glance, the transition between the two beds seems to be continuous, in spite of their striking dissimilarity. When examined under a magnifying glass, a continuous, though abrupt, transition can be readily observed at the contacts of laminae.

A striking textural feature was observed in two intervals of the Lajoskomárom log (Plate I, Fig. 1). From the formal point of view, this can be referred to as submarine slumping, since here the otherwise strictly parallel laminae are chaotically folded and, in addition to this, even quartz-sand grains with a diameter of 1-2 mm, moreover 2-3 mm thick sandstone streaks make their appearance. The boundaries of the folded parts towards the undisturbed layers are represented by bright sliding planes of a more and less horizontal position. It is hardly a misinterpretation to say, that earthquakes i.e. turbidity currents may account for this phenomenon appearing in depositional environments of relatively deep water. It is in a good accordance with the phenomenon observed in the borehole Bő-2, where in two 2-mm-thick laminae, a lumachell consisting of Miliolinae and ostracode with diameters of 0.8-1 mm are present. By all means, these fossils were recycled as a result of turbidity currents triggered off by earthquakes from the facies area of the Sarmatian oölitic limestone surrounding the Zsámbék Basin.

In the laminated marls there is a mollusc fauna poor in species. Single valves or "butterfly"-shaped remnants of *Limnocardium praeponiticum* characteristic of this horizon are frequent. In addition, single or complete double-valves of larger ostracodes as well as fibrous plant fragments 0.5 to 1.5 mm wide and 1 to 2 cm long marked by marcasite precipitation are also abundant.

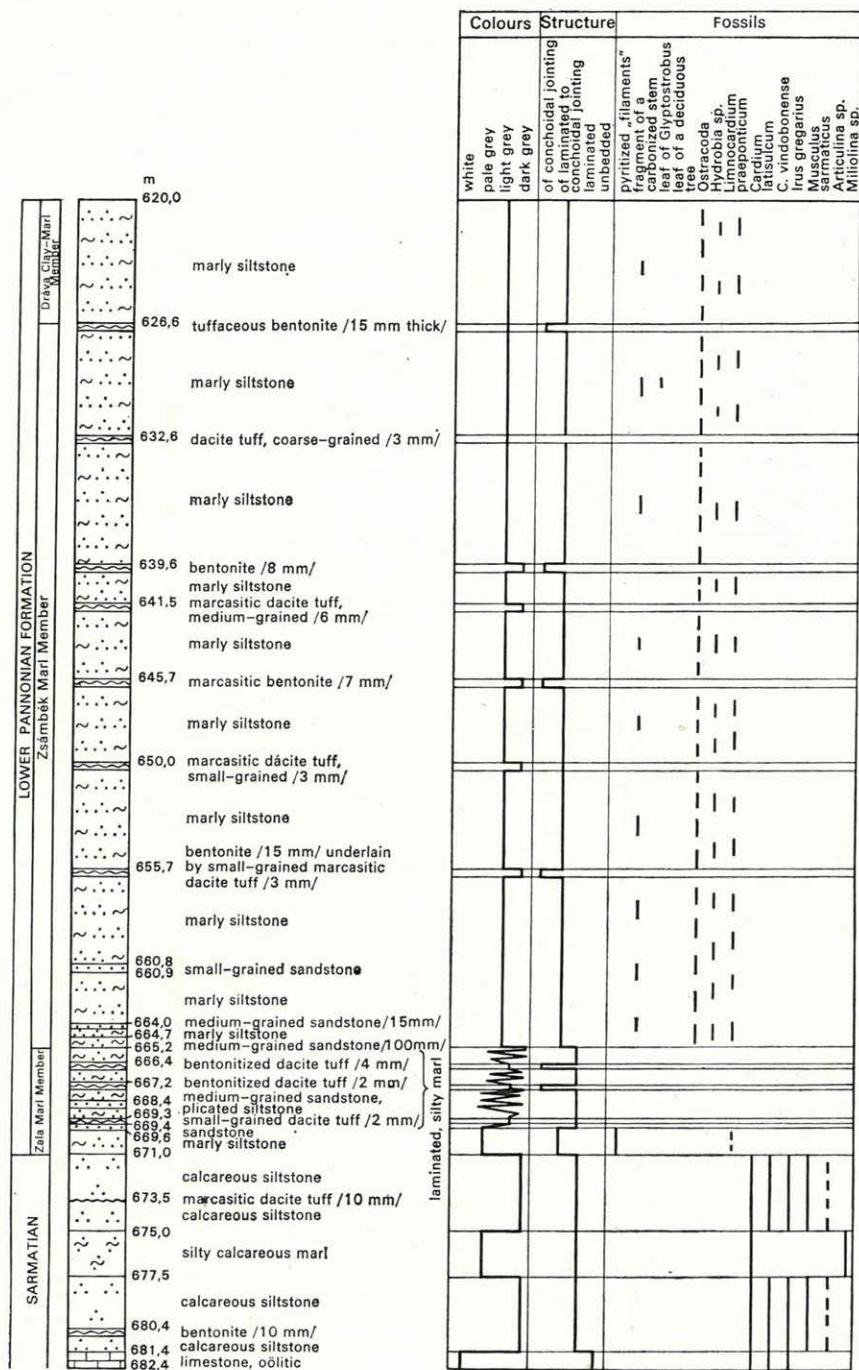


Fig. 10. Boundary of the Sarmatian and Lower Pannonian Formations in borehole Lk-1, Lajoskomárom

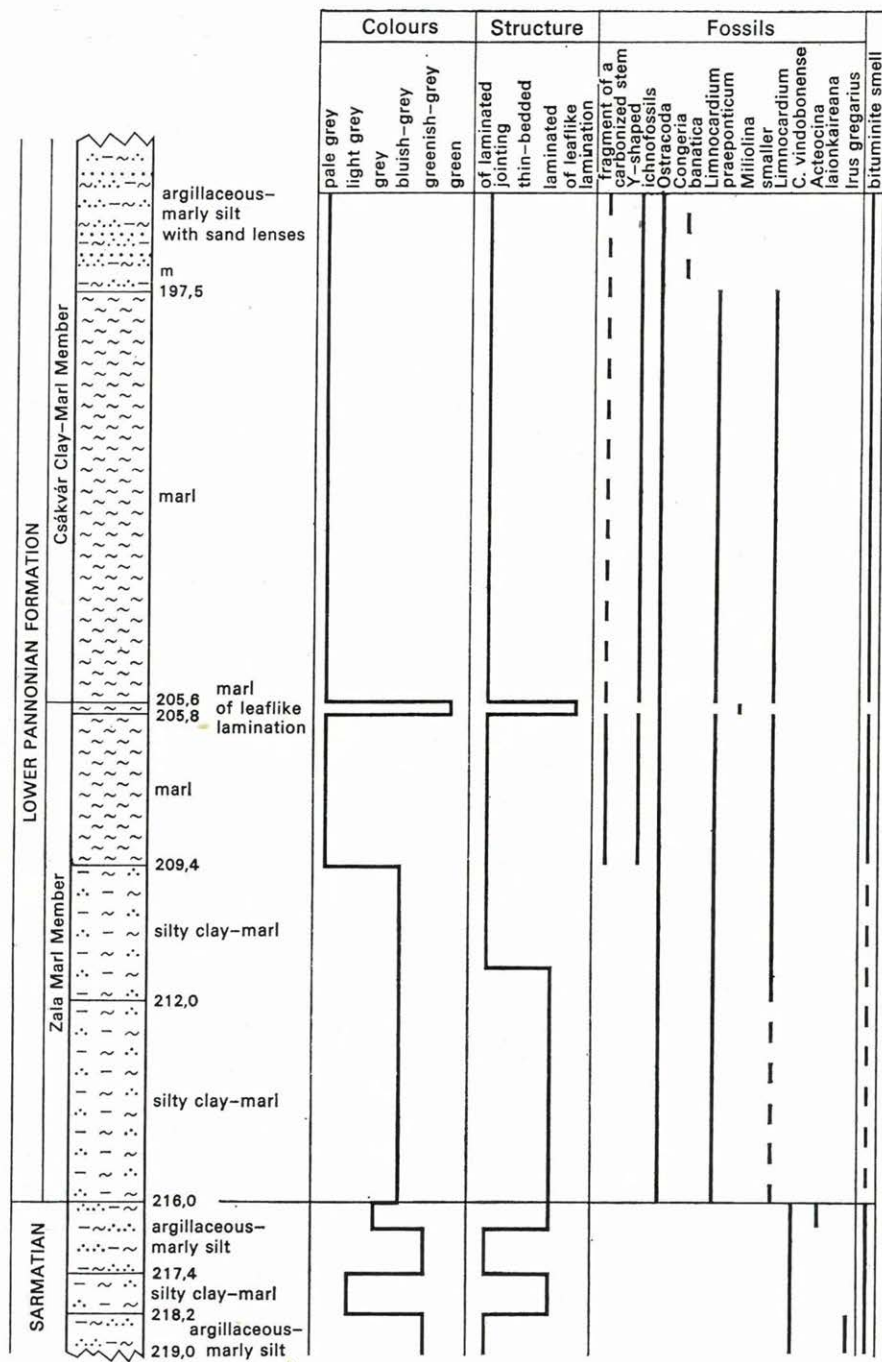


Fig. 11. Boundary of the Sarmatian and Lower Pannonian Formations in borehole B6-2, Budajenő

The latter have been illustrated (Plate I, Figs. 2–3) here. These, however, were taken from another horizon, where fossils of this kind were available in a better preservation state, though nobody has undertaken to identify them even under these favourable circumstances. In the lower part of the Lower Pannonian Formation this remnants *incertae sedis* are characteristic, even if the laminated sequence were disregarded.

2. The Zsámbék Marl Member (19)

In the majority of the cases, the lower part of the Lower Pannonian Formation consists of grey homogeneous, silty clay-marls or more rarely, white marls showing mostly laminated to conchoidal and—sometimes—laminated jointing. In the southeastern foreland of the study area—and, exceptionally, northwest of it (borehole Nagygörbő-1) 1 to 150 mm thick tuff interbeddings of rhyolitic composition were identified by the author in these beds.

The complete or incomplete nature of the lower part of the Lower Pannonian Formation can be checked on the basis of the presence or absence of sediments of low-kinetic-energy environments—i.e. in the case of pelitic sedimentation by that of these fine-grained rhyolitic tuffs deposited in water. This is true especially in the cases, when—owing to changes in biofacies conditions—the fauna with *Limnocardium praeponticum* is missing. The separation of the Zsámbék Member has been totally artificial, since only the grey clay-marls of laminated jointing located between the boundary of the Zala Member (or in absence of this between that of the Sarmatian-Lower Pannonian Formation) and the uppermost tuff bands could only be assigned to it. These clay-marl layers contain more or less volcanic tuff interbeddings. The tuffaceous bands, unaware of distinction methods of human abstraction, appear not only in those places where the other members of the Lower Pannonian Formation are missing, but they spread over into the Zala—Ósi—Csákvár and Monostorapáti Members. In the latter member, however, these tuffaceous interbeddings are mostly absent as a result of diagenetic processes. Thus, the delimitation is—theoretically—rather loose, owing to the hosts of preconditions for the appearance of the tuff bands (1–150 mm). First of all, the tuff ejecta should have reached the involved part of the sedimentary basin. Since in the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains—in the area from Perbal to Nagygörbő, having an extension of $150 \times 30 \text{ km}^2$ (= 4500 km^2)—the author could detect 1 to 11 tuffaceous bands in a total of 18 boreholes (Table 2), it would be hardly a misinterpretation to consider these tuff ejecta to extend all over the Transdanubian Central Mountains and their wider environs.

As an independent member, it was separated only in the Zsámbék Basin, southeast of the Tököl—Marcali line, northwest of the Celldömölk—Komárom line, and/or in the latter case its presence has been assumed in the basin of the Little Hungarian Plain. The tuffaceous layers occur in the inner lagoons of the foreland (boreholes Bicske-1; Csv-20, 32, 34; Csór-6, 8; Herceghalom-4; Máty-63, 64, 65; Monostorapáti-3; Ósi-69; Papkeszi-I; Tihany-62) and/or in the pelagic basin areas (boreholes Tököl-1; Tárnok-1; Lajoskomárom-1; Nagygörbő-1). It is worth considering, that over the latter areas, these layers

have been found in 3 in 4 of the boreholes (in the borehole Kápolnásnyék-1 they seem to have been removed postgenetically as a result of unfavourable geological-lithological conditions), while in the intramontane lagoon they were detected in one in five of the boreholes only, owing to similar conditions. In the Monostorapáti—Nagyvázsony Basin these tuffaceous layers were found in a single borehole only (Mat-3), although about 33 boreholes had intersected the horizon involved.

A maximum number of eleven tuff-horizons could be identified, mostly in boreholes spudded in the deeper subbasins characterized by a rapid sedimentation, which was corroborated by other features as well. It is in these subbasins that the greatest thickness values were registered, both for the Lower Pannonian Formation and the Zsámbék Member. The latter shows a maximum value of 50 m, and a mean value of 15 m (Fig. 12, see in the Hungarian text).

According to the rules of the sedimentation, the tuffaceous material deposited on the bottom of the basin is naturally characterized, if thick enough, by graded bedding. The basal beds are the coarsest and the grain size is gradually getting finer upwards. In one case (borehole Mány-64, 100.5 m), the author could observe a flat, oval, white highly porous, biotitic, floating pumice 1.5 cm in diameter. Given its size, this pumice fragment does not seem to have been transported by air, but reached its place of burial by floating on the water surface.

According to the detailed mineralogical investigations carried out by T. ZELENKA, the tuffs are of rhyolitic mineralogical composition. In addition to the pale bluish-grey to grey volcanic glass of silt size making the bulk of the rock, they consist of water-clear, hypidiomorphic acid plagioclase crystals attaining a maximum of 1.5 mm in diameter; of essentially smaller and less frequent, similarly water-clear and highly resorbed quartz grains as well as of slightly larger, brownish-black platy, idiomorphic biotite grains. Obeying the rules of deposition and compaction, these biotite plates show an orientation parallel to the bedding plane.

The volcanic glass, of course, was rapidly decomposed even in brackish-water environments. Thus a part of the tuffaceous layers was totally, the rest to different extent, decomposed into bentonite. In general, their glass-rich upper part was that which was decomposed more heavily (Plate I, Fig. 4).

Some of the tuff layers underwent a marked postgenetic alteration and impregnation by pyrite of bacterial origin, i.e. a kind of metasomatism took place. This alteration process was due to strictly limited bacterial activities owing to the peculiar chemism of water and sediment. For their activity the bacteria precipitating sulphur needed iron—or potassium?—too; and these ions in the tuffs being decomposed were available in greater abundance compared to the clay-marls enclosing them. Heavily proliferating here, they thus produced accumulations of bacterio-pyrites.

The source, i.e. the volcanic centre of the rhyolitic tuff layers, has not been identified yet. The changes in the thickness data of either the individual beds or the whole sequence do not show any trend. Considering some recent observations (H. FÜCHTBAUER—G. MÜLLER 1970) this fact seems to testify to a remote eruption centre in any case. On the majority of the maps of Transylvania (scale 1:200 000) in the stratigraphic column at the lower part of the Lower Pannonian Formation and at the upper part of the Sarmatian formations, the so-called "Bázna Tuffs" are shown. These are of acid composition

too, and consist of several thin tuff layers, which, however, are significantly thicker than those discovered here, in the surroundings of the Transdanubian Central Mountains. Their thickness is sometimes as high as several meters. Similar situation is characteristic of the Cserehát-Mountain (NE Hungary), where a 30- to 50-m-thick flood-tuff horizon was discovered between a fossiliferous Sarmatian and a Lower Pannonian Formation of variegated clay facies (GY. RADÓCZ 1969). The author believes this tuff-horizon to be correlable with its counterparts both in the foreland of the Transdanubian Central Mountains and in Transylvania. Thus, the eruption centre of these tuffs may be outlined as corresponding to the volcanic mass of the Tokaj Mts. (NE Hungary).

3. The Ősi Clay-Gravel Member (18)

According to our recent information, this Member occurs in the intramontane lagoon between Felcsút—Zámoly—Várpalota—Balatonfőkajár and in the zone of Kápolnásnyék—Szabadbattyán—Pölgárdi. It fills out the lower part of the Lower Pannonian Formation in both places, and never intrudes into the deep parts of the basins. It is generally underlain by the Sarmatian or—in some cases—by the formations of the older—Triassic, Eocene—basement complex, while the overlying beds are mostly constituted by the Csákvár Member, sometimes by the Csór Member. The thickness of the Ősi Member varies between 7 and 80 m, most frequently between 15 and 25 m. As implied by its name, it is mostly composed of variegated and/or green, greenish-grey clay to clay-marl with grey to yellow patches; and grey clay-marl showing brecciated texture, fine- and medium-grained gravel with variegated clay, as well as yellow-to grey, yellow and variegated sand layers. The cycle-rule is in effect here too, namely in a lithological column, starting with this formation; the coarsest and most variegated layers occupy the lowermost positions, while, upwards, the grain size is getting gradually finer, and—finally—the layers involved pass over into a common light grey clay-marl, argillaceous-marly siltstone, marl, i.e. to the Csákvár Member.

From the biostratigraphic point of view, it may encompass the whole basal part of the Lower Pannonian Formation (= the *Limnocardium praeponiticum* Horizon) and even a part of its middle (= The *Congeria banatica* Horizon). In places, where the formation is unfossiliferous up to the very beginning of the grey beds, the exact determination of the geologic age turns to be disputable, since the sparse fossils do not allow in any particular section to decide unambiguously—for instance—whether the 15- to 20-m-thick variegated sediments underlying the 30-m-thick grey clay-marls terminating the fossiliferous beds of the *Congeria czjzeki* Horizon represent one or two biostratigraphical horizons. In similar cases the question can be decided by comparing the profile to more complete neighbouring profiles.

In the youngest part of the Member, where even interbeddings with yellow patches can be found in the grey sequence, the one-time desiccation cracks presenting themselves mostly in form of brecciated texture now can be easily identified in some layers (Table 3). The desiccation cracks in the grey beds are manifested by slight changes in the shades of the grey colour on the one side, and an often carbonized network of plant roots (Table 4) on the wall of subvertical—now closed—cracks, on the other. The formation of these

can be interpreted by the desiccation of the sedimentary basin as well as by the settlement of a—probably euryhaline—vegetation. In the case of the grey bed this state seems to have lasted for a short time, as the next inundation took place still before oxidation, and even before complete desiccation. Since the one-time cracks, which had been soaked by the start of the deposition of the next bed, were closed again, the roots that had penetrated into the cracks were preserved* (Plate II, Fig. 1).

Resulting from the protraction of the periodical desiccation phases the rock, quite similar to clay beds in some open-pits, turned yellow and gypsum crystals of different size precipitated in its fissures. The water of the recurring lake was unable to “digest” these, its reducing force, however, caused again the zones close to the one-time fissures to turn grey* (Plate II, Figs. 2—3).

With subsequent progress in this process, especially if the inundation periods were short, the originally laminated structure was totally destroyed, and—because of the inhomogeneous distribution of pyrite and organic matter in it—the sediment got variegated or, in extreme cases, it turned completely yellow or brown.

In connection with the variegated sediments black or dark-grey huminitic clays, carbonaceous clays with a thickness of several centimetres or decimetres (boreholes Csór-6, Ósi-65, 67, Papkeszi-I) appeared repeatedly (Table 5). The appearance of these fits well with the general concept outlined above. Being some completely filled of the basin areas would develop into swamps and a re-burial in due time would prevent the oxidation of the huminitic material.

4. The Monostorapáti Marl Member (20)

Forming the basal member of the Lower Pannonian Formation, the Monostorapáti Marl Member consists of sediments deposited in a lagoon that used to form the northeastern intramontane continuation of the Tapolca Basin which can be traced at present in the zone of Monostorapáti, Taliándörögd, Kapolcs, Vigántpetend, Pula and, presumably, south of the villages Vöröstó and Nagyvázsöny. In general, its thickness varies between 0.5—0.6 and never exceeds 3 m. The rock of the Member is a characteristic, *white* medium-hard marl of laminated to conchoidal jointing, containing carbonized, vertical root remnants of 2 to 5 mm in diameter and 10 to 40 cm long, which—when comparing to recent plants—appear to be roots of canes. In addition to these, sedge-like leaf remnants parallel to the bedding as well as big Ostracods can be found in it.

5. The Dráva Clay-Marl Member (16)

It is a characteristic intrabasin facies of the Lower Pannonian Formation. Accordingly, it is known only from the lithological logs of boreholes Nagygörbő-1, Tab-Thermal(?), Lajoskomárom-1 and Tököl-1, progressing from the SW to the NE. Its presence, however, is postulated in the basins of both the Little and Great Hungarian Plains. The thickness of the member varies be-

* To illustrate this a photo of a similarly well-preserved find from the Csákvár Member is shown.

tween 70—180 m. In the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains it is everywhere underlain by the Zsámbék Member and overlain by the sediments of the Somló Member. The only "white spot" is the borehole at Tab, where—due to uncored intervals—the footwall could not be identified at all. In the Lajoskomárom log of the Dráva Member, the Tinnye Member was detected in form of interbeddings. Similarly, the Dráva Member could be identified in the lithological log of Nagygörbő, overlain by the Kisbér Member here. Consequently, a much smaller part of the Lower Pannonian is occupied by the Dráva Member here from the stratigraphical point of view as compared to the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains.

In an area northwest of the boundary areas of the Transdanubian Central Mountains the sediments of the Dráva and Szák Members can also be found probably forming a more or less continuous beds of regional extension (K. BARNABÁS—L. STRAUZS 1947; M. KÖRPÁS-HÓDI in F. FRANYÓ 1971).

From the petrological viewpoint, the Dráva Member is one of the simplest units of the domestic sequences. Its further subdivision is a forced manoeuvre, being possible only on the basis of hardly perceptible changes in silt or carbonate contents and/or shades (grey, pale-bluish or greenish-grey). But even these changes are gradual in character. Thus, we cannot speak of real boundaries in this formation. First of all, laminar to conchoidal jointing are characteristic. In addition to the clay minerals (illite, montmorillonite), the main components include quartz, micas, forming the overwhelming majority of the silt fraction, and the clastic and finely disperse mostly pelitic, calcareous material. Moreover, the FeS segregations consisting of flat bacteriopyrite globules forming 0.1 to 1 mm in diameter are also abundant. Very frequently and in a very characteristic way, however, these segregations do not form any nodules in some intervals but replace the organic matter of the fibrous plant filaments. The monotonous lithology of the member is interrupted only by two 10- and/or 20-cm-thick slightly argillaceous limestone interbeddings in borehole Tököl-1 (Table 6).

The Dráva Member is relatively rich in fossils. Generally speaking, it contains lots of single or double, large, transparent, frequently empty ostracod shells occurring in greater concentrations in some 20- to 50-cm intervals. In addition to these, small specimens of *Limnocardium* as well as *Limnocardium*, *Congeria* and gastropod elements of the middle biostratigraphic horizon can be found.

6. The Csákvár Clay-Marl Member (15)

As already mentioned before, this member had developed in the Zsámbék Basin and over the area between the Mesozoic core of the Transdanubian Central Mountains and the uplifted Paleozoic horsts in their southeastern foreland (the phyllite of Balatonfőkajár, the Carboniferous conglomerate of Füle, the limestones of the Szár-hegy, the granite of the Velence-Mts. and/or the Lower Triassic of Etyek). In addition to the sequences revealed by boreholes, a lot of good natural exposures of this member are also known. In the Zsámbék and Mátyás Basins it repeatedly crops out from below the Pleistocene formations. In the Zámoly and Várpalota Basins it is known first of all in the vicinity of Csór—Várpalota. For instance, the profile, which was reinvestigated

in detail in 1973—74 then presented at the session of the Hungarian Geological Society by K. TÓTH, had been first described by I. VITÁLIS (1912) from the environs of Peremarton—or more exactly—of Öskü. This member is underlain by the Zsámbék or Zala Member in the Mátyás Basin, and by the Sarmatian layers or the Ósi Member in the Zámoly and Várpalota Basins. For the time being its hanging wall in the Mátyás Basin is unknown, while in the Zsámbék, Zámoly—Várpalota and Balatonfő Basins it is represented by the sediments of the Csór or Somló Member. In many instances the Csór Member appears in form of interbeddings. Thus, in some profiles this member comprises the greater part of the complete Lower Pannonian Formation. In accordance with this, the member is relatively thick, its thickness varies between 70—190 m.

As for its lithologic composition, this member is composed of light grey clay-marls, argillaceous-marly siltstones, siltstones, more rarely, fine-grained sands, sandstones and clays of deep-bog origin stained by huminitic material of pelitic size (Table 5). Moreover, a freshwater limestone interbedding of several decimetres has also been detected in the vicinity of Herceghalom, Csór, Ósi and Tabajd (Table 6). In the Zámoly Basin and in the eastern part of the Várpalota Basin even diatomites or diatomitic clay-marls with a thickness several centimetres or perhaps decimetres can be repeatedly detected, over- and underlain by clay-marls and argillaceous marly siltstones (Table 7). Nevertheless, these diatomitic beds constitute only 1—2% of the member.

From the paleontological viewpoint, faunal assemblages of not only the lower two horizons of the Lower Pannonian Formation but even those of the uppermost one, the *Congerina czjzeki*, *C. partschi* Horizon, can be identified. A regularity was observed in the spatial distribution of the fauna: in the—even now—deeper parts of the basins the fossils are found more and less evenly distributed, while in the boundary areas of the basins they appear in some joints accumulating in form of double-layer lumachelles. Double-valve molluscs in original position—i.e. penetrating into the mud with their main plane perpendicular to the bedding—are rare, and can be rather found in the deeper parts of the basins. Double-valve molluscs lying parallel to the bedding are fairly frequent—especially smaller *Congerina* species and less frequently *Limnocardium* species—but these have been by all means transported and accumulated by the buoyancy of the decomposition gases (the density of a living mollusc is higher than that of the water, while the density of a decaying one is practically the same as that of the water, or—in some cases—it may be even lower than that) as well as by the wave action and/or by currents. This phenomenon is illustrated by an easy-to-photograph lumachelle interbedding from the Csór Member (Plate III, Fig. 1).

Special fossils are also known from the Csákvár Member. These were jointly described by the author and GY. RADÓCZ (Á. JÁMBOR—GY. RADÓCZ 1970) and were given the name *Pectinaria ostracopannonicus* being classified as belonging to the Annelida group. These finds were discovered only in the Lower Pannonian Formation, first of all in the Csákvár Member and in the neighbouring Zsámbék and/or Zala Members (Table 8).

As a result of these observations, the author could interpret an interesting sedimentary petrographic phenomenon. In this member and in the earlier parts of the Lower Pannonian Formation too, quartz pebbles with a diameter between 2—13 mm were frequently found in completely pelitic rocks. In

general, however, these occur in form of single pebbles or groups lacking any pattern of systematic spatial distribution (Table 9). In the Zámoly Basin, however, it can be unambiguously stated in two cases, that these pebbles had originally deposited on the bottom of the sedimentary basin as components of fish-coprolithes 4–5 cm long.

7. The Imárhegy Siltstone Member (14)

From the genetic viewpoint, this member is in close connection with the Csákvár Member. Stratigraphically, it spans a time-interval similar to that of the Csákvár Member, but—additionally—it contains a lot of inflammable organic material of alginitic origin. This member is underlain by sediments of the Sarmatian Stage or the Monostorapáti Member. There is a continuous transition to the footwall. The hanging wall is represented by the Csór Member or immediately by the Kálla Member of the Upper Pannonian Formation, with a continuous transition again.

Its thickness is strikingly poor—never exceeds 8 m—given the fact that it represents an almost complete Lower Pannonian Formation.

The lithologic nature of the member is significantly different from that of the common clay marls belonging to the Upper Pannonian Formation. Although these rocks also consist of clay minerals, grains of silt size and—rarely—calcium carbonate, they are still dark brown showing laminar jointing and a characteristic bituminous smell, when fresh. The share of their carbon atoms in organic bonds as well as their soluble bitumen content is so high, that these parameters are equal to those observed in the cases of oil shales of low quality. Excepting some algal remnants of microscopic size, the Imárhegy Member is relatively poor in fossils. In its lower part, it has been repeatedly possible to recover big, water-clear single or double ostracod shells. In its upper part faunal assemblages with *Congeria czjzeki* have been found.

8. The Csór Siltstone Member (11)

Although identified in very reduced thickness even in the lithologic logs of some intrabasin boreholes (boreholes Tárnok-1: 10 cm; Tököl-1: 20 cm) it is associated, as shown by experience hitherto obtained, with the lagoonal facies. Because of its insignificant thickness (several decimetres only) at the locations mentioned above it was not separated as independent member. Consequently, it is common in what used to be the Monostorapáti—Nagyvázsony lagoon, and in the Tihany—Balatonfő—Várpalota—Zámoly Basins, but it was identified in the borehole Polgárdi-3 as well. None of the boreholes in the Máty Basin has revealed it, but in borehole Bő-2 exposing the fundamental lithologic column of the Zsámbék Basin it is again found with characteristic features and again in its common horizon of appearance: the top of the Csákvár Member. In contrary to the members of the Lower Pannonian Formation discussed before, this member was found not only in the northeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains, but in their northwestern boundaries as well, near Tata and Kocs. It is always underlain by one of the members of the Lower Pannonian Formation—the Imárhegy or the Tinnye or the Ósi or the Szák Member—or by the lower part of the Csákvár Member.

In its hanging wall the upper part of the Csákvár Member, or the Kálla-, Kaposcs-, Somló or Szák Members are found. In contrary to the members discussed before, the chronologic position of the Csór Siltstone Member within the Lower Pannonian Formation is much less definitely determined. The time of its first appearance may have been defined first of all by the relative position of the water level to the basement of the sedimentary basin. The appearance changing in time is a phenomenon disturbing enough, but it can be generally declared, that the member is situated in the central part of the Lower Pannonian Formation in the southeastern foreland and in areas marginal to the Great Hungarian Plain. Then, in the area of the marginal lagoon, it occupies an ever higher position. It can be found in this more elevated position in the Monostorapáti—Nagyvázsony lagoon as well. In some cases it does definitely cross the boundary between the Lower and Upper Pannonian Formations defined on the basis of the cyclicity and evaluation of fossil assemblages. An irregularity of this kind was experienced by the author in the Monostorapáti—Nagyvázsony Basin as well as in the vicinity of Tata, Kocs, Siófok.

The Csór Member is a homogeneous formation: an average characteristic of the Lower Pannonian. Its fundamental feature is given by the fact that the siltstone and/or the fine sand grains have occupied their position in a way contradicting the rules of deposition from turbidity currents or to the Stokes-law. Notably, in this horizon and facies the principal depositing agents were the 5- to 10-mm-thick, 3- to 8(?) -cm-long arenaceous organisms showing a tube-like form of a circular cross section and a slightly conic end in one direction. The arenaceous organisms of this kind, i.e. ones lacking any part suitable for fossilization, first stucked sand grains from outside to their tests, then died and the grains—ordered parallel to the bedding—would be more or less compressed. Of course, the tubes and the intertubular space were filled by silt grains deposited uninterruptedly from the water or eaten(?) by the organism. The product brought about this way is a very peculiar structure slightly resembling maybe to the Senonian hieroglyphic limestones of Bakonyjákó, with the only difference that there the tubes are of cylindrical form and calcareous and uncompressed, forced into a position subparallel to the bedding plane. In the present case, the biogenic origin of these forms can be verified by scrutinizing them and by realizing the ordered pattern of the grains fixed to the tube. The author is of the opinion, that the form of the tubes suggests these organisms to belong to the genus *Pectinaria* (=a genus of the Annelida group), more exactly to the species *P. sabulosa*, even though such enormous populations are unusual in the case of these worms (Plate IV, Fig. 1—2).

This extremely large biomass seems to have brought about peculiar conditions in the sedimentary basin especially on its bottom. In the majority of cases, it prevented the deposition of the calcipelitic fraction, which accounts for the source of the carbonate content of the pelitic to arenaceous rocks in the Pannonian Group.

Fossils other than *Pectinaria* are scant in *Pectinaria* sediments and their frequency does not attain the fossil abundance typical of the other siltstones of the Pannonian Group, even in the calcareous, non-bituminous rocks of the northwestern side. Here, faunal assemblages with *Congerina czjzeki* and *Dreissena auricularis* occur—in accordance with the stratigraphic position of the member.

Here again the molluscs are represented by scattered, mostly single, valves parallel to the bedding plane.

In addition to those enumerated above a lot of yellowish-brown bones, vertebrae and even scales of fish were found, unlike the case of the other members of the Lower Pannonian Formation. The diagenetic environment of this bituminous type must thus have offered more favourable conditions for preserving these remnants than was the case with the other members.

9. The Tinnye Gravel Member (17)

This is one of those members of the Lower Pannonian Formation which have been known for a long time now. Actually it was described by I. LŐRENTHEY (1905b) at the very beginning of this century.

According to our geological information acquired until now, pearly gravels and quartz sands in the neighbourhood of the Transdanubian Central Mountains are known in the middle part of the Lower Pannonian Formation (Tinnye Member); in the lower part of the Szák Member (Kisbér Member), and, finally, in the lower part of the Upper Pannonian Formation (Kálla Member).

The Tinnye Member approvedly occurs in the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains, especially on the margins of the basins.

From the lithological viewpoint its composition is rather simple. First of all it consists of a variety of grey to dirty white, fine- to medium-grained, well-sorted 20- to 100-cm-thick pebbly sands. On the margins of the Transdanubian Central Mountains it shows an arcuate cross-lamination. The laminae dip outwards from the margins of the mountains and are of near-shore, surf-zone origin. 80 to 98% of the sand grains are quartz, and the white or grey varieties of quartz or quartzite predominate also among the pebbles. In addition to them, however, the always grey cherts with weathered crust, and black lydite as well as quartz-porphyrite pebbles with felsitic texture are characteristic. In general, the size of the pebbles never exceeds 3 cm, while the most common fraction is the 0.5 to 1.0 cm one. The pebbles are characterized by a strikingly well rounded form. Their roundness—in general—is as high as 75%, moreover that of some particular pebbles amounts to 100%. Given the presence of lake-shore sediments the main characteristic feature is that even the relatively fine pebbles are strikingly well rounded. This is valid to the other pearly gravel members in the Pannonian Group as well. In addition to the considerable difference in the lithology of some pebbles, this striking roundness and the polished nature of the surface of some pebbles—which is extremely striking in the case of quartz pebbles—are the fundamental features allowing a fair distinction between these and the pebbles of the river Danube (Plate IV, Fig. 3).

Excepting Tinnye, this member is rather poor in fossils. From exposures marginal to the Tétény Plateau (Pusztazámor) hosts of intact to crumbling pulverulent individuals of white, fossilized *Melanopsis* have been recovered. These account for the bulk of the fauna at Tinnye as well. In addition to these, however, many other species of the genus *Melanopsis* and the species *Congerina ornithopsis* are characteristic here. Consequently, the exposure at Tinnye comprises a fossil assemblage unambiguously belonging to the middle biostratigraphic horizon of the Lower Pannonian Formation.

10. The Kisbér Gravel Member (13)

On the basis of the so-called rule of cycles, i.e. in the light of the major events of geological history, the Kisbér Gravel Member should be considered, chronostratigraphically, isochronous with the Tinnye Member. This isochronous nature, however, could not be evidenced paleontologically, and being familiar with hosts of exposures, the author takes the courage to express his conviction of the improbability of finding a fossil-assemblage of that kind in the future either.

At present, the Kisbér Member is known from a series of exposures aligned like beads in a zone extending from Szomód to Kisbér (B. BERNHARDT *et al.* 1974) and from about 50 boreholes between villages Tata and Nagygörbő, northwest of these outcrops. According to logs recovered from a lot of boreholes between Hánta and Csót, it pinches out or grades to sands, while in the area between villages Nagygyimót and Csabrendek it reappears as witnessed by many boreholes. Moreover, it also appears on the northwestern margin of the Devecser Basin, and 4 km away, south-southwest of Devecser as well as 2 km away on the bank of the Egres brook; in the pebble quarries at Kistárkány-puszta near Csabrendek, and on the northwestern and southeastern margin of the Rendek-hegy, the southeast from here, it merges inseparably with sediments of similar nature belonging to the Tinnye Member.

Between Sümeg and Tata, the Kisbér Member rests unconformably on older formations. Consequently, a tectonic subsidence must have taken place, as a result of which the Early Pannonian inland sea inundated areas of considerable extension alongside the northwestern boundary of the Transdanubian Central Mountains.

Excepting the Quaternary formations, the Kisbér Member is always overlain by the clay-marl beds of the Szák Member, sometimes by their more sandy variants (e.g. Tapolca Basin).

From the lithologic point of view, the Kisbér Member is similar to the Tinnye Member.

Generally speaking, the Kisbér Member is poor in fossils. From the boreholes near Tata (Á. JÁMBOR—M. KÖRPÁS-HÓDI 1974) and from the exposure near Kömlőd remnants of *Congerina czjzeki*, *C. partschi*, *C. ornithopsis*(?) have been recovered (L. GYALOG in B. BERNHARDT *et al.* 1974). On the basis of these fossils, the Kisbér Member belongs to the upper part (and not to the middle one) of the Lower Pannonian Formation.

11. The Szák Clay-Marl Member (12)

The Szák Member is the simplest formation of the area discussed in this study. It consists almost entirely of grey silty clay-marls and argillaceous marly siltstones, of laminar to conchoidal or laminar jointing. In general, the boundary of the layers is always indistinct, the formation is subdivided only by a gradual variation in the carbonate and silt content amounting to several percents. Examining the Szák Member from bottom to top, it can be observed that the silt fraction has got gradually overhand near the boundary of the Lower and Upper Pannonian Formation. These siltstones belong to the Csór Member or to the Somló Member. The Szák Member is underlain either by the Kisbér Member or—over the areas far away of the boundaries of the

Transdanubian Central Mountains—by the Oligocene to Lower Miocene Csatka Formation, or even by Mesozoic to Paleozoic horsts. A lithostratigraphic unit of considerable extension, the Szák Member covers the whole northwestern foreland of the Transdanubian Central Mountains between the Danube River and the Keszthely Mountains. It can be studied easily in many good sections uncovered in clay pits near the major brick-yards (Tata, Szák, Kisláb, Bakonyszentlászló, Pápateszér, Tapolcafé, Devecser). Even its eponym has been the clay pit of a brick-yard near Szák, where its characteristic, fossiliferous hanging wall belonging to the Somló Member can be easily observed.

From the several tens of meters detected in the marginal areas, the thickness of the Szák Member is gradually increasing towards the internal parts of the basins and exceeds even 100 m before merging with the sequence including the complete Lower Pannonian infilling the basins.

From the paleontological viewpoint, it is an extremely rich member. Above all, its mollusc fauna is conspicuous, in which the *Congerina czjzeki* occupies the first place in terms of frequency, to be followed then by the species *Limnocardium abichi*, *L. lenzi*, *C. partschi*.

Of the most peculiar fossils the form-species *Pectinaria ostracopannonicus* (JÁMBOR—RADÓCZ) which has been recovered in single instances from two boreholes, Tvg-58 and Tvg-63, may be mentioned (Table 8). Ichnofossils described from a lithological log at Lajoskomárom in 1969 was found in considerable quantity in the boreholes near Tata (Tvg-45, 61, 62) (Table 10). Their massive occurrence here allowed to select a bed suitable for lithostratigraphic local correlation (Kocs). The ichnofossils under consideration (= *Spirrosiphonella pannonica*) are extremely abundant in a 20- to 30-cm-thick horizon west of Tata (Plate V).

In the 35.5—35.7 m interval of borehole Tvg-62 an ichnofossil (*Minisiphonella transdanubica*) of similar cross section and length, but only 8 mm wide and 2 mm thick, was found without, however, any sign of the presence of an organism that might have rotated while proceeding upwards. This form-species has been the only one ever discovered (Table 10).

In earlier parts of the Szák Member 2- to 8-mm-wide, 5- to 10-cm-long, less striking ichnofossils are also common. Lying parallel to the bedding plane, they frequently show a Y-shaped bifurcation and—very rarely—are outlined by bacteriopyrite segregations, a phenomenon illustrated by an identical ichnofossil from the Csór Member (Plate III, Fig. 4), which could be more easily photographed.

VI. GEOLOGICAL SETTING OF UPPER PANNONIAN FORMATION IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

Unlike the Lower, the Upper Pannonian Formation is characterized first of all by thin-bedding and a marked heterogeneity. The thickness of the individual layers varies between 0.1 and 10 m, most commonly between 0.2 and 1.5 m. From the lithologic point of view, they are clay-marls, siltstones, sands,

variegated clays, clays, carbonaceous clays, lignites, marls, calcareous marls, freshwater limestones, pearly gravels and quartz sands. The products of basalt volcanism such as basalt tuffs, basalt tuffites and lavas form a group independent of the lacustrine to palustrine facies system. In contrary to the sedimentary rocks these volcanics are more restricted in extension and wide scattered. The thickness of the Upper Pannonian Formation varies from 50 to 100 m near the outcrops of older formations, attains a thickness as high as 400 to 600 m already on the peripheries of the respective basin areas.

Two large and quite distinct facies areas of the Upper Pannonian Formation can be outlined in the study area. The intramontane facies area is dominated by paludal to lacustrine beds and volcanics, while in the basins and in the peribasinal areas sediment of pelagic-lacustrine origin prevail. Both types are characterized by an increasing number of interbeddings containing freshwater to terrestrial fossils. The intramontane facies can be found in what used to be the Monostorapáti—Nagyvázsony lagoon; near the railway station of Veszprém; in the Guttamási Basin; in that part of the Mór Graben communicating with the former; on the northwestern margin of the Zámoly Basin, in the Vérteskozma Basin; on the southeastern margin boundary of the Velence Mts.; in the Bicske—Szár embayment and on the Szabadság Hill (Buda Mts.). On the northwestern flank of the Transdanubian Central Mountains this type of facies is known in the basal part of the Upper Pannonian, near Padragkút, Ugod, Neszmély, Dunaszentmiklós and Lábatlan.

The intrabasin facies commences, practically, along the northern shore of Lake Balaton, i.e. only a few hundred metres away from the edge of the other Central Mountains members and passes over to the real "pelagic basin" without any substantial difference in its composition.

The spatial position of the individual members of the Upper Pannonian Formation is characterized by their being situated, in the majority of the cases, higher above the sea level than the members of the Lower Pannonian Formation, a fact due to the almost exclusively vertical tectonic movements having taken place since their formation. Similarly, even the later members of the Upper Pannonian Formation are in a tectonically higher position than the earlier ones. Consequently, within minor well-studied tectonic areas this principle can be readily applied to dating single outcrops. As soon as the rather indistinct boundary of a tectonic unit is crossed, this method may be quite misleading.

Practically, in accordance with the earlier classifications, the intrabasin and lagoonal sequences are discussed here as including respectively 3 and 9 subdivisions.

1. The Somló Member (7)

Adopted upon recommendations by the Working Group on Pannonian Stratigraphy, this name practically corresponds to the "*Congeria unguilacprae* Beds" introduced by HALAVÁTS—LŐRENTHEY—STRAUSZ; the "lowermost brackish-water interval" defined by F. BARTHA; and to the "first Upper Pannonian (half) cycle" described earlier by the author.

The Somló Member is constituted by the first sedimentary subcycle always beginning with a rather thick layer of small- to fine-grained sands and ending with an alternation of grey siltstones, argillaceous-marly siltstones

and clay-marls: a sequence containing the oldest fauna of the Upper Pannonian Formation and overlying the Szák- and Csákvár Members or, in the intrabasin area, the Dráva Member or, occasionally, the Csór Member, or again, resting immediately on an older basement. Consequently, the mean grain-size shows a general trend of upward decrease interrupted by repeated returns of coarser bands. To define the upper boundary of this sequence is a much more complicated task. Theoretically, though the sand layer commencing the second cycle is easily identifiable, but in the only case, if its belonging to the second cycle is evidenced by the existence of additional overlying cycles and/or by faunal elements or by the presence of other facies of the Upper Pannonian in the neighbourhood.

The thickness variations of the formation thus delimited obey the rules valid for the complete Pannonian Group which is only several m thick in the marginal areas, attaining in the peribasin sections a thickness of 130 m or so (e.g. in borehole Tököl-1).

The lithologic composition of the Somló Member is relatively simple. Unlike in the marginal zones of the study area, the sand layers are polymictic, though the quartz grains are predominant here too. In addition metamorphic micas—muscovite, chlorite and biotite—and feldspars are also abundant. In addition to the micas just quoted, pink garnets, ivy green epidotes and yellow andalusites can be readily observed with a simple magnifying glass or, in case of placers even with an unaided eye. The sands are well-sorted and contain more and less calcareous material. This, however, mostly fails to cement the grains, being just adhered to their angles. Occasionally, especially in the basin marginal zones or close to them, decalcification of the sand layers has taken place, while the rock itself has acquired a green stain.

The sand layers show, in general, a rather poor internal stratification as well, produced partly by the graded bedding of the grains and partly by the orientation of the micas parallel to the bedding. In some cases even ripple marks were detected, on the basis of which shallow water depositional environment several meter deep without any significant water movement can be postulated. More rarely, even arcuate cross-bedding was observed, testifying to an agitated lacustrine water environment.

Considering their particular nature, a part of the interbedded siltstone layers allow an almost unchallengeable distinction of Somló Member from the other members of the Pannonian Group all over the area involved. These siltstones are completely free of clay. In dry condition each grain will drop easily out of one's fingers. On top of that, these siltstones show an extremely regular parallel lamination with 0.5- to 5-mm-thick laminae (Plate VI, Fig. 1—2).

Besides them, also siltstones of common nature—i.e. argillaceous marly siltstones of laminar to conchoidal jointing—are present. It is remarkable, however, that clastic sedimentary rocks other than siltstone, sand, argillaceous marly siltstone—are missing in the intrabasin facies.

Conspicuously enough, some 1—2 km basinward from the border of the study area, a sequence of average composition is found, while in the marginal areas two types of sequences can be distinguished. In the embayments with more restricted nature and with thin sequences, pearly gravels to quartz sands are known, while alongside the open, though accumulative shorelines clays, variegated clays, huminitic clays and carbonaceous clays were observed, all of them with lignite intercalations. Because of the relatively significant

extension of the former it is treated as an independent member (=Kálla Member), while the latter type is discussed here as a facial variant.

The presence of the lignite beds is rather difficult to detect unambiguously, because the mollusc and worm faunae of these layers show the characteristics of the second cycle, owing to the fact that both of them have a faciologial and chronological interrelation with their neighbourhood. In an earlier manuscript (Á. JÁMBOR—M. KÖRPÁS-HÓDI 1974) it was unambiguously stated that in the environs of Neszmély—Dunaszentmiklós a *Congeria balatonica* fauna is associated with the lignites and carbonaceous clays interbedded with the *Congeria ungulacaprae* Beds. A similar situation may exist in the southeastern foreland of the Velence Mts. and on the Szár-hegy, where the sequence with frequent marshy intercalations overlying the basement complex was earlier assigned to the second member (=Tihany Member) of the Upper Pannonian Formation (Á. JÁMBOR—M. KÖRPÁS-HÓDI 1971) by relying on some lithological and paleontological characteristics.

In contrary to the fossil content of the underlying horizons, that of the Somló Member is characterized by *Dreissena auricularis* and by larger *Limnocardia* and *Congeria*. The most frequent species are: *Limnocardium majeri*, *L. apertum*, *L. penslii*, *L. variocostatum*, but the remnants of *L. schmidti* are characteristic too. As for *Congeria*, the most frequent species is the *C. ungulacaprae* known to abound on the northwestern limb of the Transdanubian Central Mountains (near Doba, Ete, Szák, Szend and Kocs) as well as on the southeastern one, near the village Csór. In some locations situated along the boundary of the Little Hungarian Plain thousands of them can sometimes be collected in freshly ploughed fields, but complete double (or single) valves are scant.

Some grey, sometimes yellow siltstones and argillaceous marly siltstone layers of laminar to conchoidal jointing occasionally abound with worms represented by sediment-filled tubes in which burrowing *Arenicola marina* belonging to the genus *Polychaeta* used to dwell (Plate VI, Figs. 3—4; and Table 11).

In connection with *Arenicola*, the author refers to a publication by GY. LEIDENFROST (1917) which was the first to call attention to the fact that the fossils Siluridae in the Upper Pannonian should not unambiguously indicate a completely freshwater environment, since Siluridae species do still live in the Baltic Sea even in modern times. Consequently, by finding the *Arenicola* remnants the author has revealed an additional component of similarity to the modern Baltic Sea.

In addition to the peculiar ichnofossils discussed hitherto a fairly interesting one is illustrated in Plate VII, Fig. 1—2. This oval form approximating a rotation ellipsoid several centimetres in diameter is bounded by bright surfaces, and—with exception of the illustrated one—have been recovered only in 2 to 3 cases from some grey clay-marl beds of the Somló- and/or Tihany Member. Concerning their nature the author has refrained from giving any interpretation, but he should like to note that similar finds by K. VÁRSZEGI (in: E. VADÁSZ 1964) from the Permian of the Mecsek Mts. were identified by P. GREGUSS (1966) as Permian pine cones. The Pannonian fossil remains in question, however, are much larger, and could not be cones of Paleozoic pines as these had got extinct long before. It remains for the future to identify them.

2. The Tihany Member (6)

The next part of the Upper Pannonian Formation is the Tihany Member. Resting as a rule on the Somló Member, occasionally on the basement complex, it is overlain by the Torony Member. This has been named after one of its most characteristic exposures—the Fehérpart in Tihany peninsula, as recommended by F. BARTHA. The Tihany Member unambiguously coincides with the „oscillating horizon” of F. BARTHA (1959a) being identical to the *Congeria balatonica* Beds of L. STRAUZ (1941a) and to the “layers of the 2nd and 3rd Upper Pannonian cyclothems” described by Á. JÁMBOR—M. KORPÁS-HÓDI (1971). It is connected by continuous sedimentation with both the footwall and the hanging wall. Since its hanging wall in the study area is known only in the borehole Tököl-1 and in a zone extending from the Százhalombatta—Érd escarpment via Martonvásár as far as the major fault of Kápolnásnyék—Vereb, and—perhaps—in the central Zámoly Basin, the neighbourhood of Lovasberény, Csákvár and Zámoly, so it is the Tihany Member sediments that are most common in outcrops of the Upper Pannonian Formation available in the Transdanubian Central Mountains. As for its thickness the rules specified for the Somló Member apply to this case as well. In other words, not more than a couple of metres thick on the basin margin, it increases to 350 m in the inner parts of the basin.

To trace the boundaries of the Tihany Member is sometimes far from being simple. As mentioned in connection with the Somló Member, it cannot be distinguished on the basis of the first appearance of carbonaceous clays, since there is not a single member lacking paludal interbeddings within the Pannonian Group in the neighbourhood of the study area (Tables 5 and 12). As evidenced by M. KORPÁS-HÓDI (in: Á. JÁMBOR—M. KORPÁS-HÓDI 1974), the changes shown by the mollusc fauna in the neighbourhood of Neszmély—Dunaszentmiklós are rather facies- than time-dependent as soon as single minor shoreline tracts are getting landlocked and thus separated from the large Pannonian Lake. So even the present writer has been unable to define any precise chronostratigraphic boundary. He has considered, however, the boundaries of the cyclothems, the fauna and the environment in each geological section, by help of which the detecting and checking of major faults and/or the correlation of stratiform mineral deposits, whenever needed within a concrete area, could be carried out.

Similar difficulties are faced in tracing the upper boundary. Here, the solution is possible by distinguishing the 4th cyclothem and by identifying a faunal assemblage with *Unio wetzleri*, *U. neszmélyensis*, *U. baltavarensis* and *Tacheocampylaea doderleini* forms already characteristic of the Torony Member.

The lithology of the Tihany Member is characterized first of all by its heterogeneity. It consists of a frequent variation of sands, siltstones, argillaceous-marly siltstones, argillaceous siltstones, clays, huminitic clays, carbonaceous clays and lignites. Occasionally even dolomite intercalations were observed.

In the lower part of the Tihany Member, the clay marls are mostly grey, while moving upwards in the profile, their yellow-spotted or completely yellow or variegated (yellow-green-grey) varieties gradually become more frequent. From bottom to top, first the yellow-spotted, then the yellow to

grey spotted, and—finally—the yellow varieties appear and/or become predominant.

Shallow-water sedimentation repeatedly allowed the smaller or larger parts of the lake to be transformed into swamps. In the lower part of the Tihany Member, this swamp-bound trend was significant mainly in the near-shore areas close to the peripheries of the study area, but—as a result of the infilling process—its focus was subsequently shifted to the central part of the basin. This time the floral substances, which had formed in the boundary areas, were totally decomposed—after being admixed to the layers of the root-horizon.

The rules of the formation of the lignite seams can be characterized by the fact, that all these fields from Bükkábrány to Torony can be found in the southeastern or southern forelands yielding all the significant and K-rich waters at that time. Phenomenon of this kind in the foreland of the Transdanubian Central Mountains could be indicated in front of the Velence Mts. only. Although lignitiferous layers of significant thickness are frequently found in many areas, these, however, do not attain even the thickness of 1 m detected in the foreland of the Velence Mts., while the thicker paludal layers are huminitic clays always or—in the most favourable cases—carbonaceous clays. And a simple answer is given to the question why the lignite deposits are missing in the foreland of the Balaton Plateau: at that time the Plateau was a hilly countryside rising above the base level of the Pannonian Lake, which had inundated or surrounded it to the height of what is now the 300 m a.s.l. contour line. The poor-in-lignite nature of the northwestern side is striking despite the presence of these carbonaceous clays. Since they are missing, the less complex, variable nature of these layers becomes understandable.

From among the lithologic characteristics, the repeated appearance of dolomite intercalations should be emphasized, all the more since their presence is generally interpreted as an evidence of the high salinity of the depositional environment. In interpreting the formation of dolomites occurring in connection with the basalt volcanism, the concentration-increasing effect of Mg released from bentonitization-bound basalt tuffs should be in any case taken into consideration. Dolomite intercalations, however, have been recovered even from the boreholes intersecting the two thickest sequences rather far away from the basalt region. In the borehole Tököl-1 four intercalations of 0.4- to 0.7-m-thick greenish-grey, microcrystalline, calcareous dolomite were found; and in the borehole Lk-1 (Lajoskomárom-1) a 0.8-m-thick interbedded layer of a yellowish-grey finely crystallized dolomite was recorded. In one of the dolomite intercalations intersected by the borehole Tököl-1, *Planorbis cornu* was observed. This is a Late Tertiary to Quaternary species living in freshwater or surviving even brackish-water environments of very low salinity.

This find refers to the fact that dolomite can be formed even in freshwater to oligohaline environments, presumably by secondary processes again. It is widely known that during the weathering processes of clay-marls exposed to the surface, $MgSO_4$ is formed. Undergoing the processes of evaporation and carbonatization, a water of this composition may easily produce a rock of this kind.

In the vicinity of Hévíz a peculiar kind of the lowermost sand layer of the Tihany Member is known. Here the thermal water had entered the sand

in the pre-Pleistocene periods, then—owing to the cooling of the water—calcium carbonate precipitated cementing the grains into a hard sandstone. This sandstone is mined in large quarries, where it can be easily observed that the sandstone bed attaining a minimum of 10 m in thickness shows a plane to arcuate crosslamination with laminae of 1 to 10 cm thickness. The cross-laminae trend to the northeast in each exposure. Consequently, the direction of the current was parallel to the strike of the Transdanubian Central Mountains; i.e. it was of „lacustrine direction”, since in the lacustrine basins of the northern hemisphere the direction of currents was counterclockwise even 3–4 mn years before our date.

Compared to the older members, the Tihany Member is poorer in fossils. Characteristic forms are: *Congerina balatonica*, *C. neumayri*—the latter one in the upper part of the Member—*Limnocardium decorum*, *Viviparus sadleri*, *Unio atavus*, *Theodoxus*, then—in the upper horizons—some freshwater forms as *Planorbis*, *Cepaea*, etc. Here is to note, that both in publications and in oral communications individuals of *Unio wetzleri* have been repeatedly mentioned. This form can be really found in this member, but it is sometimes forgotten that this occurrence should not mean the presence of the *Unio wetzleri*-bearing so-called “Levantine” horizon in any case. In his paper presented in 1975, E. KROLOPP declared *Unio wetzleri* to be a mis-identification, the forms in question being identifiable with *Margaritiferae flabellatiformis*.

As a result of the activity of F. BARTHA, between 1954 and 1971 the fauna of the Tihany Member is the most precisely elaborated one. That is why this object is not discussed here in detail.

As mentioned earlier, the characteristic fossil of the Tihany Member in the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains is *Arenicola marina*, which, however, is already rare in the northwestern foreland. This is interpreted by postulating that the water was deeper and less saline than that preferred by these worms.

3. The Torony Member (5)

On the basis of the proposition submitted by the Working Group on Pannonian Stratigraphy, this name was taken after the village Torony (western Hungary), where it is known from a number of boreholes for lignite. Outcrops belonging unambiguously to this member are few in the area just mentioned. It has been known from the high bank of the river Danube near Érd—Százhalombatta for a long time past (I. LŐRENTHEY 1906). Recently, it has been intersected by borehole Tököl-1 in 38–144 m and exposed by the Highway M-7 at the kilometre-stone 33, near Martonvásár. It is supposed to be present in the central part of the Zámoly Basin (borehole Csv-31 and Ma-57) and even the possibility should not be rejected, that some basalts belonging to the Tátika group and—perhaps—covering the Fonyód-hegy are immediately underlain by this member.

Let us remark that the Nagyvázsony Member and the freshwater limestones at Veszprém, Guttamási, Szabadság-hegy, belonging to it and the Kabhegy Member distinguished by J. MÉSZÁROS (1970b) are considered contemporaneous with the Torony Member. The upper part of the Őcs profile containing only freshwater to continental fauna as described by F. BARTHA (1954), can be assigned to this member too by interpreting it in a similar way.

A connection between the freshwater limestones and the sandy *Unio*-bearing layers was evidenced by F. BARTHA (1955) describing an *Unio wetzleri*-bearing sand interlayer in the freshwater limestone of the Kálvária-hegy at Várpalota.

About 85% of the Torony Member are composed of pelitic rocks (clay to siltstone) 95% of which are of variegated colour, yellow to yellowish grey. Layers of argillaceous grain size are rare, and it is argillaceous silts and/or argillaceous clay-marls that predominate. These argillaceous layers have conchoidal, conchoidal to bulbous or granulate jointing suggesting that the periods of sedimentation were repeatedly interrupted by periods of desiccation. In contrary to the Tihany Member, paludal sediments are not characteristic here anymore: in the 101-m-thick Torony Member huminitic clay intercalations 0.2 to 0.5 m thick—exceptionally 1.2 m—were observed.

The sand layers differ from the overlying ones by their finer grain size; and in the majority of cases they contain a more considerable proportion of argillaceous components—excepting the lowermost, thicker, small-grained ones. The mineralogical composition of these is characterized by an increased muscovite content as compared to that of the older sands; and by the fact that the biotites, if any, are as a rule, much more weathered.

Similarly to those in the central part of Transdanubia, these sands are crossbedded here too. Crossbedding is arcuate, and the cross section of the bundles of laminae is bounded by arcuate surfaces again. The dip of the laminae, characterized by a rather small standard deviation, is of ESE direction, suggesting the sand-transporting currents to have had similar direction. Given the geographic position of Martonvásár, this direction is surprising. Of course, for an exact determination of the directions of paleocurrents an observation network of homogeneous observation density for certainly isochronous horizons would be necessary. To envisage a network of this kind, however, must be considered hopeless both for the poorly exposed Pannonian hilly country and the alluvial plains completely covered by Quaternary formations.

As a result of its lithologic composition, the Torony Member contains very few fossils. All of them are species of freshwater or continental origin, the joint occurrence of which can be easily interpreted by the frequent desiccation phenomena. From a part (e.g. from the 69.5–69.8 m interval of borehole Tököl-1) of the laminated clay-marls leaf remnants of deciduous trees and/or imprints of these have been recovered. The *Salix*-bearing florae published by E. HORVÁTH (1963 and 1964) from the Little Hungarian Plain derive from this member, too.

Cylindric, helicoidal ichnofossils with a thickness 0.7 to 1.0 cm thick, differing from the other types described above, have been found (clay pit of the brick-yard at Pannonhalma). These are filled by 0.5- to 1.5-mm-thick laminae of crescent cross-section with different shades fitting together as well as to the walls of the burrows. They resemble the burrows of some recent crab larvae in mud.

4. The Kálla Gravel and Sand Member (10)

One of the best-known sequences of the Upper Pannonian Formation of the mountains, for the very reason that the clean sands and small-grained gravels can be industrially utilized for many purposes.

This member can be found in many places of the Transdanubian Central Mountains. Its most extended occurrence is in the Kálla Basin with an immediate connection to its occurrences in the Monostorapáti to Nagyvázsony Basin as well as in the northern, eastern and western parts of the Tapolca Basin at an altitude of 150 to 200 m a.s.l.

Far-famed impressive exposures of it are known from descriptions by L. Lóczy Sen. in the southern flank of the Keszthely Mts., west to southwest of the Tapolca Basin. Here, this gravel series has settled by cutting abrasive shoreline terraces into the dolomite, and its extremely well rounded, small dolomite pebbles can be found even above the Triassic dolomite at the Hévíz-Karmacs junction.

Again from the publication of L. Lóczy Sen., an unusually coarse-grained type of this rock with features characteristic of abrasive coasts is known on the southern side of the Balaton Highland at an altitude of about 200 m a.s.l. from the Kálla Basin up to Vörösberény (Balatonalmádi). Thereafter, the continuity of the Kálla Member is interrupted for a considerable distance; then several metres of it overlying the Csákvár Member can be seen in the gravel quarry on the western side of the hill between Bántapuszta and Pétfürdő (170 m a.s.l.). And its continuation can be detected in the exposures of the Mór Graben (sand pit at Iszkaszentgyörgy-Tatárdomb). Its more or less buried beds can be traced in boreholes from Fehérvársurgó (140 m a.s.l.) to Magyaralmás, then it is exposed again west of Csákvár (230 m) being quarried from a 12-m-deep pit on a pasture in front of Szőlőhegy even recently. A nice exposure was made several years ago on the northeastern slope of the auto-route from Csákvár to Kőhányás-puszta about 280 m a.s.l. 0.5 km northwest of Szár, on the boundary of the forest near Pincesor. It was intersected by borehole Szár-11 at an altitude 230 m a.s.l. and in a thickness of 48 m. From a similar altitude and with a similar thickness, the Kálla Member is known also from a sand pit at Bicske village which has been mined since 1950 between the village and the railway to Székesfehérvár on the northwestern side of the road.

It is to mention that while visiting the famous Báracházi Cave west of Csákvár (altitude: 210 m a.s.l.) under the kind guidance of M. KRETZOI, who showed fossil vertebrate localities here—a beachrock surface similar to that produced by a combination of wave action and dissolution at Bakonyjákó and in the rock sequence of the northeastern side of the Rendek-hegy was observed in the cave cleaned of its rubble. The vertebrate fossils were accumulated either by this surf action or had been accumulated earlier and the waves would splash across this “vertebrate barrier” into the cave. Considering the situation and the fauna, the latter seems to be probable. In this case the fossil vertebrates should be in any case older than the basal Upper Pannonian Formation.

The Kálla Member is known in the southeastern foreland of the Vértes Mts. too, near the village Tabajd, from borehole Csv-32. Here it overlies the sand of the Csór Member (altitude: 80 m a.s.l.) which, in turn, was deposited immediately on the high-perched Triassic-Eocene horst. It is probable, that the sand to gravel series underlying the freshwater limestones and clay-marls on the Szabadság-hegy (about 400 m a.s.l.) can be assigned to this member, together with the fissure-filling gravel described from the Tűzköves ravine (Bakony Mts.).

The Kálla Member seems to have always been connected with the basin margins; consequently, in the majority of the cases it immediately overlies the basement sequence. Moving from the margins to the inner parts of the basin, the character of the Kálla Member changes immediately after the first appearance of the Lower Pannonian Formation in its footwall: by gradually getting more argillaceous and more grey in colour, it grades into the Somló Member replacing it partly or completely.

In spite of its rather varying lithology, this member forms a confined unit characterized by the following features: the colour of the sand is never grey but white, the grains are well- to extremely well-sorted and quartzose. If the sand is not white, then it is yellow-spotted or banded by limonite. Generally speaking, the rocks of this member are mostly free of carbonates and micas, their pebbles are well- to extremely well-rounded. The well-rounded nature of the small pebbles is very striking.

This formation—as a basal layer—is naturally controlled by the rule of cycles. Accordingly, the coarsest beds are always found below and the grain size rapidly decreases upwards. In general, even these coarsest grains fail to exceed 2 cm in diameter, being often as low as about 1 cm or even less. Diameters very different from these are found on the southeastern side of the Balaton Highland where even dolomite and limestone boulders 30 to 40 cm across occur in beachrock facies. Of course, this is not the most common grain size, but pebbles with 5 to 10 cm in diameter are already very frequent.

On the southeastern side of the Keszthely Mts. pebble diameters much smaller than those mentioned above (max. 8 to 10 cm) can be observed.

The remarkable relative difference in Upper Pannonian abrasive coastal gravel size between the margin of the Balaton Highland and that of the Mecsek Mts. is conspicuous. In the latter region the largest diameter exceeds 1 m (Á. JÁMBOR 1969), while in the former, the largest size is about half a metre, though the clastic material is more and less identical. This refers to the intensity of the wave activity and/or the differences in it. Consequently, in the Balaton Highland the water depth at the very beginning of the Upper Pannonian Formation may have been much less than on the southern side of the Mecsek Mts., because the waves that swept across the shoreline depended first of all on the water depth immediately offshore.

In addition to quartz and quartzite accounting for 80- to 90% of the pebble, there are chert lydite and quartz-porphry as well.

The strikingly mature sediment can be traced back to the inner part of the Transdanubian Central Mountains, whence it seems to have proceeded through several stages of redeposition. During the deposition of the Kálla Member, the major part of the detrital material, removed during the Badenian and Sarmatian from the Csatka Formation in the elevated parts of the Mountains and accumulated in form of continental sediments, got to the wave zone of the transgressing sea and underwent, as for its morphological features and composition, a complete or partial reworking there. Of course, the chert has got to here from the Jurassic and Triassic of the area involved as from primary source, or perhaps from the Badenian or Sarmatian Formations as from secondary sources.

Considering the grain size distribution and the roundness of the pebbles, it is evident that in the development of this peculiar sand facies the coastal wave activity played a decisive role. It depended, however, on how much

the coast was exposed to wave action, as was rightly stated by P. SZATMÁRI (1971). Namely, this type of rock was formed in bays subjected to a "moderate" wave activity. It is a much more difficult task to decipher the process of chemical dissolution, since the processes taken place here have left much less traces behind. It can be clearly seen, that in the inner part of the basin this layer is a grey calcareous one followed by a carbonate-free, greenish-grey zone after which comes a relatively wide variegated zone with precipitations, mottles and bands of limonite; thereafter, on the outer flank, zones of white completely leached sands, finally those cemented by quartzose cement occur. Biochemical effects—acids resulting from the periodical decomposition of paludal flora, the decomposition products of *Pecten ariae*, decomposition of the feldspars—make it understandable—if not step-by-step but in essence—what had happened here.

The sand grains forming the sand layers of the Kálla Member are predominantly quartzose, though detrital chert grains are common too. Micro-mineralogical investigations in the environ Öcs—Kapolcs (F. BALÁZS) have shown the presence of volcanic glass debris from the disintegration of tuffaceous material produced by apparently isochronous basalt eruptions.

From the fauna collected in a quarry 1 km NNE of Mindszentkállya M. KÖRPÁS-HÓDI identified a *Congerina* sp. belonging to either *C. subglobosa* or *C. sopronensis* as well as the forms *Limnocardium* cf. *schmidti* (M. HÖRN.) and *L. cf. varicostatatum* VITÁLIS. As for the biostratigraphic position of this formation, it must certainly belong, as indicated by its fauna, to the *Congerina unguilacprae* Horizon.

5. The Kapolcs Limestone Member (9)

The Kapolcs Member is known only in the zone of Monostorapáti, Kapolcs, Vigántpetend, Pula and Taliándörögd; consequently, it is a characteristic lagoonal formation.

Generally speaking, in the Monostorapáti—Nagyvázsony Basin this limestone is a hard, compact, pale-grey or yellowish-white cryptocrystalline sediment which, however, will turn more brownish and a little more laminated, with 5 to 30 cm laminae, as one proceeds northeast. The gastropods of fresh- or brackish-water origin are common. The following forms have been identified: *Planorbis* sp., *Cepaea* sp., *Lymnaea* sp., *Melanopsis fuchsi*, *Hydrobia* sp. In general, the *Planorbis* genus is predominant.

The Kapolcs Member is rather homogeneous. In boreholes Öcs-26 and 27, however, it was replaced by snow-white calcareous marl layers of rubber-like consistency.

The thickness of the Kapolcs Member is relatively low, varying from 0.4 to 10 m. Over a horst block north of the village Kapolcs, however, it gets thicker attaining a thickness of more than 20 m at the expense of the underlying beds of the Kálla Member. In these cases interbedded layers of pearyl gravel can be found within the limestone.

The genesis of the Kapolcs Member is relatively easy to interpret. At the beginning of the Upper Pannonian Formation the heavy surf action that penetrated from the southwest into the landlocked intramontane basin, still transported some quartz-sand and gravel into the area involved. Later, as a

result of the less vigorous subsidence of the Tapolca Basin, surf action produced a barrier at Monostorapáti. The water of the lagoon left over behind it, became gradually less saline and the brooks and springs that supplied Ca-rich water from the surrounding karstic area allowed the precipitation of pure lime-mud to get upperhand.

Excepting one case, the Kapolcs Member is always overlain by the marly layers of the Taliándörögd Member. The only exception mentioned above was in borehole Put-9 400 m west of the village Pula, where it is both over- and underlain by basalt tuffs.

6. The Taliándörögd Marl Member (8)

Everything points to the fact, that the two, lower, overwhelmingly brackish members of the Upper Pannonian Formation are replaced by the Taliándörögd Member in what used to be the Nagyvázsony Lagoon, where hosts of outcrops of it are known to occur.

As already stated, this member is underlain by the Kapolcs or Kálla Member. It was only in the environs of the village Pula that the Taliándörögd Member was underlain immediately by Middle Miocene red clays of bauxitic origin (borehole Put-4) and/or—in the borehole Put-4—was surrounded by basalt tuffite (interval: 31.0—39.0 m). The Taliándörögd Member is overlain, in the vicinity of Pula, by the oldest basalt tuffs, in the major, eastern part of the Nagyvázsony Basin by limestones or, unconformably, by Late Pleistocene sediments.

The thickness of the member varies rather considerably, from 30 to 110 m, even over this small area.

In the lithological composition of the member clay-marls showing a grey shade a bit darker than in general, and argillaceous marly siltstones are predominant. They frequently alternate with layers of dark grey huminitic clay and black carbonaceous clay. In some cases interbedded layers of lignite several cm thick could even be detected. The loose, pale violet grey marl to calcareous marl testifying to the presence of a special intramontane lagoonal facies makes a frequent appearance in the sequences of the member—being always crowded with a multitude of freshwater to continental gastropods.

The Taliándörögd Member is always represented by frequent alternation of seven different types of rocks. The thickness of the individual, homogeneous layers mostly varies from 0.2 to 1.0 m. The fauna of the member comprises two units of mollusc-based stratigraphy: the *Congeria unguilacaprae* and *C. balatonica* Horizons.

7. The Tapolca Basalt Member (1)

The mineralogical-lithological characteristics of this member are not discussed in this study, since all the features important from the geological point of view—including the slightly Na-alkali nature of the basalts, their mineralogical composition, the alteration of the minerals triggered by inner or outside effects, minerals of the caverns in the basalt, and so on—have already been described by V. ZEPHAROVICH, K. HOFMANN, I. VITÁLIS, B.

MAURITZ, L. JUGOVICS, E. SZÁDECZKY-KARDOSS, J. ERDÉLYI, K. VARRÓK, I. VÖRÖS, I. VICZIÁN. In the present work, the accumulation types of the basalt tuffs and lavas, their interrelations with the enclosing sedimentary rocks and the genetic problems of the pyroclastics of basaltic composition are dealt with. Let us point out in advance, that unlike the simplest geological model generally accepted, postulating the sedimentary sequences of the Upper Pannonian Formation immediately overlain by a basalt tuff, followed, in turn, by a basalt mantle 50 to 200 m thick, capped by Latest Pleistocene formations, the virtual situation has been found by the author to be considerably more sophisticated (Fig. 13).

Although I. VITÁLIS's concept (1908) assuming a three-phase eruption process has been only implicitly accepted in the literature so far, the Tapolca Member is a sequence of complicated composition. Owing to the lack of any convincing data, the idea, that even the footwall of the individual basalt developments might be different, had in vain emerged at the very beginning of geological research (V. ZEPHAROVICH 1856) then later on again (I. VITÁLIS 1908a). The implications of this idea were ignored, the less so, as on the basis of a Rhinoceros find recovered from the freshwater limestone-geyserite complex overlying the basalt tuff at Tihany, and from theoretical considerations the basalts were assigned to the Pleistocene (G. PANTÓ 1968). Although some paleomagnetic data also refer to the Pleistocene age of some basalts, for lack of any isotopic date the only conclusion that can be drawn from these magnetic orientation surveys is that a part of the basalts cooled in a normal magnetic field, and their other part did so in an inverse one. Independently of this fact, from the chronostratigraphic point of view, all of them may belong as much to the Pleistocene as to the Pliocene.

In several paragraphs hereinafter, the results of the author's investigations in the area between Padragkút and Barnag are presented. Accordingly, the volcanic activity of basaltic character must have started in the *Congeria unguilacaprae* Horizon, simultaneously with the Kálla Member, moreover with the lower part of the Monostorapáti Member; and its repeated eruptions must have extended well into what is understood as the Pleistocene in the lithostratigraphical sense, even if not in the Balaton Highland but on the Kemeneshát, near the village Magyargencs.

Let us point out that all the basalt eruptions, except for the last mentioned one, are connected with different members of the Upper Pannonian Formation. Nowadays, however, nobody knows exactly, whether the Upper Pannonian Formation belongs to the Pliocene completely or its upper part already belongs to the Pleistocene taken in the chronostratigraphic sense. In future the Pliocene-Pleistocene boundary may be drawn within the Pliocene, or will get in that by simple re-classification of some formations still being assigned to the Pleistocene.

In accordance with the complicated geological setting, hosts of formations are found under the Tapolca Member. In several places this member immediately overlies rocks of the Permian-Triassic cycle. Occurrences of this kind are as follow: the Kereki-domb southeast of the village Mindszentkálla, the Horog-hegy 2 km east of the village Mencshely, the Kőhegy of Barnag east of the village Szentantalfa, as well as the oldest eruption on the Kab-hegy. In borehole Put-6 (village Pula) an Upper Triassic dolomite was found—in the proximity of a fault—at a depth of 48 m, but the basalt pyroclastics had

In an intramontane lagoon

Elsewhere in the southern Bakony

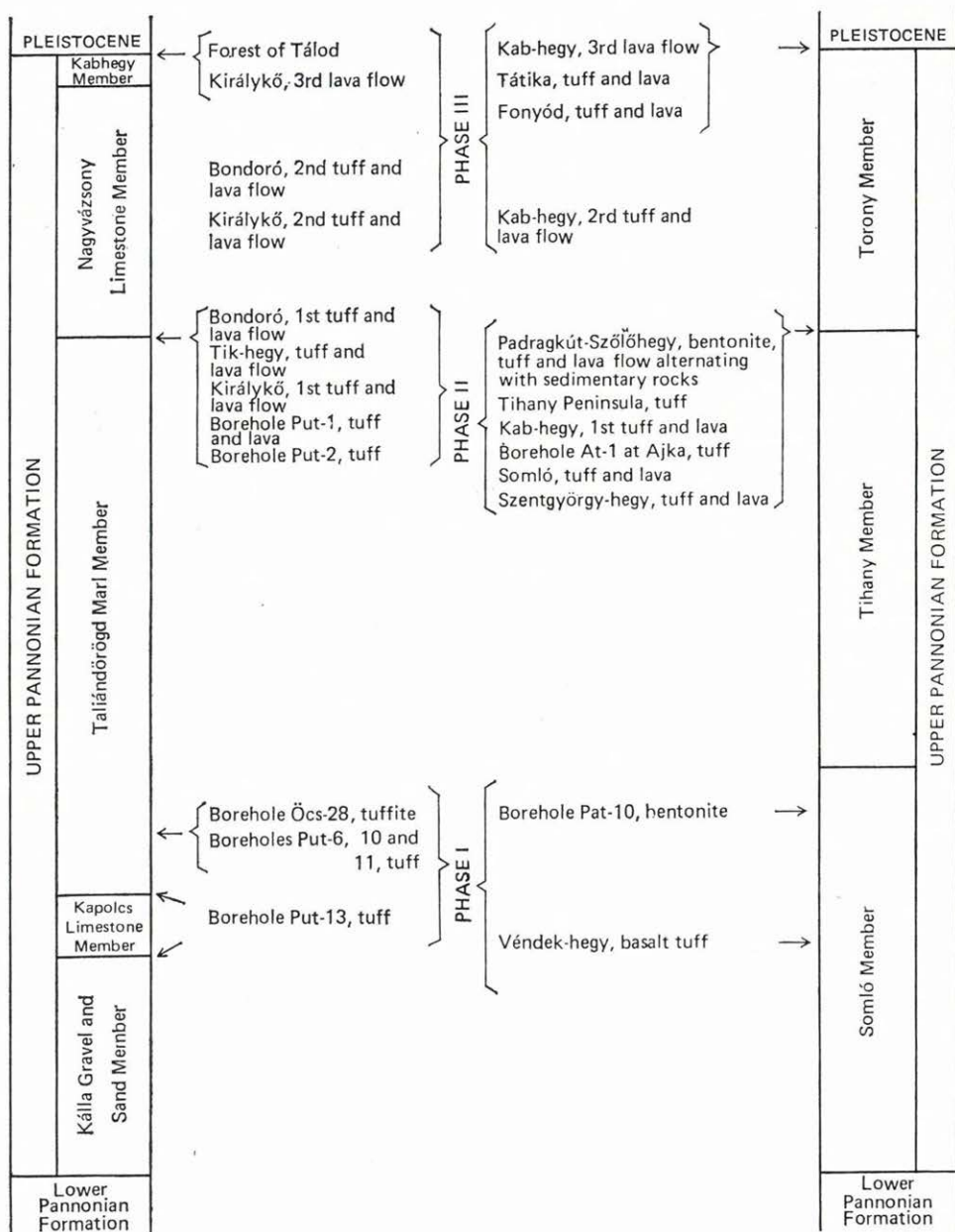


Fig. 13. Stratigraphic position of basalt volcanics in the Transdanubian Central Mountains

clay and clay-marl intercalations (31.0–39.0 m) with a fauna (*Melanopsis sturi*, *M. fuchsi*, *Congeria* sp., *Limnocardium* sp.) older than that of the *Congeria balatonica* Horizon. The basalt tuffite overlying Upper Triassic dolomite in boreholes Put-7 and -13 overlies the older layers of the Taliándörögd Member in boreholes Put-10 and 11. Consequently, products of two eruption phases can be distinguished here. One of them is synchronous with the Kapoles Member, while the other one with the earlier beds of the Taliándörögd Member (= *C. ungulacaprae* Horizon). In a number of bauxite-exploring boreholes on the Kab-hegy, the basalt has overlain again Upper Triassic dolomites or other members of the Mesozoic-Paleogene basement complex. And the second, i.e. later, basalt lava overlies 1- to 2-m-thick red clays (=Kabhegy Clay Member) consisting of fire-clay minerals and iron oxides produced by the decomposition of the basalt tuff.

In the Királykő—south of Kapoles—the basalt-pyroclastite overlies the middle part of the Taliándörögd Member (*Congeria balatonica* Horizon) and/or evolves from it by an alternation of layers of different lithology. A similar geological situation can be recorded in borehole Tihany-62 spudded on the western side of the peninsula, where in the lower part of the basalt tuffs repeated intercalations of sedimentary rocks—clay-marls, fine sands, calcareous dolomites—could be observed in which and in the pyroclastics showing characteristics of water-deposited basalt tuffs molluscs of the *C. balatonica* Horizon were found.

In borehole Dbt-3 put down on the eastern side of the Somló-hegy near Devecser the basalt tuffite is underlain by a characteristic series of the Tihany Member having 3 horizons of intercalations with *Arenicolae* and an additional horizon with remnants of *Limnocardium decorum* found jointly by the author and D. BIHARI who had located the borehole.

In borehole Pat-10 (village Padragkút) a bentonite bed of basaltic origin spans the interval 87.3 to 87.4 m. It is supposed to belong to the Somló Member of the Upper Pannonian Formation, while in the survey borehole At-3 sited by J. MÉSZÁROS east of the railway station of the town of Ajka, a 2-m-thick basalt tuff intercalation has been intersected between layers probably belonging to the Tihany Member. In borehole Padragkút-6 (Pat-6) sited by J. MÉSZÁROS on the top of the Szőlőhegy east of Padragkút, bentonized beds of basaltic pyroclastics alternate with the sedimentary formations of the Tihany Member under the far-west “tongue” of the supposedly oldest lava flow of the Kab-hegy. Mineralogical investigations (É. VETŐ-ÁKOS, M. FÖLDVÁRI, I. VICZIÁN) of materials from this borehole have shown that in the 10.7–20.4 m interval immediately below the basalt tuff, heavy minerals of basaltic origin predominate in the 0.06 to 0.1 mm size fractions, though—in addition to them—the common “Upper Pannonian” metamorphic mineral paragenesis is—however scarcely—also represented, especially in the light fraction. Underneath, it is the heavy minerals characterizing, as a rule, the Upper Pannonian Formation, i.e. epidote, chlorite, garnet, zoizite, that become predominant (Table 14). The investigation of the clay fraction has shown the predominance of montmorillonite and volcanic glass in the layers called “bentonitic” or “bentonite”, while illite and hydromica are characteristic of other argillaceous beds. In essential, the chemical composition of the bentonites is identical to the basaltic bentonites of Várkesző, but the CaO content at Padragkút is as high as 8%, in contrast to the 2% figure at Várkesző. As for the alkalis, the role of sodium

is much greater than that of potassium (Table 15). On the hillside of the Véndek-hegy north of Tapolca, the basalt tuffites overlie the pearly gravel of the Kálla Member. In fact, K. TÓTH observed an alternation of basalt tuffite and sand behind the roof of a cellar cut into the hillside.

Similarly, basalt pyroclastics overlying younger beds of the Taliándörögd Member were observed by Zs. PEREGI in three boreholes at Balatonhenye.

As for analyzing the relative age relations of the basalts in the Balaton Highland, the borehole spudded at the top of the Királykő south of Kaposcs has been very instructive: three basalt eruption phases comprising three tuff ejecta and three lava flows could be distinguished in it. The earliest of them was in a volcano-tectonic contact with the *Congeria balatonica*-bearing layers, while the third—i.e. the latest—one overlies calcareous mud to siltstone beds, which could be correlated with the Nagyvázsony Member (Fig. 14).

In the Tálodi Forest—west of the village Nagyvázsony—it was recorded even in two boreholes, that the Nagyvázsony Member was overlain by a 3- to 4-m-thick, red, bentonized basalt tuff (=Kabhegy Member); then by a 7- to 8-m-thick basalt. According to the most recent information, this is the youngest basalt in the Balaton Highland, together with that overlying the Red Clay Member on the Kabhegy. More precisely, the former one is a part of the latter which had flowed down and then was detached from the top of the mountain by Pleistocene erosion. In the two boreholes mentioned above basalt-bentonite layers underlying limestones of the Nagyvázsony Member were observed testifying to that the 2nd basalt tuff must have been deposited even here.

Finally, borehole Mgt-1 (Magyargencs-1 in the Kemeneshát) referred to as being situated outside the Transdanubian Central Mountains in the Introduction, is to be mentioned. In this borehole—with excellent core-recovery and without any obstacle to exact observation—the 3-m-thick basalt tuff is unconformably underlain by a 5-m-thick fine grained gravel mostly consisting of medium-rounded quartz grains, and belonging—in accordance with the author's lithostratigraphic concept—to the VIth Pleistocene terrace. This gravel overlies the characteristic clay, huminitic clay beds of the Upper Pannonian Formation. This basalt tuff is the youngest identified basaltic product ever found in Hungary.

Although it may seem to be unpolite to put it in writing, the author does not hold the rest of the relevant information to be convincing as far as the geometry and mode of occurrence of the basalt formations are concerned, even though he is fully aware of the fact that the contact of the basalt and the sedimentary rocks of the Upper Pannonian Formation is mostly buried by a thick scree layer and that Late Pleistocene landslides in the size of a smaller hill are characteristic of the basalt mesa-buttles in Transdanubia and that hosts of volcanotectonic faults are always associated with the neighbourhood of the individual eruption centres.

The formations overlying the Tapolca Member were mostly discussed with the underlying beds. Summing up the essence, it can be stated that the basalts are unconformably overlain by Pleistocene eolian sands and loesses, sometimes by gravels only. Consequently, the age of the basalt could not be estimated from this side, even from the lithostratigraphic point of view. But the age of the two older eruptions within the sedimentary sequence can be exactly fixed. Accordingly, the eruptions are older than the Nagyvázsony

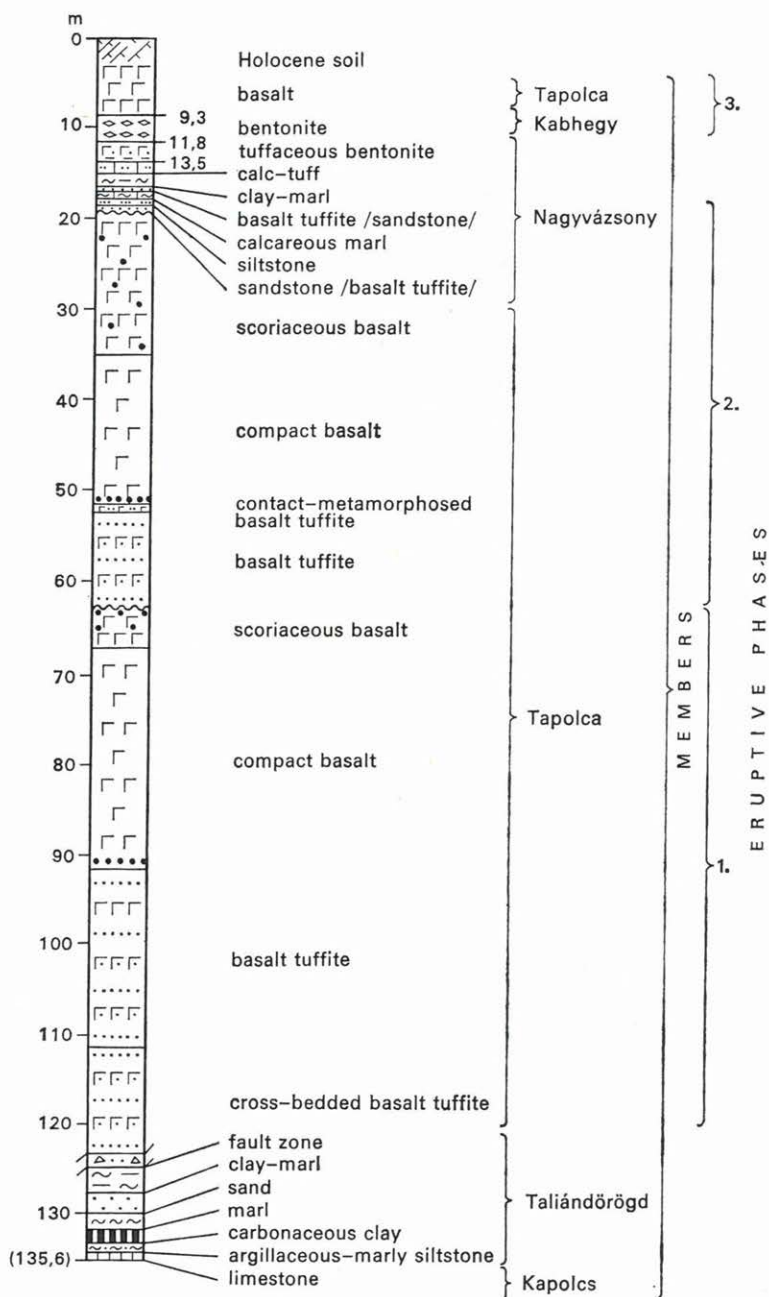


Fig. 14. Upper Pannonian Formation as intersected by borehole Kpt-1, Kapolcs

Member, the Taliándörögd Member, the Somló Member, a part of the Tihany Member and the Pula Member.

Consequently, the basaltic volcanism in the Balaton Highland started in the lower part of the Upper Pannonian Formation (= *C. unguilacabrae* Horizon) as a result of which a several-m-thick basalt tuff in the environs of the village Pula (borehole Put-6); 20-m-thick basalt tuffite and tuff in the Véndek-hegy; and thin layer of basalt-bentonite near Padragkút (borehole Pat-10), were formed. Lavas that might be correlated with this have not been detected thus far.

It is sure, that the following volcanic products were formed during the second eruption phase: the earliest pyroclastic and lava of the Királykő; the crater with a diameter of 400 m west of Pula, which consists of basalt tuffite overlain by thick basalt lava and then by the Pula Member; the basalt bentonite associated with the former complex and overlain by the freshwater limestone of Tálodi Forest; the basalt tuffs of Tihany Peninsula, the bentonites, basalts, and tuffs covering the Szőlő-hegy at Padragkút; the basalt agglomerates and thick basalts of the Somló-hegy; and the volcanic rocks of numerous other localities in the Balaton Highland. No other occurrence corroborated by facts can be quoted in the present state of knowledge.

On the basis of their geohistorical features, the bulk of the volcanic rocks of basaltic origin in the Balaton Highland can be assigned to this member. In the formations of the earliest phase there are sedimentary intercalations, while in the latest phase the presence of red basalt-bentonite and bentonitic clay is characteristic. Consequently, in the second eruption phase not only the pyroclastics, but also lavas were formed. In accordance with the rules of mechanics, the eruption phase started with tuff ejecta and ended with lava flows, similarly to the third phase. The products of this latter phase can be unambiguously detected only in Tálodi Forest and at Királykő, but the basalts overlying the Kabhegy Member are also assigned to this phase. For lack of proper exposures, no other occurrence certainly belonging to this phase is known for the moment, but the basalts of the Fonyód-hegy (after I. VITÁLIS 1908a) as well as those of the Tátika underlain by *Unio wetzleri* sands may belong to this phase.

Consequently, volcanic activities producing pyroclastics were in effect throughout the three eruption phases. On the basis of field observations, unfortunately rather neglected until now, it can be stated in connection with the basalt-pyroclastic activity, that markedly inhomogeneous basalt-tuffs were produced. By examining some profiles in detail (for instance, that on the northern side of the Királykő) it could be stated that the deposition of the commonest Pannonian fine-grained sediments did not end with the appearance of the first tuffs. Thus, in the lower part of the sequences a section was formed in which clays, fine-grained sands and clay-marls alternated with water-deposited basalt tuffs. This period was followed by an other one characterized by the second, more intensive, tuff ejecta. Then came the period of the formation of surficial volcanic forms, when—after precipitating from the air—the mixture of water, solid pyroclastic debris, gas (steam) erupting from the volcano formed mud-flows. These mud-flows rushed down the outer side of the barrier that surrounded the volcano and formed slightly arcuate and cross-bedded basalt tuffs with a dip of 20 to 50° and—sometimes—with graded bedding. From these beds the dust-tuff components are frequently

missing. They were apparently transported to remote areas by turbidity currents. There as a result of periodical desiccation and repeated inundation or other processes of halmyrolitic nature in the mud of the lake-bottom these air-fall tuff components were practically completely decomposed or transformed into clay still during sedimentation. A good example of processes of this kind is the 10.7—51.3 m interval below the basalt in borehole Pat-6.

As a result of the general trend of infilling in the third phase of pyroclastic formation incontestably terrestrial tuffs were deposited generally in virtually subaerial environments, less frequently, however, they may have fallen into water as well.

Three main types of basalt lavas are known. The most common one is a bluish-black, massive, hard, ringing, easy-to-cleave basalt with aphaneritic matrix containing only small porphyric components, such as pyroxene, olivine, feldspar. Near the eruption channels—Kab-hegy, Somló, Haláp, Badacsony, Szentgyörgy-hegy—or in the lower and mostly in the upper part of the individual lava flows dark grey and pale-red rocks of scoriaceous and blistered texture were also formed. The lavas, which had absorbed water in excess, however, were transformed into coccoliths, first of all because of the lack of evaporation. Rocks of this kind are not hard and show a spherical jointing and pale-grey colour with white patches of 3 to 7 mm size. Varieties of this kind are known from areas where larger basalt masses are in contact with the sedimentary sequence of the Upper Pannonian Formation. A basalt of characteristically coccolithic texture is the large subvolcanic basalt forming an almost continuous "collar" around the Somló-hegy. This was formed simultaneously with the basalt eruption intruding the fractures criss-crossing the eruption channel, and would be later exposed as a result of Pleistocene denudation (Fig. 7).

Excepting those in Tihany, fossils are not known from the Tapolca Member, but in borehole Put-6 layers with molluscs referring to the older part of the Upper Pannonian Formation are interstratified between two beds of basalt tuffite.

8. The Pula Alginite Member (2)

In the Balaton Highland the Pula Member is known only to the west of Pula village, where it fills a 400-m-wide depression between the cemetery and the Szőlő-hegy. As shown by geological mapping by G. SOLTI and by the study of the boreholes drilled since 1973, the depression is filled by special sediments i.e. abundantly diatomaceous silty argillaceous marls or argillaceous marly silts (M. HAJÓS) deposited inside the basalt crater. In addition, the sediment abounds with combustible algal remnants the majority of which belong to the genus *Botryococcus*—as identified by F. GÓCZÁN and Mrs. E. NAGY. This sedimentary infilling varies in general from 20 to 40 m in thickness decreasing toward the edges of the crater. It is underlain by cross-bedded tuffites of the second basalt tuff horizon (i.e. the tuff horizon resting on the *Congeria balatonica* Horizon); in the central part of the crater, by hard massive basalts which are definitely scoriaceous in the upper 8 metres, but which belong to the tuff horizon. The basalts and/or basalt tuffs are overlain by an alginite series divided into four parts (Á. JÁMBOR—G. SOLTI 1975).

For the solution of the problem of age determination and depositional environments, the rocks of the Pula Member were subjected to detailed

paleontological investigations. As evidenced by M. HAJÓS' diatomological studies, the section is rich in fossil diatom flora. The frequency of diatoms and the number of their genera decrease from bottom to top. In the lower part of the section 52, in the upper part of it 2, diatom genera were identified. This diatom flora corroborated some reconstructions of Late Pannonian environmental conditions based on other methods. It could be evidenced that a microflora of this nature required a mean temperature of 11 °C in February and an oligohaline water.

As detailed palynological investigations by Mrs. E. NAGY have shown, the most common form in the formation involved is, as expected, the planktonic alga *Botryococcus braunii* KÜTZIG, which is the main component of alginitic rocks all over the world. In addition to these, a flora considered common in the Upper Pannonian Formation—i.e. rich in *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus* and *Celtis*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Juglans*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Ilex*, *Liquidambar*—was present, but representatives of marshy forests—*Nyssa*, *Taxodium*, *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya*—were recovered in abundance, too.

The ostracods recovered from the lowermost layers were identified by M. SZÉLES. According to her opinion, all belong to the species *Candona parallela pannonica* ZALÁNYI. On the basis of their occurrence here the "Upper Pannonian" (Pliocene) or Pleistocene age of the host rocks is equally imaginable, but she is rather more inclined to assign them to the "Upper Pannonian".

As suggested by the analytical results, quite special conditions must have prevailed during the formation of the rocks of the Pula Member. The first problem is that of how the crater was formed. The author earlier presumed a collapse mechanism that would have affected the area surrounding the crater. Considering the radially outward dip of the cross-bedded basalt tuffite layers, however, now he already thinks more probable that the pyroclastics first emerged in form of a mixture from the crater, then this material was removed from the central part of the crater by the energy of consecutive explosions and/or was assimilated by the basalt entering the eruption channel from underneath. Without overflowing the self-made tuffite-barrier, the lava would cool in the lower part of the crater and, as a result of the gases emanating from the lava, its upper part would become scoriaceous. Initially smaller tuff debris would be carried by torrential rainwater to the bottom of the small volcanic basin, then still continental, then with the steady subsidence associated with the development of the Upper Pannonian Formation—the oligohaline water of the one-time Monostorapáti—Nagyvázsony Lagoon intruded would penetrate, through the fractures of the tuff-ring or through channels in the basal parts of the ring, into the chilled eruption centre. As compared to the general conditions during the development of the Upper Pannonian Formation, special depositional environments were formed inside this ring, as a result of its closedness, the rather considerable water depth (5 to 10 m) and the abundance of nutrients due to the intensive decomposition of the surrounding basalt tuffs. The fine-pelitic material transported by the moderate currents of the "Late Pannonian" Lake was unable at all to penetrate into the inner lake, or, even if it may have reached this area, its rate of inflow must have been extremely limited. In accordance with this, the sedimentary infilling was supplied by the pelitic material deriving from somewhere on the inner side of the basalt ring. Calcipelite and—in much less proportion—dolopelite

precipitated by overall bacterial activities, and a considerable amount of the dead plankton algae—first of all Diatomae then Botryococcus—were apparently added to the anorganic pelites mentioned above. As implied by the size of laminae observed, the proportions of the three main components were dependent on a seasonal variation controlled by solar radiation, by the distribution of the precipitation and by the quantity of the nutrients available. At present, no information as to which season is represented by the single 0.1- to 5.0-mm-thick laminae of different season composition is available to us. Those rich in calcareous material were apparently precipitated during the hot summer period. Taking 0.5 mm to be the average thickness of the laminae the sedimentary sequence in question may account for a 50 000-year span of time.

Given the upward increase of the share of the dolomitic material and of the frequency of desiccation marks in the profile at Pula, the evolution of the crater lake seems to have progressed towards complete desiccation. The original, finely-stratified nature of the sediments seems to have been due to the considerable water-depth of the lake, to the wind-protected nature of the inner part of the crater, and to the fact that the water surface was covered by alga-cultures. Thus, the waves were unable to exert a “stir and let it resettle” effect. The effect of the immediate vicinity of relatively steep escarpments—consequently, of a high relative relief—is not properly reflected in the nature of the sediment. The filtering effect of the dense cane-sedge to *Taxodium* vegetation in the shallow-water shoreline of the lake accounts for this phenomenon; although it is apparent that several years after the complete cooling off of the basalt, the inner wall of the crater was covered by a dense vegetation, which again worked against the influx of coarse-grained sediments into the lake.

In spite of these facts the life of the lake was not completely calm. Slumping phenomena took place on and on, firstly because of earthquakes associated with the volcanic activity or with the regional subsidence.

Practically, the Pula Member is devoid of marine macrofossils, the few macrofossils recovered until now being of freshwater origin; consequently, their presence contradicts the oligohaline nature of the water deduced from the diatom flora. The absence of brackish molluscs can be easily interpreted by assuming a special anaerobic bottom-mud environment. The few freshwater molluscs might have reached to the crater even via necroplanktonic transportation on the water surface.

9. The Nagyvázsony Limestone Member (4)

Although repeatedly interrupted, the Nagyvázsony Member can be traced for over 100 km distance on the southeastern side of the Transdanubian Central Mountains, from the Nagyvázsony Basin via Veszprém-külső railway station and Guttamási to the Szabadság-hegy in the Buda Mountains.

In what used to be the Balaton Highland Lagoon, the Nagyvázsony Member is underlain by sediments of the Taliándörögd Member, whence it evolves with alternating sediments of varying lithology. In borehole Kpt-1 (Kapolcs) a thin calcareous mud layer of the Nagyvázsony Member is intercalated between products of the 2nd and 3rd basalt eruptions. East of the western boundary of Tálodi Forest, its thickness is, as a rule, fairly constant, varying

between 28 to 30 m. Here its debris cover an area of 50 km², in the subsoil of which it is throughout autochthonous. On the top of the hill named Tálodi Forest, a thin layer of red basalt-bentonite capped by 7 metres of scoriaceous tuff can be found in the hanging wall of the Nagyvázsony Member. Excepting this, the member is overlain by Pleistocene alluvium and loess only. Consequently, its upper boundary is completely uncertain.

In spite of the 100 km distance, the limestones of the three significant areas of occurrence are strikingly similar. This weathered surface is dirty-white, and is usually coated by an 1-mm-thick pulverized layer. The inner part of the limestone is pale-brown or brownish-grey, massive, hard and cryptocrystalline smelling like bitumen at fresh joints. In spite of its massive nature, it is characterized by thicker to thinner holes intersecting the limestone perpendicular to the bedding planes. These holes are traces of plant roots or are burrows (?) of mud-dwelling organisms. The bedding of the rock is variable: its beds are—in general—10 to 50 cm thick. The joints are not uniform, displaying many nodules. Even the traces of internal lamination, a distinctive feature of Pleistocene limestones, are totally missing here. In the lower part of the member, calcareous mud intercalations are common, becoming less frequent higher up the section, resulting in a gradually purer limestone.

A part of the Nagyvázsony Member is unfossiliferous, while other parts contain nodules of Spherocodium-like algae (?) in a considerable amount. Freshwater gastropods are particularly frequent, their terrestrial counterparts being less so. The gastropods are always preserved as internal moulds, their shell is replaced by a cavity, more rarely by crystalline calcite. In general, their one-time inner part has been infilled by calcareous mud. Replacing the inner whorls of the gastropods, frequently vacuoles have been preserved.

Most common of the gastropods is the *Planorbis* genus, but many *Tachaeocampylaea*, *Capaea* and *Lymnaea* were also recovered. This fauna does not give any opportunity for determining the age of the member more exactly, but it testifies to a shallow freshwater regime frequently interrupted by periods of desiccation. In this context it is enough to refer to the fact that the same fauna was identified as Pleistocene by T. KORMOS and as "Late Pannonian" by HALAVÁTS.

The real age was approximated more successfully by the data of F. BARTHA, from the "Kálvária Hill" of Inota, according to which a sand intercalation containing fauna of the *Unio wetzleri* Horizon is situated between freshwater limestone beds.

A calcareous, cherty, dolomitic geyselite overlying two earlier occurrences of basalt—that of Tihany and that SW of Pula—was also pigeon-holed in the Nagyvázsony Member. The exact age of this is also a subject of discussion. According to the data available to the author, the earlier geyselite—i.e. that found in the hanging wall of the basalt pyroclastics overlying the Tihany Member—was formed simultaneously with the lower part of the Nagyvázsony Member. In spite of this fact, this geyselite may be Pleistocene or Pliocene from the chronostratigraphic point of view, but considering its nature, it must certainly belong to the Upper Pannonian Formation. This massive to laminated, white hard rock, showing the one-time funnels in both exposures, must have been deposited in places where hot spring waters were entering local basins or where the springs had reached the surface. These thermal sources worked for a short period after the second basalt eruption.

10. The Kabhegy Clay Member (3)

The Kabhegy Clay Member is one of the youngest parts of the Upper Pannonian Formation showing a distinct connection with basaltic volcanism. Its occurrence known for the longest time is on the Kab-hegy, where it is interbedded between two lava flows (E. VADÁSZ 1953). From this place it extends even towards the village Padragkút, where—in borehole K-56, it was intersected in a thickness of 18 m between loesses and Eocene limestones. A characteristic occurrence is known under the basalt of Tálodi Forest, and under the 3rd, youngest basalt of the Királykő (exposed by borehole Kpt-1).

Apart from borehole K-56, this red clay interbedded with two lava flows was intersected by many boreholes on the Kab-hegy. A very characteristic series was revealed in 1972 by borehole Nzt-5 located 1.5 km south of Zsófia-major, east of the village Úrkút. Here 0.5 metres of basalt were underlain by 4 metres of red clay, the lower part of which contained an easily identifiable basalt tuff. This formation was followed again by basalt layers of 17 m thickness underlain by Dachstein Limestone. According to laboratory investigations (DTG curves by M. FÖLDVÁRI), this material consists of goethite and clay minerals of fire-clay type.

A formation similar to that under the basalt of Tálodi Forest was intersected in a thickness of 20 and 2.6 m between Pleistocene sediments and Triassic dolomite by boreholes Bat-1 (village Barnag) and Vöt-1 (village Vöröstó), respectively, both of them located by G. SOLTI. In contrary to the red clay intersected by borehole Nzt-5, red clay of this latter type, which had originated from the Nagyvázsony Basin, consisted of a lot of montmorillonite and a low amount of goethite. Their heavy minerals—as identified by É. VETŐ-ÁKOS—testify definitely to their basalt tuff origin.

Considering the data here presented, it seems that the red clays have developed by weathering of the pyroclastics under the 3rd basalt tuff. Apparently, it is due to the original composition and structure of the volcanic glass that the pyroclastics of the horizon between the 2nd and 3rd basalt flows on the Királykő have transformed into clays, while the others have not. Since mostly bentonites are involved in the latter case, the idea of lateritic weathering has been rejected. The fire-clay of the Kab-hegy, however, must have by all means been produced by surficial weathering, as was suggested by E. VADÁSZ (1953).

VII. THE HANGING WALL OF THE PANNONIAN GROUP

Since this study has been based upon lithostratigraphic principles, it seems to be necessary to give a brief description of the hanging wall formations of the Pannonian Group as well. It is to state in advance that the Pleistocene sequences unconformably overlie the Pannonian Group throughout the study area.

In accordance with the order of discussion, i.e. starting from the basins, used in the foregoing, it can be stated that in the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains loess is found first of all. For the most

part, this is a homogeneous formation, only in its lower part appear sandy, gravelly intercalations. The extended loess areas are subdivided by 5-to 1000-m-wide, mostly transversal, sometimes longitudinal valleys which were formed in the Holocene or, less frequently, already in the Pleistocene, and are underlain by alluvial sediments. On the northwestern—i.e. windward—side of the mountains, loess is a rare formation. In the foreland of the mountains mostly wind-blown sands and alluvial sediments are found, sometimes in a heavily mixed form. In accordance with the higher elevation, the terraces appearing in several horizons and always pointing outward from the mountains, are already common here. The most important ones are found along the Eger brook, the Zala, Marcal, Torna, Bitva rivers, the Bakony, Gerece, Kánya, Cuha brooklets, the Concó brook, the Által brooklet, the Gaja brook, the Séd-Sárvíz, Vál, Szentlászló and Benta brooks, the Kő brooklet and—of course—along the Danube. In recent times, the Lower Pleistocene terraces in the transversal valleys of the southern shores of the Lake Balaton have remained without permanent water flow. On the mountain margins—Vértes, Tés-Plateau, Fenyőfő, Keszthely Mts.—coarse-detrital, mostly dolomitic, fluvial fans of piedmont nature are found in many places. “Skirts” of thick piedmont deposits fit to the feet of the steep, dolomite, limestone and basalt mounts.

In many places, in the northeastern part of the Transdanubian Central Mountains, in the northern part of the Gerece Mountain, and in the eastern part of the Buda Mts. freshwater limestones appear at least in 4 horizons, under which material of local brook or Danube terraces can be found.

Over large areas around the Transdanubian Central Mountains, the unconsolidated Pannonian sediments are overlain by Holocene soils with cryoplanated substratum. Large fields of scattered gravels have frequently been formed over these.

In the valleys of Lake Balaton and Lake Velence, and in those of the rivers Zala, Marcal and Sárvíz even Early Holocene tuff deposits are found in many places.

VIII. LITHOLOGIC FEATURES AND THEIR GENETIC SIGNIFICANCE

The most important lithologic features of the lithostratigraphic units of the Pannonian Group were shown in the geological part of this study by relying mostly on field observations, then on the data of investigations in laboratory. In spite of this fact a review of the results of the laboratory investigations approaching from the side of the relevant methodology seems to be necessary, since this way better chances are offered for comparisons between stratigraphic horizons, which are apt to be easily overlooked in the geological part.

1. Mineralogical analyses

For almost 100 years mineralogical investigations have been carried out by the heavy minerals method developed by PETTIJOHN. The first data pertaining to the Pannonian Group of the Transdanubian Central Mountains

were given by A. VENDL (1914) who had examined the heavy mineral assemblages from sand samples of the Upper Pannonian Formation of the Balaton Highland and the Velence Mts. According to the conservative estimation of the author, at least 2000 analyses of this kind have since been carried out on samples from the study area. Because of their scattered areal pattern, however, they could not be collected and reviewed at all; consequently, their majority is practically useless.

Already after the first 10 analyses it was obvious that the minerals of the Pannonian Group had been transported from a source area consisting of mostly metamorphic and, subordinately, magmatic rocks. Casting a glance at the geological map of the country and its neighbourhood, nobody can hold it for really true, since the sediments of the Pannonian Group have apparently mostly derived from redeposition of older sedimentary rocks. In this respect, the flysch and molasse in the foreland of the Calcareous Alps, the Cretaceous basin on the eastern border of the Bohemian Massif, the molasse covering the Western Carpathians, the flysch of the Carpathians and Dinarides, the Early Mesozoic to Paleozoic formations of the Northern and Eastern Carpathians and the Bohemian Massif (in smaller measure those of the Eastern and Southern Carpathians) can be taken into consideration in deciphering the origin of the Late Neogene formations in the Transdanubian Central Mountains. It should be also considered that even in the basins of both the Little and the Great Hungarian Plains currents of counterclockwise direction existed; consequently, it was lacustrine currents of northeastern and/or southwestern directions on the northwestern and/or southeastern borders of the Transdanubian Central Mountains respectively that transported this predominant pelite to fine sand mixture. In other words: in the present case the micromineralogical analyses could be hardly used in defining the source area of the Pannonian Group. Nevertheless, with a view to the mean values of more than 200 analyses there must have been considerable differences between the Upper and Lower Pannonian Formations and the identical formations of the northwestern and southeastern mountain forelands (Figs. 15—16, see in the Hungarian text). The general pattern can be characterized as follows:

1. Predominant among the heavy minerals is everywhere garnet; the proportion of the ilmenite-magnetite (= ? opaque), epidote, tourmaline, cyanite and zoisite is 2 to 12% in each group.

2. In the northwestern foreland, the heavy mineral assemblages of the Lower Pannonian Formation are characterized by the presence of spinel, titanite, actinolite and tremolite, while in the southeastern foreland they are absent. An additional feature is, that the percentage of corundum, glaucophane and staurolite in the northwestern side is much more higher than in the southeastern foreland.

3. In the southeastern foreland, however, zircon, "metamorphic detritus", ilmenite-magnetite and rutile are present in a more significant quantity.

4. In the sandy rocks of the Upper Pannonian Formation of the northwestern foreland, however, epidote, ilmenite-magnetite and "metamorphic detritus" appeared in much higher proportion than in the sands of the Lower Pannonian Formation. From the former, anthophyllite and brookite, from the latter glaucophane are totally missing.

5. There is a higher degree of similarity between the heavy mineral assemblages of the Upper Pannonian Formations of the northwestern and

southeastern foreland than those of the Lower Pannonian. But characteristic differences were found even here. In the northwest, epidote, cyanite and "metamorphic detritus", actinolite and anthophyllite are much more significant than in the southeast. Staurolite, diopside and andalusite appear only in the southeast, titanite only in the northwestern side, quite similarly to their distribution in the Lower Pannonian Formation.

Besides several, very common, minerals constituting the bulk of the heavy mineral fraction, the areal units investigated here are characterized by the following assemblages:

- NW foreland, Lower Pannonian Formation: glaucophane, spinel, titanite are characteristic
- SE foreland, Lower Pannonian Formation: zircon is characteristic, ilmenite-magnetite is abundant
- NW foreland, Upper Pannonian Formation: titanite, actinolite, anthophyllite, zircon are characteristic
- SE foreland, Upper Pannonian Formation: diopside, andalusite, staurolite are characteristic

Considering all these, the future possibilities and tasks arising in the field of heavy mineral studies can be easily outlined. First of all, the method has to be changed. In making comparisons, the members of the group garnet + epidote + tourmaline + cyanite + zoisite have to be treated separately. Since they form the largest proportion, they should be compared to the minerals of the source area after being reduced to monomineralic fractions. The comparison of the remainder makes it possible to decide whether they belong to the southeastern or northwestern mineralogical province or to the Lower or Upper Pannonian Formation. To achieve this, however, 500 grains should be evaluated at least. The density of analyses within one sequence or area, however, can be reduced on the basis of the results acquired so far.

Here is to note, that the author was unable to detect any characteristic difference in the distribution of the light mineral fraction.

In the light of the results two additional, significant mineralogical differences could be observed in the area involved. The most striking one can be observed in the three gravel to quartz sand members. Although the heavy mineral spectrum—excepting the disappearance of bacteriopyrite—hardly changes here as compared to the general composition, for, after all, the heavy minerals of the Pannonian Group belong to the resistant minerals, the feldspars and micas are missing from the light fraction.

The other significant difference was observed in the area between Nagyvázsöny and Ajka in the Balaton Highland, during searches for evidences of synchronism between some sedimentary rocks of the Pannonian Group and the basalt tuff ejecta. Here both mineral assemblages—those of metamorphic and magmatic origin—can be found in the interbedded basalt pyroclastics and/or in the sedimentary rocks intercalated between them, as well as in the layers of the Pula Member. According to the author's data, however, there is no chance for detecting the start of basalt volcanism—as a very important marker horizon—on mineralogical basis at least not in the extended environs of the eruption centre. In the heavy mineral composition of the sequences of Nagyörsbó, Sümeg, Pápa, Bakonyszentlászló, there is no mineral of basaltic origin, though these sequences do encompass the time span of the basaltic volcanism.

2. Clay mineral examinations

The bulk of the clay mineral examinations was made by two methods at the Geological Institute. On the one hand, X-ray diffractograms were made by I. VICZIÁN, on the other hand, DTG curves were taken by M. FÖLDVÁRI.

The data prove, again, that the argillaceous rocks of the Pannonian Group surrounding the Transdanubian Central Mountains are of identical clay-mineralogical composition: the samples investigated are composed of illite and montmorillonite, almost without exception. Kaolinite could be rarely detected, and even in these cases in layers close to the basement only.

3. Analyses for carbonate

Analyses of this kind are maybe least expensive, hence their having most frequently been used for the samples from the Pannonian Group. As shown by 2000 data, the carbonate content of the Lower Pannonian Formation is—in general—10% higher than that of the Upper Pannonian Formation (carbonate content = CaCO_3 estimated from the CO_2 content determined by the Scheibler method). The approximative value of the former is about 30%, the latter is about 20%. The carbonate content of the rocks belonging to the Lower Pannonian Formation shows a frequency distribution with essentially one maximum. Although the low carbonate content of the Ósi and Csór Members and that of the sandy environments cause a smaller secondary maximum on the carbonate-rich side, the high CaCO_3 content of the lowermost layers of the inland sea inside the lagoon fits well with the bell-curve. In contrary, the distribution of the CaCO_3 content of the rocks in the Upper Pannonian Formation shows two distinct maxima. The higher maximum corresponds to a carbonate content of about 20%, the lower one is at about 0%. It is remarkable, that the bell-curve is much more skewed to the direction of the higher carbonate contents than in the case of rocks belonging to the Lower Pannonian Formation. Two processes played role in controlling the CaCO_3 content of the rocks. One of them is the lacustrine sedimentation of common nature, the second one is the existence of longer or shorter periods of soil formation caused by repeated desiccation of the shallow lakes. This resulted partly in decalcification and partly in precipitation of the removed calcareous material in form of nodules—i.e. in accumulation of calcareous material.

It is to note, that the carbonate content of the Pannonian Group—considering either the Upper or the Lower Pannonian Formation—is much more higher in the surroundings of the Transdanubian Central Mountains than, for instance, in the foreland of the Mátra Mts. (Á. JÁMBOR 1969). Most obvious explanation for this is that in the former case, rains and springwaters must have exsolved considerably larger volume of calcareous material from the dolomite and limestone masses of the Transdanubian Central Mountains and supplied to the sedimentary basin, where it would be precipitated by bacterial action (Fig. 17, 18a—b, see in the Hungarian text).

Relying on the diagram plotted by B. KLEB (1971) and the analyses pertaining to his own profiles (Fig. 19, see in the Hungarian text), the author has observed an interrelation between the percentage of the clay mineral fraction and the CaCO_3 content of the rocks of the Pannonian Group. From

the diagrams plotted for controlling the interrelation involved, it can be stated, that this interrelation is not a close one at all, though a weak relationship can be unambiguously recognized.

4. Chemical analyses

In performing analyses of this kind, the argillaceous rocks were preferred, since—according to the experiences acquired so far—the chemical composition of the arenaceous layers gives much less characteristic values. Consequently, the author had the SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , K_2O and Na_2O content of the argillaceous rocks measured. On the basis of the data acquired by analyses it could be defined that—in accordance with the expectations—in the clays of the Upper Pannonian Formation all the components were more variable. The average of the SiO_2 content of the clays in the Upper Pannonian Formation, however, is lower than that in the rocks belonging to the Lower Pannonian Formation, apparently due to their higher clay mineral content. The values of the Al_2O_3 content are about 15% in both.

Surprisingly enough, the total Fe content in the Upper Pannonian Formation is less than that of the Lower Pannonian Formation, but, in almost every case, the proportion of Fe in reduced state is—of course—higher in the latter.

As for the K_2O content, no significant difference was observed. But, as was expected, the Na_2O content of the clays of the Upper Pannonian Formation was, in almost every case, significantly higher as compared to that of the clays of the Lower Pannonian Formation.

5. Changes in salinity coefficient

The variance in the salinity coefficient was investigated in altogether three profiles by the late G. CSAJÁGHY, the one-time chief chemist of the Hungarian Geological Institute. The essence of the method, developed after the work of G. L. STADNIKOV (1957) consists in estimating the percentages of the exchangeable Ca, Mg, Na ions in unit quantity of argillaceous rocks. As indicated by the meagre data published in his book, the more saline the water in which argillaceous sediment were deposited, the higher the proportion of the alkali to earth-alkali ions exchangeable for BaCl_2 . On the basis of the proportion of these, at least relative changes in salinity can be deduced. The only conclusion that could be drawn thus far from the results available, is that the data of the three profiles studied here differ significantly (Fig. 20, 21, see in the Hungarian text and Supplement V.). The variation of the two salinity coefficients in the borehole Tököl-1 are in accordance with the author's present-day knowledge. Highest values were obtained for Badenian and Sarmatian marine sediments, the relevant water having been most saline. The salinity coefficient of the Lower Pannonian Formation is slightly less than those mentioned above. Higher upwards in the lithostratigraphic column, this coefficient shows values decreasing from member to member, and these variations are significant. The extreme values obtained for the Tihany Member below a depth of 284 m are associated with "carbonaceous" beds. The extreme

values observed above the depth involved, however, appear to be independent of the carbonaceous beds that are present also there.

Knowing the identity of the fauna in boreholes Csór-8 and Tököl-1 and considering the data of borehole Gp-28 (Gánt) as well, the significant differences in the salinity coefficients can be interpreted for the moment only by assuming that the number of geological events affecting a well defined argillaceous rock, the lower the values of the salinity coefficients. Consequently, the salinity of the water determines the salinity coefficients only in the case of clays deposited in deep basins i.e. in the case of clays exposed to this only effect.

On the basis of the encouraging character of the sequence at Tököl, the author holds hopeful to continue researches of this kind. Nevertheless, he is of the opinion, that the numerous factors, including the effects of possible desiccations, changes in pH, different methods of analysis, should be discarded in order to draw reliable conclusions from these data.

IX. THE GENESIS OF THE PANNONIAN GROUP

The detailed genesis of the Pannonian Group could be outlined in a reliable way on the basis of facts collected and published in the literature, although a number of questions have remained unanswered and thus a subject of further research.

At the end of the Sarmatian in Hungary, the arc of what is now the Transdanubian Central Mountains was a peninsula surrounded by shallow sea with outlines almost identical with the present-day configuration of the mountains. The heavily rugged pattern of the basin of the Sarmatian sea is well reflected by the facies distribution of the formations.

The same facies distribution testifies to a drier climate and negative—i.e. evaporating—water balance in the later part of the Sarmatian. The evaporites discovered repeatedly (GY. HÓNIG 1970; Á. JÁMBOR 1975) as well as the environmental conditions under which oölitic limestones are being formed in modern seas (they always occur in warm seas) corroborate the above conclusions.

Because of the elimination of the connections with the Black Sea, and the more rainy climate, the salinity of the inland sea continued to decrease at the boundary between the Sarmatian and the Lower Pannonian Formation. As a result of changes in climate, the water balance of the inland sea turned positive, and—as a consequence of this or of tectonic uplifts in the marginal areas of the Carpathian Basin—the connection with the then Black Sea was disrupted. The water of the inland sea was diluted at a very rapid rate and the fauna was replaced completely, though with some—still discernible—transition. Simultaneously, the whole area of the Transdanubian Central Mountains started to subside and even the area occupied by the Lower Pannonian Formation was larger than that occupied by the Sarmatian formations. At the same time, the subsidence may have resulted in levelling the bottom of the sedimentary basin, since the facies associated with nearshore environments of high kinetic energy suddenly disappeared and pelitic, deep-water

sedimentation became predominant. In spite of the general subsidence, there are some near-shore areas of relatively limited extension, where no continuous transition exists between the Sarmatian and the Lower Pannonian Formation. An example for this is the part of the Devecser Basin close to the village Devecser.

As a result of remote dacitic volcanism (Tokaj-Mts., NE Hungary) simultaneous with the beginning of the deposition of the Lower Pannonian Formation tuffs of negligible thickness fell into the water of the sedimentary basin. Triggered by the gradual subsidence, the volcanism was coupled with intensive seismic activities, as indicated by turbidity currents observed in the deeper parts of the basin.

The period of deposition of the Lower Pannonian Formation was characterized by a slow, but uninterrupted, subsidence. This subsidence took place at a similar rate all over the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains. The only exceptions to the rule are minor inhomogeneities in the rate of subsidence, which resulted now and there in scattered desiccation-bound lagoonal environments in the shoreline parts of the lagoon that used to extend in the headlands of what is now Lake Balaton and along the southeastern foreland of the Transdanubian Central Mountains. In the middle period of the deposition of the Lower Pannonian Formation, the rate of subsidence on the southeastern flank of the mountain turned more rapid; the inland sea inundated additional areas, where the echelon of geological events started with a sedimentation of abrasive-coast nature followed by deposition of intra-basinal argillaceous marls. The Csabrendek—Szomód part of the mountain's northwestern side was inundated by the inland sea later, as late as the upper third of the history of the Upper Pannonian Formation only. Sedimentation produced first a thin gravel of abrasive nature, then monotonous argillaceous environments of "inland sea" nature were formed.

In the series of lagoons in the southeastern foreland of the mountains, special environments, different from the intrabasinal "pelagic" sedimentation, were formed throughout the history of the Lower Pannonian Formation. In addition to the deposition of the predominantly pelagic argillaceous marl, depositional environments characterized by diatoms, alginites, desiccation lagoons, and Pectinariidae were formed.

It is probable, that during the deposition of the Lower Pannonian Formation, the salinity of the water did not decrease remarkably; the whole Formation is characterized by faunae composed of *Congerina*, *Limnocardia* and mud-dwelling organisms. As for the depth of the water, the shallowest environments prevailed in the initial period of the Lower Pannonian Formation, then they increased towards the end of the deposition of the Lower Pannonian Formation, but rarely exceeded the critical value of 50 m, above which the conditions for the life of molluscs and gastropods would be unfavourable.

In the initial period of the deposition of the Upper Pannonian Formation a rapid subsidence took place again in the study area, but this time simultaneously on both flanks of the mountains. As a result of the subsidence, abrasive environments surrounding the mountains almost completely were formed. As a consequence of the subsidence, the Upper Pannonian Formation invaded even the areas east of Nagyvázsöny in the Guttamási Basin; the Vértes Plateau, the area between the two uplifted blocks of the Velence Mts., and the area of the Buda Mts. The lake, as a sedimentary basin at that time reached the

state of maturity, then, during the period of the deposition of the upper part of the Upper Pannonian Formation, it became super-mature. Consequently, that part of the lake close to the mountains was filled completely, moreover, those parts overlying areas filled by a thick sequence i.e. areas subsiding more rapidly because of the more rapid compaction, turned to marshes, and sometimes were completely desiccated. The four-phase elevation of the remote source area concomitant of a four-phase subsidence of the sedimentary basin resulted in four major half-cycles in terms of sedimentation and grain-size.

In the latest part of the Upper Pannonian Formation, the alternation of desiccation and inundation periods reached such uncontestedly basinal areas as the vicinity of the Danube's Csepel island (Central-Hungary). It is to be emphasized, however, that—excepting some thin dolomite layers—no evaporitic environments have developed, in spite of the frequent occurrence of desiccation phenomena. This, together with the fauna, testifies to the dilution of the water in the sedimentary basin, and/or its transformation into a Ca-Mg-Na type water (B. KLEB 1971).

The changes caused by repeated desiccations, an increase of precipitation and/or unequal subsidence, however, did not produce a desert, but a landscape covered by a lush vegetation of *Taxodium* marshes, deciduous and coniferous forests and dense grasses—in which a rich vertebrate fauna, very similar to that of the modern African savannah, dwelt. In the latest part of the Upper Pannonian Formation the climate got cooler and—in addition to *Taxodia*—different species of the genera *Salix*-, *Ulmus*- and *Alnus* played an important role (E. HORVÁTH 1963, 1964, Mrs. E. NAGY 1958, I. PÁLFALVY 1952).

At the beginning of the history of the Upper Pannonian Formation, after the acceleration of the rate of subsidence, a four-phase basaltic volcanism set in and lasted till the end of deposition of the formation. As a result of this volcanic activity, at least 48 eruption centres were formed in the Balaton Highland. Their development began mostly with pyroclastic ejecta, and ended with lava flows. In some eruption centres the eruption was repeated. Larger proportion of the volcanic activity took place in a Pannonian Lake still being filled in and the volcanic products accumulated at first in lacustrine environments, then—after the formation of the volcanic landforms—in terrestrial ones; in smaller measure in terrestrial environments of the uplifted parts of the basement complex. The larger part of the air-fall tuffs that fell into the Late Pannonian Lake at the beginning of the third eruption phase underwent a halmyrolitic decomposition.

Simultaneously with the basaltic volcanism, and then with the uplift concomitant of the deposition of the Upper Pannonian Formation, a very low-temperature hydrothermal activity took place over those areas of the mountains affected by tectonic movements, first of all on the western side of the Keszthely Mts., along the Sümeg—Tapolca major faults, as well as along those bounding the Buda Mts. from the east and the Gerecse Mts. from the west. This hydrothermal activity resulted in pyritization in the rocks of the Upper Pannonian Formation in the environs of the Keszthely Mts.; formation of mineral paragenesis composed of calcite + pyrite, calcite + baryte, calcite + metacinnabar (B. NAGY 1976) and calcite only in the Buda and Pilis Mts.; while veinlets and/or more rarely veins containing calcite + pyrite

assemblages were produced on the western side of the Gerecse Mts. and in the Buda Mts. respectively.

At the end of the deposition of the Upper Pannonian Formation the subsidence of the Transdanubian central Mountains came to an end, moreover, the whole mountain began to uplift along faults which—compared to the surrounding basins—were rarely detectable or sometimes even suspectable only because of their minor size. This uplift caused that the loose formations got to a position subjected to vigorous erosion. The uplift was disproportional, the northwestern side of the mountain—especially the Keszthely Mts. and Bakonyfő—was more intensively emerged than the southeastern flank or the foreland. In this complex erosion process the main role was to be played by deflation in the Pleistocene as the mountains were perpendicular to the dominating wind direction (NW to SE), all the more, as the vegetation of the area may have been a rather poor one. In addition to deflation, erosional processes, cryoplanation slumping and piedmont slope-generated sedimentation were also significant. The considerable extension of erosion is shown on the map appended (Supplement VI). *Nota bene*, while contouring the map the “growth” due to faults was sought to be discounted. The data pertaining to the recent relief were read off from topographic maps, the thickness data of the removed part of the Pannonian Group were acquired by interpreting values obtained for the position of the mesa-buttes—they are, first of all, the basalt-capped hills in the Tapolca and Nagyvázsony Basins, the Somló Hill, the Fonyód and Boglár Hills on the southern shore of Lake Balaton—as well as from the layout of some high-perched erosional relics (plus—of course—the thickness of the hanging wall, reduced as it is, given the presence of marginal areas).

Although the author wishes to avoid the misinterpretation of his predecessors and class the cryoturbation phenomena as belonging to tectonic features, he still remarks, that extended, arcuate syncline+anticline series, having amplitudes of 10 to 50 m, and penetrating to a depth of 10 to 15 m have been detected for years in clay pits of brick-yards at Devecser, Tapolcafő, Borsosgyőr—as D. BIHARI draw the author's attention to this fact. This phenomenon, however, was developed by lateral forces created by freeze and subsequent thaw of the soil penetrating to a depth of several tens of metres, at the beginning of the Würm period. Consequently, they are of atectonical origin.

X. TECTONICS OF THE PANNONIAN GROUP

First of all, the author has to start this summary of the tectonics of the Pannonian Group in the study area with the statement, that their setting is calm and simple, and relatively few faults have rejuvenated or developed since their deposition. It cannot be said—of course—that folded structures could have been formed in the Pannonian or Pleistocene series—unlike stated by F. PÁVAI-VAJNA (1930) and I. FERENCZI (1924). On the basis of several hundred, moreover, several thousand boreholes and seismic surveys (E. SZABÓ-KILÉNYI—GY. SZÉNÁS 1971) it has become apparent, that the faults inter-

secting the Pannonian Group are of limited extension; and that the predominant element here was the "compaction anticline" (L. SZEBÉNYI 1955).

As for the tectonics of the Pannonian Group, the Transdanubian Central Mountains form a single compaction anticline—the largest one in the country. From both sides of this, moreover, from both sides of the buried zones of the Transdanubian Central Mountains, the beds dip towards the basins of the Little Hungarian Plain and the Great Hungarian Plain (Zala) at angles not exceeding 2 to 3°. It is a temptation to declare that this dip of 2–3° is the original bedding angle of the formation. The fact, however, that proceeding NW or SE from the recent boundaries of the basement complex one would find ever younger beds on the surface or under the Pleistocene layers, contradicts this assumption.

XI. MINERAL RAW MATERIALS IN THE PANNONIAN GROUP

From the economic point of view, some units of the Pannonian Group of the Transdanubian Central Mountains are well utilizable. In spite of this, rich mineral resources cannot be spoken of, and it was not until the fifties that a production of commercial scale for the utilization of basalts, glass-sands and brick-clays could develop.

1. Energetical resources: lignite, oil shale

On the basis of communications by I. VITÁLIS (1939), the discovery of lignite deposits could have been rightly reckoned with from among the energetical resources. As suggested by the drilling result available, however, no sizable lignite deposit can be expected to occur in the Pannonian Group in the study area or its neighbourhood even though the author could observe some traces of lignite even in the Lower Pannonian Formation and in the upper part of the Upper Pannonian Formation—in addition to the central horizon of the Upper Pannonian Formation (Tables 5 and 12). On the basis of the data collected so far, it has become clear that the bulk of carbonaceous clays, huminitic clays and—sometimes—lignite interbeddings is associated with the central part of the Upper Pannonian Formation. Consequently, this was the most favourable period from the genetical point of view, but the presence of lignite deposits could be detected only in the southeastern foreland of the Velence Mts. though over an area as small as 1 to 2 km² even here. In Hungary, lignite deposits of considerable extension developed in the southern foreland of the major mountain ranges supplying K and sometimes P in solution, as microclimate and soils here had been favourable for developing and preserving paralic forests for a long time. By the time, however, when the horizons most favourable for lignite deposition were formed the Transdanubian Central Mountains had almost totally submerged between the two large Pannonian basins. Thus, in the present state of knowledge, no significant area can be selected that might be promising for lignite exploration in the neighbourhood of the Transdanubian Central Mountains.

At present, the prospecting for alginite (=oil shale) deposits is at its very start only. West of Pula, insignificant quantity of 10-to 40-m-thick alginite of medium quality was discovered in form of sedimentary infilling in the one-time crater-lake produced by the second phase of basalt eruption.

2. Glass-sand, gravel, quartzite, sandstone

Glass-sand, gravel, quartzite deposits are known from Sümeg to Hegyestő and from Fehérvárurgó to Szár, and also in the vicinity of Diósd, Pusztazámor and Szomód. The rocks of the pearly gravel, quartz-sand members are utilized for in a variety of different purposes. The biggest share is that of moulding sand, but glass-sand, refractory quartzite, insulating sand, filtering gravel, concrete aggregates and construction stones are also extracted.

For the time being, sandstones are known to occur near Hévíz as a special facies of the Tihany Member belonging to the middle horizon of the Upper Pannonian Formation. Here one of the first beds of the cycle has been cemented into a hard, frost-resisting sandstone by the calcareous material precipitated from the thermal waters ascending along the main fault with a N-S strike near Hévíz resort. The sandstone was originally cross-bedded, the thickness of its beds varied from 2- to 10 cm (most frequently they were 5 cm thick) and their boundaries were parallel. Thus this rock can be extremely well used for paving and decorating "parks" and constructing basements for housing and fences, in spite of its yellowish colour, which is not very impressive, but fits very well with its natural environment. In the area between villages Karmacs and Nemesboldogasszonyfa approved reserves sufficient for 200 years time of mining at the present-day 20 000 t/year rate are known (P. BOHN 1975).

The rock of the 1- to 10-m-thick gravel zone between Tata and Kisbér is now occasionally mined from small pits only, though it looks impressive and will be suitable for use as decorative and paving stones for parks, concrete aggregates and filtering gravels. In planning its possible mining on commercial scale, planners should bear in mind, that water resources—which are of extreme importance throughout the study area—should not be polluted at all. Namely, no remarkable aquifer other than this can be found as far as the border of the Little Hungarian Plain.

3. Basalts, basalt tuffs

The bulk of demand for bitumen aggregates and materials for railway and highway beds in Transdanubia and even in the Great Hungarian Plain is satisfied by the quarries and disintegrating mills of Haláp and Uzsa. Additional quantities are supplied by minor quarries working on commercial scale near Sümegcsehi, Sümegprága and Diszel. In the latter place even basement and border stones are extracted, to meet local demands first of all.

At Tapolca and Haláp, a basalt-cotton plant has been built to meet a part of demands in heat- and sound-proof materials very important for modern housing.

Earlier, the basalt tuffs were the favourite construction materials in the Balaton Highland, but after the completion of road construction projects

and with the development of the truck-transportation network of the country the utilisation of this rock as construction raw material has been practically abandoned.

4. Clays, bentonites, lime-muds

Since ancient times, the clays of the Pannonian Groups have been used for producing brick and roof tile. This tradition has been favourably influenced by the reconstruction underway since 1970 in the brick- and roof tile industry, because modern machines are more exigent as to the quality of the raw material. This raw material does exist, first of all, in the northwestern foreland of the Transdanubian Central Mountains, where brick factories of Tata, Szák, Kisbér, Veszprémvarsány, Bakonyszentlászló, Pápateszér, Adásztevel, Tapolcafő, Devecser base on the Szák Member of the Lower Pannonian Formation, and—in accordance with this—not only conventional solid bricks, but porous bricks and roof piles are also produced. The rocks of the Somló Member are of similar quality. This is being mined at Borsosgyőr (a district of the town Pápa) and Keszthely. More problems are faced in exploiting the pits developed in the Tihany Member for instance at Balatonszentgyörgy, Tab, Kőröshegy, Székesfehérvár. Here, organic carbon content, repeated appearance of calcareous nodules, sand intercalations and sandstone and siltstone nodules disturb both the mining—already mechanized—and the processing of the material extracted.

The author succeeded in interpreting unambiguously the characteristic features of the basalt-bentonite occurrence identified by GY. VARJÚ (in J. BARNA 1956) near Kapolcs and Pula. According to the analyses and tests carried out in the laboratory of the National Ore Mining Co. at Eger, the quality of the bentonite reaches that of the bentonites suitable for making drilling mud, but because of its deeply buried position, it will not be exploited before long. Its formation from basalt tuff, however, suggests the possibility of its having special properties, but research has so far detected none.

An additional local raw material resource was identified in 1975 by prospecting for bauxite. This is a loose, blinding-white calcareous silt joining the Kapolcs Member from underneath. In first approximation, it seems to be an excellent raw material for dye-stuff, and chalk manufacture. Although accessible even from the surface, as shown by drilling results, this deposit which may perhaps be utilized as Buda-earth, is feasible only by conventional subsurface mining methods or by large-scale opencast mining.

IRODALOM — REFERENCES

Az irodalomjegyzékben alkalmazott rövidítések

- A. G. = Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae (Budapest).
 A. H. N. M. N. H. = Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici (Budapest).
 A. U. S. B. R. E. S. G. = Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica (Budapest).
 A. U. Sz. B. = Acta Universitatis Szegediensis Biologica (Szeged).
 A. U. Sz. M. P. = Acta Universitatis Szegediensis Mineralogica et Petrographica (Szeged).
 B. K. L. = Bányászati és Kohászati Lapok i. e. Bányászati Lapok (Budapest).
 B. K. V. Irattár = Bauxitkutató Vállalat Irattára.
 B. T. T. E. = A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei (Budapest).
 É. J. = Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése i. e. Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici (Budapest).
 F. I. A. K. = Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi (Gyakorlati) Kiadványai (Budapest).
 F. I. É. K. = Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve i. e. Annales Instituti Geologici Publici Hungarici (Budapest).
 F. K. = Földtani Közlöny (Budapest).
 F. Közlem. = Földrajzi Közlemények (Budapest).
 F. Kut. = Földtani Kutatás (Budapest).
 Fr. É. = Földrajzi Értesítő (Budapest).
 G. H. S. G. = Geologica Hungarica Series Geologica (Budapest).
 G. H. S. P. = Geologica Hungarica Series Palaeontologica (Budapest).
 G. K. = Geofizikai Közlemények (Budapest).
 H. K. = Hidrológiai Közlöny (Budapest).
 J. G. R. A. = Jahrbuch der k. u. k. Geologischen Reichsanstalt (Wien).
 J. J. M. M. = Jelentés a Jövedéki Mélykutatás Munkálatairól (Budapest).
 MÁFI-AD. = Magyar Állami Földtani Intézet Adattára (Budapest).
 MÁFI-T. = Magyar Állami Földtani Intézet Térképtára (Budapest).
 M. F. T. M. = Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai (Budapest).
 M. O. T. V. M. = Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlésének Munkálatai (Pécs).
 M. T. A. O. K. = Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei (Budapest).
 M. T. T. É. = Matematikai és Természettudományi Értesítő (Budapest).
 M. T. T. K. = Matematikai és Természettudományi Közlemények (Budapest).
 Pannon-monográfia = A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. — Budapest, Akadémiai Kiadó.
 R. A. I. G.-D. = Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici. B. Disputationes i. e. Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól (Budapest).
 T. T. K. = Természettudományi Közlöny (Budapest).
 V. G. R. A. = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt (Wien).

A Dunántúli-középhegység pannóniai formációcsoportjának irodalma

- ANDREÁNSZKY G. 1953: Ősnövénytan. — Akadémiai Könyvkiadó pp. 1—320. Budapest.
- ÁRKOSI B. 1923: Az esztergommegyei Úny község pannóniai-pontusi képződményei. — Doktori értekezés. Budapest.
- BALKAY, B. 1960: The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary. — A. U. S. B. R. E. S. G. 3. pp. 7—14.
- BALLA Z. 1967: A Magyar Középhegység szerkezeti főirányairól. — F. K. pp. 257—277.
- BALOGH K.—HORUSITZKY F.—KRETZOI M.—NOSZKY J.—RÓNAI A.—SZENTES F. 1958a: Magyararó Magyarorszá 1:300 000-es földtani térképéhez. — F. I. A. K. p. 115. Budapest.
- BARNA J. 1956: Hazai bentonitok tulajdonságai a felhasználás és az előkészítés szempontjából. — B. K. L. 89. pp. 165—173.
- *BARNABÁS K.—STRAUSZ L. 1947: A délnyugati-dunántúli pannonikum. — pp. 81—188 Budapest.
- BARTHA F. 1954: Pliocén puhatestű fauna Öcsről. — F. I. É. K. 42. (3) pp. 167—200.
- BARTHA F. 1955: A várpalotai pliocén puhatestű fauna biosztratigráfiai vizsgálata. — F. I. É. K. 43. (2) pp. 275—335.
- BARTHA F. 1956a: Rétegtani és faunisztikai vizsgálat középdunántúli pliocén lelőhelyeken. — É. J. 1954-ról, pp. 23—26.
- BARTHA F. 1956b: A tabi pannóniai korú fauna. — F. I. É. K. 45. (3) pp. 481—595.
- BARTHA F. 1959a: A Balaton környéki felsőpannóniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. — F. K. 89. pp. 23—36.
- BARTHA F. 1959b: Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — F. I. É. K. 48. (1) pp. 1—88.
- BARTHA F. 1962: A makói és gyulai vízkutató fúrások puhatestűinek őslénytani vizsgálata. — É. J. 1959-ről, pp. 271—293.
- BARTHA F. 1963: Lázi felső-pannóniai korú faunájának biosztratigráfiai vizsgálata. — É. J. 1955—56-ról, pp. 265—283.
- BARTHA F. 1964: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata. — É. J. 1961-ről, pp. 175—181.
- BARTHA, F. 1966: Examen biostratigraphique des couches pannoniennes de la Montagne Mecsek. — A. G. 10. pp. 159—194.
- BARTHA F. 1971a: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — Pannonmonográfia, pp. 9—172.
- BARTHA F. 1971b: A pannon sztratotípusai. — F. K. 101. pp. 160—161.
- BARTHA F. 1972: A Pannonmonográfia (1971) és a Rétegtani Lexikon problémáiról. — F. K. 102. pp. 314—323.
- BARTHA, F.—SOÓS, L. 1955: Die pliozäne Molluskenfauna von Balatonszentgyörgy. — A. H. N. M. N. H. 6. pp. 51—72.
- BÁLDI T.—HÁMOR G.—JÁMBOR Á.—KÓKAY J. 1969: Földtani kirándulások magyarországi neogén területeken. — A Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa az 1969. évi Neogén Konferenciára.
- BÁRDOSSY Gy. 1959: Adatok a cserszegtomaji kaolinos agyag ismeretéhez. — F. K. 89. pp. 374—380.
- BÁRDOSSY Gy. 1961: Adatok a cserszegtomaji kaolinites tűzálló-agyag telepek ismeretéhez. — F. I. É. K. 49. 4. pp. 825—845.
- *BENCE G. 1972: A bakonyi tájegység 100 000-es földtani megkutatottsági térképe. — MÁFI-AD.
- *BERNHARDT B.—GYALOG L.—NAGY Gy.-NÉ—SZENTHE I. 1974: A Vértes-Gerece Ny-i előterének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- BERTALAN K. 1952a: Bányaföldtani felvétel az Északi Bakonyban. — É. J. 1948-ról, pp. 61—63.

*-gal a kézirat munkákat jelöltük.

- BERTALAN K. 1952b: Jelentés az Északi Bakonyban 1949-ben végzett bányaföldtani felvételről. — *É. J.* 1949-ről, pp. 33–35.
- BERTALAN K. 1957: Bauxitkutatás Fenyőfő, Csesznek és Dudar környékén. — *F. I. É. K.* 46. (3) pp. 455–466.
- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. 2. — pp. 416–512. Paris.
- *BIHARI D. 1969: Az ugori 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *BIHARI D.—JAKUS P. 1967–1971: A magyarpolányi 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *BIHARI D.—SOLTI G. 1970: A devecseri 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- BODA J. 1959: A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája. — *F. I. É. K.* 47. pp. 569–862.
- BODA J. 1971: A magyarországi szarmata emelet taglalása a gerinctelen fauna alapján. — *F. K.* 101. pp. 107–113.
- *BODA J. 1972: A magyarországi szarmata emelet gerinctelen faunája és rétegtana. — Kandidátusi értekezés.
- BODZAY I. 1963: A lovási olajmező alsó pannóniai alemeletét metsző törésvonalak. — *B. K. L.* 96. pp. 280–283.
- BODZAY I. 1966: Dél-Zala középsőmiocén-szarmata képződményei. — *F. K.* 96. pp. 207–212.
- BODZAY I. 1968: Magyarország délnyugati részén kifejlődött miocén képződmények rétegtani és ősföldrajzi vázlata a szénhidrogénkutató mélyfúrások adatai alapján. — *F. K.* 98. pp. 76–90.
- BOGSCH L. 1928: A csákvári Bărăchăza Hipparionjai. — *F. K.* 58. pp. 115–121.
- BOHN P. 1975: A Keszthelyi-hegység komplex földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *F. K.* 105. pp. 31–57.
- BOKOR Gy. 1939: A Budai-hegység nyugati peremének földtani viszonyai. — *F. K.* 69. pp. 219–268.
- BÓNA J.—SZENTAI M. 1966: A mátraaljai lignitkutató fúrások palynológiai eredményei. — *F. K.* 46. pp. 421–426.
- BÖCKH J. 1875–79: A Bakony déli részének földtani viszonyai. II. rész. — *F. I. É. K.* 3. (1) pp. 1–155.
- BUCKÓ E. 1967: Geomorfológiai kutatás és térképezés Balatonfüred környékén. — *A Bakony Természettud. Kut. Eredn.* 5. pp. 5–155.
- BULLA B. 1941: A magyar medence pliocén és pleisztocén terrasza. — *F. Közlem.* pp. 198–230.
- CICHA, I.—MARINESCU, F.—SENEŠ, J. *et al.* 1975: Correlation du Néogène de la Paratethys Centrale. — 33 p. Prague.
- CSERNÁK L.—NÉ SZENTES B.—DUDICH E. 1968: Három bauxitkutató fúrás anyagvizsgálatának földtani eredményei. (Mesterberek Me-17., Iszkaszentgyörgy Rp-436., Nyírad ND-1495). — *F. K.* 98. pp. 248–264.
- CSIKY G. 1956: A magyarországi kőolaj- és földgáztároló sekélyszerkezet kutatásának földtani eredményei. — *B. K. L.* 5.
- *CSIMA K. 1975: A nyírádi 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *CSIMA K.—MÉSZÁROS J. 1971: Az úrkúti 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- DANK V. 1959: Mélyszerkezeti kutatások geológiai eredményei és gazdasági kilátásai a budafapusztai boltozaton. — *B. K. L.* 92. pp. 541–554.
- DANK V. 1962: A Dél-Zalai-medence mélyföldtani vázlata. — *F. K.* 92. pp. 150–159.
- DARNAY (DORNYAY) B. 1954: A keszthelyi hegység hidrotermális jelenségei. — *Fr. É.* pp. 665–672.
- DARNAY B.—MOLNÁR J. 1954: A zalaszántói piritkutatás. — *É. J.* 1953-ról, 1. pp. 33–35.
- DARNAY B.—SOÓS L. 1954: A Nagysomlyó felső-pannóniai és pleisztocén molluszkafaunája. — *É. J.* 1953-ról, 1. pp. 29–31.

- DIENES I. 1971: Bazaltos kőzetek irányfüggő kemizmus-váltakozásának trendanalízise. — F. K. 101. pp. 428—429.
- DÖVÉNYI Z. 1972: A kőröshegyi téglagyár agyagfekvőjének rétegtani vizsgálata. — Acta Geographica Debrecina, 18/11. p. 169.
- DUBAY L. 1956: A nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai. — F. K. 86. pp. 257—265.
- DUDICH E. IFJ.—HŐRISZT Gy. 1964: Devescer környéki és Kisalföld-peremi földtani vizsgálatok. — F. K. 94. pp. 10—26.
- ERDÉLYI J.—KOBLENCZ V.—VARGA S. 1961: Hidroamezit, új ásvány a Haláphegy (Veszprém megye) bazaltjának üregeiből. — É. J. 1957—58-ról, pp. 345—356.
- ERDÉLYI, J.—KOBLENCZ, V.—VARGA, S. 1962: Hydroamesit, ein neues Mineral aus den Hohlräumen des Basaltes von dem Haláp-Berge am Plattenseegebiet. — A. G. 6. pp. 95—106.
- ERDÉLYI J.—MELLES M.—TOLNAY V. 1964: A hidroamezit és lizárdit új előfordulása a Haláphegy bazaltjának zárványában. — É. J. 1962-ről, pp. 157—173.
- ERDÉLYI M. 1955. A cserszegtomaji piritkutatás. — É. J. 1953-ról, I. pp. 37—47.
- ERDÉLYI M. 1959: A Bakony ÉNy-i peremén telepített fúrások. — É. J. 1955—56-ról, pp. 458—464.
- FEHÉR D.—GYURKÓ P.—SZOLNOKI J.—VARGA L. 1955: Vizsgálatok dunántúli kőolajok baktériumflórájáról és mikroszkopikus szerves maradványairól. — B. K. L. 88. pp. 402—407.
- FERENCZ K. 1945: Pilishegy és a tőle D-re eső terület földtani viszonyai. — É. J. 1943-ról, pp. 7—29.
- FERENCZ K. 1961: Szőny és környékének földtani viszonyai. — É. J. 1957—58-ról, pp. 257—278.
- FERENCZI I. 1924: Geomorfológiai tanulmányok a Kis-Magyar-Alföld D-i öblében. — F. K. 54. pp. 17—37.
- FERENCZI I. 1925: A tinnyevidéki harmadkori medencerészlet földtani viszonyai. — É. J. 1920—23-ról, pp. 40—49.
- FODOR T.—NÉ 1971: Adatok a Balaton környéke alsópannon rétegtanához. — É. J. 1968-ról, pp. 217—222.
- FÖLDVÁRI A. 1931: Pannonkori mozgások a Budai-hegységben és a felsőpannon tó partvonala Budapest környékén. — F. K. 61. pp. 51—63.
- FÖLDVÁRI A. 1934: Tektonikai megfigyelések a Budai-hegység nyugati peremén. — F. K. 64. pp. 163—174.
- FÖLDVÁRI A. 1948: Érckutató fúrás Velence községben. — J. J. M. M. 1947—48-ról, pp. 111—116.
- FRANYÓ F. *et al.* 1971: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-VI. Győr. — p. 157. MÁFI kiadv.
- FUCHS, TH. 1870: Die Fauna der Congerienschichten von Tihany am Plattensee und Kup bei Pápa in Ungarn. — J. G. R. A. 20. (4) pp. 531—548.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. — Stuttgart.
- FÜLÖP J. 1954: A tatai mezozóos alaphegység-rög földtani vizsgálata. — F. K. 84. pp. 309—325.
- FÜLÖP J. *et al.* 1975: A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. — 32 p. Budapest.
- GAÁL I. 1911: A magyar szarmata szintezésének kérdése. — F. K. 41. p. 440.
- GAÁL I. 1938a: Amiről a bíráló megfélekedett. — B. K. L. 71. pp. 217—218.
- GAÁL I. 1938b: Mi a „pannon”, s mi a „pontusi”? — B. K. L. 71. pp. 357—365.
- GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1971: A Badacsony—Szigliget közti terület pannon utáni fejlődéstörténete mikromineralógiai vizsgálatok alapján. — É. J. 1969-ről, pp. 353—364.
- GORJANOVIĆ-KRAMBERGER K. 1902: Palaeo-ichthyológiai adalékok. — F. I. É. K. 14. (1) pp. 1—30.
- GÖBEL E. 1955: Fehérvárurgó, Iszkaszentgyörgy és Isztimér környékének földtana. — É. J. 1953-ról, II. pp. 375—387.

- GREGUSS P. 1966: Megjegyzések a permii rétegek bizonytalan életnyom-alakulataihoz. — F. K. 96. pp. 240—242.
- *GYALOG L.—RAINCSÁK Gy. 1975: A bakonyszentlászlói 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- HAJÓS M. 1954: A kővágóörsi Alsókőhát és Nyárvölgy kvarchomokkő üveg- és öntödei-homok előfordulása. — F. K. 84. pp. 356—361.
- HAJÓS M. 1955: Öntödei homokkutatás Diósd környékén. — É. J. 1953-ról, pp. 429—444.
- HAJÓS M. 1959: A kővágóörsi és kisörpusztai homok és kvarchomokkő előfordulás. — É. J. 1955—56-ról, pp. 73—82.
- HAJÓS M. 1971: A csákvári neogén medence alsópannóniai diatomás rétegeinek mikroflórája. — É. J. 1968-ról, pp. 33—48.
- HALAVÁTS Gy. 1886: Magyarországi Valenciennesiák. — F. K. 16. pp. 227—230.
- HALAVÁTS Gy. 1892: A herceghalmi artézi kút. — F. K. 22. pp. 163—169.
- HALAVÁTS Gy. 1902: Budapest és Tétény vidéke. — In: Magyarázatok a Magyar Korona országainak részletes földtani térképéhez. F. I. A. K. 16. zóna, 20. rovat. pp. 1—23.
- HALAVÁTS Gy. 1903: A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. — B. T. T. E. 4. 1. 1. (2) pp. 1—74.
- HALAVÁTS Gy. 1904: A magyar pontusi emelet általános és őslénytani irodalma. — F. I. A. K. pp. 1—136.
- HALAVÁTS Gy. 1910: A neogénkorú üledékek Budapest környékén. — F. I. É. K. 17. pp. 257—358.
- HALAVÁTS Gy. 1923: A baltavári felsőpontusi korú molluszkafauna. — F. I. É. K. 24. (6) pp. 395—407.
- HALMOS A. 1914: A neszemlyi pannóniai képződmények kifejlődése. — 26 p. Igló.
- HANTKEN M. 1861: Geológiai tanulmányok Buda és Tata között — M. T. T. K. 1. pp. 213—278.
- HANTKEN M. 1865: Az Új-Szöny—pesti Duna és az Új-Szöny—fehérvár—budai vasút befogta területnek földtani leírása. — M. T. T. K. 3. pp. 384—444.
- HANTKEN M. 1868a: Jelentés a magyarhoni barnakőszéntelepek átkutatásának eredményeiről. — M. F. T. M. 4. pp. 42—47.
- HANTKEN M. 1868b: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. — M. F. T. M. 4. pp. 48—56.
- HANTKEN M. 1878: A Magyar Korona országainak széntelepei és szénbányászata. — pp. 280—294. Budapest.
- HANTKEN M. 1887: Tinnyea Vásárhelyii, egy új csiganem és egy új faj a *Conger*ia rétegekből. — F. K. 17. pp. 313—315.
- *HANTKEN M. 1888: Mélt. gróf Sztáray Antal úr várpalotai szénbányájára vonatkozó szakvélemény. — 1—6 p. Budapest.
- HEDBERG, H. D. 1976: International stratigraphic guide, a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.—New York, London, Sydney, Toronto. pp. 1—200.
- HOERNES, R. 1900: Die vorpontische Erosion. — Sitzungsberichte d. k. Akad. Wien. 109. pp. 811—858.
- HOFFER A. 1943: A Tihanyi félsziget vulkáni képződményei. — F. K. 73. pp. 375—429.
- HOFMANN K. 1868: A szigligeti bazalt-tufák és a leányvári bazalt-breccsia palagonit tartalmáról. — M. F. T. M. 4. pp. 36—40.
- HOFMANN K. 1869: A budai Svábhegy tetején elterjedt édesvízi mészkő, homokkő és agyag rétegek geológiai kora. — B. K. L. 2. p. 32.
- HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — F. I. É. K. 1. pp. 199—273.
- HOFMANN K. 1874: A déli Bakony bazaltjai. — F. K. 4. pp. 303—312.
- HOFMANN K. 1875: A déli Bakony bazalt-kőzetei. — F. I. É. K. 3. (2) pp. 339—525.
- HOFMANN K. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Duna jobb partján Ó-Szöny és Piszke közt foganatosított részletes felvételekről. — F. K. 14. pp. 174—190.

- *HOFMANN K.—BÖCKH J.—KOCH A. 1871: Budapest környékének geológiai térképei M=1:144 000. G. 7. — MÁFI-T.
- HORUSITZKY H. 1916: A komárommegyei Kömlőd környékének agrogeológiai viszonyai. — *É. J.* 1915-ről, pp. 414—421.
- HORUSITZKY H. 1917: Komárom vármegye déli részének agrogeológiai viszonyai. — *É. J.* 1916-ról, pp. 455—462.
- HORUSITZKY H. 1923a: Ács község és a Bakony ér környéke Komárom megyében. — *É. J.* 1917—1919-ről, pp. 170—175.
- HORUSITZKY H. 1923b: Budapest székesfőváros területének geológiai viszonyairól. — *É. J.* 1917—1919-ről, pp. 27—33.
- HORUSITZKY H. 1923c: Jelentés az 1918. évben Komárom vármegyében végzett munkálatokról. — *É. J.* 1917—1919-ről, pp. 192—194.
- HORUSITZKY H. 1932: Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól. I. közlemény. — *F. K.* 62. pp. 207—209.
- HORUSITZKY H. 1933: Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól. II. közlemény. — *F. K.* 63. pp. 20—48. és pp. 117—151.
- HORVÁTH E. 1963: Sótorny környékének felsőpliocén növénymaradványai. — *Savaria* 1. pp. 9—20.
- HORVÁTH E. 1964: Felső-pliocén növénylenyomatok Kemenesmihályfáról. — *Savaria* 2. pp. 33—42.
- *HÖNIG GY. 1970: Tengelic-1. sz. perspektivikus vízkutató fúrás eredményeinek összefoglaló ismertetése. — MÁFI-AD.
- *HUTTER E. 1969: A magyarországi szénhidrogénkutató fúrások által feltárt pannónia üledékek palinológiai standardja. I. Dunántúl. — MÁFI-AD.
- *JAKUS P. 1970: A csabrendeki 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *JAKUS P. 1971: A márkói 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — *G. H. S. G.* 10. pp. 1—170.
- JASKÓ S. 1935: A Pápai-Bakony földtani leírása. — *Doktori értekezés.* 42 p. Budapest.
- JASKÓ S. 1937: Abráziós platómaradványok a Bakony nyugati peremén. — *F. Közlem.* 63. pp. 20—23.
- JASKÓ S. 1939: Adatok az alsút-etyeki dombvidék földtani ismeretéhez. — *F. K.* 69. pp. 109—130.
- JASKÓ S. 1941: Adatok a Bicskei neogén öböl földtani ismeretéhez. — *É. J.* 1939—40-ről I. pp. 335—359.
- JASKÓ S. 1943: A Bicskei-öböl és fejlődéstörténete, hegyszerszerkezete és fúrásai. — *R. A. I. G.-D.* 5. pp. 254—302.
- JASKÓ S. 1947: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. — *F. K.* 77. pp. 26—38.
- JASKÓ S. 1966a: A középdunai pliocén medence lignitletelepeinek térbeli elterjedése és rétegtani szintézise. — *F. Kut.* 9. pp. 3—9.
- JASKÓ S. 1966b: A pliocén lignitek települése és kutatási lehetőségei. — *B. K. L.* 99. pp. 315—325.
- *JÁMBOR Á. 1967: Adatok a Zsámbéki- és a Mányi-medence neogénjének ismeretéhez. — MÁFI-AD.
- JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata. — *É. J.* 1967-ről, pp. 135—142.
- JÁMBOR Á. 1971a: Alsópannóniai diatómaföld-rétegek a csákvári neogén medencében. — *É. J.* 1968-ról, pp. 25—31.
- JÁMBOR Á. 1971b: A magyarországi szarmata. — *F. K.* 101. pp. 103—106.
- JÁMBOR Á. 1973: Beszámoló a Középhegységi Osztály 1972. évi tevékenységéről. — *É. J.* 1972-ről, pp. 141—145.
- *JÁMBOR Á. 1975: Az Öcs—Kapolcs közötti bauxitterület földtani viszonyai (bauxit fekvé- és fedőképződmények). — MÁFI-AD.

- JÁMBOR Á. 1976a: A Középhegységi Osztály 1973. évi tevékenysége. — *É. J.* 1973-ról, pp. 251—271.
- JÁMBOR Á. 1976b: A Középhegységi Osztály 1974. évi tevékenysége. — *É. J.* 1974-ről, pp. 185—191.
- *JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1968: A Bakony felső-oligocén-neogén tarkaagyag képződményeinek rétegtani vizsgálata. — MÁFI-AD.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1971: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — *É. J.* 1969-ről, pp. 75—92.
- *JÁMBOR Á.—KORPÁS L.—ORAVECZ J.—RAVASZ Cs. 1976: A budajenői B6-2. sz. fúrás földtani eredményei. — MÁFI-AD.
- JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. 1971: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántúli-középhegység DK-i előterében. — *É. J.* 1969-ről, pp. 155—192.
- JÁMBOR, Á.—KORPÁSNÉ HÓDI, M. 1973: Möglichkeiten für die Horizontierung der pannonischen Ablagerungen im Südost-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges. — *A. G.* 17. pp. 429—467.
- *JÁMBOR Á.—KORPÁSNÉ HÓDI M. 1974: Tata környékének pannóniai képződményei. — MÁFI-AD.
- JÁMBOR Á.—MOLDVAY L.—RÓNAI A. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-II. Budapest. — MÁFI kiadv.
- JÁMBOR Á.—RADÓCZ Gy. 1970: Pectinariák Magyarország felsőneogénjéből. — *F. K.* 100. pp. 360—371.
- JÁMBOR, Á.—SOLTI, G. 1975: Geological conditions of the Pannonian oil-shale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. — *A. U. Sz. M. P.* 22. (1) pp. 9—28.
- JUGOVICS L. 1944: Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. — *F. K.* 74. pp. 32—35.
- JUGOVICS L. 1948: Adatok a Tátika—Prága—Sarvaly-hegyek vulkanológiai felépítéséhez. — *F. K.* 78. pp. 196—202.
- JUGOVICS L. 1950: Tapolca környéki bazaltbányászat. — *Építőanyag*, 1. (7—8.) p. 25; 2. (11—12.) pp. 219—223.
- JUGOVICS L. 1951: Zalaszántó—Zsidi-medence bazalthegyeinek (Tátika-csoport) felépítése. — *É. J.* 1945—47-ről, pp. 259—290.
- JUGOVICS L. 1953: Tapolcakerényi bazalttufa-előfordulások. — *É. J.* 1944-ről, pp. 13—23.
- JUGOVICS L. 1954: A Déli Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei. — *É. J.* 1953-ról, 1. pp. 65—87.
- JUGOVICS L. 1959a: Balaton környéki bazalthegyek. — *T. T. K.* 90. pp. 59—62.
- JUGOVICS L. 1959b: A haláphegyi bazalt kőzettani vizsgálata. — *É. J.* 1955—56-ról, pp. 123—134.
- JUGOVICS L. 1959c: Újabb vulkanológiai és kőzettani megfigyelések a Tátika-csoport bazalthegyein. — *É. J.* 1955—56-ról, pp. 153—173.
- JUGOVICS L. 1969: A dunántúli bazalt- és bazalttufa területek. — *É. J.* 1967-ről, pp. 75—82.
- JUGOVICS L. 1971a: A Balatonfelvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. — *É. J.* 1968-ról, pp. 223—244.
- JUGOVICS L. 1971b: Kabhegy és a körülötte települő bazaltterületek (Kabhegyi bazalt csoport). — *É. J.* 1968-ról, pp. 245—255.
- JUGOVICS L.—CSÁNK E.-NÉ 1956: A tapolcai Haláphegy bazaltjának fekvő és fedőhomokjai. — *É. J.* 1954-ről, pp. 69—73.
- JUGOVICS L.—CSÁNK E.-NÉ 1959: A Tátika-bazalt-csoport fekvő és fedőhomokjának eredete. — *É. J.* 1955—56-ról, pp. 179—190.
- JUGOVICS L.—KRETZOI M.—CSÁNK E.-NÉ 1954: Felsőjégkori emlősmaradványok a Badacsonyi bazaltkúpjáról. — *É. J.* 1953-ról, 1. pp. 89—95.
- KADIČ O. 1911: A Balaton vidékének fosszilis emlősmaradványai. — *B. T. T. E.* 1. 1. Pal. Fűgg.

- KADIĆ O.—KRETZOI M. 1928: Előzetes jelentés a csákvári sziklaüregben végzett ásátásokról. — Barlangkutatás, 1926—27. évf. 14—15. pp. 1—19.
- KADIĆ, O.—KRETZOI, M. 1930: Ergebnisse der weiteren Grabungen in der Esterházy-höhle (Csákvárer Höhlung). — Mitt. über Höhlen- und Karstforschung 2.
- KALECSINSZKY S. 1893: A magyar korona országainak megvizsgált agyagai és az agyagiparnál felhasználható egyéb anyagai. — É. J. 1892-ről, pp. 181—211.
- KALECSINSZKY S. 1905: A magyar korona országainak megvizsgált agyagai. — F. I. A. K. pp. 1—218.
- KEREKES J. 1945: Hazánk periglaciális képződményei. — R. A. I. G.-D. 4. pp. 97—149.
- KERTAI GY. 1957: A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. — F. K. 87. pp. 383—394.
- KERTAI GY. 1962: A magyarországi földgáztelepek kialakulásáról és továbbkutatásuk alapjairól. — F. K. 92. pp. 274—279.
- KERTAI, GY.—ALFÖLDI, L.—B. VARRÓK, K.—CSIKY, G.—DANK, V.—STRAUSZ, L.—SZÉLES, M. 1968: Geology of the Pannonicum. (Oil and hydrogeology of the basin fillings.) Guide to Excursion 42 C. Hungary. Intern. Geol. Congr. Prague. — pp. 1—58. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KISS J. 1951: A sárszentmiklósi riolitkérdés. — F. K. 81. pp. 81—86.
- KLEB B. 1971: A pannon emeletbeli kiédesedés üledékföldtani és geokémiai vizsgálata. — Pannon-monográfia, pp. 173—198.
- KNESS M.—SCHEFFER A. 1963: A Pápa kastélykerti termálvíz kutató mélyfúrás. — F. Kut. 6. (2) pp. 50—51.
- KOCH A. 1873: A Congerikeplet a Bakonyban nyugati szélén, Pápa-Teszértől Polányig. — F. K. 2. pp. 105—124.
- KOCH A. 1900: A magyar korona országainak kövült gerinces-állatmaradványainak rendszeres átnézete. — F. K. 30. p. 232.
- KOCH A.: 1911: Újabb földtani és őslénytani megfigyelések a Budai-hegységben. — F. K. 41. pp. 545—551.
- KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. — Budapest.
- KOCIS Á. 1954: Az obornaki mélyfúrások geológiai eredményei. — F. K. 84. pp. 362—366.
- KÓKAY J. 1954: Várpalota szarmata. — F. K. 84. pp. 29—40.
- KÓKAY J. 1956: Hegységszerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén. — F. K. 86. pp. 17—27.
- KÓKAY J. 1966: A Herend-márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. — G. H. S. P. 36. pp. 1—147.
- KORIM K. 1948: Adatok a Keszthelyi-hegység nyugati előterének földtani felépítéséhez. — F. K. 78. pp. 126—130.
- KORIM K. 1956: A délzalai olajmezők rétegvizeinek NaCl-tartalma. — H. K. 35. pp. 35—38.
- KORIM, K. 1966: The connate waters of the Hungarian Neogene. — A. G. 10. pp. 407—426.
- KORMOS T. 1909: A mentshelyi édesvízi mészkő faunájáról. — B. T. T. E. 4. 1. 1. Pal. Füg. (9) pp. 1—12.
- KORMOS T. 1911: A polgárdi pliocén csontlelet. — F. K. 41. pp. 48—64.
- KORMOS T. 1914: Az 1913-ban végzett ásatásaim eredménye (Baltavár). — É. J. 1913-ról, pp. 498—540.
- KORMOS T.—SCHRÉTER Z. 1916: Előzetes jelentés a Budai-hegyek és a Gerecse-hegység szélein előforduló édesvízi mészkövek tanulmányozásáról. — É. J. 1915-ről, pp. 542—544.
- *KORPÁS L. 1968: A sári 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *KORPÁS L. 1969: A bakonybéli 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *KORPÁS L. 1970: A Zámoly-2. sz. fúrás földtani értékelése. — MÁFI-AD.
- KORPÁS L. 1972: A Középhegységi Osztály 1970. évi tevékenysége. — É. J. 1970-ről, pp. 103—109.

- *KORPÁSNÉ HÓDI M. 1971: A tatai pannóniai képződmények Mollusca faunája.
- KOVÁCS L. 1951: Nyirád környékének földtani viszonyai. — *É. J.* 1945—47-ről, pp. 221—246.
- KOVÁCS L. 1952: A Devecser és Nyirád közti harmadkori terület földtani viszonyai. — *É. J.* 1948-ról, pp. 79—83.
- KÓHÁTI A. 1966: A kehida—zalaudvarnoki terület mélyföldtani viszonyai. — *F. K.* 96. pp. 200—206.
- KÖRÖSSY L. 1946: Térfogatsúly meghatározások az Alföld medencéjét kitöltő kőzeteken. — *F. K.* 75—76. pp. 106—108.
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — *F. K.* 93. pp. 153—172.
- KÖRÖSSY, L. 1964: Tectonics of the basin areas of Hungary. — *A. G.* 8. pp. 377—394.
- KÖRÖSSY, L. 1968: Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. — *A. G.* 12. pp. 199—217.
- KÖRÖSSY L. 1971: Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. — *Pannon-monográfia*, pp. 191—221.
- *KRETZOI M. 1934: Előzetes jelentés az Eurogasco megbízásából 1933. október—december hónapokban a Dunántúlon végzett geológiai felvételekről. — MÁFI-AD.
- *KRETZOI M. 1936: Jelentés az 1935. évben a Dél-dunántúlon végzett geológiai felvételekről. — MÁFI-AD.
- KRETZOI, M. 1942a: Eolamellivora von Polgárdi und Csákvár. — *F. K.* 72. pp. 318—323.
- KRETZOI M. 1942b: Két új Agriotheriida a magyar pannonból. — *F. K.* 72. pp. 257—259.
- KRETZOI M. 1951: A csákvári Hipparion-fauna. — *F. K.* 81. pp. 384—417.
- KRETZOI M. 1952a: A polgárdi Hipparion-fauna ragadozói. — *F. I. É. K.* 40. (3) pp. 36—42.
- KRETZOI M. 1952b: Tengeri hal, krokodilus és óriásdinotherium a dunántúli pannóniai-rétegekből. — *F. K.* 82. pp. 279—281.
- KRETZOI M. 1954: Befejező jelentés a csákvári barlang őslénytani feltárásáról. — *É. J.* 1952-ről, pp. 37—68.
- KRETZOI M. 1960: A magyarországi szarmata és pliocén kifejlődések rétegtani taglalása és összehasonlító áttekintése. — In: VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. 342 p. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KRETZOI M. 1961: A diódi gerinces-fauna és a miocén-pliocén határ kérdése. — *F. K.* 91. pp. 208—216.
- KRETZOI, M. 1965: Die Hipparion-fauna von Györszentmárton in NW-Ungarn. — *A. H. N. M. N. H.* 57. pp. 127—143.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. — *F. Közlem.* 17. (3) pp. 179—204.
- *KRETZOI M.—STRAUSZ L. 1936: Jelentések az 1936. év folyamán a Dunántúlon végzett földtani felvételekről. — MÁFI-AD.
- LÁNG G.—FODOR T.-NÉ *et al.* 1970: Magyarázó a Balaton környéke 1:10 000 építésföldtani térképsorozatához: Tihany. — pp. 19—24. MÁFI kiadv.
- LÁSZLÓ G. 1925: Részletes újrafelvétel Pest és Fejér megyében. — *É. J.* 1920—23-ról, pp. 117—122.
- LÁSZLÓ G. 1928: A fehérmegyei Váli-völgy környékén eszközölt geológiai újrafelvételről. — *É. J.* 1924-ről, pp. 17—18.
- LÁSZLÓ G. 1935: Reambuláció Székesfehérvár környékén. — *É. J.* 1925—28-ről, pp. 109—114.
- LEIDENFROST GY. 1917: Magyarországi fosszilis Siluridák. — *F. I. É. K.* 24. (4) pp. 317—364.
- LIESZKOVSKY Zs. 1958: A fehérvársurgói (Dunántúl) pannóniai kvarchomok üledékföldtani vizsgálata. — *F. K.* 88. (2) pp. 228—235.
- LIFFA A. 1905: Agrogeológiai jegyzetek Tinnye és Perbál vidékéről. — *É. J.* 1904-ről, pp. 227—251.

- LIFFA A. 1906: Jegyzetek Mátyás és Felsőgalla vidékének agrogeológiai viszonyaihoz. — *É. J.* 1905-ről, pp. 189—200.
- LIFFA A. 1907a: Geológiai jegyzetek a Gerecse hegység és környékéről. — *É. J.* 1906-ról, pp. 163—176.
- LIFFA A. 1907b: Jelentés az 1906. évi részletes agrogeológiai felvételről. — *É. J.* 1906-ról, pp. 168—172.
- LIFFA A. 1907c: Megjegyzések Staff J. „Adatok a Gerecse hegység sztratigráfiai és tektonikai viszonyaihoz” című munkája sztratigráfiai részéhez. — *F. I. É. K.* 16. (1) pp. 1—18.
- LIFFA A. 1909: Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély környékéről. — *É. J.* 1907-ről, pp. 148—171.
- LIFFA A. 1910: Földtani jegyzetek Tata és Szöny vidékéről. — *É. J.* 1908-ról, pp. 141—150.
- LIFFA A. 1911: Agrogeológiai jegyzetek Tömörd-pusztá és Kocs környékéről. — *É. J.* 1909-ről, pp. 177—182.
- LIFFA A. 1914: Új phillipsit előfordulása Badacsonytomajon. — *F. K.* 44. pp. 80—87.
- LÓCZY L. ID. 1877: Jegyzetek a ponti emelet osztályozásához Magyarországon. — *Term. rajzi füzetek*, 1. pp. 110—112.
- LÓCZY L. ID. 1896: A Balaton geológiai történetéről és jelenlegi geológiai jelentőségéről. — *F. K.* 26. pp. 138—139.
- LÓCZY L. ID. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. — *B. T. T. É.* 1. 1. 1. pp. 1—581.
- LÓCZY L. IFJ. 1925: A Dunántúl hegyszerkezetéről. — *F. K.* 54. pp. 57—63.
- LÓCZY L.—PAPP K. 1920: A magyar birodalom és a szomszédos határos területeinek földtani térképe: M=1:900 000. — Budapest.
- LŐRENTHEY, I. 1900: Foraminifera der pannonischen Stufe Ungarns. — *Neues Jb. f. Min. Geol. u. Paläont.* 2. pp. 99—107.
- LŐRENTHEY I. 1905a: Adatok a Balaton-melléki pannóniai korú rétegek faunájához és sztratigráfiai helyzetéhez. — *B. T. T. É.* 4. Függ. 3. pp. 1—192.
- LŐRENTHEY I. 1905b: Érdekesebb kövületek előfordulása Tinnye és Budapest környékén. — *F. K.* 35. pp. 189—190.
- LŐRENTHEY I. 1906: Budapest pannóniai és levantei-korú rétegei és ezek faunája. — *M. T. T. É.* 22. (2) pp. 296—342.
- LŐRENTHEY I. 1908: A tihanyi Fehérpart pannóniai rétegeiről. — *F. K.* 38. pp. 679—686.
- LŐRENTHEY I. 1909: Adatok a magyarországi pannóniai képződmények sztratigráfiájához. Válaszként Vitális István dr. úr cikkére. — *F. K.* 39. pp. 368—372.
- LŐRENTHEY I. 1912: Újabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. — *M. T. T. É.* 30. pp. 263—323.
- * Magyarország 1:25 000-es „egységesített” földtani térképei.
- MATYASOVSKY J. 1886: Az üveggyártáshoz szükségelt ásványok előfordulása hazánkban. — *F. K.* 16. pp. 335—337.
- MATYASOVSKY J.—PETRIK L. 1885: Az agyag-, üveg-, cement- és ásványfestékiparnak szolgáló magyarországi nyersanyagok részletes katalógusa. — *F. I. A. K.* pp. 1—87.
- MATYASOVSKY J.—PETRIK L. 1886: Az agyag-, üveg-, cement- és ásványfestékiparnak szolgáló magyarországi nyersanyagok részletes katalógusa. — *F. K.* 16. pp. 181—182.
- MAURITZ B. 1929: Phillipsit a balatonfelvidéki bazaltokból. — *M. T. T. É.* 46. pp. 657—662.
- MAURITZ B. 1933: A balatonfelvidéki bazaltok zeolitásványai. — *M. T. T. É.* 50. pp. 635—649.
- MAURITZ B. 1937: A halápi és gulácsi bazalt hólyagüregeiben keletkezett ásványok. — *M. T. T. É.* 55. pp. 923—936.
- MAURITZ B. 1948: A dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. — *F. K.* 78. pp. 134—169.

- MAURITZ B. 1958: Újabb ásványkőzettani érdekességek hazánkban. — F. K. 88. pp. 447—452.
- MAURITZ B.—HARWOOD H. F. 1937a: A balatoni Szentgyörgy-hegy bazaltja. — M. T. T. É. 55. pp. 891—922.
- MAURITZ B.—HARWOOD H. F. 1937b: A Tátika csoport bazaltos kőzetei. — M. T. T. É. 55. pp. 75—104.
- MÁRTON, P.—MÁRTONNÉ SZALAY, E. 1968: Paläomagnetische Untersuchungen an Basaltlaven von Ungarn. — A. G. 12. pp. 291—305.
- MEZNERICS I. 1930: Az Űny-Tinnye vidéki fiatal harmadkori üledékek földtani és óslénytani viszonyai. — Doktori értekezés. Budapest.
- MÉHES GY. 1907: Adatok Magyarország pliocén Ostracodáinak ismeretéhez. — F. K. 37. pp. 429—467.
- MÉHES GY. 1908: Adatok Magyarország pliocén Ostracodáinak ismeretéhez. — F. K. 38. pp. 537—568.
- *MÉSZÁROS J. 1969: A farkasgyepői 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *MÉSZÁROS J. 1970a: Az ajkai 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *MÉSZÁROS J. 1970b: A padragkúti 25 000-es térképlap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- *MIHÁLTZ I.—SÜMEGHY J. 1949: Jelentés a Fehérvársurgó környékén végzett kvarchomokkutatásokról. — MÁFI-AD.
- MOLDVAY L. 1971: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. I. — É. J. 1969-ről, pp. 587—638.
- MOLDVAY L. 1972: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. II. — É. J. 1970-ről, pp. 155—179.
- MOLNÁR B. 1965: Adatok a Duna—Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek tagolásához és származásához nehézasvány-összetétel alapján. — F. K. 95. pp. 217—225.
- MOLNÁR, B. 1970: Pliocene and Pleistocene lithofacies of the Great Hungarian Plain.— A. G. 14. pp. 445—457.
- MOLNÁR B. 1971: A dunaújvárosi felsőpannóniai és pleisztocén képződmények üledékföldtani vizsgálata. — F. K. 101. pp. 34—43.
- NAGY B. 1976: Metacinnabarit és cinnabarit a csillaghegyi Róka-hegyen. — É. J. 1973-ról, pp. 51—55.
- NAGY L.-NÉ 1958: A mátraaljai felső-pannóniai kori barnakőszén palinológiai vizsgálata. — F. I. É. K. 47. 1. pp. 1—352.
- NEMECZ E. 1973: Agyagásványok. — Budapest. pp. 1—507.
- ORAVECZ J. 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összeleteinkben. — F. K. 95. pp. 401—405.
- OTTLIK P. 1958: Adatok az Északi Bakony földtanához. — F. K. 88. pp. 215—220.
- ÖRDÖG I. 1956: A balatonkörnyéki ipari homokok minőségi jellemzői. — B. K. L. 89. pp. 348—351.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — M. T. A. O. K. 29. pp. 299—332.
- PANTÓ G. 1968: Kainozói vulkánosságunk az újabb kéregszerkezeti és petrológiai eredmények tükrében. — Acta Geognosia Debrecina, 14. pp. 180—185.
- PAPP S. 1915: A Congeria spathulata Partsch és a Limnocardium Penslii Fuchs pannóniai-pontusi kővületek új előfordulása hazánkban. — F. K. 45. pp. 251—254.
- PAPP S. 1939: A Magyar—Amerikai Olajipari Részvénytársaság földi olaj és földgáz-kutatásai a Dunántúlon. — B. K. L. 72. pp. 202—241.
- PAPP S. 1942: Adatok a magyarországi földgáz és földolaj kutatásokhoz. — F. K. 72. pp. 63—99.
- PARTSCH, P. 1835: Über die sogenannten versteinerten Ziegenklauen aus dem Plattensee in Ungarn. — Ann. d. Wiener Mus. d. Naturg. 1. pp. 95—101.

- PÁLFALVY I. 1952: Alsópliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről. — *É. J.* 1949-ről, pp. 63—66.
- PÁVAI-VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — *F. K.* 60. pp. 7—33.
- PÁVAI-VAJNA F. 1937a: Maradék Magyarország néhány pirit-markazit előfordulásáról. — *B. K. L.* 70. pp. 129—131.
- PÁVAI-VAJNA F. 1937b: Termeljük ki a magyar föld kincseit. — *Földt. Ért.* 2. 1. pp. 1—8.
- PÁVAI-VAJNA F. 1953: Az alföldi²dunamellék rétegtana és hegységszerkezete. — *É. J.* 1951-ről, pp. 69—74.
- *PEREGI ZS. 1974: A taliándörögdi, kapolcsi, monostorapáti és sáskai 10 000-es térkép-lapok területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- PETERS, K. 1859: Geologische Studien aus Ungarn. II. Die Umgebung von Visegrád, Gran, Totis und Zsámbék. — *J. G. R. A.* 10. p. 512.
- PETHŐ GY. 1885a: Baltavár ősemlőseiről. — *É. J.* 1884-ről, pp. 59—69.
- PETHŐ GY. 1885b: Baltavár ősemlőseiről. — *F. K.* 15. pp. 273—283.
- PETHŐ GY. 1885c: Dinotherium-fog Köves-Kálla környékéről. — *F. K.* 15. p. 390.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. — 345. p. Budapest.
- PÉCSI M. 1962: A Kisalföld geomorfológiai képe. — *F. Közlem.* 2. pp. 113—142.
- RADÓCZ GY. 1969: Előzetes jelentés a cserhádi alapfúrások eredményeiről. — *É. J.* 1967-ről, pp. 281—283.
- *RAINCSÁK GY. 1975: A bakonyisztvási 25 000-es lap területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- REICHERT R. 1932: Badacsonyi aragonit. — *F. K.* 62. pp. 195—202.
- ROTH L. 1879: A rákos-rusztí hegyvonulat és a Lajta-hegység déli részének geológiai vázlata. — *F. K.* 9. pp. 99—110.
- RUCHIN, L. B. 1958: Grundzüge der Lithologie. — Berlin, 806 p.
- SÁGHY GY.—VÁNDOR B.—VARGA I. 1967: A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. — *F. K.* 97. pp. 160—165.
- SCHAFARZIK F. 1875: A sár-szt.-miklósi quarctrachytok. — *F. K.* 5. pp. 269—272.
- SCHAFARZIK F. 1900: Ipari célokra használható kvarc és kvarchomok előfordulások Magyarországon. — *É. J.* 1898-ről, pp. 244—246.
- SCHAFARZIK F. 1902: Budapest és Szentendre vidéke. — *Magyarázatok Magyarország részletes földtani térképéhez.* 15. zóna 20. rovat M=1:75 000. — *F. I. A. K.* Budapest.
- SCHAFARZIK F. 1920: A Szent-Gellérthegy geológiai viszonyairól. — *F. K.* 50. pp. 41—42.
- SCHAFARZIK F. 1922: Budapest főváros legújabb geológiai térképezéséről. — *M. T. T. É.* 39. pp. 181—198.
- SCHAFARZIK F.—VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — pp. 60—68, pp. 202—203. Budapest.
- SCHUEER GY.—SCHWEITZER F. 1974: Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. — *F. Közlem.* 22. (2) pp. 113—134.
- SCHRÉTER Z. 1911—1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben. — *F. I. É. K.* 19. pp. 179—231.
- SCHRÉTER Z. 1912: A magyarországi szarmata rétegek sztratigráfiai helyzete. — *Koch Emlékkönyv.* pp. 127—152.
- SCHRÉTER Z. 1941: A Kárpátok által körülvelt medencék szarmaciai képződményei és azok állatvilága. — *M. T. T. É.* 60. pp. 243—294.
- SCHRÉTER Z. 1953: A Budai- és Gerecse hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. — *É. J.* 1951-ről, pp. 111—150.
- SCHRÉTER Z.—MAURITZ B. 1952: A lovasberényi II. számú mélyfúrás földtani eredményei. — *F. K.* 82. pp. 250—254.
- SCHRÉTER Z.—SZÓTS E.—HORUSITZKY F.—MAURITZ B. 1958: Budapest természeti képe. — pp. 1—744. Budapest.

- SCHUBERT R. 1912: Magyarországi harmadidőszaki halotolithusok. — F. I. É. K. 20. pp. 101—123.
- SCHWÁB M. 1959: A Bakony északi peremén mélyített fúrások. — É. J. 1955—56-ról, pp. 465—468.
- SCHWÁB M. 1963a: Balatonbozsok (Alsótekeres-pusztá) 1. távlati kutatófúrás. — É. J. 1960-ról, pp. 309—323.
- SCHWÁB M. 1963b: Fonyód 1. távlati kutatófúrás. — É. J. 1960-ról, pp. 291—309.
- SCHWÁB M. 1963c: Kisbér 1. távlati kutatófúrás. — É. J. 1960-ról, pp. 285—291.
- SCHWÁB M.—HAJÓS M. 1956: A balatonmáriaifürdői magaspárt földtani szelvénye és faunája. — É. J. 1954-ről, pp. 153—167.
- SENEŠ, J. *et al.* 1975: Correlation du Néogène de la Paratethys Centrale. — pp. 1—33. Geol. Survey, Praga.
- SIDÓ M. 1954: A Bakony ÉK-i és DK-i részének kavicselőfordulásai. — É. J. 1952-ről, pp. 143—147.
- SIMMETTINGER, M. 1864: Mitteilungen über einige Untersuchungen auf Kohle im Zalaer Comitate. — J. G. R. A. 14. pp. 213—217.
- *SOLTI G. 1973: A taliándörögdi, vigántpetendi és nagyvázsonyi 10 000-es térképlapok területének földtani leírása. — MÁFI-AD.
- SÓLYOM F. 1952: Az Északi-Vértés és a Déli-Gerecse földtani felvétele. — É. J. 1950-ről, pp. 221—230.
- STACHE, G. 1861: Kurze Uebersicht der Schichten der jüngeren Tertiärzeit im Bereiche des Bakonyer Inselgebirges. — J. G. R. A. 12. pp. 124—127.
- STACHE, G. 1867: Der Bakonyer Wald. — Oesterreichische Revue, 5. (7) pp. 125—139.
- STAFF J. 1906: Adatok a Gerecsehegység stratigráfiai és tektonikai viszonyaihoz. — F. I. É. K. 15. pp. 159—207.
- STEVANOVIĆ P. M. 1959: A szűkebb értelemben vett pontusi emelet kifejlődései és tagolása Észak Jugoszláviában, tekintettel a szomszédos országok pontusi képződményeire. — F. K. 89. (1) pp. 3—15.
- *STRAUSZ, L. 1934a: Das Pannon der Umgebung von Pápa. — MÁFI-AD.
- *STRAUSZ L. 1934b: Előzetes jelentés az Eurogasco részére 1933. őszén végzett geológiai felvételekről: Pápa, Győr, Ugod, Nagyakal, Fenyőfő. — MÁFI-AD.
- *STRAUSZ L. 1934c: Jelentés az 1933. év őszén az Eurogasco számára a pápai és a győri 1:75 000-es térképlap területén végzett geológiai felvételek anyagának laboratóriumi feldolgozásáról. — MÁFI-AD.
- STRAUSZ, L. 1940: Die pannonische Molluscenfauna der Tiefbohrung von Magyarszentmiklós. — A. H. N. M. N. H. 33. pp. 81—86.
- STRAUSZ L. 1941a: A dunántúli pannon szintezése. — F. K. 71. pp. 220—235.
- STRAUSZ L. 1941b: Pannóniai fauna Dernáról és Tatarosról. — R. A. I. G.-D. pp. 192—199.
- STRAUSZ L. 1942a: Adatok a Dunántúl neogén tektonikájához. — F. K. 72. pp. 40—52.
- STRAUSZ L. 1942b: Április 16-án tartott előadásához további hozzászólások. — R. A. I. G.-D. 6. pp. 38—43.
- STRAUSZ L. 1942c: A Dunántúl középső részének pannon-kori rétegei. — A. H. N. M. N. H. 35.
- STRAUSZ L. 1942d: Hozzászólás a Magyar medence-rendszer neogénjére vonatkozó rétegtani nevek egységesítéséhez. — R. A. I. G.-D. 4. pp. 23—49.
- STRAUSZ L. 1942e: A magyarországi pannonikum párhuzamosítása délkelet európai üledékekkel. — F. K. 72. pp. 233—236.
- STRAUSZ L. 1942f: Viviparusok a Dunántúl középső részének pannóniai korú rétegeiből. — F. I. É. K. 36. (1) pp. 3—53.
- STRAUSZ L. 1942g: Viviparusok változékonysága. — M. T. T. É. 61. pp. 416—425.
- STRAUSZ L. 1944: Hozzászólás a miocén és pliocén szintezés és fácies kutatás kérdéséhez. — R. A. I. G.-D. (2) pp. 94—100.
- STRAUSZ L. 1951a: Földtani vizsgálatok Kisbér és Tata környékén. — F. K. 81. pp. 284—292.

- STRAUSZ L. 1951b: Őslénytani adatok a Kisalföld D-i részéből. — F. K. 81. pp. 186—193.
- STRAUSZ L. 1952: Kavicstanulmányok a Dunántúl középső részéből. — F. K. 82. pp. 119—136.
- STRAUSZ L. 1953a: A magyarországi neogén képződmények ősföldrajzi vázlatai. — In: VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. II.—VIII. melléklet. Budapest.
- STRAUSZ L. 1953b: Neogén fáciesvizsgálatok szerepe az ásványolajkutatásban. — F. K. 83. pp. 287—290.
- STRAUSZ L. 1954: A Magyar Medence miocén rétegeinek beosztása. — F. K. 84. pp. 297—308.
- STRAUSZ L. 1971: A pannóniai emelet. — F. K. 101. pp. 114—119.
- SÜMEGHY J. 1923: A baltavári lelőhely rétegtani helyzete. — F. K. 53. pp. 28—34.
- SÜMEGHY J. 1925: Zalaegerszeg környékének levantei korú képződményei. — F. K. 55. pp. 217—226.
- SÜMEGHY J. 1926: Adatok a Kisalföld keleti öble pliocén kavicstakarójának ismeretéhez. — Acta Litt. Ac. Sci. Szegediensis Sect. Sc. Nat. 2. (2) pp. 131—138.
- SÜMEGHY, J. 1928: Führer im Pontikum bei Tihany (Balaton). — F. I. A. K. pp. 49—58. Budapest.
- *SÜMEGHY J. 1934: A dunántúli mélyfúrások szelvényei és leírása. — MÁFI-AD.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — F. I. É. K. 32. (2) pp. 67—252.
- SÜMEGHY J. 1941: A Magyar medence pliocénjének és pleisztocénjének osztályozása. — R. A. I. G.-D. 1940-ról, 2. pp. 65—87.
- SÜMEGHY J. 1942: Földtani kutatások Győrött s közvetlen környékén. — É. J. 1936—1938-ról, 3. pp. 1273—1290.
- SZABÓ, J. 1856: Die geologischen Verhältnisse Ofens. — Erster Jahres-Bericht d. k. k. Ober-Realschule d. Königl. Freien Hauptstadt Ofen, pp. 54—73.
- SZABÓ J. 1858: Pest-Buda környékének földtani leírása. — Természettudományi Pályamunkák, 4. pp. 1—58.
- SZABÓ, J. 1859: Die geologischen Verhältnisse von Pest und Ofen. — Vaterländ. Mitteil. v. L. Pest-Ofner Handel u. Gewerbekammer 1.
- SZABÓNÉ KILÉNYI É.—SZÉNÁS Gy. 1971: A pannon képződmények geofizikai vonatkozásai. — Pannon-monográfia, pp. 224—232.
- SZALAI T. 1938: Észrevételek Gaál I. „Amiről a bíráló megfélekedett” c. közleményére. — B. K. L. 71. (86) pp. 219—220.
- SZALAI T. 1941: Tapolca és környékének, valamint Zánka és Antal-telep között fekvő területnek földtani viszonyai. — É. J. 1936—38-ról, pp. 261—277.
- SZALÁNCZY Gy. 1948: Földtani adatok Somogyból. (Az igali mélyfúrások.) — F. K. 78. pp. 80—94.
- SZALÁNCZY Gy. 1953: Települési és szerkezeti megfigyelések délzalai kőolajmezőkön. — F. K. 83. pp. 115—122.
- SZANTNER F.—SZABÓ E. 1962: Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. — F. K. 92. pp. 416—451.
- SZATMÁRI, P.: 1965: Contributions to the knowledge of the origin of Upper Pannonian quartz sand in Hungary. — A. G. 9. pp. 375—389.
- SZATMÁRI P. 1971: A kvarchomokképződés feltételei és a magyarországi felső pannon. — Pannon-monográfia, pp. 233—252.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938a: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Mitteilungen d. Berg-Hüttenm. Abt. d. Univ. Sopron, 10. (2).
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938b: Tanulmányok a ferde rétegzésekről. — M. T. T. É. 57. pp. 799—829.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—ERDÉLYI J. 1957: A balatonfelvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. — F. K. 87. pp. 302—308.
- SZEBÉNYI L. 1947: Felboltozódások morfológiai viszonyai. — J. J. M. M. 1946-ról, pp. 90—96.

- SZEBÉNYI L. 1953: Ikervár és Hosszúpereszteg környékének földtani viszonyai. — *É. J.* 1950-ról, pp. 265—270.
- SZEBÉNYI L. 1955: Rétegtömörülés és szerkezetalakulás. — *F. K.* 85. pp. 425—440.
- SZENTES F. 1943: Előzetes jelentés 1938—39. évben a Keszthelyi hegységben végzett részletes reambuláló felvétélről. — *É. J.* 1939—40-ról, 1. pp. 271—272.
- SZENTES F. 1948: Kénkovand előfordulások földtani viszonyai a Keszthelyi-hegység környékén. — *J. J. M. M.* 1947/48. pp. 51—104.
- SZENTES F. 1953: Keszthelyi-hegység. — *É. J.* 1944-ról, p. 12.
- SZENTES F. 1957: Bauxitkutatás a Keszthelyi-hegységben. — *F. I. É. K.* 46. (3) pp. 531—549.
- SZENTES F. 1958: Budapest és környékének földtani térképe. — In: Budapest természeti képe. Budapest.
- SZENTES F. 1960: A magyarországi neogén képződmények ősföldrajzi vázlatai. — In: VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. pp. 519—523.
- SZENTES F. 1968: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-I. Tatabánya. — pp. 85—116. MÁFI kiadv.
- *SZENTIVÁNYI F. 1932: Adatok a Nagy Svábhegyen és környékén előforduló levantei mészkő geológiai és paleontológiai viszonyainak ismeretéhez. — Doktori disszertáció, Budapest.
- SZÉKELY P. 1948: A Keszthely-környéki kén-, vagy vaskovand előfordulás bányászati jelentősége. — *J. J. M. M.* 1947/48. pp. 106—110.
- SZÉLES M. 1962: Alsópannoniai medenceüledékek puhatestű faunája. — *F. K.* 92. pp. 53—60.
- SZÉLES M. 1963: Szármáciai és pannóniai korú kagylósrákfauna a Duna—Tisza közli sekély- és mélyfúrásokból. — *F. K.* 93. pp. 108—116.
- SZÉLES M. 1966: Őslénytani adatok az alsó- és felsőpannon emeletek elhatárolásához. — *É. J.* 1964-ről, pp. 559—568.
- SZÉLES M. 1967: Pliocén képződmények a Duna—Tisza közének mélyfúrásaiban. — *Kőolaj- és Földgázbányászati Műszaki Tud. Közöny*, 2. pp. 322—332.
- SZÉLES M. 1970: A dunántúli szénhidrogénkutató fúrások által feltárt pliocén képződmények rétegtani értelmezése. — *Kőolaj- és Földgázbányászati Műszaki Tud. Közöny*, pp. 27—31.
- SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. — *Pannon-monográfia*, pp. 253—344.
- SZTADNIKOV, G. L. 1957: Glinisztüve porodü. — Moszkva.
- SZTRÓKAY K. 1935: A zalavölgyi pontusi homok szedimentpetrográfiai vizsgálata. — *F. K.* 65. pp. 281—291.
- SZTRÓKAY K. 1941: Szulfidos érc-zárvány a gulácsi-bazaltban. — *M. T. T. É.* 60. pp. 479—485.
- SZUROVY G. 1948: A Nagy-Magyar Alföld földtörténeti és hegység szerkezeti vázlata. — *F. K.* 78. pp. 206—216.
- TAEGER H. 1909: A Vértes hegység földtani viszonyai. — *F. I. É. K.* 17. pp. 3—256.
- TAEGER H. 1911: Adatok az É-i Bakony geológiájához. — *É. J.* 1909-ről, pp. 55—62.
- TAEGER H. 1914: A Buda—Pilis—Esztergomi hegycsoport szerkezete és arculata. — *F. K.* 44. pp. 555—571.
- TAEGER H. 1936: A Bakony regionális geológiája. I. — *G. H. S. G.* 6. pp. 1—128.
- TELEGDI ROTH K. 1924: A várpalotai lignitterület. — *F. K.* 54. pp. 38—45.
- TELEGDI ROTH, K. 1928: Führer im Várpalota (Bakony Gebirge). — *F. I. A. K.* Budapest.
- TELEGDI ROTH K. 1929: Magyarország geológiája. I. — *Tud. Gyűjt.* 170 p. Pécs.
- TELEGDI ROTH K. 1935a: Adatok a Déli Vértes és az Északi Bakony földtani viszonyaihoz. — *É. J.* 1925—28-ról, pp. 115—125.
- TELEGDI ROTH K. 1935b: Adatok az Északi Bakonyból a Magyar Középső Tömeg fiatal fejlődéstörténetéhez. — *M. T. T. É.* 52. pp. 203—247.
- TELEGDI ROTH K. 1938: A Kárpátok kialakulása. — *Fr. É.* 3. (1) pp. 1—14.

- TELEGDI ROTH K. 1950: Magyarországi és erdélyi ásványolaj és földgázkutató, illetve termelő mélyfúrásokkal fakasztott vizek vegyi összetétele. — F. K. 80. pp. 17–98.
- TEPLÁNSZKY E. 1959: A csereszegtomaji tűzállóagyag és festékföld. — É. J. 1955–56-ról, pp. 29–35.
- T. GECSE É. 1974: A dolomitok képződése, elterjedése és szöveti bélyegei. — A karbonátos kőzetek képződése, vizsgálata és gazdasági jelentősége. — A Földt. Társ. Kiadv. pp. 131–165.
- TÓTH K. 1971: A Vértes hegység délkeleti előterének pannon képződményei. — Pannonmonográfia, pp. 345–361.
- *TÓTH K. 1972: A Sümeg-24. sz. fúrás földtani eredményei — B. K. V. Irattár.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1964: Bizonytalan életnyom-alakulatok a permii rétegekből. — F. K. 94. pp. 382–384.
- VADÁSZ E. 1968: A „Terra Rossa” képződés földtani kora. — F. K. 98. pp. 277–279.
- VARRÓK K. 1953a: A nyugatbakonyi mediterrán kavicstakaró anyaga, eredete és kora. — É. J. 1952-ről, pp. 189–194.
- VARRÓK K. 1953b: A Ny-dunántúli terraszhomokok és bazaltok kőzettani vizsgálata. — É. J. 1950-ről, pp. 285–293.
- *VARRÓK K. 1957: Jelentés az 1957. évben a Tihanyi félszigeten végzett munkáról. — MÁFI-AD.
- VECSERNYÉS GY. 1966: A fehérvárcsurgói felsőpannon kvarchomokösszlet kialakulása és ősföldrajzi jelentősége. — F. Kut. 9. (3) pp. 1–9.
- VENDL A. 1912a: Jelentés a Fejér-vármegyében végzett reambuláló felvételtől. — É. J. 1912-ről, pp. 154–155.
- VENDL A. 1912b: Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról. — É. J. 1911-ről, pp. 40–45.
- VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — F. I. É. K. 22. (1) pp. 1–170.
- VENDL A. 1924–26: A Somlyó és Szárhegy geológiája és egykori hévforrásai. — H. K. 4–6. pp. 37–44.
- VENDL M. 1923: Calcit Vaskőről, antimonit Hondolról, gipsz Óbudáról, markazit Nemesvitáról. — F. K. 51. pp. 39–44.
- VICZIÁN I. 1965: A baranyai bazalt. — F. K. 95. pp. 448–452.
- VICZIÁN I. 1968: Adatok a Sástó-hegy (Nyugati-Bakony) bazaltjának kőzettani és vulkanológiai ismeretéhez. — A Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei, 7. pp. 31–38.
- VICZIÁN I. 1971: Az agyagásványok diagenezise. — In: Az üledékes petrológia újabb eredményei. pp. 249–282. Budapest.
- *VICZIÁN I. 1974: Agyagásványok és diagenezis a magyarországi üledékes kőzetekben. — Kandidátusi értekezés.
- VID GY. G. 1918: Pannonhalma földtani viszonyai. — F. K. 48. pp. 235–261.
- VÍGH GY. 1923: Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. — É. J. 1920–23-ról, pp. 60–68.
- VÍGH GY. 1935: Adatok a Gerecse-hegység Ny-i részének földtani ismeretéhez. — É. J. 1925–28-ről, pp. 87–96.
- VINOGRADOV, A. P.—NALIVKIN, V. D.—KHAIN, V. E. 1961: Atlas of litho-paleogeographical map of the Russian platform and its geosynclinal framing. 2. Mesozoic and Cenozoic. Scale 1:5,000,000. — Moszkva.
- VITÁLIS I. 1904: Adatok a Balaton-földvidék bazaltos kőzeteinek ismeretéhez. — F. K. 34. pp. 377–399.
- VITÁLIS I. 1908a: A balatonfelvidéki bazaltok. — B. T. T. E. 1.1. 2. pp. 1–169.
- VITÁLIS I. 1908b: A tihanyi Fehérpart pliocén korú rétegsora és faunája. — F. K. 38. pp. 665–678.
- VITÁLIS I. 1909: Észrevételek Lőrenthey Imre dr. úrnak „A tihanyi Fehérpart pannóniai rétegeiről” írt cikkére. — F. K. 39. pp. 363–367.

- VITÁLIS I. 1911a: Adatok a balatonfelvidéki pliocén és pleisztocén korú képződmények sztratigráfiájához. Viszont válaszként Lőrenthey Imre dr. úr válaszára. — F. K. 41. pp. 428—436.
- VITÁLIS I. 1911b: A balatonfelvidéki kecskekörmök és lelőhelyeik. — B. T. T. E. 1. 1. Pal. Füg. 4. pp. 1—136.
- VITÁLIS I. 1912: A peremartoni Somlódomb pliocén korú rétegsora és faunája. — F. K. 42. pp. 151—157.
- VITÁLIS I. 1933: Adatok a Kabhegy bazaltlávaömlésének a megismétlődéséhez. — M. T. T. É. 50. pp. 520—529.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. — Sopron.
- VITÁLIS I. 1942: A „pontusi” vagy a „pannoniai” elnevezést használjuk-e? — R. A. I. G.-D. 1942. függ. 2. pp. 33—37.
- VÖLGYI L. 1956: Miocén üledékek kifejlődése a lovászi mélyfúrásokban. — F. K. 86. pp. 139—150.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. — F. K. 95. pp. 140—163.
- VÖRÖS I. 1966: A Kab-hegyi terület vulkanológiai és hegyszerszerkezeti viszonyai. — F. K. 96. pp. 292—300.
- WINKLER B. 1883: A Gerecse és a Vértes-hegység földtani viszonyai. — F. K. 13. pp. 287—296.
- ZALÁNYI B. 1917: Jelentés az 1916. évben Balatonkenese környékén végzett geológiai munkálatokról. — É. J. 1916-ról, pp. 631—641.
- ZALÁNYI B. 1955: Kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — É. J. 1953-ról, 2. pp. 503—525.
- ZALÁNYI B. 1956: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — É. J. 1954-ről, pp. 187—210.
- ZALÁNYI B. 1959a: Magyarországi kagylósrák (Ostracoda) faunák rétegtani értékelése. — É. J. 1955—56-ről, pp. 425—442.
- ZALÁNYI B. 1959b: Tihanyi felső pannon Ostracodák. — F. I. É. K. 48. (1) pp. 195—216.
- ZEPHAROVICH, V. 1856: Die Halbinsel Tihany im Plattensee und nächste Umgebung von Füred. — Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Classe, 19. pp. 339—373.
- ZSIGMONDY, V. 1873: Mittheilungen über die Bohrthermen zu Harkány, auf der Margaretheninsel nächst Ofen und zu Lippik und den Bohrbrunnen zu Alesuth. — 80 p. Pest.

TÁBLÁK — PLATES

I. Tábla — Plate I

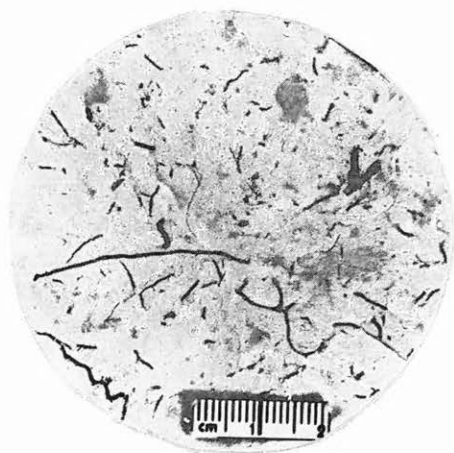
1. Zagyár közbetelepülés a lajoskomáromi Lk-1. sz. fúrás zalai tagozatában, 668,4 m-ben
2. Egykori növényi szálak helyét kitöltő bakteriopirit kiválások a budajenői Bó-2. sz. fúrás zalai tagozatában, 205,0 m-ben
3. Ua. *Pectinaria ostracopannonicus* maradvánnyal a budajenői Bó-2. sz. fúrás zalai tagozatában, 200,7 m-ben
4. Jellegzetes — a mag kiszáradása következtében létrejött — hasadékokkal átjárt vékony bentonit-betelepülés a lajoskomáromi Lk-1. sz. fúrás zalai tagozatában, 669,5 m-ben

* * *

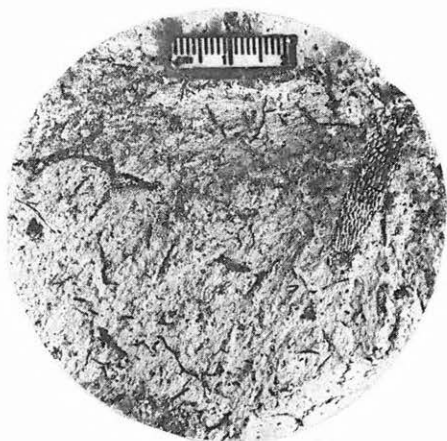
1. Interbedded turbidite layer, Zala Member, borehole Lk-1, Lajoskomárom, 668.4 m
2. Segregations of bacteriopyrite filling, spaces once occupied by plant filaments, Zala Member, borehole Bó-2, Budajenő, 205.0 m
3. Idem. With the remnant of *Pectinaria ostracopannonicus*, Zala Member, borehole Bó-2, Budajenő, 200.7 m
4. Peculiar interbedded bentonite layer interlaced by cracks due to desiccation of the drill core, Zala Member, borehole Lk-1, Lajoskomárom, 669.5 m



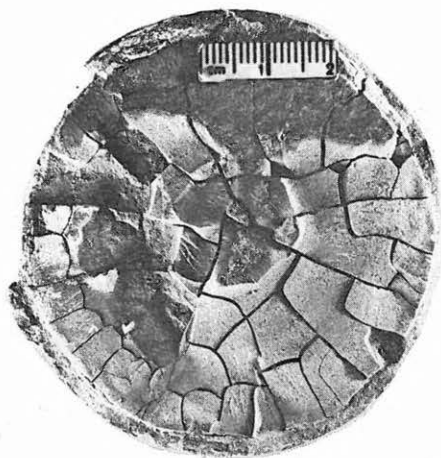
1



2



3



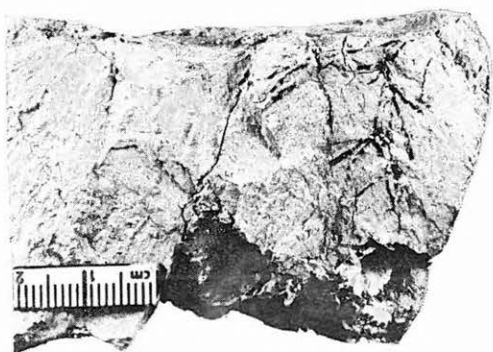
4

II. Tábla — Plate II

1. Szenesedett gyökérnyom a tabajdi Csv-32. sz. fúrás csákvári tagozatába tartozó egyik agyagmárgaréteg függőleges hasadékanak falán, 91,3 m-ben
2. Egykori kiszáradási hasadékok a Csór-5. sz. fúrás egyik, a csákvári tagozatba tartozó aleuritós agyagmárgarétegében, 65,1 m-ben
3. Egykori, jelenleg gipszkiválásokkal kitöltött kiszáradási hasadékok a Csór-6. sz. fúrás 102,0 m-ében települő, s az ősi tagozathoz tartozó agyagmárgában. A hasadékok melletti világosabb sávok szürke, a sötétebb foltok sárga színűek

* * *

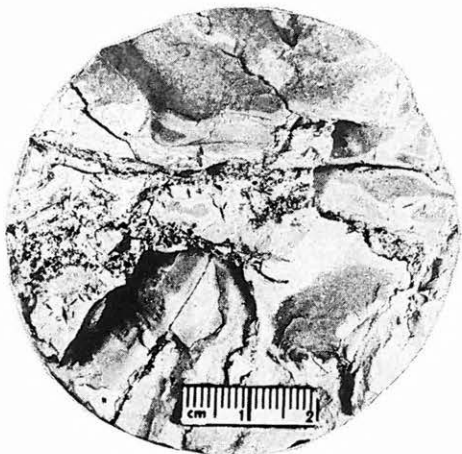
1. Traces of carbonized roots in the wall of a vertical fissure in a clay-marl layer, Csákvár Member, borehole Csv-32, Tabajd, 91.3 m
2. Desiccation cracks in a silty clay-marl layer, Csákvár Member, borehole Csór-5, 65.1 m
3. Desiccation cracks now filled by gypsum precipitates in clay-marls, Ósi Member, borehole Csór-6, 102.0 m. The lighter bands along the cracks are grey, the darker patches being yellow



1



2



3

III. Tábla — Plate III

1. Összehalmozott *Congeria czjzeki* félkagyló-maradványok az Ősi-69. sz. fúrás 113,0 m-éből, a csóri tagozat egyik agyagmárga-betelepüléséből
2. Magányos kavics a lovasberényi Csv-31. sz. fúrás 256,0 m-éből, a csóri tagozatból származó aleuritos agyagmárgából. A kavics mellett *Congeria partschi* markazitos félkagylója látható
3. Ua. az Ősi-69. sz. fúrás 120,2 m-éből a csákvári tagozat aleuritos agyagmárgarétegéből
4. „Ipszilon alakú” életnyom a lovasberényi Csv-31. sz. fúrás csóri tagozatába tartozó 228,0—237,5 m közötti agyagmárgás aleuritban

* * *

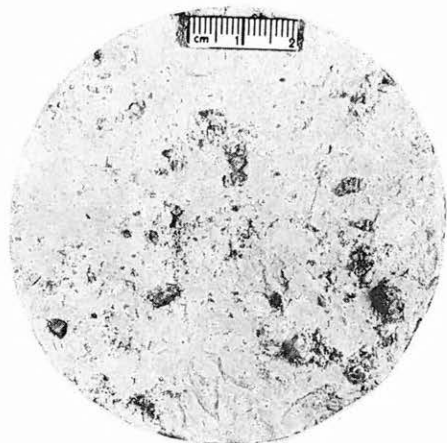
1. Postmortal accumulation of single valves of *Congeria czjzeki* from one of the clay-marl layers of the Csór Member, borehole Ősi-69, 113.0 m
2. Single pebble from the silty clay-marls of the Csór Member, borehole Csv-31, Lovasberény, 256.0 m. Beside the pebble there is a marcasitized single valve of *Congeria partschi*
3. Idem. From the silty clay-marls of the Csákvár Member, borehole Ősi-69, 120.2 m
4. Y-shaped ichnofossil from argillaceous-marly siltstones, Csór Member, borehole Csv-31, Lovasberény, 228.0—237.5 m



1



2



3



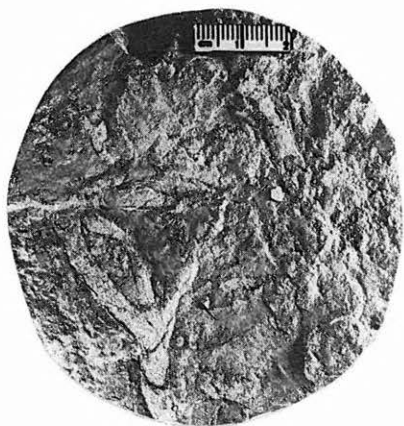
4

IV. Tábla — Plate IV

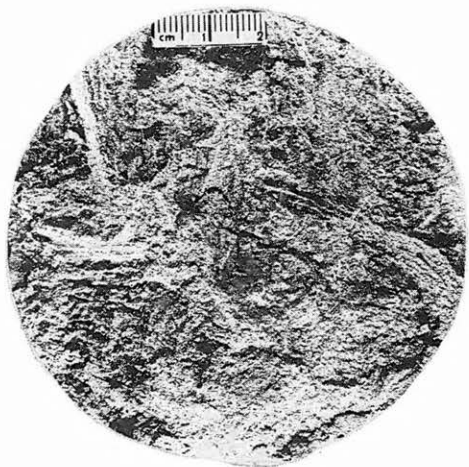
1. Pectinaria lakócső-maradványok szövedékéből álló aleuritréteg az Ősi-69. sz. fúrás 76,8 m-éből (esőri tagozat)
2. Ua. 111,5 m-ből
3. Gyöngykavics a császári Cát-2. sz. fúrás kiséri tagozatából, 30,0 m-ből

* * *

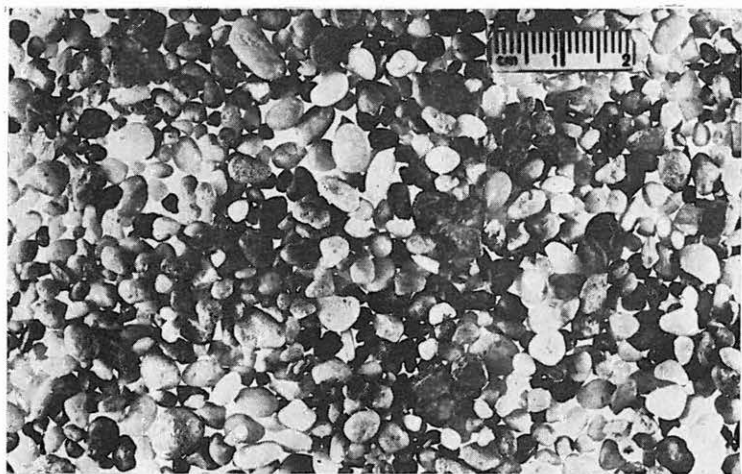
1. Siltstone layer consisting of a web of Pectinaria burrows, Csór Member, borehole Ősi-69, 76.8 m
2. Idem. From 111.5 m
3. Pearly gravel, Kisbér Member, borehole Cát-2, Császár, 30.0 m



1



2



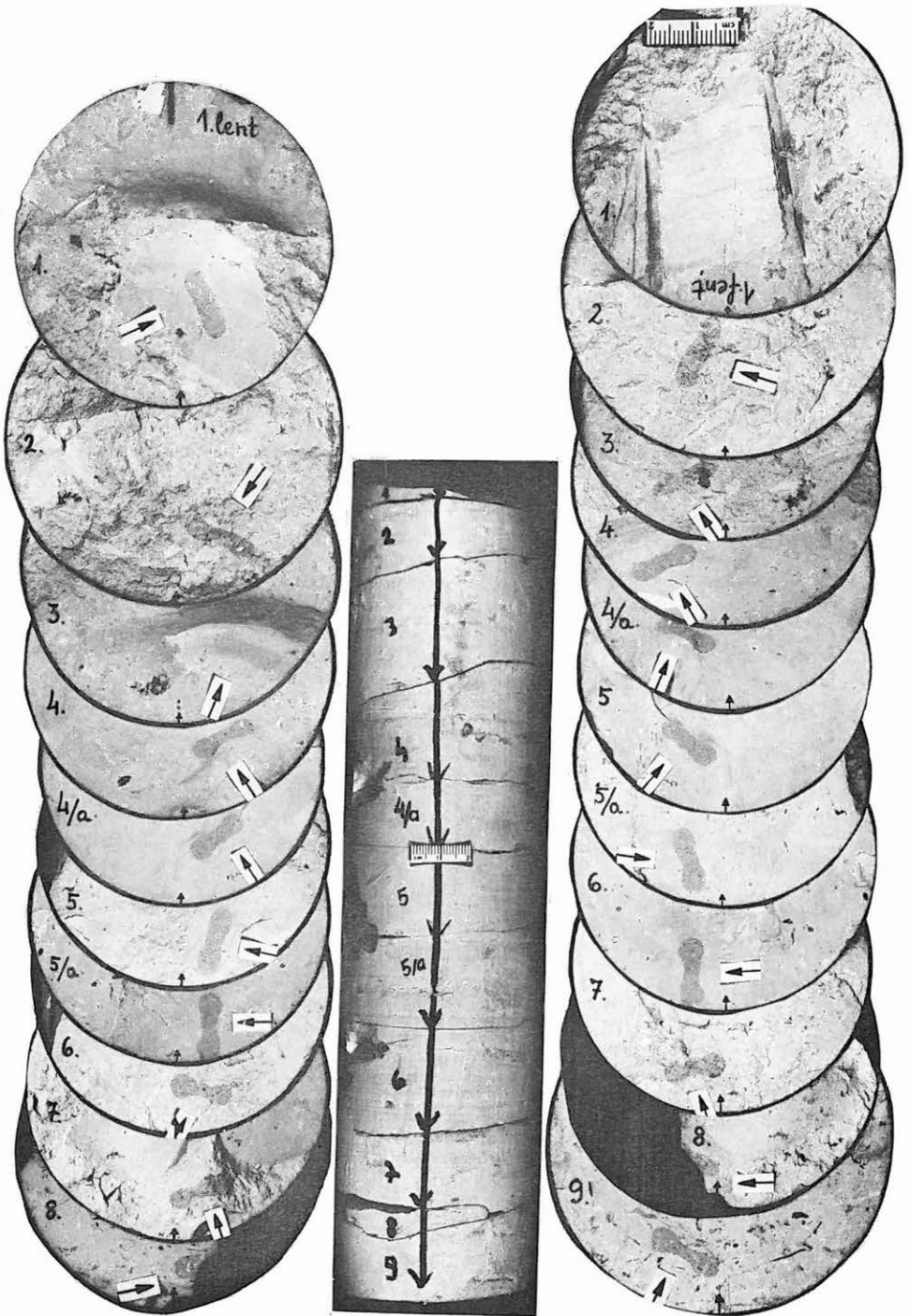
3

V. Tábla — Plate V

Piskóta alakú, kissé sötétebb árnyalatú kőzetanyaggal kitöltött lakójárat az alsópannoniai formáció-beli agyagmárgában. A középső képen levő fúrómag a tatai Tvg-62. sz. fúrás 23,0—23,2 m-ig terjedő szakasza. A mag oldalán levő nyíl a fekü felé mutat. A bal oldali képsorozat a középső kép magszeleteinek alsó, a jobb oldali ugyanazok felső felét mutatja. A 21 kép mindvégig azonos orientációban ábrázolja a magfelületeket, a fehér mezőben levő nyíl a lakójáratot jelzi. Mindkét képsoron jól követhető a járat csapásának csavarmenteszerű fordulása.

* * *

Biscuit-shaped burrow filled by somewhat darker sediment from clay-marls of the Lower Pannonian Formation. The drill core on the photograph in the centre shows the 23.0 to 23.2 m interval of borehole Tvg-62, Tata. The arrow on the left side of the core is pointed towards the footwall. The left-side series of photographs shows the lower half of the core slices from the central photograph, the right-side one showing their upper half. In all the 21 photographs the core surfaces are shown in one and the same orientation, the arrow in the white field indicates the burrow in which the animal dwelt. The helicoidal strike of the burrow in both the series of photographs is readily traceable.

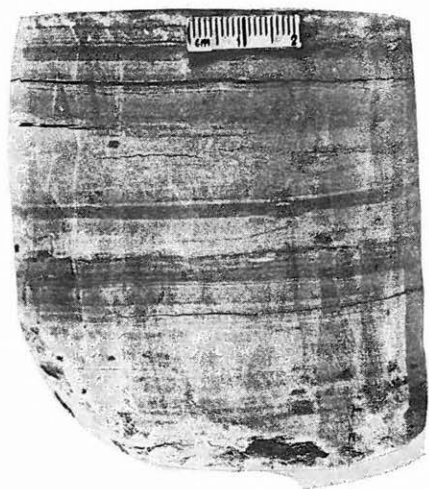


VI. Tábla — Plate VI

1. Párhuzamos lemezes—réteges aleurit a Kocs-3. sz. fúrás 31,0 m-éből, a somlói tagozatból
2. Ua. 10,6 m-ből
3. Arenicola járat és limonitosodott gyökérszálak az Ősi-69. sz. fúrás 54,0 m-éből, a somlói tagozat egyik agyagmárgarétegéből
4. Arenicola járatok a Kocs-3. sz. fúrás 23,9 m-éből, a somlói tagozat lemezesen rétegzett aleuritjából

* * *

1. Parallel laminated siltstone, Somló Member, borehole Kocs-3, 31.0 m
2. Idem. From 10.6 m
3. Arenicola burrow and limonitized root filaments from a clay-marl layer, Somló Member, borehole Ősi-69, 54.0 m
4. Arenicola burrows in laminated siltstones, Somló Member, borehole Kocs-3, 23.9 m



1



2



3



4

VII. Tábla — Plate VII

- 1—2. Termés (?) a lovasberényi Csv-31. sz. fúrás 76,5 m-éből, a somlói tagozat agyagmárgarétegéből
3. Halványszürke agyagmárga áttelér fekete huminites agyagmárgában a fehérvárcsurgói Fcs-160. sz. fúrás 65 m-éből, a somlói tagozatból
4. Áttelér szürke agyagmárgában a Kocs-3. sz. fúrás 148 m-éből, a somlói tagozatból

* * *

- 1—2. Fruit (?) of a plant, clay-marl, Somló Member, borehole Csv-31, Lovasberény, 76.5 m
3. Pale grey clay-marl vein in black huminitic clay-marl, Somló Member, borehole Fcs-160, Fehérvárcsurgó, 65 m
4. A vein in grey clay-marls, Somló Member, borehole Kocs-3, 148 m



1



2



3



4

Jámbor Á. 1975

ROCKS UNDERLYING THE PANNONIAN GROUP AND AREAS INVADED BY LATE NEOGENE TRANSGRESSIONS IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

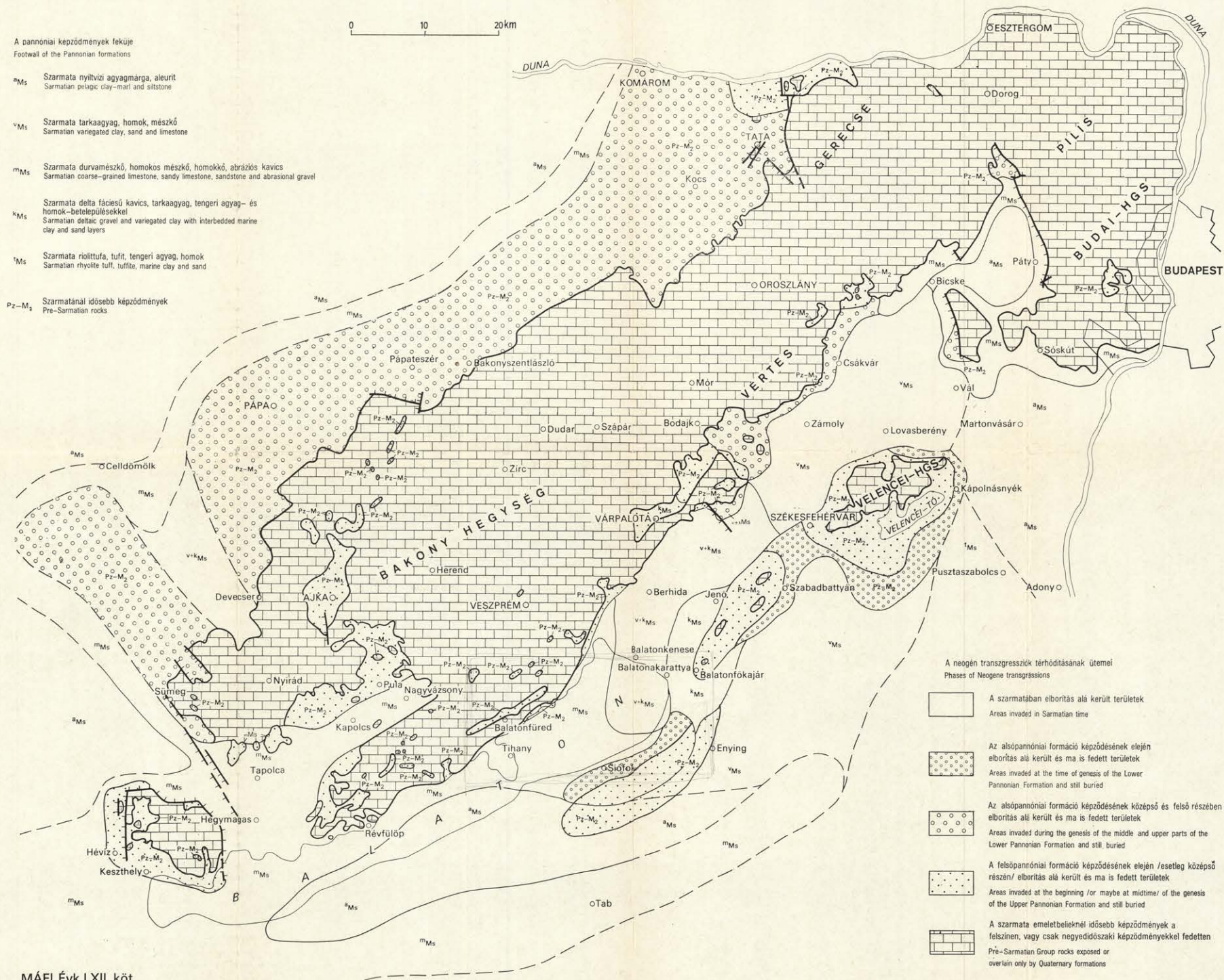


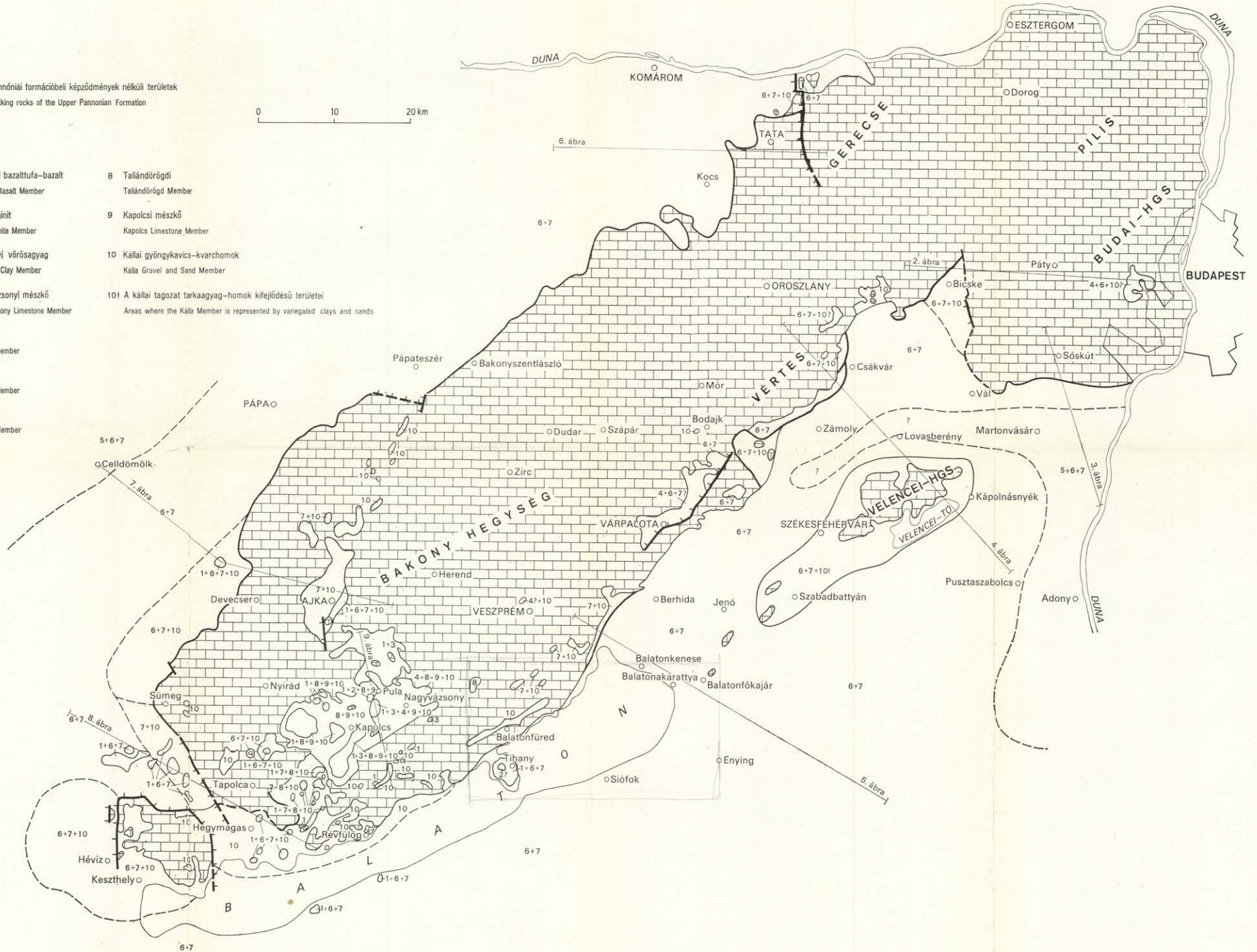
CHART SHOWING THE EXTENSION OF UPPER PANNONIAN FORMATION MEMBERS IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

Felsőpannóniai formációbeli képződmények nélküli területek
Areas lacking rocks of the Upper Pannonian Formation

0 10 20 km

Tagozatok
Members

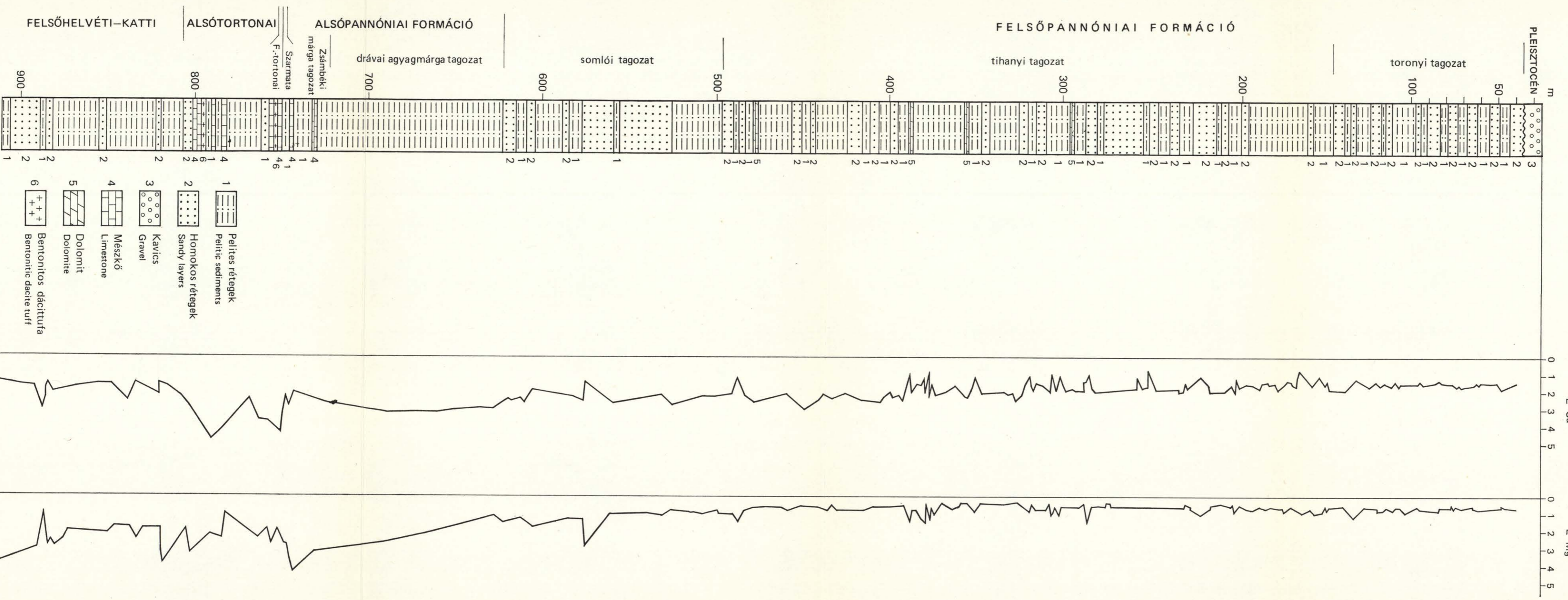
- | | |
|---|--|
| 1 Tapolcai bazalttufa-bazalt
Tapolca Basalt Member | 8 Taliándörögdí
Taliándörögd Member |
| 2 Pulai alginit
Pula Alginite Member | 9 Kapolcsi mészkő
Kapolcs Limestone Member |
| 3 Kabhegyi vörössagyag
Kabhegy Clay Member | 10 Kállai gyöngykavics-kvarchomok
Källa Gravel and Sand Member |
| 4 Nagyvázsonyi mészkő
Nagyvázsony Limestone Member | 10I A kállai tagozat tarkaagyag-homok kifejlődésű területei
Areas where the Källa Member is represented by variegated clays and sands |
| 5 Toronyi
Torony Member | |
| 6 Tihanyi
Tihany Member | |
| 7 Somlói
Somló Member | |



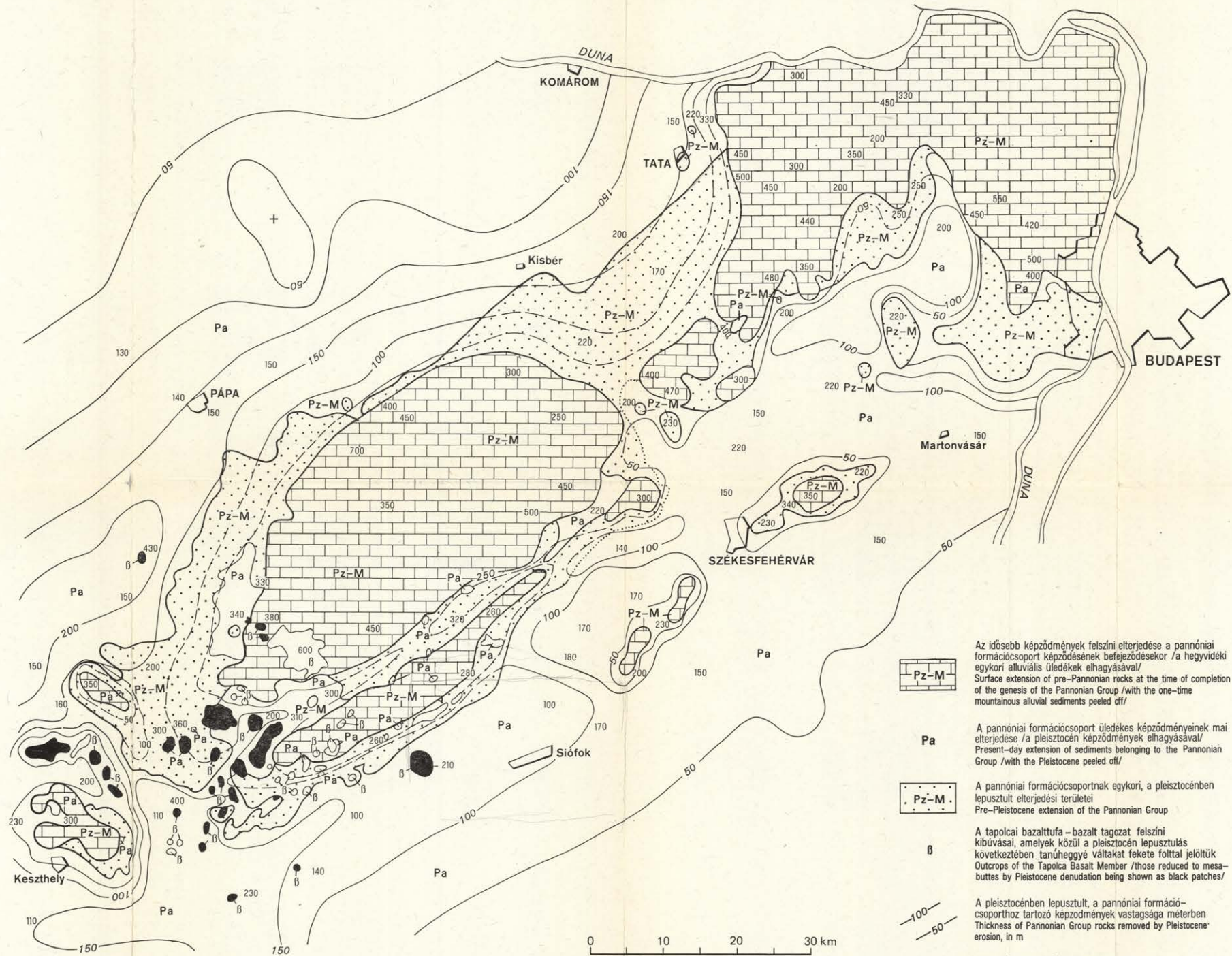
RÉTEGEINEK SÓSSÁGI EGYÜTHATÓI

Csajághy G. és Jámbor Á. 1975

SALINITY COEFFICIENTS OF STRATA BELONGING TO THE PANNONIAN GROUP AS CALCULATED FOR BOREHOLE TÖ-1 AT TÖKÖL



THICKNESS OF PANNONIAN ROCKS LOST TO QUATERNARY EROSION IN THE NEIGHBOURHOOD OF THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS



Az idősebb képződmények felszíni elterjedése a pannóniai formációcsoport befejeződésékor /a hegyvidéki egykori alluvialis üledékek elhagyásával/
 Surface extension of the Pannonian rocks at the time of completion of the genesis of the Pannonian Group /with the one-time mountainous alluvial sediments peeled off/

Pa

A pannóniai formációcsoport üledékes képződményeinek mai elterjedése /a pleisztocén képződmények elhagyásával/
 Present-day extension of sediments belonging to the Pannonian Group /with the Pleistocene peeled off/



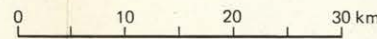
A pannóniai formációcsoportnak egykori, a pleisztocénben lepusztult elterjedési területei
 Pre-Pleistocene extension of the Pannonian Group

β

A tapolcai bazalttufa - bazalt tagozat felszíni kibúvási, amelyek közül a pleisztocén lepusztulás következtében tanúhegygé váltakot fekete folttal jelöltük
 Outcrops of the Tapolca Basalt Member /those reduced to mesa-buttes by Pleistocene denudation being shown as black patches/



A pleisztocénben lepusztult, a pannóniai formációcsoporthoz tartozó képződmények vastagsága méterben
 Thickness of Pannonian Group rocks removed by Pleistocene erosion, in m



170

Jellemző mai térszíni magassági érték
 Characteristic value of altitude of the present-day land surface