

GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI INSTITUTI GEOLOGICI HUNGARIAE
AD ILLUSTRANDAM NOTIONEM GEOLOGICAM
ET PALAEOLOGICAM

SERIES GEOLOGICA

TOMUS 22

DR. HÁMOR GÉZA: A NÓGRÁD—CSERHÁTI KUTATÁSI TERÜLET FÖLDTANI VISZONYAI
DR. GÉZA HÁMOR: GEOLOGY OF THE NÓGRÁD—CSERHÁT AREA

BUDAPESTINI, IULIUS 1985

Lektor:
DR. BARTKÓ LAJOS

Szakreferens és szerkesztő:
DR. DEÁK MARGIT

Fordító:
KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor:
DR. DUDICH ENDRE

HU ISSN 0367-4150
Megjelent a Műszaki Kiadó gondozásában
Budapest, 1985
Műszaki vezető: KÖRIZS KÁROLY
Műszaki szerkesztő: METZKER SÁNDOR
A könyv formátuma: A/4
Terjedelem: 38,50 + mellékletek – Példányszám: 1000
Betűcsalád és -méret: Times, 9/10 p.
Papírmínőség: 100 g Hungaromatt
Azonossági szám: 01403
Szedte a Nyomdaipari Fényszedő Üzem (857573/8)

| | |
|---|-----|
| Előszó | 7 |
| Bevezetés | 8 |
| A terület földrajzi helyzete | 10 |
| Kutatástörténet | 12 |
| A kutatási terület a magyarországi neogén fejlődéstörténet rendszerében | 17 |
| Rétegtani leírás | 21 |
| Alsó-oligocén | 21 |
| Kiscelli emelet | 21 |
| Kiscelli Agyag Formáció | 21 |
| Felső-oligocén | 24 |
| Egri emelet | 24 |
| Szécsényi Slír Formáció | 24 |
| Az oligocén vulkanizmus | 28 |
| Pétervásárai Homokkő Formáció | 30 |
| Becskei Formáció | 34 |
| Alsó-miocén | 40 |
| Eggenburgi emelet | 40 |
| Budafoki Homok Formáció | 40 |
| Szorospataki Homokkő Tagozat | 44 |
| Berceli Homok Tagozat | 44 |
| Ordaspusztai Homok Tagozat | 44 |
| Putnoki Slír Formáció | 46 |
| Ilinyi Agyagmárga Tagozat | 46 |
| Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció | 47 |
| Ottnangi emelet | 50 |
| Gyulakeszi Riolittufa Formáció | 50 |
| Salgótarjáni Barnaköszén Formáció | 55 |
| Nógrádmegyeri Tagozat | 57 |
| Kisterenyei Tagozat | 57 |
| Középső-miocén | 65 |
| Kárpáti emelet | 65 |
| Egyházasgergei Homokkő Formáció | 65 |
| Kazári Homokkő Tagozat | 65 |
| Egyházasgergei Homokkő Tagozat | 69 |
| Garábi Slír Formáció | 80 |
| Fóti Formáció | 94 |
| Hasznosi Andezit Formáció | 100 |
| Tari Dácittufa Formáció | 102 |
| Az áthalmozott tufák kérdése | 106 |
| Bádeni emelet | 109 |
| Lajtai Formációcsoport | 109 |
| Nógrádszakáli Márga Formáció | 109 |
| Sámsonházai Formáció | 133 |
| Mátrai Vulkanit Formáció | 138 |
| Felső-miocén | 147 |
| Rákosi Lajtamészke Formáció | 147 |
| Szilágyi Agyagmárga Formáció | 151 |

| | |
|--|-----|
| Szarmata emelet | 153 |
| Galgavölgyi Formációcsoport | 153 |
| Sajóvölgyi Formáció | 153 |
| Galgavölgyi Riolituffa Formáció | 157 |
| Kozárdi Formáció | 159 |
| Ösföldrajzi és fáciesviszonyok | 171 |
| A terület ösföldrajzi rekonstrukciójának kutatástörténeti előzményei | 171 |
| Módszertani kérdések | 172 |
| Az orogén ciklusok fejlődéstörténeti és ösföldrajzi rekonstrukciója | 172 |
| Szávai orogén ciklus | 172 |
| Oligocén végi események | 172 |
| Miocén kezdeti események | 173 |
| A szávai orogén ciklus összefoglalása | 178 |
| Stájer orogén ciklus | 180 |
| A stájer orogén ciklus összefoglalása | 183 |
| Lajtai orogén ciklus | 188 |
| A lajtai orogén ciklus összefoglalása | 195 |
| Rétegtani kiértékelés | 205 |

* * *

| | |
|---|-----|
| Foreword | 217 |
| Introduction | 219 |
| Geographic situation | 221 |
| History of research | 222 |
| The study area in the Neogene geohistory of Hungary | 226 |
| Stratigraphic description | 228 |
| Lower Oligocene | 228 |
| Kiscellian Stage | 228 |
| Kiscell Clay Formation | 228 |
| Upper Oligocene | 228 |
| Egerian Stage | 228 |
| Szécsény Schlier Formation | 228 |
| Oligocene volcanism | 230 |
| Pétervására Sandstone Formation | 230 |
| Becske Formation | 231 |
| Lower Miocene | 234 |
| Eggenburgian Stage | 234 |
| Budafok Sand Formation | 234 |
| Szorospatak Sandstone Member | 235 |
| Bercel Sand Member | 235 |
| Ordaspuszta Sand Member | 236 |
| Putnok Schlier Formation | 236 |
| Iliny Claymarl Member | 236 |
| Zagyvapálfalva Clay Formation | 237 |
| Ottományi Stage | 239 |
| Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation | 239 |
| Salgótarján Browncoal Formation | 240 |
| Nógrádmegyer Member | 241 |
| Kisterenye Member | 241 |
| Middle Miocene | 243 |
| Kárpáti Stage | 243 |
| Egyházasgerge Sandstone Formation | 243 |
| Kazár Sandstone Member | 243 |
| Egyházasgerge Sandstone Member | 244 |
| Garáb Schlier Formation | 245 |
| Fót Formation | 247 |
| Hasznos Andesite Formation | 249 |
| Tar Dacite Tuff Formation | 251 |
| The Problem of redeposited tuffs | 252 |
| Badenian Stage | 254 |
| Leithakalk Group | 254 |

| | |
|---|-----|
| Nógrádszék Marl Formation | 254 |
| Sámsonháza Formation | 255 |
| Mátra Volcanics Formation | 256 |
| Upper Miocene | 259 |
| Rákos Leithakalk Formation | 259 |
| Szilágy Claymarl Formation | 261 |
| Sarmatian Stage | 262 |
| Galgavölgy Group | 262 |
| Sajóvölgy Formation | 262 |
| Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation | 264 |
| Kozárd Formation | 265 |
| Palaeogeography and palaeoenvironments | 267 |
| Palaeogeographic reconstruction of the study area: precedents in research history | 267 |
| Methodological problems | 268 |
| Geohistorical and palaeogeographic reconstruction of orogenic cycles | 268 |
| Savian orogenic cycles | 268 |
| Latest Oligocene events | 268 |
| Initial Miocene events | 269 |
| Recapitulation of the Savian orogenic cycle | 274 |
| Styrian orogenic cycle | 276 |
| Recapitulation of the Styrian orogenic cycle | 279 |
| Leithaian orogenic cycle | 283 |
| Recapitulation of the Leithaian orogenic cycle | 287 |
| Stratigraphic evaluation | 291 |
| Irodalom — Bibliography | 297 |

Az észak-magyarországi miocén a Kárpát-medence és a környező területek fiatal harmadidőszaki összletének kiemelkedő fontosságú és szépségű tagja. Ösföldrajzi szempontból összekötő lánc a nyugat- és kelet-európai kifejlődési területek, a Bécsi-medence, nyugati-Kárpátok és az Erdélyi-medence, Géta-depresszió között a Középső-Paratethys területén.

E lánc legszebb, legváltozatosabb, problémákban leggazdagabb szeme a nógrád—cserháti terület, melyet közel két évszázad alatt öt geológusnemzedék kiváló kutatóinak temérdek munkája a klasszikus típusú területek rangjára emelt. Itt található hazánkban a legteljesebben kifejlődött miocén rétegsor; a harmadidőszaki képződményekkel foglalkozó geológus-, paleontológus-, sztratigráfus-, vulkanológus-, bányász generációk gondolatformálásának iskolája; a miocén rétegtan sok évtizedes és ma már klasszikusnak tekinthető vitáinak tárgya és színtere. Területe soha nem volt divatos áramlatok, könnyed stílusgyakorlatok eszköze; a földtörténeti múlt nyomasztó és fenséges nagysága a terület minden kutatóját teljes odaadásra, a legkisebb eredmény megszenvedésére kötelezte. És mégis — talán éppen ezért — titkainak felderítésére kutatóintézetek, bányák, egyetemi tanszékek küldték újra és újra rohamra felnövekedett utánpótlásukat, akik majdnem életüket (legtöbbször annak hosszú évtizedeit) töltötték e nemes harcban.

Magam tudatosan, önkéntesként csatlakoztam e harchoz. Lehetőségeimet — ez esetben ez nem ellentmondás — éppen az elmúlt 30 békeév szabta meg: alapos előzetes kiképzés; kiváló felszerelés „nehéztüzérséggel”; szakmájukat, feladatukat fanatikusan tisztelő és szerető harcostársak (obsitos-korban levő zászlóvivők és újoncok) és akiknek legtöbbet köszönhetek, a megnyugtató és biztos háttér — családom.

A hasonlatnál maradva: hat rohamot állt ki és sok töretlen falrész keríti még ma is e terület földtani ismeretességét. Ha munkám eredményeit összegeznem kell: talán sikerült felderítenem néhány — eddig ismeretlen — pontját és átkaroló hadmozdulatokkal (tágabb környezetének birtokbavételével) az újabb feladatok megoldásához kedvezőbb stratégiai helyzetet teremteni.

Munkámat ajánlom mindazoknak, akik segítettek.

A SZERZŐ

A Magyar Állami Földtani Intézet 1958-ban megindított nagyszabású részletes földtani térképezési és nyersanyagkutatói programja tízéves munka után elérkezett az első összefoglalások és a további feladatmeghatározás szintjére.

A lezárás stádiumában levő mátrai és tokaj-hegységi monográfiák folyamatosságának biztosítása, az egyre határozottabban körvonalazódó észak-magyarországi kutatási feladatok koncentrált erővel történő megoldása érdekében DR. FÜLÖP JÓZSEF akadémikus az Intézet akkori igazgatója 1967-ben megbízott a Földtani térképezési főosztály keretében létesítendő Észak-magyarországi osztály megszervezésével. Az osztály feladata volt a mátrai és tokaji munkák befejezése, a nógrád—cserhádi kutatási terület 1:25 000 méretarányú földtani térképezése, a Börzsöny ércutatási célú részletes földtani felvétele. E munka keretében csak a nógrád—cserhádi kutatási terület földtani vizsgálatának eredményeit mutatom be.

A terület és tágabb környezete gazdaságföldtani fontosságára már 100 évvel előbb felhívta a figyelmet HAUER F. (1868, p. 77) az első, a Bécsi Földtani Intézet által végzett földtani felvételek befejezésekor:

„A régebbről sokkal nagyobb területet foglal el Magyarországon az újabb harmadkori képezet. Ennek, még csak kezdetben levő tanulmányozása, bővíteni és kiegészíteni fogja nézeteinket, melyekhez a bécsi medencében, a magyar harmadkori tenger egyik öblében tett vizsgálataink vezettek. De becses gyakorlati fontosságot nyer e tanulmányozás, mivel az újabb harmadkori rétegek magokban foglalják a barnaszén és lignitek nagy mennyiségét, miknek felkeresése és kiaknázása a nagyobb iparral, de az erdei birtok fogyásával is mindinkább növekedni fog. . . Már az áttekintési térkép szerkesztése mellett megkísérelték a trachitneműeket több közetcsoporthoz felosztani s érczartalmuk feltételeit kipuhatolni, mert e csoportozatok egyikének, a zöldegy-trachitoknak főleg, köszönhetik a Kárpátvidékek a nemes érczekbeni bőségüket. . .”

E mindmáig helytálló idézet születése óta eltelt évszázad tapasztalatai alapján a terület kutatásának indokait a következőkben foglaltuk össze:

1. A terület ismeretességi foka — a kiválóan tanulmányozott részletek ellenére — alacsony. Rendszeres, szelvényyszerű földtani felvétel a bécsi átnézetes- (1858—1866) és az ID. NOSZKY JENŐ által 1906—1935 között végzett részletes-, majd 1:75 000 méretarányban kiadott térképek felvétele óta nem történt.

2. A területen fejlődött ki a hazai legteljesebb oligocén—miocén rétegösszlet, így sok tekintetben a hazai harmadidőszaki rétegtan alapvető kérdéseinek megoldásához szolgáltathat kulcsot. Ezt bizonyítja, hogy az új Magyar Rétegtani Lexikon 83 miocén rétegtani egységének 32%-át, több mint egyharmadát e területről írták le!

3. A kutatási terület ÉK—DNy irányban elhelyezkedő oligocén—miocén depresszió felett helyezkedik el. A depresszió a szárnyakon (Fedémes, Őrszentmiklós) talált kőolaj- és földgáz indikációk, az üledékösszletek 3000 métert meghaladó vastagsága, a Mátra északi előterében talált kőolajnyomok és az egri szénhidrogén-lelőhelyek analógiája alapján perspektivikus kőolaj- és földgázkutatásra alkalmas. A perspektivikus terület, valamint a déli határát alkotó Darnó-vonal és az északi határt alkotó kiemelt helyzetű Balassagyarmat—Szécsény körüli terület földtani és szerkezeti kutatása a szerkezeti síkok által meghatározott horizontális és vertikális fáciesváltozások és a szénhidrogének keletkezése és tárolása közötti ismert összefüggések miatt az előkutatási fázisban szükséges.

4. A Mátra Ny-i és a Cserhát D-i előterében elhelyezkedő Zagyva-árok területe alkalmas vegyes ásványi anyagok távlati kutatására. Az ősföldrajzi helyzet és fejlődéstörténet lehetővé tette vulkáni eredésű közetváltozások különböző fokú lebontását, szelektív képződését és felhalmozódását (bentonitok, trasszok, különböző építőipari nyersanyagok).

5. A barnakőszén-bányászat 1966—72 közötti visszafejlesztésére tekintet nélkül be kellett fejezni a prognosztikus területek lehatárolását. A lignitkutatás perspektíváinak tisztázását az ismert irodalmi adatok és a Mátra—Bükk előtéri előfordulások analógiája alapján a déli Cserhátban elő kellett készíteni.

6. A Börzsöny ércföldtani kutatásának előkészítése igényelte az üledékes aljzat és a tágabb környezet megismerését.

7. Végül — de nem utolsósorban — időszerű volt a bányászat visszavonulása előtt a fellelhető földtani információk összegyűjtése, újraértékelése.

Figyelemre méltó, hogy ID. NOSZKY J. már 1912-ben (p. 67) — egy akkori gazdasági visszafejlődés hatására — ezt írta a területről:

„... féltő, hogy közgazdasági jelentőségének elmúltával tudományos tekintetben is visszasüllyed a „terrae incognitae” közé, holott minden lehetőség megvolt (és ma még megvan) arra, hogy a földtani tudomány számára értékesíthessük a feltárt adatokat, eredményeket.”

A nógrád—cserhádi terület kutatásának célja volt tehát:

— új adatok, összefüggések és törvényszerűségek feltárásával, majd ezek szintézisével továbbfejleszteni a terület földtani felépítéséről, szerkezeti viszonyairól alkotott elképzeléseket;

— korszerű és komplex vizsgálati módszerekkel alátámasztott prognózisokkal elősegíteni az ország nyersanyagellátottságát;

— ráirányítani a figyelmet a helyi nyersanyag-lelőhelyek kutatási perspektíváira, különös tekintettel a barnaköszén-bányászat csökkenéséből adódott akkori helyzetre és az országrész növekvő jelentőségű távlati fejlesztési kérdéseire.

Fenti indoklással meghatározott célkitűzéseink a kezdetben kielégítőnek tűnő földrajzi kereteket természetesen szétfeszítették. Fáradtságos munka árán jutottam el ID. NOSZKY J. (1912a, p. 90) által fél évszázad előtt publikált felismeréshez:

„Az általánosítások többnyire megváltoznak, ha nagyobb területet veszünk figyelembe. Ezért váltak a régi általánosítások csak igen kis körre érvényes részlettanulmányokká.”

E buktatót elkerülendő, terjesztettük ki a részletes vizsgálatokat a Börzsöny területére, majd lépték- és módszerváltással Észak-Magyarország Ny-i, később K-i részére.

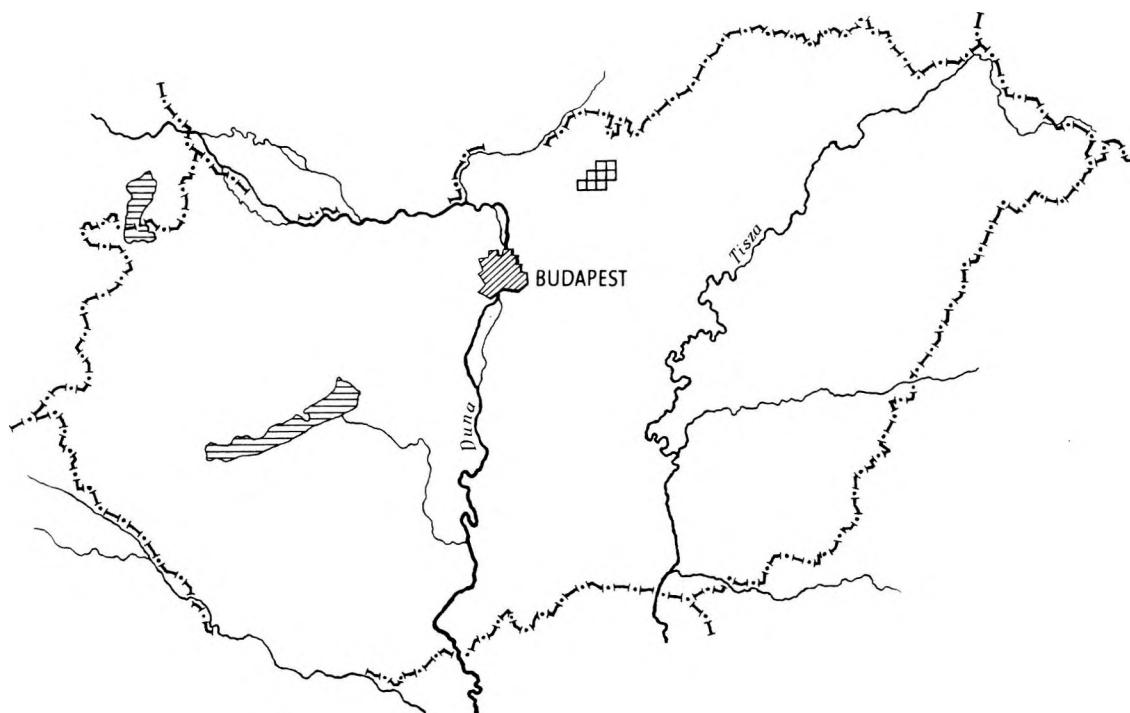
Nem önigazolás tehát, hanem a természettudományos módszer követelte eszköz, ha — VADÁSZ ELEMÉR professzor, tanítómesterem szavaival élve — „a nagy egész” keretébe illesztve mutatom be a címadó részterületet.

A TERÜLET FÖLDRAJZI HELYZETE

A nógrád—cserháti terület Magyarország É-i határának középső részén helyezkedik el (1. ábra). Földrajzilag az Északi-középhegység tagja, a Börzsöny és a Mátra között. A kutatási terület részterületei: a Keleti-Cserhát, az Északkeleti-Cserhát, a Déli-Cserhát és a Karancs—Medves hármaskörzet (Tarján-patak—Felső-Zagyva köze).

A Keleti-Cserhát 250—450 m magas középhegység. Itt található egyben a kutatási terület legmagasabb pontja, az 567 m magas Tepke-hegy. A Déli-Cserhát D felé lankásodó dombvidék, az Északkeleti-Cserhát élénken hullámos dombvidék, a Tarján-patak—Felső-Zagyva köze pedig feldarabolt dombvidék vulkáni kúpokkal.

A területet Ny felől a Nyugati-Cserhát, É-ről és ÉNy-ról az Északi Cserhát határolja. Ez utóbbi nagyjából a vízválasztó is: a vízfolyások DK-re a Galga, ill. a Zagyva, ÉK-re az Ipoly vízrendszerébe futnak le.



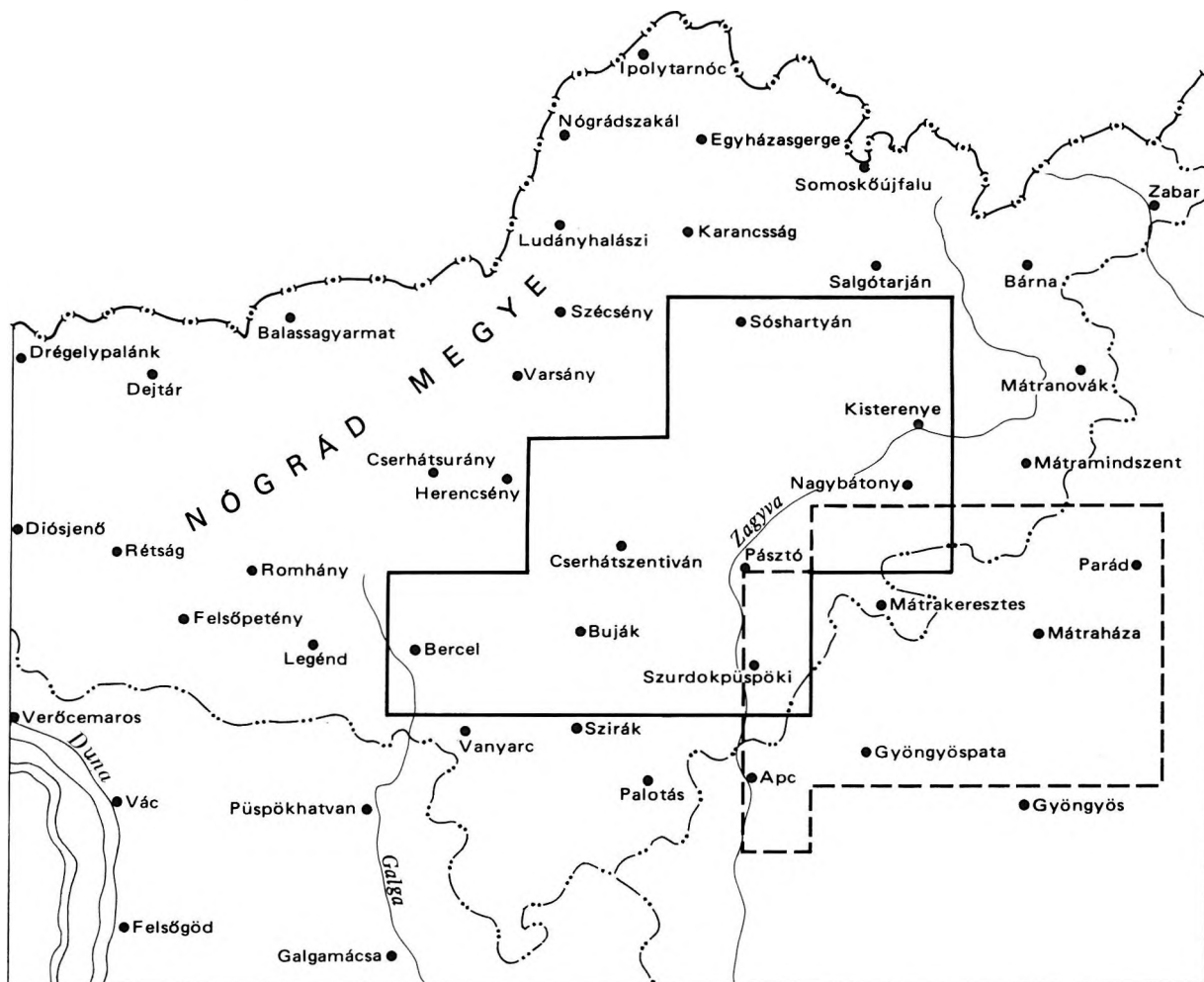
1. ábra. A térképezett terület földrajzi helyzete

Fig. 1. Geographic position of the mapped area

A területen áthúzódó Galga-völgye olyan határ, ahol a földrajzi és a földtani tájegység-beosztás azonos: az ÉNy—DK irányú Galga-vonal — mint szerkezeti mélytörés — a határ, a „Duna-balparti rögök és paleogén fedőhegysége” földtani tájegység és a „Cserhát—Mátra” földtani tájegység között. Ennek EK-i határát az ugyancsak ÉNy—DK-i lefutású sóshartyán—szenkúti mélytörés alkotja, melytől ÉK-re már a Nógrádi-medence földtani tájegysége helyezkedik el.

E földtani tájegységektől eltérő — kifejlődési területek szerinti — felosztást is alkalmazunk egyes időszakok ösföldrajzi jellemzésére, melyek ismertetésére a megfelelő fejezetben visszatérünk.

Fentiekből nyilvánvaló, hogy a „nógrád—cserhádi kutatási terület” megjelölés a kutatási program területi elhatárolása során keletkezett, éppen a földtani felépítés és szerkezeti determináció eltéréseinek kimunkálása céljából (2. ábra).



1 ——— 2 - - -

2. ábra. A kutatási terület közigazgatási beosztása

1. Nógrád—cserhádi kutatási terület, 2. az 1968-ban lezárt mátrai térképezési terület

Fig. 2. Administrative division of the study area

1. The study of Nógrád—Cserhát area, 2. area of mapping completed in the Mátra in 1968

A terület földtani kutatása közel 180 éves múltra tekint vissza. A bányászati irodalom műszaki vonatkozásait nem tekintve, több mint háromszázötven cikk, tanulmány, jelentés, összefoglalás jelent meg ezen idő alatt a terület földtani viszonyairól.

A kutatások történeti fejlődését két tényező határozta meg: a korán kifejlődött barnaköszén-bányászat és a terület változatos földtani felépítése.



3. ábra. A kutatási területről 1855—1975 között publikált munkák grafikonja

Fig. 3. Graph showing the works published on the study area between 1855 and 1975

Az 1. táblázatból kitűnik, hogy a földtani irodalom háromnegyedét a rétegtani, őslénytani, ásvány—közettani tanulmányok teszik ki. Az egyetlen nyersanyagra települt bányászat bányaföldtani irodalma az egésznek mintegy tizedrészét teszi ki. A grafikon (3. ábra) azonban az irodalmi termés egyértelmű kötődését mutatja a bányászat négy nagy konjunkturális időszakához. Az 1860-as, 70-es évek kezdeti fellendülése, az I. és II. világháborút megelőző konjunktúra, majd a felszabadulást követő óriási fellendülés 1955—65 között minden esetben a kutatások újraindítását is maga után vonta. Ezt alátámasztja a bányaföldtani és a hozzá szorosan kapcsolódó hidrogeológiai irodalom darabszámának növekedése is.

A terület kutatástörténetében hat szakaszt különíthetünk el. Az elhatárolás többé-kevésbé önkényes, mégis jól tükrözi a különböző iskolák, csoportosulások egymásra épülő kutatási célkitűzéseit, eredményeit, a többször megindított kutatások erőfeszítéseit — nemegyszer torzóit.

A terület földtani irodalmának megoszlása 1875 és 1975 között
Quantitative distribution of the geological literature devoted to the study area between 1875 and 1975

1. táblázat — Table 1

| | Földtani térképezés | Őslénytani | Rétegtan—földtan | Ásvány—közettan | Bányaföldtan | Hidrogeológia |
|----------|---------------------|------------|------------------|-----------------|--------------|---------------|
| 1875-ig | 13 | 4 | 11 | 5 | 5 | — |
| 1885 | — | — | 2 | 6 | 1 | — |
| 1895 | — | — | — | 1 | 2 | — |
| 1905 | — | 6 | 1 | — | 5 | — |
| 1915 | — | 2 | 12 | 5 | 4 | — |
| 1925 | — | 6 | 9 | 3 | — | 1 |
| 1935 | — | 6 | 9 | 7 | 3 | 3 |
| 1945 | — | 10 | 15 | 6 | 12 | 10 |
| 1955 | — | 16 | 11 | 2 | — | — |
| 1965 | 22 | 14 | 16 | 9 | 7 | 8 |
| 1975 | 11 | 13 | 36 | 19 | 1 | 3 |
| Összesen | 26 | 77 | 122 | 63 | 40 | 25 |

Mindösszesen: 353 db

1. A kutatások kezdeti lépéseit jelzik a XVIII. század végi, XIX. század eleji útleírások, természetleírások. A külföldi utazók közül TOWNSON R. (1797), ESMARK J. (1790), STASZIC S. (1806), BEUDANT F. S. (1822) munkásságát, a hazai természetvizsgálók közül ZIPSER K. A. (1817), MOCSÁRY A. (1826), BARRA I. (1839), KUBINYI F. (1843), HUNFALVI I. (1863—65) nevét említjük elsőként. Közülük STASZIC S., a lengyel geológia atyja jutott a térképi ábrázolás szintjéig: topográfiai adatokat, eltérő képződményeket, rétegcsapást, ásvány—kőzet és ősmaradvány-jelölést alkalmazott. Elsőként említi a sőshartyáni sősvíz-forrásokat. Már BEUDANTnak is feltűntek a „bazaltplatók” a „habkő-konglomerátumok fekete csillámmal” és csodálkozott a hozzá kapcsolódó trachit hiányán.

2. A terület első, nagyszabású és tervszerű földtani felvételét a bécsi Geologische Reichsanstalt végezte 1858—1866 között Haidinger W. vezetésével. Az 1:28 800 méretarányú felvételező munkában ANDRIAN F., BÖCKH J., FOETTERLE F., GÖBL W., HINTERHUBER O., PAUL C. M., STACHE G., WOLF H. vettek részt.

Az 1:144 000 méretarányra redukált, kézi színezésű térképlapok közül négy mutatja be tanulmányunk területét, a G. 5. Balassagyarmat, a G. 6. Vác, a H. 5. Fülek és Pétervására, valamint a H. 6. Eger és Gyöngyös jelű lapok. A munka tudományos színvonalát jelzi topográfiai helytállósága, jelkulcsának részletessége, helyes rétegtani—ábrázolástechnikai koncepciója. A térképek jelkulcsa 3—5 litológiai egységre bontva mutatja be a kvartert, 17 egységgel a terciert (a mai rupéliig).

Figyelemre méltó, hogy ugyanezen időtartam képződményeit ID. NOSZKY J. 70 évvel később (1935) térképén 4, ill. 11 egységgel ábrázolja. STACHE G.—BÖCKH J. (1865) elkülöníti a congeriás—cerithiumos rétegeket, lajtamészkövet, a „horni rétegeket”, a „hernalser Tegel”-t, a Cerithium margaritaceum rétegek fölötti (szandaváraljai és herencsenyi) ligniteket. PAUL C. M.—GÖBL W. (1866) adja első leírását a Salgótarján környéki „köszén formáció”-nak, megkülönbözteti az „alsó riolit és trachittufa” és a „felső trachit és riolittufa” képződményeket.

Ennek értékét az sem csökkenti, hogy sraffozásuk nyilvánvalóan rajzolási hibából történt felcserélése következtében az alsó tufa Szentkút, a felső tufa Kazár—Mátranovák környékén van jelölve, szemben a tényleges helyzettel.

A változatos vulkáni sorozatot bazalt, bazalttufa, trachit, trachittufa, trachit-breccsa, andezit jelöléssel térképezték. Rétegtanilag a congeriás rétegekkel kezdődően neogénre és az összes többi üledékes képződményt magában foglaló tercierre tagolták a rétegsort. A vulkanitok nagyobb részét korbesorolás nélkül jelzik, bár HINTERHUBER O. Szakál körül a vulkanitot a lajtamészkö-szintbe sorolta (1866).

A „bécsiek” eredményes munkája a tervszerű előkészítésnek, a jól szervezett és egységesített felvételi- és szerkesztő-munkának, az egyes kutatók óriási területi áttekintésének köszönhető. A kutatás e szakaszát HAUER F. az egész monarchia területét felölelő 1:576 000 méretarányú földtani térképének kiadása (1867—71) zárja le, melyet már csak FUCHS TH. paleontológiai munkái (1871, 1874) egészítenek ki.

3. A kutatások következő, 1869—1906 közötti időszaka egybeesik a független és önállósodott magyar geológia hőskorával. Megkezdődött a részletes vizsgálatok ideje, melyet tudománytörténetünk nagyjainak — többnyire hosszú időn át tartó — munkássága fémjelez, így: SZABÓ J. (1858—1879) két időszakot átívelő, tudományunknak úgyszólván minden területére (ásvány—kőzettan, őslénytan, rétegtan, földtan, bányaföldtan) kiterjedő vizsgálatait; HANTKEN M. (1868—1878) alapvető közénföldtani, rétegtani kutatásait; ANDREICS J. (1894—1899) és SCHMIDT S. (1897) bányászati közleményeit; SZONTÁGH T. (1880—1883) és PÁLFY M. (1900) petrográfiai; BÖCKH H. (1899), HALAVÁTS GY. (1899), TUZSON J. (1900), KOCH A. (1903—1904) őslénytani tanulmányai maradandó értékűek.

Az időszak eredményeit SCHAFARZIK F. 1892-ben megjelent monográfiája foglalja össze, a vulkáni képződmények első korszerű petrográfiai leírásával.

BÖCKH J. (1866) és HANTKEN M. (1878) által az időszak elején felállított helyi rétegtan (neogén: édesvízi emelet, cerithium emelet, lajtamészkö emelet, felső rétegcsoport, középső rétegcsoport (szénteleges), alsó rétegcsoport; oligocén: Cerithium margaritaceum rétegek, kiscelli tályag) alapvetően maig is helytálló. Részletezését SCHAFARZIK F. (1892) újabb litosztratigráfiai egységek bevezetésével (márkházai „pötzleinsdorfi” homok, acsai bryozoás homok) és a kor követelte sztratigráfiai nomenklatúra alkalmazásával egészítette ki [felső-mediterrán felső és alsó szintje, alsó-mediterrán, felső-oligocén (aquitán)].

4. Az 1906—1935 közötti időszakot ID. NOSZKY J. (1906—1940) munkássága jellemzi. Kezdetben egyéni ambíció alapján végzett kutatásait a M. királyi Földtani Intézet és más szervek hivatalos megbízásai alapján kiterjesztette Észak-Magyarország Ny-i részére és ennek központi tagját, a Cserhát-hegységet monografikus összefoglalásban tette közzé. Rendkívül tanulságos szemléletének, gondolkodásmódjának fejlődését egy-egy részterületről írott kiváló tanulmányában nyomon követni. Munkásságában a hazai és külföldi sztratigráfiai nézetek fejlődéstörténete tükröződik. Óriási területet ismert autopsziából; ezt az előnyt csökkentette a munka fél-emberöltőre való elhúzódása, a végső összefoglalás egy-két retrográd lépése és az 1:75 000 méretarányra redukált formában megjelent térkép jelkulcsának összevont formája. Működésének jelentőségét a megbízható, alapozó jellegű földtani felvételezés, óriási anyaggyűjtés, széles körű problémalátás húzza alá.

Ebben az időszakban kapott polgárjogot a bolognai kongresszuson elfogadott új miocén rétegtani beosztás (akvitan—burdigal—helvét—torton—szarmata). A tanulmányok és térképek kronosztratigráfiai rendszerben

mutatják be a földtani ismeretanyagot, mely nagyrészt oka a későbbi sztratigráfiai vitáknak. A terület ásvány-közzettani vizsgálata ekkor REICHERT R. (1925, 1928, 1930, 1931), VENDL A. (1912, 1932) és VENDL MÁRIA (1928a, b), földtani kőszénföldtani—hidrogeológiai ismeretessége SCHRÉTER Z. (1919, 1929) és VITÁLIS I. (1915, 1935) munkássága révén haladt előre. A hazai paleontológiában új korszakot nyitottak STRAUSZ L. (1923, 1924, 1925, 1929) fáciestanulmányai.

5. Új lendületet kapott a terület kutatása a harmincas évek gazdasági válságát követő konjunktúra idején, mely a II. világháború éveiben még fokozódott. Az újra a figyelem középpontjába kerülő kőszénvagyon kutatása mellett új feladatként jelenik meg a szénhidrogénkutatás.

VITÁLIS I. (1937, 1938, 1939a, b) helyzetképei és prognózisai, TELEGDI ROTH K. (1939) szénhidrogénkutatásai, VITÁLIS S. (1938a, b, 1939a, b, 1940, 1941, 1944) szénkutatásai és hidrogeológiai eredményei, valamint JUGOVICS L. (1934, 1939, 1940, 1942, 1944) petrográfiai alapozottságú kőbányászati eredményei a földtan szerepének a bányászatban történő ugrásszerű növekedését bizonyítják.

A M. Kir. Földtani Intézet is a legjobb erőit sorakoztatja fel a kőszén- és szénhidrogénkutatások földtani előkészítése és megalapozása érdekében. A SCHRÉTER Z. (1937, 1940a, b, c), PÁVAY-VAJNA F. (1948), FERENCZI I. (1939, 1940a, b, 1942), HORUSITZKY F. (1936, 1937, 1939, 1942), SZENTES F. (1943a, b) által végzett, ID. NOSZKY J. területeihez csatlakozó — sajnos befejezetlen — földtani térképezés új lito- és biosztratigráfiai elemekkel, részletes szerkezet-ábrázolással gazdagította regionális földtani ismereteinket.

Új vonás a specialisták nagyobb mértékű bevonása a munkába: BOGSCH L. (1935, 1936, 1937, 1942, 1943a, b, c) malakológiai, SZÖRÉNYI E. (1936) Echinoidea, MAJZON L. (1937, 1942) Foraminifera vizsgálatai a hazai őslénytani kutatás szempontjából is jelentősek.

Az időszakot a miocén rétegtani kutatás fellendülése, a francia iskola és kritikai szellem előtérbe kerülése, a hazai tudománytörténet klasszikus rétegtani vitája jellemzi. Eredményei torzóként maradtak ránk: jelentőségét a világos problémalátás, a kollektív munka első elemeinek megjelenése adja.

6. A felszabadulás utáni országépítés időszakát minden tekintetben az új alapok lefektetése jellemzi. A munka súlypontját a fokozott ütemű nyersanyagkutatás képezi: az áthúzódó szénhidrogénkutatás lezárása (Sóshartyán), újabb barnakőszén területek feltárása és termelésbe állítása. A kutatások vezetője, a termelés rohamával eredményes versenyt futó tudományos leletmentés és kiértékelés vezéregyénisége BARTKÓ L. (1948a, b, 1952, 1961, 1962, 1963, 1974), akinek óriási hely- és anyagismerete, rendkívül tág érdeklődési köre és fanatikus szakmaszeretete eredményeképpen a terület bányaföldtani, őslénytani, mezotektonikai ismeretessége jelentős mértékben előbbre jutott.

Az erősen vitatott sztratigráfiai problémák revízióját CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1949, 1950, 1954, 1956a, b, 1962) végzi el, elsősorban a Pectinidae-félékre irányuló malakológiai vizsgálatokkal. Bár a két alapvető kérdést (az oligocén—miocén elhatárolása és az ún. „aequipteenes rétegek” kora) megnyugtató biztonsággal megoldotta, a viták ismét fellángoltak (HORUSITZKY F. (1952, 1953, 1954), MAJZON L. (1950, 1952, 1961, 1964)).

Az újrakezdést az új módszerek, anyagvizsgálati irányok rohamos előretörése jelzi: megjelenik a területen a geofizika (DOMBAI T. 1946), jelentősen továbbfejlődik a fitopaleontológia [GREGUSS P. (1954), ANDREÁNSZKY G. (1959), RÁSKY K. (1958, 1959), HAJÓS M. (1956, 1959, 1964), SIMONCSICS P. (1959), VADÁSZ E. (1963, 1964)], valamint az őseletkutatás [KOLOSVÁRY G. (1949, 1950), KRETZOI M. (1950, 1951), TASNÁDI KUBACSKA A. (1958), VITÁLIS S. (1961)] és megindulnak az új kőszénföldtani kutatások is VITÁLIS S. vezetésével [SZENTIRMAI I. (1962, 1965), PÓKA T. (1960, 1964)].

Az időszak legjelentősebb összefoglaló munkája BARTKÓ L.-nak a nógrádi barnakőszén-területről szóló kandidátusi disszertációja (1962). Munkájának, személyes példamutatásának, fiatalos lelkesedésének, a terület földtani perspektíváinak bemutatását célzó önzetlen erőfeszítéseinek igen nagy szerepe volt abban, hogy a M. Áll. Földtani Intézet 1968-ban megindította a nógrád—cserhádi terület részletes földtani térképezését és átfogó földtani vizsgálatát. Ezt megelőzően az országos 1:200 000 méretarányú földtani térképsorozat szerkesztése során BALOGH K. et al. (1966) a salgótarjáni, JÁMBOR A. et al. (1966a) a budapesti térképlap magyarázójában foglalták össze a terület földtani ismeretanyagát.

7. Az 1969—70-ben végrehajtott 1:25 000 ma. földtani, és az 1:50 000 ma. prognózis-térképek 1971-ben végzett szerkesztésében HÁMOR G. vezetésével CZAKÓ T., JANKOVICH I., kisebb részben SIPOSS Z., SZENTES GY. vettek részt. A munkát RAVASZNE BARANYAI L. ásvány-közzettani, BOHNNÉ HAVAS M. malakológiai, KORECZNÉ LAKY I. és NAGYNÉ GELLAI Á. Foraminifera, NAGY L.-né palynológiai, HAJÓS M. Diatoma vizsgálatokkal, a Földtani Intézet laboratóriumai pedig gondos munkájukkal segítették elő.

A Földtani Intézet megbízásából ásvány-közzettani és technológiai vizsgálatokat végzett a NME Ásvány-közzettani Tanszéke (Miskolc) és a Szilikátipari Tudományos Kutatóintézet, talajmechanikai—kőzetfizikai vizsgálatokat a Nógrádi Szénbánya Vállalat Földtani és Földmérési Irodája (Salgótarján), valamint *K/Ar* módszerű kormeghatározásokat végzett BALOGH KADOSA vezetésével az ATOMKI (Debrecen). Hasznos adatokat szolgáltatott a MÉV és az ELGI légi-, illetve földi mágneses felvételei.

1973-ban megjelent a nógrád—cserhádi terület 1:50 000 ma. földtani térképe, és megszerkesztettük Észak-Magyarország Ny-i részének (a Börzsöny—Cserhát—Mátra—Ny-Borsod tájegység) 1:100 000 ma. fedetlen föld-

tani térképsorozatát, 1974-ben pedig ugyanezen lap azonos méretarányú felső-oligocén—miocén ösföldrajzi térképsorozatát HALMAI J. közreműködésével. A munka minden fázisában FORGÓ L. kiváló technikai segítségére támaszkodtunk.

1967—71 között a Központi Földtani Hivatal megrendelésére — az országos ritkafémkutató program keretében, elsősorban a Ny-i Cserhát területén — az ELTE Közöttani-Geokémiai Tanszéke KUBOVICS I. vezetésével és BÁLDI T. rétegtani irányú közreműködésével részletes közettani—geokémiai vizsgálatokat végzett.

1971-ben munkánkat kiterjesztettük a Börzsöny hegység 1:10 000, ill. 1:25 000 ma. földtani felvételére. Ennek tapasztalatai, az egyes felszíni alapszelvények és térképező fúrások vizsgálati eredményei nagymértékben hozzájárultak az összefüggések felismeréséhez, az áttekintő földtani kép kialakításához.

A terület földtani megismerésének ezen időszakát hazai viszonylatban az új kutatási módszerek tervszerű felhasználása (légifotó-kiértékeléssel kiegészített felvételi módszerek, hatékony feltárómunka, komplex földtani anyagvizsgálat, *K/Ar* korhatározás, technológiai minősítő vizsgálatok, és a tárgyi dokumentáció korszerű raktározása) tág kitekintési lehetőséget biztosító nemzetközi együttműködés jellemzi. Nemzetközi viszonylatban a neogén kutatás reneszánsza, új regionális neogén sztratigráfia kölcsönhatásban történt kialakulása segítette munkánkat.

A munka rétegtani, ösföldrajzi, szerkezetföldtani, nyersanyagkutatói eredményeit jelen tanulmány foglalja össze. A problémák feltárásai minden téren igyekeztünk eljuttatni, a nyitott kérdések megoldása további erőfeszítéseket igényel.

Fenti rövid áttekintést összefoglalva — nem utolsósorban kutatáspolitikai tanulságok miatt — a következőket állapíthatjuk meg:

a. A terület földtani térképeivel kapcsolatban:

— a terület földtani megismerése 8, 40, 30, 10, 20, 10 éves kutatási ütemekben történt. Egy földtani tájegység megismerésében a 10 éves nagyságrend törvényszerűnek tekinthető;

— a leghatékonyabb kutatási módszer (tehát viszonylag rövid idő alatt minél nagyobb területet komplexen, egységes rendszerben — bár jelentős költségfordítással — feldolgozó és értékelő módszer) a földtani térképezés.

Amennyiben ezt tervszerűen előkészített programok alapján, jelentős erőkoncentrációval végzik, időtartama összeegyeztethető a konkrét nyersanyagkutatói programok időigényével [pl. a bécsi Geologische Reichsanstalt térképezése 3 év; a Földtani Intézet *CH*-programja 4 év, új felvétele 3 év, közel azonos méretarányban (1:28 800 és 1:25 000)];

— az új földtani felvételekre az előző lezárása után, mintegy 70, 40 évvel került sor. Ezt a trendet figyelembe véve — a feltárási mélység és részletezés mértékétől függően — a jelenlegi felvételeknek minimum 15—25 évre elegendő kell tenniük a földtani térképekkel szemben támasztott követelményeknek. Ezért a földtani térképezést a párhuzamosan végzett technológiai vizsgálatok segítségével az ösföldrajzi és prognózistérképek szintjéig kell fejleszteni.

b. A tudományos iskolák, műhelyek szerepe és kapcsolata a terület kutatásával:

A nógrád—cserhádi terület kutatásában vörös fonalként húzódik végig az a törekvés, amely a legfontosabb munkahelyeket, kutatási irányzatokat arra ösztönözte, hogy a terület földtani megismerését, meg-megújuló erőfeszítések árán, egyre magasabb szintre emelje. E törekvés intenzitásában hullámzó ugyan, de mindig elegendő arra, hogy a generációk stafétabotként adják egymásnak át tudásukat, elért eredményeiket, nemegyszer feldolgozatlan anyagaikat. Ez kitűnően nyomon követhető a Földtani Intézet, a Nemzeti Múzeum, az egyetemek tevékenységében. E folyamatot tisztán csak az intézet földtani térképező munkájával tudjuk bizonyítani, amely a bécsi Geologische Reichsanstalttól örökölte a feladatot, BÖCKH J., HANTKEN M., SCHAFARZIK F., SCHRÉTER Z., ID. NOSZKY J., FERENCZI I., HORUSITZKY F., SZENTES F., BARTKÓ L. és (ne tűnjék szerénytelenségnek) HÁMOR G. munkásságukkal töretlenül igyekeztek azt végrehajtani.

Tekintettel a minden időben előforduló munkahelyváltozásokra, célszerűbb, ha a többi iskolát tematikus rendben mutatjuk be. A hazai őslénytani fejlődése szorosan összefügg a terület őslénytani megismerésével: az osztrák alapokig visszanyúlva FUCHS TH., KOCH A., ID. NOSZKY J., STRAUSS L., BOGSCH L., CSEPREGHYÉ MEZNERICS I., BÁLDI T. kutatási eredményei bizonyítják ezt, egyben kiemelve a Nemzeti Múzeum Őslénytárában folyt munkát.

Hasonló láncolatban teljesedett ki a magmás közettan fejlődése SZABÓ J., SCHAFARZIK F., REICHERT R., VENDL A., JUGOVICS L., KUBOVICS I., ÁRKAI P. és ANDÓ J. cserhádi munkáiban.

Sajátos vonású a magyar bányaföldtan—vízföldtan ugyancsak jórészt a területhez kötődő kialakulása, melyet SCHMIDT S., VITÁLIS I., VITÁLIS S., VITÁLIS GY. munkáiban követhetünk.

c. A terület szerepe és jelentősége az új kutatási módszerek hazai meghonosításában:

A terület, változatos földtani felépítése, gazdag őslénytani anyaga, egyes világhírű leletei miatt, néhány — hazai viszonylatban új — kutatási irány bölcsőjének is tekinthető. Nagy szerepet játszott az ipolytarnóci „kövült fa” felfedezése a fitopaleontológiai kutatás hazai meghonosításában, mely a makroflóra vizsgálatokra vezetett (TUZZON J., JABLONSKY J., RÁSKY K., GREGUSS P., ANDREÁNSZKY G.—KOVÁCS É., PÁLFALVY I.). Innen készültek az első palynológiai összefoglalások (NAGY L.-né, SIMONCSICS P.), és korszerű kőszénföldtani vizsgálatok (VITÁLIS S., SZENTIRMAI J.).

A szurdokpüspöki kovaföld-előfordulás inspirálta a diatoma-vizsgálatok megindítását és fejlődését (CHENEVIÈRE E., HAJÓS M.), az ipolytarnóci leletek az őselektutásban meghatározó fontosságúak (ABEL O., TASNÁDI KUBACSKA A.). A Foraminifera vizsgálatok újkori felélénkülése és intenzív ipari (olajkutatás) felhasználása is e területhez kötődik (MAJZON L.).

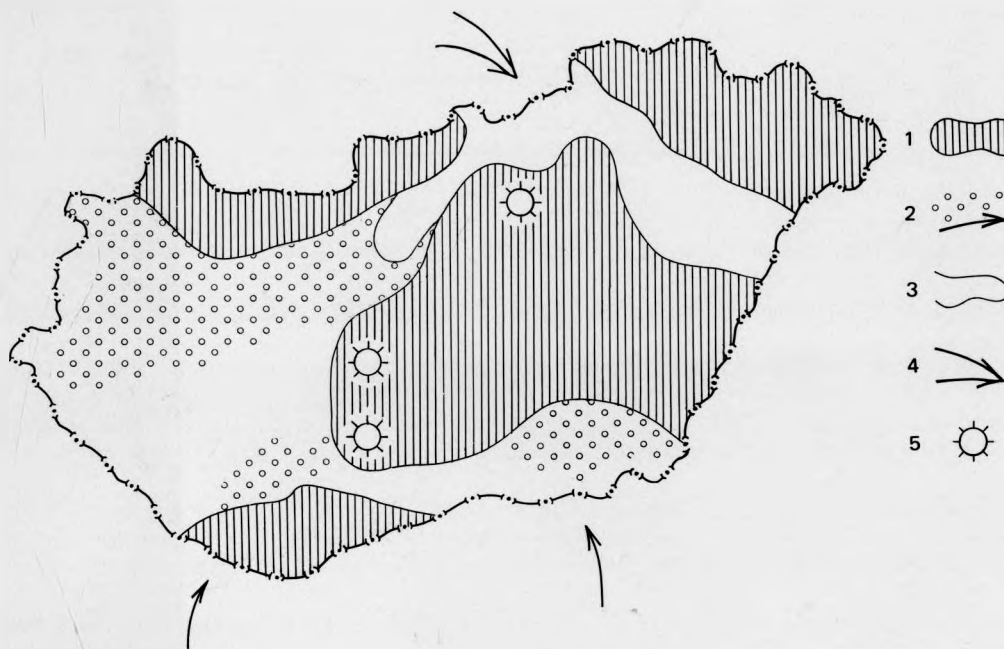
A technika fejlődése tovább gazdagította a kutatók fegyvertárát: a geofizikai kutatások jelentős állomása volt a hegyvidéken végzett szénhidrogén-kutatások megindítása (DOMBAI T.), a petrográfiailag kitűnően előkészített kőbányászati igényei nagymértékben hozzájárultak a műszaki közzétan fejlődéséhez (JUGOVICS L., KERTÉSZ P.), és a szelvénytípusú földtani térképezésben itt használták először a szisztematikus légifénykép-kiértékelés módszereit (HÁMOR G.—CZAKÓ T.). A miocén legteljesebb radiometrikus K/Ar módszerű kor-skála használata is e területhez kötődik (BALOGH KADOSA).

Csak csodálható tudományunknak és a nógrád—cserhádi területnek e gazdagsága és tudománytörténetének fejezetei. Ha munkánk csak néhány bekezdéssel is hozzájárult ezek megírásához, néhány hiányos fejezet kiegészítéséhez (miocén fejlődéstörténet, vulkanitok rétegtana, ősföldrajz és szerkezetalakulás, nyersanyagok technológiai kiértékelése és prognózisa), utódaink talán nem vetik szemünkre azt, hogy ez saját élvezetünkre is szolgált.

A KUTATÁSI TERÜLET A MAGYARORSZÁGI NEOGÉN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI RENDSZERÉBEN

A magyarországi miocén képződmények üledékhézaggal, diszkordánsan települnek a paleo-mezozóos aljzaton (Dél-Magyarország) vagy penakordánsan a fiatal paleogén (oligocén) üledékein (Észak-Magyarország). Utóbbi területen ezért a rétegtani határmegvonás biosztratigráfiailag nehéz; áthidaló megoldásként a Paratethys-terület regionális rétegtani nevezéktana az oligomiocén átmeneti emeletet (egri) használja, bár földtanilag ez az oligocén üledékciklus regresszív zárótagozatát jelenti. E rétegtani skálában az alsó-miocént az eggenburgi—ottnangi (24—19 millió év *K/Ar* módszerrel) a középső-miocént a kárpáti—alsó-bádeni (19—16 millió év *K/Ar* módszerrel), a felső-miocént a felső-bádeni—szarmata—pannóniai (16—10 millió év *K/Ar* módszerrel) emeletek, illetve alemeletek képviselik. A miocén fedőjében többszáz méter vastag pliocén (pannóniai, pontusi) települ.

Az **alsó-miocén** korú képződmények teljes földtani ciklust alkotnak (I. melléklet). A *szávai orogén* fázis kompresszív üteme az *eggenburgi* idején Ny—DNy-on kiemeli az alpi hátteret és ennek előterében (DNy-Magyarországon) 1000 m vastag kontinentális, fluviális, durvatörmelék és tarka agyagösszlet képződik (Szászvári- és Csatka Formációk). ÉK-Magyarországon heteropikus fáciesben tengeri partszegélyi homok, homokkő (Buda-foki Homok Formáció, „nagypectenés rétegek”) és nyíltvízi pelitek rakódnak le (Putnoki Slír Formáció; 400 m vastagság; NN 2 zóna). A háttéremelkedés erősödése miatt az üledékgyűjtő a ciklus végén delta-, majd kontinentális—fluviális kavics, homok, tarka agyag üledékekkel fokozatosan feltöltődik (Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció). Ennek egyik réteglapján gazdag emlős-, madár-lábnyomok, és növénymaradványok konzerválódtak (ipolytarnóci rétegek).



4. ábra. Alsó-miocén ösföldrajzi kapcsolatok

1. Szárazföld, 2. teresztrikum és szállítási iránya, 3. tengeri üledékek, 4. a transzgresszió iránya, 5. vulkáni centrumok

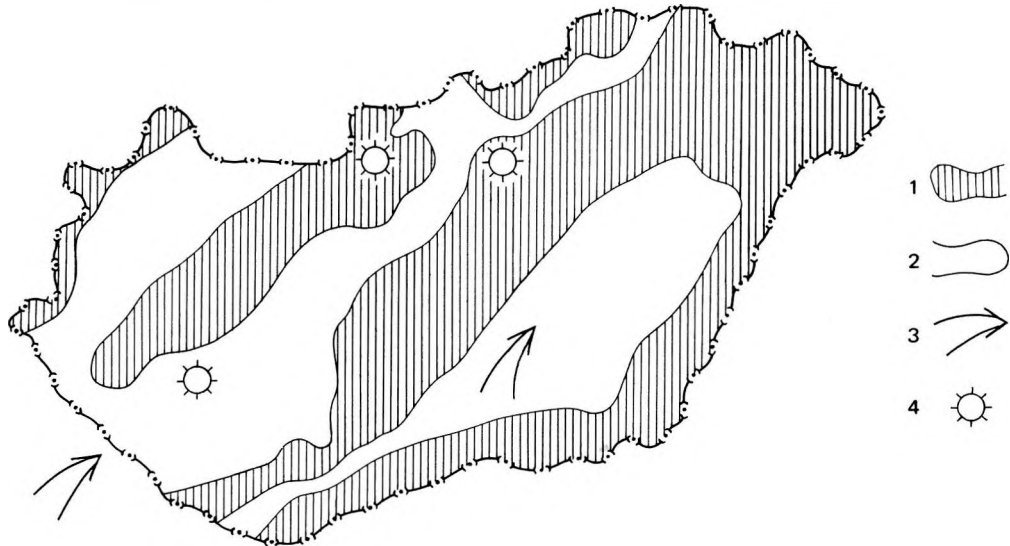
Fig. 4. Early Miocene paleogeographic connections

1. Landmass, 2. terrestrial deposits and direction of their transport, 3. marine deposits, 4. direction of transgression, 5. volcanic centres

Az üledékciklus az *ottnangi* emelet idején — azonos ösföldrajzi pozíciójú üledékgyűjtőben — azonos lefutású. A szávai orogén dilatatív üteme újabb árkos beszakadásokat és ezek peremi mélytörésein feltörő riolit ártufát hoz létre (Gyulakeszi Riolituffa Formáció; 100—200 m vastagság; $19,6 \pm 1,4$ millió év *K/Ar* módszerrel). A ciklus bázistörmelékén Ny-Magyarországon limnikus, K-en felsősvízi—paralikus barnakőszéntelepek képződtek (Brennbergi-, Salgótarjáni Barnakőszén Formációk). A ciklus végét kontinentális folyóvízi feltöltődés jelzi.

Az alsó-miocén folyamán az ösföldrajzi kapcsolatok ÉNy—DK irányúak (4. ábra), É-alpi molassz előtér—Bécsi medence—ÉK-Magyarország—Erdély—Kaukázus vonalon tengeri, atlanti és indopacifikus faunák keveredésével.

A **középső-miocént** szintén két teljes földtani ciklus építi fel. Az üledékgyűjtő helyzete azonban az előzőre merőleges: a *stájer orogén* fázisok hatására a Dinaridák beszakadásával a Mediterrán-medence felől megnyílik a kapcsolat, a transzgresszió DNy-ról ÉK felé halad előre (5. ábra) a már kiemelt Kárpátokig. A *kárpáti* üledékciklust felsősvízi bázisrétegek [congeriás, oncophorás (Rzehakia) rétegek] 400 m vastag litorális konglomerátum, homokkő (Ligeterdei Kavics-, Budafai Homokkő-, Egyházasgergei Homokkő Formációk) nyíltvízi molasszösszlet (Tekeresi-, Garábi Slír Formációk; NN 4 zóna) és cikluszáró sekélyvízi bryozoás-balanuszos zátonyképződmények (Fóti Formáció) alkotják (összesen 1000—1500 m vastagságban).



5. ábra. Középső-miocén ösföldrajzi kapcsolatok

1. Szárazföld, 2. tengeri üledékek, 3. a transzgresszió iránya, 4. vulkáni centrumok

Fig. 5. Middle Miocene paleogeographic connections

1. Landmass, 2. marine deposits, 3. direction of transgression, 4. volcanic centres

A ciklus végét lokális andezit- és országos elterjedésű riodácittufa (Tari Dácittufa Formáció) vulkanizmus jelzi ($16,4 \pm 0,8$ millió év *K/Ar* módszerrel).

A következő, *alsó-bádeni* ciklust ismételt transzgresszió, bázisrétegek, nyíltvízi agyag—agyagmárga (Bádeni Agyag Formáció; NN 5 zóna), Ny-on cikluszáró felsősvízi-mocsári barnakőszén (Hidasi-, Várpalotai Barnakőszén Formációk), K-en pedig 3000 m vastagságú regionális andezit vulkanizmus jellemzi (Mátrai Vulkanit Formáció; $14,5 \pm 0,4$ millió év *K/Ar* módszerrel).

A középső-miocén faunája mediterrán jellegű, gazdag Pectinida, Uvigerina, Heterostegina, Lagenida faunával. A ciklusvégi kiemelkedés a környező területeken lagúnafaciesű evaporitokat eredményezett (K-Szlovákia, Erdély).

A **felső-miocén** üledéksor egy földtani ciklusban képződött. A *lajtai orogén* fázis során ekkor az alpi-kárpáti vonulat tovább emelkedett — a Dinaridák végleges kiemelkedésével a Kárpát-medence mediterrán kapcsolatai megszűntek — egyidejűleg DK felé (6. ábra) új kapcsolatok keletkeztek az Aralo-Kaspi-medence irányában.

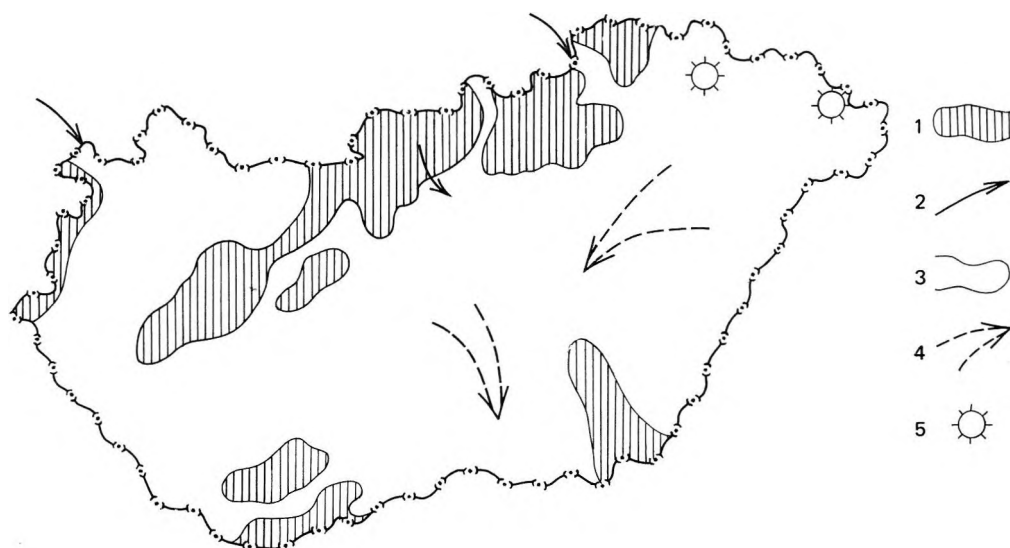
A Pannon-medence beszakadását követő üledékciklust *felső-bádeni* korú transzgresszív, diszkordáns településű, zátonykifejlődésű „lajtamészkövek” (Rákosi Lajtamészkö Formáció) és pelites formációk (NN 6 zóna); a *szarmata* idején felsősvízi durvamészkövek (Kozárdi-, Tinnyi Formációk) és agyagmárgák (összesen 300 m vastag), a *pannoniai*—*pontusi* korszak idején felsősvízi—tavi, intramontán molassz jellegű finomhomokos—agyagos (1500 m vastag) képződmények jellemzik. A medence feltöltődése során a mediterrán tengeri faunát brakk aralo-kaspi, majd endemikus congeriás—melanopszisos fauna váltja fel. A felső-miocénben, a szarmatában kulminált andezites—riolitos vulkanizmus termékei az ÉK-i országgrészen 200 métert meghaladó vastagságúak.

A nógrád—cserhádi terület litosztratigráfiai táblázata
Lithostratigraphic plate of the Nógrád—Cserhát area

2. táblázat — Table 2

| Formációcsoport Group | Formáció Formation | Tagozat Member | Réteg Bed | Megelőző elnevezés Synonyms |
|---|--|--------------------------------------|---|--|
| Galgavölgyi Formációcsoport | <i>Kozárdi Formáció</i> | — | szurdokpüspöki diatomaföld | „szarmata durvamészkö” „cerithiumos rétegek” „erviliás rétegek” |
| | <i>Galgavölgyi Riolittufa Formáció</i> | — | — | „felső riolittufa” |
| | <i>Sajóvölgyi Formáció</i> | — | — | „szarmata szárazföldi összlet” |
| Lajtai Formációcsoport | <i>Szilágyi Agyagmárga Formáció</i> | — | — | „márkházai márga” |
| | <i>Rákosi Lajtamészkö Formáció</i> | — | Szt. László rétegek | „nulliporás mészkő” „ditrupás mészkő” „lajtamészkö” „felső lajtamészkö” |
| | <i>Mátrai Vulkanit Formáció</i> | — | — | „mátrai andezit” „sztratovulkáni sorozat és fedőandezit” |
| | <i>Sámsonházai Formáció</i> | — | — | „pötzleinsdorfi homok” „pilinyi rétegek” „alsó lajtamészkö” |
| | <i>Nógrádszakáli Márga Formáció</i> | — | — | „heteroszteginás márga” „nógrádszakáli tufás márga” „torton slir” |
| Cserhádi Formációcsoport | <i>Tari Dácittufa Formáció</i> | — | — | „középső riolittufa” |
| | <i>Hasznosi Andezit Formáció</i> | — | — | „alsó andezittufa” „mogyoródi andezittufa” |
| | <i>Fóti Formáció</i> | — | litkei édesvízi mészkö | „fóti rétegek” „galgavölgyi briozoás mészkő” „praescabrusculuszos rétegek” |
| | <i>Garábi Slir Formáció</i> | — | — | „zagyvölgyi slírek” „helvét slir” |
| | <i>Egyházasgergei Homokkő Formáció</i> | Egyházasgergei Homokkő Tagozat | acsai kavics cinkotai kavics | „pectenes homokkő” „chlamyszos homokkő” |
| | | Kazári Homokkő Tagozat | — | „oncophorás (rzhakiás) rétegek |
| Nógrád—borsodi Formációcsoport | <i>Salgótarjáni Barnaköszén Formáció</i> | Kisterenyei Tagozat | vizslási homok mátranováki agyagmárga | „cardiumos homok” „köszénteleges összlet és fedőrétegek” „cardiumos pala” |
| | | Nógrádmegyeri Tagozat | — | „felső tarkaagyag” |
| | <i>Gyulakeszi Riolittufa Formáció</i> | — | — | „alsó riolittufa” |

| Formációcsoport Group | Formáció Formation | Tagozat Member | Réteg Bed | Megelőző elnevezés Synonyms |
|-------------------------------------|--|------------------------------------|--|---|
| Budafoki Formációcsoport | <i>Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció</i> | — | ipolytarnóci rétegek tordasi rétegek | „lábnyomos homokkő” „alsó tarkaagyag” „mátraszelei rétegek” |
| | <i>Putnoki Slír Formáció</i> | Illyi Agyagmárga Tagozat | — | „amussziumos slír” „burdigalai slír” |
| | <i>Budafoki Homok Formáció</i> | Ordaspusztai Homokkő Tagozat | — | „pectunkuluszos homok” |
| | | Szorospataki Homokkő Tagozat | — | „nagypectenes rétegek” |
| | | Berceli Homok Tagozat | — | „ostreás, anomias homok” |
| Egri Formációcsoport | <i>Becskei Formáció</i> | — | — | „akvitáni barnakőszéntelepek” |
| | <i>Egri Formáció</i> | — | — | „molluszkás homok és agyag” |
| | <i>Pétervásárai Homokkő Formáció</i> | — | — | „glaukonitos homok” „keresztrétegzett homokkő” |
| | <i>Szécsényi Slír Formáció</i> | — | — | „katti slír” |



6. ábra. Felső-miocén ösföldrajzi kapcsolatok

1. Szárazföld, 2. a törmelékshállítás iránya, 3. tengeri brakkvízi üledékek, 4. a regresszió iránya, 5. vulkáni centrumok

Fig. 6. Late Miocene paleogeographic connections

1. Landmass, 2. direction of transport of detritus, 3. marine, brackish-water deposits, 4. direction of regression, 5. volcanic centres

A miocén tektonikai jellegét az említett orogén fázisok határozták meg, de a jelenlegi szerkezeti formákat a pannóniai utáni *rhodáni* orogén fázis hozta létre: a döntően ÉNy—DK irányú töréses árok-horszt-nagyszerkezetet, az enyhén gyűrt, a peremeken pikkelyes feltolódási formákat.

RÉTEGTANI LEÍRÁS

Alsó-oligocén

Kiscelli emelet

Kiscelli Agyag Formáció

A formáció képződményei a területen felszínen nem találhatók, bár HANTKEN M. (1878) a Sóshartyán és Becks körüli pelites képződményeket a „kiscelli tályag” felsőbb, Clavulinoides szabói nélküli részének tekintette és ezt SCHAFARZIK F. (1892) is elfogadta a kishartyáni területre. A formációt először a Nagybatony I. számú kincstári szénhidrogénkutató fúrás tárta fel.

MAJZON L. 1940-ben (1949) a fúrás Foraminifera vizsgálata és sztratigráfiai kiértékelése alapján a 401,5—1537,0 m (talp) közötti szakaszt a rupéli emeletbe sorolja. A felső, 401,5—1456,2 m közötti szakaszát KULCSÁR K. karbonát és szemcsevizsgálatai alapján a, b, c szintekre tagolja. A bükkszéki fúrások anyagán felállított Foraminifera szintjei közül csak az 5. horizontot — a „Foraminifera mentes” szintet — tudja 1456,2—1537,0 m között azonosítani. Ezt a „Foraminifera mentes” agyagmargát BARTKÓ L. (1962) a lattorfi emelet „tardi” szintjébe teszi. A Kiscelli Agyag Formáció elnevezést (a területen kívül) BÁLDI T.—HORVÁTH M.—NAGYMAROSI A. (1973) vezette be.

A formációt kékeszürke és szürke, puha vagy keményebb agyagmárga, agyag, feketészürke palás agyag, homokos agyag és agyagmárga alkotja, kemény márga, márgás homok, homokkő és tufás (vagy tufa) betelepülésekkel. A Kiscelli Agyag Formációt feltáró fúrások összesített adatait a 3. táblázat tartalmazza.

A Kiscelli Agyag Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Kiscell Clay Formation

3. táblázat — Table 3

| Fúrás | Fedő | Mélyseggköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-------------------|-------------------|-----------------|------------|------------------------|
| Nagybatony I. | °01 _{je} | 401,5—1537,0 | — | > 1135,5 |
| Nagybatony 342/I. | °01 _{je} | 660,0—1548,0 | tektonikus | > 888,0 |
| Somoskőújfalú 3. | °01 _{je} | 1200,0—2232,3 | — | > 1032,3 |
| Sóshartyán I. | °01 _{je} | 550,0—1300,0 | — | > 750 |

Az átlagos rétegösszetétel a Nagybatony I. számú fúrás statisztikus értékelése alapján: pelit 90,7%, homok 8,2%, tufás réteg 1,1%. A képződmények vastagpadosan rétegzettek, a vékonyabb homokkő betelepülések vastagsága is átlagosan 2,3 méternek adódott. A vulkáni eredetű betelepülések tárgyalására még visszatérünk.

Az említett, valamint a Sóshartyán I. és Nagybatony 324/I. számú (utóbbi vízkutató) fúrások szakaszosan vett rétegmintái alapján a formáció 103 Foraminifera fajt tartalmaz (4. táblázat).

KRIVÁNNÉ HUTTER E. a Sóshartyán I. sz. fúrás 1070,0—1075,0 m közötti magmintájából az alábbi sporomorphákat határozta meg:

Monocolpopollenites tranquillus (R. POT.), *Inaperturopollenites hiatus* (R. POT.) PF. et TH., *Pityosporites* sp., *Triatriopollenites coryphaeus microcoryphaeus* (R. POT.) PF. et TH.

Elhatárolása a területünkön még ismeretlen, fedőjét a Szécsényi Slír Formáció alkotja.

A formáció *elterjedéséről* adataink hézagosak: Ny-on a középhegység területén ismert, É-on a szécsényi mélyfúrások adatai szerint még kifejlődött, természetes határát valószínűleg a kristályos alaphegység-keret adja. K-en és D-en elterjedési határai bizonytalanok. Vastagsága a kutatási területen 800—1200 méterre becsülhető.

A Kiscelli Agyag Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Kiscell Clay Formation

4. táblázat — Table 4

| | Sóshartyán 1. sz. fúrás (550,0—1299,0 m) | Nagybátony 1. sz. fúrás (401,5—1537,0 m) | Nagybátony 324/1. sz. fúrás (660,0—1330,0 m) |
|---|--|--|--|
| | 1. | 2. | 3. |
| <i>Rhabdammina annulata</i> | x | | |
| — <i>abyssorum</i> | x | x | |
| <i>Ammodiscus incertus</i> | x | | |
| <i>Glomospira charoides</i> | x | x | |
| <i>Cyclammina cancellata</i> | | | x |
| — <i>placenta</i> | x | x | |
| <i>Spiroplectammina carinata</i> | x | | x |
| <i>Vulvulina pectinata</i> | | | x |
| — <i>capreolus</i> | | x | |
| <i>Textularia pala</i> | x | | |
| <i>Gaudryina bradyi</i> | x | | |
| <i>Clavulinoides communis</i> | | x | |
| — <i>szabói</i> | | x | |
| <i>Karreriella hantkeniana</i> | x | | |
| — <i>siphonella</i> | | x | |
| <i>Martinottiella communis</i> | x | | x |
| <i>Pyrgo sphaera</i> | | x | |
| — <i>ringens</i> | | x | |
| <i>Quinqueloculina seminula</i> | | x | |
| <i>Spiroloculina tenuis</i> | x | x | |
| <i>Sigmoilina celata</i> | | x | |
| <i>Triloculina tricarinata</i> | | x | |
| — <i>inflata</i> | x | | |
| <i>Cornuspira involvens</i> | | x | |
| <i>Robulus limbosus</i> | x | | |
| — <i>crassus</i> | x | | |
| — <i>inornatus</i> | | x | |
| — <i>vortex</i> | | x | |
| — <i>rotulatus</i> | | x | |
| — <i>cultratus</i> | | x | |
| <i>Marginulina subbullata</i> | x | | |
| — <i>fragaria</i> | | | x |
| — <i>arcuata</i> | | x | |
| — <i>glabra</i> | | x | |
| — <i>behmi</i> | | x | |
| <i>Dentalina verneuillii</i> | x | | |
| — <i>boueana</i> | x | | |
| — <i>debilis</i> | x | | |
| — <i>consobrina</i> | | x | |
| <i>Nodosaria crassa</i> | x | | |
| — <i>radicula</i> | | x | |
| — <i>majzoni</i> | x | | |
| — <i>resupinata</i> | | x | |
| <i>Chrysalogonium ewaldi</i> | x | | |
| — <i>exilis</i> | x | x | |
| <i>Saracenaria propinqua</i> | | x | |
| <i>Frondicularia tenuissima</i> | x | x | |
| <i>Plectofrondicularia semicostata</i> | | x | |
| <i>Plectofrondicularia</i> sp. | x | | |
| <i>Lagena vulgaris</i> | x | | |
| — <i>striata</i> | x | | |
| <i>Guttulina problema</i> var. <i>deltoidea</i> | x | | |
| — <i>austriaca</i> | x | | |
| <i>Globulina gibba</i> | x | | |

| | 1. | 2. | 3. |
|-------------------------------|----|----|----|
| Glandulina laevigata | x | x | |
| Polymorphina gibba | | x | |
| — problema | | x | |
| Nonion umbilicatum | x | x | |
| — soldanii | x | x | |
| Globobulimina pacifica | | x | |
| Corossina pupoides | x | | |
| Bulimina truncana | x | x | |
| — pupoides | x | x | |
| — elongata | x | x | |
| — ovata | x | x | |
| — inflata | | x | |
| Reussella triquetra | x | | |
| Uvigerina pygmaea | x | x | |
| — farinosa | x | | |
| — hantkeni | | | x |
| Virgulina schreibersiana | | x | |
| Bolivina punctata | x | x | |
| — dilatata | x | | |
| — budensis | x | x | |
| — beyrichi | | x | |
| — pseudointermedia | x | | |
| Pleurostomella alternans | | x | |
| Valvulineria filiae-principis | x | | |
| Gyroidina soldanii | x | | |
| Eponides haidingeri | x | | x |
| — majzoni | x | | |
| — umbonatus | | x | |
| — schreibersii | | x | |
| Siphonina reticulata | x | x | x |
| Cassidulina crassa | | x | |
| — subglobosa | | x | |
| Chilostomella ovoidea | x | x | |
| Pullenia bulloides | | | x |
| — quinqueloba | x | x | |
| — sphaeroides | x | x | |
| Sphaeroidina bulloides | x | x | |
| Globigerina bulloides | | x | |
| — triloba | x | x | |
| Anomalina grosserugosa | x | x | |
| — cryptomphala | x | x | |
| — affinis | x | | |
| Almaena osnabrugensis | x | x | |
| Cibicides propinquus | x | | |
| — dutemplei | x | | |
| — lobatulus | x | | |
| — ungerianus | x | | x |
| — simplex | x | | |

Vizsgálók: 1., 2. = MAJZON L.; 3. = NAGYNÉ GELLAI Á.

Felső-oligocén

Egri emelet

Szécsényi Slír Formáció

A formációba sorolt képződményekre ANDRIAN F. (1867), PAUL C. M.—GÖBL W. (1866b) már az első földtani felvétel idején felfigyeltek: az akkori feltártási viszonyoknak és felfogásnak megfelelően ezeket a „legalsó homokos agyag, homokkő; tengeri emelet” megjelöléssel térképezték. PAUL C. M. (1866) külön kiemeli a kőzetek magas csillámtartalmát. A karancsi andezit által kontaktizált sötétszürke, kemény kőzetet a bükkiehez hasonlító „kulm fáciesű palá”-nak tartja. HANTKEN M. (1878) — a litológiai hasonlóság miatt — *Clavulinoides szaboi* nélküli, „kiszelli tályag”-nak veszi Becse körüli rétegeit. ID. NOSZKY J. (1912a) „felső oligocén márga és homok”, SCHRÉTER Z. (1937) „katti slír (apoka)”, FERENCZI I. (1939) és HORUSITZKY F. (1937) „felső stampien, ill. katti slír”, BARTKÓ L. (1967) „homokos márga (oligocén slír)” néven említi. MAJZON L. (1961) felhívja a figyelmet a Bathysiphon—Cyclamina—Marginulina fajok gyakoriságára a katti „slír”-ben. BÁLDI T. (1966, 1971) amussziomos slír, majd „szécsényi slír bathysiphonos fáciése” megjelölést vezet be az irodalomba. Szerző (HÁMOR G. 1973c) a finomhomokos agyag, amussziomos-bathysiphonos agyagmárga képződményeket „egerien slírösszlet”-ként térképezte.

A formációt zömében szürke, ritkábban zöldesszürke vagy sötétszürke aleurit, agyagos kőzetliszt, finomhomokos kőzetliszt alkotja. Alárendelten agyag, finom vagy aprószemű homok, laza homokkő betelepülések is megfigyelhetők.

Az átlagos rétegösszetétel 10 db fúrás, 675,1 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: agyag 15,1%, kőzetliszt 76,1%, homok 8,8%.

A pelites képződményekre jellemző a magas csillámtartalom, mely egyes réteglapok mentén selyemfényű bevonatként jelenik meg. A képződmények ritkán 0,5—1 cm-es piritkonkréciókat tartalmaznak, így a limonitos mállás miatt, a felszíni feltárásokban sárga, sárgásszürke színűek, sárgafoltosak. A homokok túlnyomórészt jól osztályozott, kevésbé lekerekített kvarc-, kvarcit szemcsékből állnak, kötőanyaguk agyagos. Egyes homokkőrétegek glaukonitosak, ezek színe zöldesszürke. A karbonáttartalom a homokrétegekben 2,5—5,5%, a pelitekben 3,0—15,0% körüli.

A kőzetek *szöve*te általában tömött, homogén, márgásan széteső, a kagylós törés ritka. A monoton, vastagpados kifejlődésű rétegek között változatosságot csak a ritka, 1—2 cm-es réteglemezek sávos rétegzettség, az egyes réteglapokon látható „esőcsepp nyomok” (Becske 2., Fót 1. sz. fúrások) és a 20—50 méterenként megjelenő iszapmozgási nyomok jelentenek (Bér 1., 2., 3. sz. fúrások). Utóbbiak általában ugyanazokon a területeken figyelhetők meg, ahol a glaukonitos homokkőbetelepülések gyakoriak.

Szöveti jelenséget okoz helyenként az ősmaradványtartalom is. A beágyazó képződménynél egy fokozattal durvább szemnagyságú, csillámos finomhomokkal kitöltött, függőleges vagy réteglap menti főregjázatok (bioglikfák) és a pontosabban meg nem határozható, valószínűleg iszapfaló szervezetek által létrehozott „életnyomok” jellegzetesek, bár elég ritkák az üledéksorban.

A *makrofauna* szegényes és ritka: kikalakú, héjas Amussiumok, Modiolus (?) töredékek, Nucula, Macoma, Moerella kőbél-lenyomatok, néhol egy-egy magános korall, halpikkelyek találhatóak a felszínen.

A területről eddig előkerült makrofauna BARTKÓ L. (1962) szerint:

Odontocyathus perarmatus TYLLAV., *Stephanophyllia* cf. *elegans* BRONN., *Flabellum cristatum* MILN.—EDW., *Flabellum tuberculatum* KEFERSTEIN, *Flabellum pavonium distinctum* E. et H., *Leda* cf. *pellucidaeformis* R. HÖRN., *Solemya* (= *Solenomya*) *doderleini* MAY., *Pinna* aff. *deshayesi* MAY., *Amussium corneum* (SOW.), *Pirula* (*Ficula*) *condita* BRONG., *Aturia aturi* BAST.

A *mikrofauna* jellegzetesebb: a Bathysiphonok töredékben vagy átmetsetben, több méteres szakaszon megfigyelhetők az üledékben. Különböző szerzők az évek során 97 Foraminifera fajt határoztak meg a formációból (5. táblázat).

A formáció *elhatárolása* — adatok hiányában — a területen megoldatlan: a Kiscelli Agyag Formációra települ konkordánsan, határa vagy átmenete nem tanulmányozható. A gyakorlati határmegvonást a kőzet keménysége és a szövet változása, a csillámtartalom megnövekedése és a Foraminifera-fajszám hirtelen csökkenése teszi lehetővé. A formáció felső határát a litológiai rétegstatisztikák alapján a pelitmentes glaukonitos homokkő megjelenésénél vonjuk meg. A terület felszíni és fúrási adatai, valamint tapasztalataink alapján az elhatárolás könnyen keresztülvihető.

A formáció egységesen parttávoli, nyílttengeri fáciesben képződött, BÁLDI T. szerint 50 m-nél mélyebb üledégyűjtőben. A megelőzően feltöltődött nagy területen, sik aljzaton gyér iszaplakó és iszapfaló fauna élt: a homoknyelveket, padokat létrehozó tengeráramlások és iszapcsúsztást lehetővé tevő tagoltabb aljzatú részek csak a terület É-i részén valószínűsíthetők.

A Szécsényi Slír Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Szécsény Schlier Formation

5. táblázat — Table 5

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Ammodiscus incertus</i> | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Haplophragmoides rotundidorsatus</i> | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Cyclamina cancellata</i> | | | | x | x | | | | | | | x | | |
| — placenta | x | | | | | x | x | x | x | | | | | |
| <i>Spiroplectamina carinata</i> | | | x | x | x | | x | x | | x | | x | x | x |
| — deperdita | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Vulvulina subflabelliformis</i> | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Clavulinoides communis</i> | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Karreriella siphonella</i> | x | | | | | | | x | | | x | | | |
| — hantkeniana | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Martinottiella communis</i> | | | x | | | | | | | | | | | x |
| <i>Cornuspira involvens</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Sigmoilina celata</i> | | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Robulus inornatus</i> | x | x | | | | | x | | | | | x | | |
| — limbatus | | | | | x | | | | | | | | | |
| — austriacus | | | | | x | | | | | | | | | |
| — arcuato-striatus | | | | | | x | | | x | | | | | |
| — depauperatus | | | | | | | | | x | | | x | | |
| — cultratus | | | | | | | | | x | | | | | |
| — vortex | | | | | x | | | | | | | | | |
| — rotulatus | | | | | x | | | | | | | | | |
| — calcar | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Marginulina glabra</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| — fragaria | | | | | x | x | | x | | | x | | | |
| — crystallaroides | | | | | x | | | | | | x | | | |
| — subbullata | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Dentalina consobrina</i> | | | x | | | | x | | x | | | | | |
| — filiformis * | | | | x | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Dentalina pauperata</i> | | | | | | | × | | | | | | | |
| — <i>adolphina</i> | | | | | × | | | | | × | | | | × |
| — <i>approximata</i> | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>verneuilii</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Nodosaria crassa</i> | | | | | × | | | | | | | | | × |
| — <i>majzoni</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| — <i>resupinata</i> | | | × | | | | | | | | | | | |
| — <i>exilis</i> | | | × | × | | | | | | | | | | × |
| — <i>pyrula</i> | | | | | | | | | | × | | | | |
| — <i>communis</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Chrysalogonium ewaldi</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Glandulina laevigata</i> | | | | × | | | | | | | | | | |
| <i>Frondicularia tenuissima</i> | | | | | | | | | | | × | | | |
| <i>Planularia budensis</i> | | | × | | | | | | | | | | | |
| <i>Guttulina communis</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| — <i>problema</i> | | | | | | | × | | × | | | | | |
| — <i>problema</i> var. <i>deltoidea</i> | | | | × | | | | | | | | | | |
| <i>Globulina gibba</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Polymorphina foveolata</i> | | | | | | | × | | | | | | | |
| — <i>sororia</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Nonion umbilicatum</i> | | × | × | × | × | × | × | | | | | × | | |
| — <i>soldanii</i> | | | | | × | | | | | | | × | | |
| — <i>granosum</i> | | | | | | | | | | | | | × | |
| — <i>boueanum</i> | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>commune</i> | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>depressulum</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Elphidium striatopunctatum</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| — <i>hiltermanni</i> | | | | | | | | | | | | | × | |
| <i>Plectofrondicularia semicostata</i> | | | × | | | | | | | | | | | |
| <i>Nodogenerina badenensis</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| — <i>spinicosta</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Bulimina elongata</i> | | | × | | | | | | | | | | × | |
| — <i>pupoides</i> | | | | | × | | | | | × | | | | |
| — <i>buchiana</i> | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> | | | × | | | | | | | | | | × | × |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. |
|---------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Bolivina punctata</i> | | | x | x | | x | | | | | | | | x |
| — <i>beyrichi</i> | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>elongata</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Trifarina tricarinata</i> | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Uvigerina pygmaea</i> | | | | x | x | | | | | | | x | | |
| — <i>farinosa</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>hantkeni</i> | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Discorbis rosacea</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Gyroidina soldanii</i> | | | x | x | | | | | | | | x | x | x |
| <i>Ammonia beccarii</i> | | | x | | x | | | | | | | | | |
| <i>Rotalia propinqua</i> | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>kiliani</i> | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Eponides umbonatus</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>budensis</i> | | | | | | | | | | | | | x | x |
| <i>Siphonina reticulata</i> | | | | | x | | | | | | | x | | x |
| <i>Ceratobulimina contraria</i> | | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Cassidulina subglobosa</i> | | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>globosa</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>oblonga</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Pullenia sphaeroides</i> | | | | | x | | | | | | | x | | |
| — <i>bulloides</i> | | x | | | | x | | | x | x | x | | | x |
| <i>Sphaeroidina bulloides</i> | | | | | x | | | | | | | x | | |
| <i>Globigerina bulloides</i> | | | | x | x | | | | | | x | x | | |
| <i>Planulina arimiensis</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>costata</i> | | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>wuellerstorfi</i> | | | | | x | | | | | | | | | |
| <i>Almaena osnabrugensis</i> | | | | x | | | x | | | | | | | x |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>ungerianus</i> | x | | x | | | x | | | | x | | x | x | |
| — <i>dutemplei</i> | | x | x | | | x | x | x | x | | x | x | | |
| — <i>boueanus</i> | | | | | x | | | | | | | | | |

Szerzők: 1—2., 6—9., 11. HORUSITZKY F. 1939., 3. BARTKÓ L. 1947., 4. MAJZON L.—HEGEDŰS GY. 1948., 5. KÖVÁRY J. (OKGT Adattár), 12. MAJZON L. 1950., 10., 13—14. NAGYNÉ GELLAI Á. 1974

A formáció képződményei területünkön a felszínen Sóshartyán, Nógrádmegyer, Bercel, Bér környékén tanulmányozhatók. Feltárták a 6. táblázatban felsorolt fúrások. *Elterjedési területe* Ny-on a Nagymaros—Budapest vonallal. É-on az alaphegység-kerettel határolható, D-en és K-en ismeretlen.

A formáció *vastagsága* a területen 400—600 méterre becsülhető. Típuszervényét a Bér 1., 2. számú fúrások tárták fel.

A Szécsényi Slir Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Szécsény Schlier Formation

6. táblázat — Table 6

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-------------------|---|----------------|-------------------------------|------------------------|
| Acsa 1. | ^{ch} M ₂ k | ?—100,0 | — | |
| Becske 2. | ^h M ₁ e | 24,2—70,0 | — | > 46,0 |
| Becske 3. | ^h M ₁ e | 57,0—75,0 | — | > 18,0 |
| Bercel 3. | Q | 4,0—55,0 | ^h M ₁ e | 51,0 } > 8,4 } 59,4 |
| | ^h M ₁ e | 91,6—100,0 | | |
| Bercel 4. | ^h M ₁ e | 24,7—86,0 | — | > 61,0 |
| Bér 1. | Q | 10,5—117,0 | — | > 106,0 |
| Bér 2. | Q | 4,0—130,0 | — | > 126,0 |
| Cinkota 1. | ^{ch} M ₂ k | 32,9—150,0 | — | 117,1 |
| Fót 1. | ^{bk} 0 ₁ e | 324,5—372,0 | — | 47,5 |
| Iliny 1. | ^h M ₁ e | 84,9—123,0 | — | 38,1 |
| Karancseszi 1. | ^h 0 ₁ e | 140,0—170,0 | — | 30,0 |
| Mátyásföld 1. | ^{ch} M ₂ k | 79,7—105,3 | — | 25,6 |
| Mogyoród 1. | ^{bk} 0 ₁ e | 147,4—177,2 | — | 29,8 |
| Nagybátony I. | ^h 0 ₁ e | 151,0—401,5 | 0 ₁ ₂ | 250,5 |
| Nagybátony 324/1. | ^h 0 ₁ e | 390,0—660,0 | 0 ₁ ₂ | 270,0 |
| Nógrádmegyer 3. | ^h 0 ₁ e | 52,5—102,5 | — | > 50,0 |
| Nógrádsipek 1. | ^a M ₁ e | 114,0—137,1 | — | > 21,0 |
| Nógrádsipek 2. | ^{bk} 0 ₁ e | 247,3—300,0 | — | 52,7 |
| Püspökhatvan 4. | ^{λ₁} M ₂ k | 182,4—306,0 | — | 123,6 |
| Sámsonháza 16a. | ^h 0 ₁ e | 1009,2—1200,0 | — | 190,8 |
| Somoskőújfalú 3. | ^h 0 ₁ e | 562,0—1200,0 | 0 ₁ ₂ | 638,0 |
| Sóshartyán 1. | Q | 25,0—550,0 | 0 ₁ ₂ | 425,0 |
| Sóshartyán I. | Q | 12,0—146,0 | — | > 134,0 |
| Sóshartyán II. | Q | 13,0—60,0 | — | > 57,0 |
| Szanda 2. | ^{bk} 0 ₁ e | 31,0—46,2 | — | > 15,0 |
| Szanda 5. | ^{bk} 0 ₁ e | ?—202,0 | — | ? |
| Tar 39. | ^{λ₁} M ₁ o | 1055,2—1194,0 | — | 139,8 |

Az oligocén vulkanizmus

A kutatási terület és tágabb környezetének irodalmában szórványadatként találunk néhány megjegyzést a paleogén vulkanizmusra vonatkozóan.

ID. NOSZKY J. (1912a) a karancsi lakkolit korát az „alsó mediterrán első tengeri korszakának az elejére”, pontosabban a glaukonitos homokkő képződésének idejére teszi. Az előző fejezetben foglaltak alapján egyértelműen a Pétervásárai Homokkő Formáció képződményeiről van szó. Ugyanő említi (1926) az É-i Mátrában a felső-oligocén homok, homokkő rétegei közé települt riolittufaszórásokat is. SZENTES F. (1943b) a katti homokkő B tagozatában, márgás homokkővek közötti fullerföld betelepülést ír le Istenmezeje környékéről; az F tagozatban pedig a cseredi Gegy-hegyen a felső vastagpados, csillámos homokkőbe települő 1—2 cm-es világos, biotitos tufacsíkokat. A Nagybátony I. sz. szénhidrogénkutató fúrás (7. ábra) rupéli foraminiferás agyagmárga összetételben KULCSÁR L.—MAJZON L. (1941) a 1013,1—1528,5 m közötti szakaszon 13 db; 0,3—2,6 m közötti vastagságú, 13,1 m összvastagságú „andezittufa”, „kemény agyagos tufa”, „agyagos tufa”, „andezittufás homokkő” képződményeket dokumentál az eredeti rétegleírásban.

BARTKÓ L. (1962) szerint is problematikus a karancsi andezit kora, de határozottan állást foglal az oligocén vulkáni működés mellett. A Somoskő-újfalú 3. sz. fúrás 140,0–260,0 m közötti glaukonitos homokkő rétegében a biotit gyakoriságára hívja fel a figyelmet. A fúrás rupéli képződményeket harántoló szakaszán 1200,0 és 2232,3 m között pedig 6 db 8,0–75,0 m közötti vastagságú, 224,0 m összvastagságú, mikroholokristályos—porfíros, gránátos, biotit—amfibolandezit betelepülést észlelt. A felszínen Lucfalvától É-ra, Karancsalja környékén, bentonitos riolittufa betelepüléseket; a Karancslapujtón, a salgótarjáni Somlyó-hegyen, a gőzfürdő artézi kútjából biotitos, tufás homokköveket említ.

Ezen adatokat a felvételi munkánk során a Pétervásárai Homokkő Formációt feltáró Nógrádmegyer 3. sz. térképező fúrásban 18,5–21,2 m között észlelt horzsakőtörmelékes homok és a Nógrádmegyer 2. sz. fúrásban 48,6 m-ben talált apró biotitos tufa—tufit-foszlány egészíti ki.

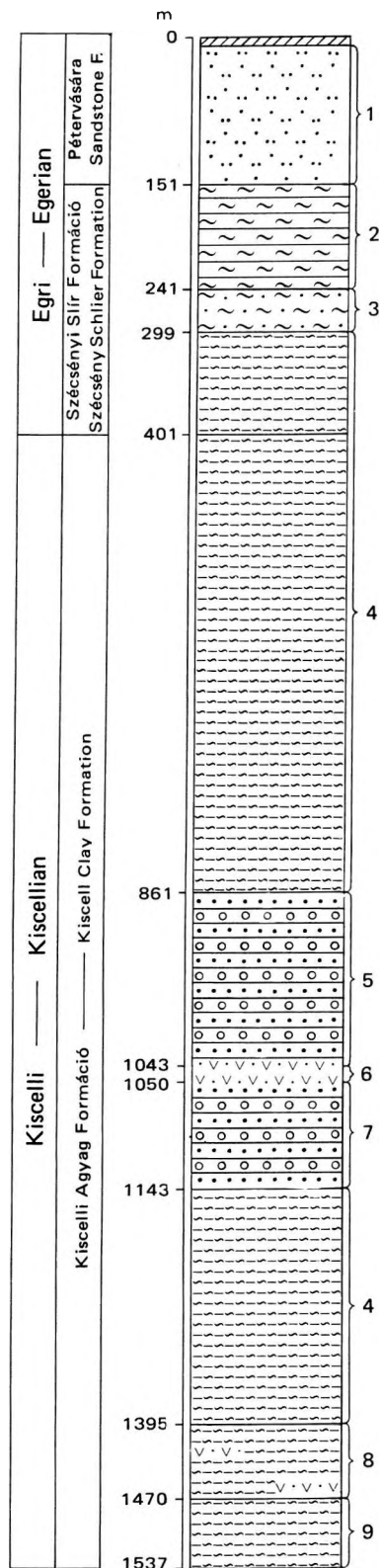
Figyelemre méltó, hogy a Pétervásárai Homokkő Formáció ásvány-kőzettani vizsgálata szerint (MNME, Ásvány-kőzettani tanszék) a vizsgált mintáknak mintegy 30%-ában volt biotit. Ilyen irányú megfigyeléseinket nagyobb területre is kiterjesztve, a Börzsöny (HÁMOR G.—NAGY B.—NAGY G. 1973) és Eger—Novaj környékén is megtaláljuk az oligocén vulkáni működés bizonyítékait. A vulkanizmus pontosabb korára, jellegére, kitérés-centrumaira vonatkozóan adataink hézagosak, valószínűleg KÉK—NyDNy irányú törésrendszerek mentén történt, megismétlődő (esetleg távoli) kitéréssel.

7. ábra. A Nagybátony I. sz. fúrás összevont szelvénye (KULCSÁR L. és MAJZON L. nyomán)

1. Zöldesszürke, szürke színű glaukonitos homok, homokkő, alsó részén lignitnyomokkal,
2. szürke, homokos agyagmárga homokkő padokkal, 3. szürke homokkő agyagmárga betelepülésekkel, 4. kékesszürke agyagmárga, 5. szürke homokkő és kékesszürke agyagmárga (kőolajnyomok, gázzivárgás), 6. zöldesszürke andezittufa, 7. szürke homokkő (kőolajnyomok), agyagmárga, 8. kékesszürke agyagmárga andezittufa csikkokkal,
9. barnásszürke, feketésszürke palás agyag, agyagmárga

Fig. 7. Cumulative profile of borehole Nagybátony I (after L. KULCSÁR and L. MAJZON)

1. Greenish-grey to grey glauconitic sand, sandstone with traces of lignite in its lower part.
2. grey sandy claymarl with sandstone beds. 3. grey sandstone with claymarl beds.
4. bluish-grey claymarl. 5. grey sandstone and bluish-grey claymarl (traces of oil, leaks of natural gas), 6. greenish-grey andesite tuff, 7. grey sandstone (oil traces), claymarl,
8. bluish-grey claymarl with andesite tuff bands, 9. brownish-grey to blackish-grey shaly clay and claymarl



Pétervásárai Homokkő Formáció

A Mátrától É-ra nagy területen a felszínen levő „kvarcos, sárgás, csillámos homok” képződményekre először BEUDANT F. S. (1822) hívta fel a figyelmet. HINTERHUBER O. (1866), PAUL C. M.—GÖBL W. (1866a) „marin homok és homokkő”, SCHAFARZIK F. (1892) „felső oligocén (akvitán) homok és laza homokkő”, ID. NOSZKY J. (1912a) „keresztrétegzett glaukonitos homokkő” néven említi, alsó-mediterránba sorolva. Álláspontját módosítva, 1923-ban az ősszlet alsó részét, majd 1926-ban az egész glaukonitos homokkő sorozatot, a katti emeletbe helyezi.

SZENTES F. (1943b) a kattikumot slirre (A) és a rátelepülő B, C, D, E, F szintekre tagolja, elválasztva a „glaukonitos—agyagos homokkőfelelések” alsó (D) és felső (G) szintjét. BARTÓK L. (1962) a homokkőösszletet a katti felső szintjének tartja. BÁLDI T. (1973) a formáció alsó részét az „egerien glaukonitos homokkő”-vet a slirrel heteropikus fáciesű képződménynek tartja, nézeteit korábban jelen sorok írója is osztotta (HÁMOR G. 1972).

A formációt a felszínen sárga, szürkésfehér, bányanedves állapotban szürke, zöldesszürke színű, finom- és apró-, középszemű agyagos homok, kőzetlisztes homok, azonos szemnagyságú lazább vagy keményebb homokkő alkotja. Elvéve pár dm-es durvaszemű homokkő, kavicsos homokkő, kavics betelepülések is megfigyelhetők, és a Nagybatony I. fúrásból a formáció alsó részén „lignitnyomok”-at említenek.

Az átlagos rétegösszetétel 6 db fúrás 427,0 fm magagyagának statisztikus értékelése alapján: agyag, kőzetliszt 0,0%, homok 99,7%, kavics 0,3%.

A homok szemcsetartományon belül a homok—homokkő rétegek aránya 2:3, néhol ennek azonos arányú fordítottja. A pelit csak járulékos elemként, kötőanyagként található a formációban, önálló réteggént nem jelenik meg. Ezt tükrözik a technológiai vizsgálatok eredményei, mely szerint a leiszapolható 0,02—0,005 mm \varnothing közötti frakció 3—10 súlyszázalékot tesz ki.

A homokfrakció ásványtani összetételére az uralkodó mennyiségű kvarc, a gránátok (almandin—grossulár) és a muszkovit a jellemző. A színes elegyrészek (köztük a biotit is) egy-egy rétegben néhol feldúsulnak. Az agyagásványok közül a területen a kaolinit, ritkábban az illit—kaolinit az uralkodó. A homok nagy része közép- és aprószemű, jól osztályozott, lekerekítetlen. A karbonáttartalom 6—8% körüli, egyes homokkőpadokban 15—25% is lehet. Figyelemre méltó a formáció glaukonittartalma: látszólag rendszertelenül, az anyagszállítás és áramlásos szétterítés szeszélyes voltának megfelelően jelenik meg a lazább és kötöttebb rétegekben egyaránt. BONDOR L. (1960) vizsgálatai szerint az általa középső-kattinak vett agyagosabb kötőanyagú kifejlődésben található glaukonit autigén, a felső-katti (sárga színű, keresztrétegzett) képződményekben pedig allotigén eredésű. Saját tapasztalataink azt bizonyítják, hogy a már makroszkóposan is észlelhető glaukonittartalom a formációban nem túl gyakori. Szorospaták. Kazár környékén 5—15 méterenként, Nógrádmegyer—Sóshartyán környékén 25—30 méterenként figyelhető meg egy-egy glaukonitos betelepülés.

A mennyiségi viszonyokat mutatja be a MNME Ásvány-kőzettani tanszékén vizsgált minták adatait összesítő 7. táblázat is. Az apró- és finomhomok szemnagyságát azért emeljük ki, mert a szeparálási vizsgálatok szerint ezekben dúsul a glaukonit.

Néhány glaukonittartalmú kőzetminta elemzési eredménye
Analytical results obtained for some glauconite-containing samples

7. táblázat — Table 7

| Lelőhely | CaCO ₃ | Szemcse nagyság 0,2—0,06 mm \varnothing | Glaukonittartalom | Elemzési átlag |
|-------------------------------------|-------------------|--|------------------------------------|----------------|
| | % | | | |
| Nagybatony—Szorospaták (5 db minta) | 6,72 | 11,9 | 15,17 K ₂ O | 4,42 |
| Sóshartyán (4 db minta) | 5,92 | 10,3 | 8,44 Na ₂ O | 0,54 |
| Nádújfalu—Nemti (4 db minta) | 20,95 | 24,6 | 6,05 P ₂ O ₅ | 0,15 |

A glaukonit egy része valószínűleg valóban autigén eredésű: nem zárhatjuk ki azonban annak a lehetőségét, hogy a képződmények egy része a klorittartalom miatt zöldes színű. Ez esetben viszont magyarázható lenne a fenti vizsgálatok azon megfigyelése, amely szerint a glaukonittartalom csökkenése a biotittartalom növekedésével arányos és, hogy a biotittartalom az allotigén származás bizonyítása mellett esetleg a paleogén vulkanizmus közvetett bizonyítékául is szolgálhat. Figyelemre méltó ugyanakkor, hogy a durvatörmelékes betelepülésekben 0,2—0,8 cm nagyságú zöld kloritpala darabok is előfordulnak (Bárna 1. sz. fúrás), így a kérdés további részletvizsgálatokat igényel.

A formáció képződményei általában vastagpados (4—8 m) kifejlődésűek (8. ábra). A rétegzettség az alsó tagozatban nem kifejezett: az üledékátmenet az egyes réteghatárokon általában fokozatos. Kivételt képeznek egyes meszes homokkőpadok vagy kavicsbetelepülések, ezek réteglapjai általában jól lehatárolhatók, rétegvastagságuk 20—60 cm. Gyakori a lencse- vagy konkrecióképződés, ezek mérete gyakran 3—5 m³ vagy nagyobb is lehet, jellegzetes morfológiai formákat hozva létre. Határaikat nem a szemcse nagyság, hanem a karbonáttartalom változása jelzi. A felsőbb tagozat képződményei jobban rétegzettek: gyakori a diagonális, párhuzamos vagy íves



8. ábra. Parti, keresztretegzett homokkő Sósartyán mellett (Pétervásárai Homokkő Formáció). Fotó: HALMAI J. 1977
 Fig. 8. Onshore cross-bedded sandstone near Sósartyán (Pétervására Sandstone Formation). Photo: J. HALMAI 1977

Pétervásárai Homokkő Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Pétervására Sandstone Formation

8. táblázat — Table 8

| Fajok — Species | Nógrádmegyer (Sósartyánra vezető út melletti legelő kútjából) | Nógrádmegyer 1. sz. fúrás (78,0—150,0 m) | Nógrádmegyer— Sósartyán közötti út (10 km) | Nagybátony (szoros pataki völgy) | Nádújfalu— Homokterenyé környéke |
|-----------------------------------|--|--|--|-------------------------------------|--|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| <i>Cyclammina cancellata</i> | × | | | | |
| <i>Spiroplectammina carinata</i> | | | | | × |
| <i>Nonion bouearum</i> | | | | × | × |
| — <i>soldanii</i> | × | | | | |
| — <i>commune</i> | × | | | | |
| — <i>pompiloides</i> | | | | | × |
| <i>Elphidium crispum</i> | | | | | × |
| — <i>macellum</i> | | | | | × |
| <i>Bulimina elongata</i> | × | | | | |
| <i>Gyroidina soldanii</i> | | × | | | |
| <i>Rotalia beccarii</i> | | × | × | × | × |
| <i>Pullenia sphaeroides</i> | × | | | | |
| — <i>bulloides</i> | | × | | | |
| <i>Cibicides pseudoungerianus</i> | | | | × | |
| — <i>dutemplei</i> | × | | × | | × |

Vizsgálók: 1., 2., 3. = NAGYÉ GELLAI Á. (MÁFI), 4., 5. = SZABÓ K. (M. N. M. E.)



keresztretegzettség. Néhol az 1—2 mm-es aleurit közbe-
települések kimállása miatt, lemezes rétegzettség figyel-
hető meg; fúrásban ez sávós rétegzettségként jelentkezik
(Kazár 511. sz. fúrás). Hasonlóan ritkák az agyagos—
finomhomokos képződményekben található iszapmoz-
gási nyomok és az egyes réteglapok alsó felén látható
„hieroglifák”. A formáció üledéksorának ciklicitása a
molassz-jellegű üledéksorokra emlékeztető.

A formáció szerves maradványokban szegény: rit-
kán szénült növényi maradvány töredékek találhatóak; a
makrofauna gyakorlatilag hiányzik. A gyér Foraminifé-
ra fauna felsorolását a 8. táblázaton adjuk.

A formáció *elhatárolását* lefelé a Szécsényi Slír For-
mációról szóló fejezetben ismertettük. Felső határát a
nagybátony—szorospataki, kazári, salgótarján—iná-
szói, bárnai szelvényekben (többnyire bázistörmelékkel
együtt) megjelenő eggenburgi—loibersdorfi típusú mak-
rofaunával jelölhetjük ki.

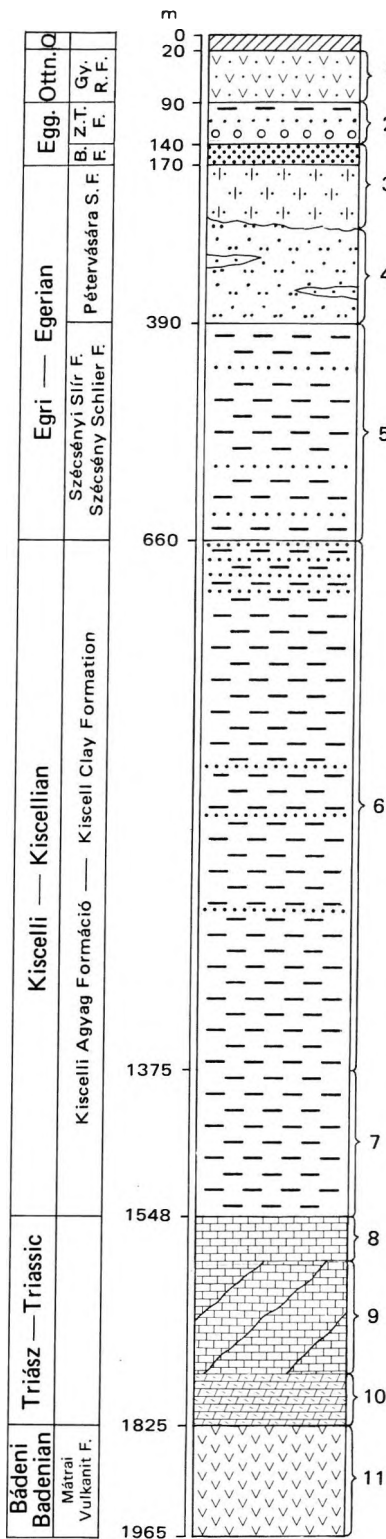
A fáciesviszonyok a Pétervásárai Homokkő For-
máció lerakódása idején eltérőek a Szécsényi Slír For-
máció képződésének idejétől: a reliefenergia hirtelen megnö-
vekedett és nagyarányú anyagbeáramlást eredményezett
az üledékgyűjtőbe. Ennek mélységét őslénytani adatok
hiányában, a keresztretegzettség, kimosási felszínek
(többszöri áthalmozás gyakorisága), iszapmozgási ala-
kulatok ritkasága alapján 10—30, maximálisan 50 m-re
becsülhetjük. A távoli folyók törmelékanyagát állandó és
viszonylag erős tengeráramlások terítették szét. A fácies
partközeli, sekélytengeri, időnként felszínre kerülő, kilo-
méter nagyságrendű homokhátakkal, a karbonátkicsa-
pódást elősegítő átmogatott vízzel.

A formáció képződményei területünkön a felszínen
a nagybátony—szorospataki völgyben, Maconka és Sós-
hartyán környékén tanulmányozhatók. Klasszikus terü-
lete ettől K-re Bárna—Cered—Pétervására—Nádújfalu
környékén található. *Elterjedési* területe az említett része-
ken tanulmányozott; lehatárolásához további részletvizs-
gálatok szükségesek, különösen D-Szlovákia területén.

A formáció *vastagsága* az igen kevés mélyfúrás ada-
tai (9. táblázat), és számításaink alapján, É felé növekvő-
en 200—600 méter. Típuszelvényét a Nagybátony 324. I.
és a Somoskőújfali 3. sz. fúrásokból mutatjuk be (10.,
11. ábra).

9. ábra. Glaukonitos homokkő (Karancseszi 1. sz. fúrás,
136.5 m). Fotó: PELLÉRDY

Fig. 9. Glauconitic sandstone (borehole Karancseszi 1,
136.5m.). Photo: PELLÉRDY



10. ábra. A Nagybátony 324/I. sz. fúrás összevont szelvénye (KÉRI J. nyomán)

1. Riolitufa, 2. kavics, tarka agyag, 3. változó szemmagyságú homokkő, 4. finomszemű glaukonitos homokkő durvaszemű betelepülésekkel, aprószemű kavicspadokkal, 5. agyagos aleurit finomszemű homokkő betelepülésekkel (slír), 6. sötétszürke, kemény aleurit, felső részén homokkő csíkokkal, 7. sötétszürke, kalciteres aleurit, 8. agyag, kalciteres mészkő, 9. tömött, erősen repedezett mészkő (vetőzóna), 10. anhidrites, szericités dolomitbreccsia és mészkő, 11. porfirós, pilotaxitos, kloritos andezit

Fig. 10. Cumulative profile of borehole Nagybátony 324/I (after J. KÉRI)

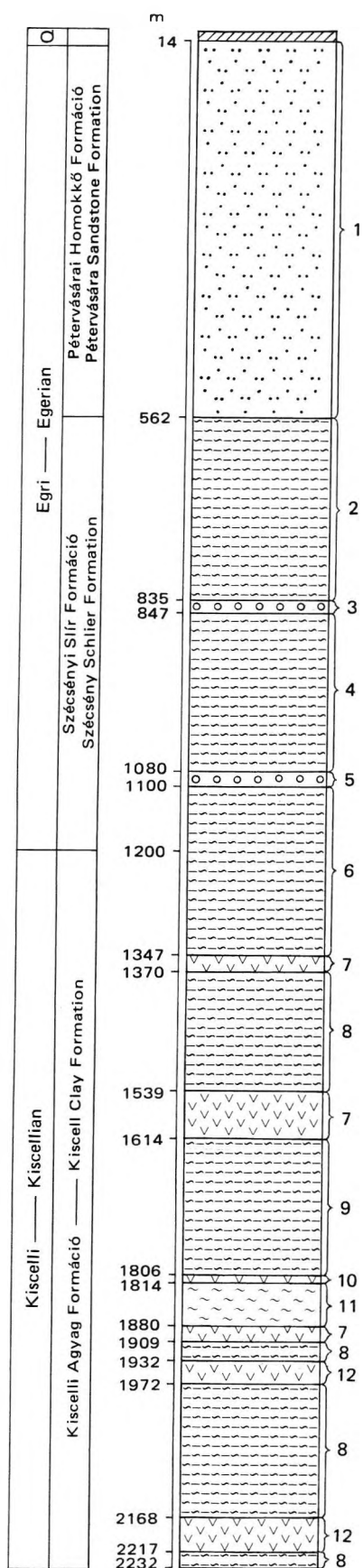
1. Rhyolite tuff, 2. gravel, variegated clay, 3. sandstone of varying grain size, 4. fine-grained glauconitic sandstone with coarse-grained interbeddings and small-grained gravel beds, 5. argillaceous silt with fine-grained sandstone interbeddings (schlier), 6. dark grey hard siltstone with sandstone bands in its upper part, 7. dark grey siltstone with calcite veinlets, 8. clay, limestone with calcite veinlets, 9. compact, heavily fractured limestone (fault zone), 10. anhydritic and sericitic dolomite breccia and limestone, 11. porphyritic, pilotaxitic chloritic andesite

11. ábra. A Somoskőújfalu 3. sz. fúrás összevont szelvénye (BARTKÓ L. nyomán)

1. Szürke-, zöldesszürke színű, változó szemmagyságú glaukonitos homokkő, alsó részén kavicspaddal, 2. sötétszürke, homokos, csillámos agyagmárga, 3. szürke, finomszemű agyagos homokkő, 4. sötétszürke, homokos, csillámos agyag, agyagmárga Foraminiferákkal, 5. durvaszemű glaukonitos homokkő, 6. homokos, csillámos agyagmárga, 7. gránátos, biotitos amfibolandezit, 8. sötétszürke, kemény agyagmárga Foraminiferákkal, 9. sötétszürke, helyenként finomhomokos agyagmárga, 10. amfibolandezit telér, 11. sötétszürke homokos márga, 12. amfibolandezit

Fig. 11. Cumulative profile of borehole Somoskőújfalu 3 (after L. BARTKÓ)

1. Grey to greenish-grey glauconitic sandstone of varying grain size with a gravel bed in its lower part, 2. dark grey sandy, micaceous claymarl, 3. grey, fine-grained, argillaceous sandstone, 4. dark grey, sandy, micaceous clay and claymarl with Foraminifera, 5. coarse-grained glauconitic sandstone, 6. sandy micaceous claymarl, 7. garnet-bearing, biotitic hornblende andesite, 8. dark grey hard claymarl with Foraminifera, 9. dark grey, locally fine-sandy claymarl, 10. hornblende andesite dyke, 11. dark grey sandy marl, 12. hornblende andesite



A Pétervásárai Homokkő Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Pétervására Sandstone Formation

9. táblázat — Table 9

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-------------------|--------------------------------|----------------|-------------------------------|------------------------|
| Bárna 2. | ^h M ₁ e | 51,7—155,4 | — | 103,0 |
| Hollókő 2. | ^s M ₃ k | 13,0—60,2 | — | 47,2 |
| Karancseszti 1. | Q | 4,0—140,0 | ^s O ₁ e | 136,0 |
| Kazár 511. | ^h M ₁ e | 48,7—122,3 | — | — |
| Kazár 513. | ^h M ₁ e | 30,0—33,8 | — | 4,0 |
| Mátraverebély 11. | ^{bk} M ₂ o | 389,9—474,1 | — | > 85,0 |
| Nagybátony I. | Q | 12,5—151,0 | ^s O ₁ e | 38,5 |
| Nagybátony 324/1. | ^h M ₁ e | 170,0—390,0 | ^s O ₁ e | 210,0 |
| Nógrádmegyer 1. | ^a M ₁ e | 57,8—150,0 | — | > 92,2 |
| Nógrádmegyer 2. | Q | 10,5—92,0 | — | > 79,0 |
| Nógrádmegyer 3. | Q | 4,8—102,5 | — | 97,7 |
| Sámsonháza 16a. | ^{bk} M ₁ o | 842,6—1009,2 | ^s O ₁ e | 166,6 |
| Somoskőújfalú 3. | Q | 14,0—502,0 | ^s O ₁ e | 548,0 |
| Sóshartyán 2. | Q | 8,0—22,9 | — | > 15,0 |
| Tar 22. | ^s M ₃ k | 250,4—318,1 | — | > 68,0 |
| Tar 33. | ^a M ₁ e | 481,5—490,0 | — | > 8,0 |

Becskei Formáció

Az ide sorolt képződmények szolgáltatták az alapját az oligocén—miocén határviták egy részének. A vitákat a kevés bányászati dokumentált adat, a rossz feltártsági viszonyok, a bonyolult tektonikai helyzet, a térképezések szempontjából mindig „szélekre eső” földrajzi szituáció, és végül a ténylegesen bonyolult fáciesátmenetek Becske körüli koncentrációja okozta.

A félreértés-sorozat annál figyelemreméltóbb, mivel az észlelések többnyire megegyezők, az értelmezés azonban az egyének egész területet (mreven) azonos koncepció alapján szintetizálni kívánó törekvése áldozatául esett. A probléma gyökere: azonos korú-e a becskei (szandai, herencsényi stb.) barnaköszén a salgótarjánival; a fedőjében az „aequipetenes rétegek” vagy a salgótarjáni chlamysos rétegek települnek-e, és hiányzik-e (ha igen, miért) a riolittufa a rétegsorból?

Már az első térképezők, STACHE G.—BÖCKH J. (1865) is különbséget tettek térképeken a szandaváraljai, a herencsényi „lignit” és a Salgótarján vidéki „szén” képződmények jelölésekor. BÖCKH J. (1866) külön tanulmányában először tesz említést a herencsényi tengeri homok, agyag, homokkő és barnaköszén betelepüléseiről, melyek STACHE szerint a *Cerithium margaritaceum* szintje fölötti helyzetűek.

HANTKEN M. (1878) a becskei kőszent elkülönítve tárgyalja a Salgótarján vidékétől, megállapítva, hogy fekszik a „kisczelli tállyag”, fedője „homokkő és konglomerát”.

ID. NOSZKY J. (1912a, 1914) a fedők azonossága miatt, először azonosítja a kőszentet a Salgótarján vidéki barnaköszénnel, bár kiemeli a riolittufa hiányát. Később ugyanennek az ellenkezőjét rögzíti (1926, 1931. p. 170): „... az úgynevezett »becskei« vagy szandakörüli széntelepek ... idősebbek a salgótarjániaknál”.

VITÁLIS I. (1935) felső-oligocén korúnak tartja a Becske, Szandavár, Nógrádsipek, Lóc körüli barnaköszenteket, leszögezve, hogy „ezeket a szeneket még mindig a szorosan vett salgótarjánvidéki alsó-miocén korszakú szenekkel tévesztik össze” (p. 298—299). Ugyanakkor a kiskéri kőszentet a salgótarjánival azonosítja, valószínűleg SCHRÉTER Z. (1937) 1929—32-ben végzett munkája eredményeinek ismeretében, aki viszont ezek alsó-miocén korát tartja valószínűnek. Ő említi először a fekü kavics és homok rétegösszetét, valamint a fedőben levő *Congeria clavaeformis* Krauss alakokat.

FERENCZI I. (1939) a helixes—cyrenás képződményekkel záródó stampi üledékciklusban jelöli ki a becskei barnaköszén képződésének idejét, egyetértve VADÁSZ E.-rel (l. ugyanott), aki a herencsényi kőszentet tartja felső-oligocén korúnak.

ID. NOSZKY J. (1940a) — talán az ellentmondásokat feloldandó, talán a tekintélytisztlet nyomasztó hatása miatt — végső összefoglalásában (p. 73—74) a tényhelyzetet teljesen figyelmen kívül hagyva, megkülönbözteti a „majdnem Kiskérig húzódó becskei helvéciai korú szénkifejlődést a rendes salgótarjáni—sajóvölgyi akvitániai-tól”.*

* kiemelés Szerzőtől

HORUSITZKY F. (1942) a rétegsort ismét a talpára állítja: az akvitan korúnak vett salgótarjáni telepek alá, az oligocén—miocén teresztrikus határképződmények közé sorolja a becskei, szátoki szeneket. Logikus rendszernek szépséghibája, hogy a szandai telepeket továbbra is azonosnak tartja a salgótarjániakkal.

CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1956b) Becskéről egyértelműen megállapítja: „... salgótarjáninál idősebb kőszenes nyomok”.

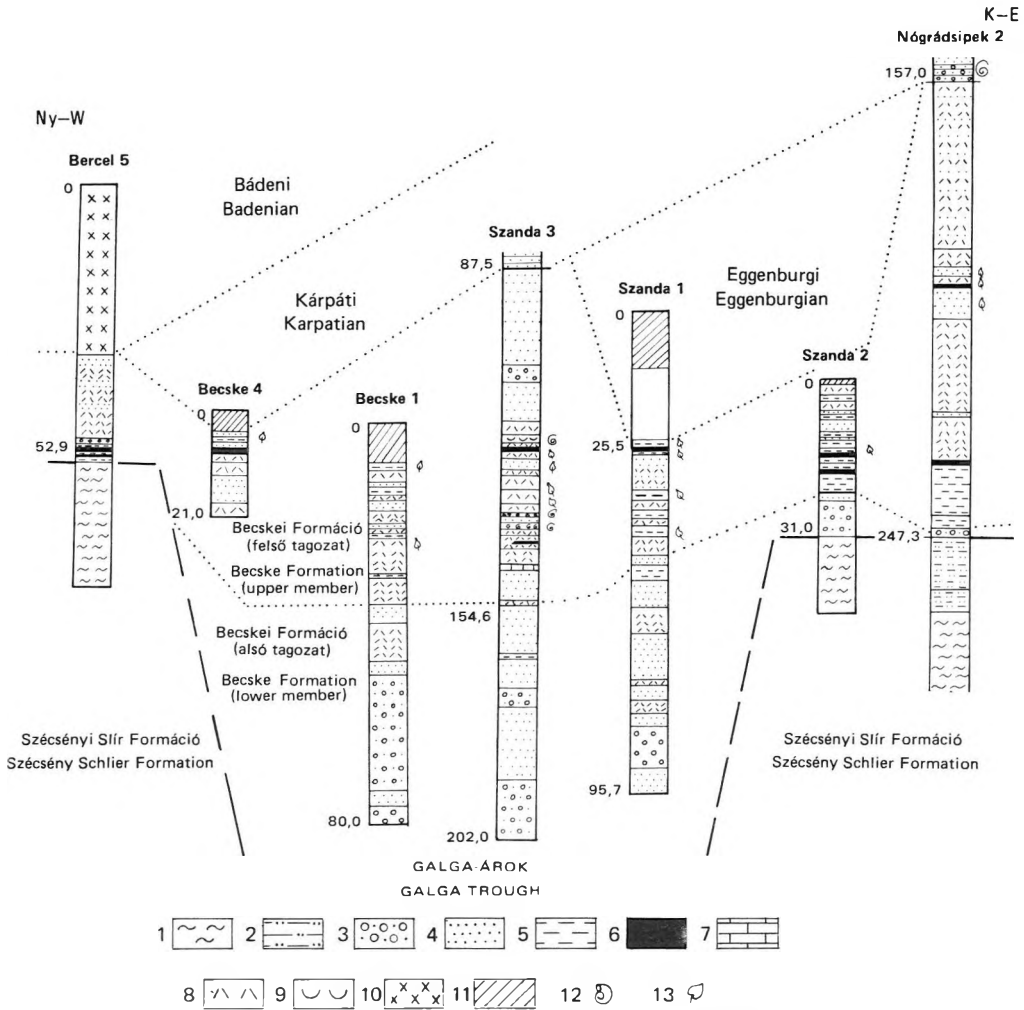
BARTKÓ L. (1962) és VADÁSZ E. (1960) a felső-oligocénbe sorolja, majd BÁLDI T. (1973) a fedőképződmények alapján ismét a salgótarjáni „terítékteleppel” azonosítva az ottngienbe (felsőburdigalai—helvét s. str.) sorolja a becskei szenet.

HÁMOR G. (1973) a térképezés során „becskei barnaköszénteleses öszlet” megjelöléssel az egri emelet (oligocén) regressziós zárótagozataként értékelte.

A részletes felvételi munka és a problémák megoldása céljából mélyített térképező fúrások adatai alapján a Becskei Formáció leírása a következő:

A formáció elnevezése Becske községről (Észak-Magyarország, Nógrád megye) történt, mely földrajzilag az Északi-középhegység cserhádi részén, a Galga-völgyben helyezkedik el. Az elnevezést részben prioritási okok (Dr. NOSZKY J. 1927), részben az indokolja, hogy problematikus helyzetéből adódóan e képződményeket sokan és alaposan tanulmányozták, s a név meggyökeresedett — körül nem határolt fogalomként — a hazai szakirodalomban.

A javaslatot indokolja, hogy — minden szempontból markánsan elhatárolható fekvő- és fedőképződményei miatt — elterjedése jól térképezhető; a terület fejlődéstörténeti és ösföldrajzi viszonyainak ismerete szempontjából,



12. ábra. A Becskei Formáció települése és kifejlődése

1. Agyagmárga, 2. agyagos homok, 3. homokos kavics, 4. homok, 5. szenes agyag, tüzálló agyag, 6. barnaköszén, 7. mészmárga, 8. közetliszt, 9. congeriás rétegek, 10. andezit, 11. lösz, talajtakaró, 12. Mollusca-héjtöredék, 13. szénült növénymaradvány

Fig. 12. Mode of occurrence and geological features of the Becske Formation

1. Claymarl, 2. argillaceous sand, 3. sandy gravel, 4. sand, 5. carbonaceous clay, refractory clay, 6. browncoal, 7. calcareous marl, 8. silt, 9. Congeria beds, 10. andesite, 11. loess, soil blanket, 12. Mollusca shell fragments, 13. coalified plant remains

valamint a regionális oligocén—miocén határ megvonása szempontjából jelentős üledéksor. A típuslelőhely közvetlen környéke hét magfűrással és több, kisebb — ma már felhagyott — bányüzemmel feltárt, határai rögzíthetők.

A formációt szürke, zöldesszürke, változó mennyiségű, zömében finomszemű és aprószemű homok, agyagos homok, finomhomokos kőzetliszt, aleurit, alárendeltebben zöldesszürke plasztikus agyag („fazekasagyag”, „tűzállóagyag”), szenes agyag és homokos kavics, kavics alkotja. Köztelepült agyagos barnaköszéntelegekkel és zsinórokkal.

Átlagos rétegösszetétel 10 fúrás, 576,6 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: agyag 11,6%, kőzetliszt 36,3%, homok 38,7%, kavics 13,3%.

A formáció kavicsrétegeit általában 0,5—1,0 cm-es, ritkábban 2—4 cm nagyságú szürke, sötétszürke kvarc-kavicsok alkotják. A kavicsok általában jól vagy közepesen kerekítettek. A kötőanyag homok, ritkábban laza homokkő. A rétegsorban a homok változó szemmagyságú, alul gyakoribb a közép- és durvaszemű, közepesen vagy rosszul osztályozott. Összetételében uralkodó a kvarc, a Szanda 3. sz. fúrás 154,6—164,0 m közötti rétegében (12. ábra) feltűnően sok fehér földpátszemcsével, másutt glaukonitszemcsék is megfigyelhetők. Megjegyezzük, hogy a formáció felső részén általában apró- és finomszemű, magas muszkovittartalmú, gyakran selymes tapintású, tömött szövetű homokrétegek találhatók, helyenként gyökérnyomokkal.

A kőzetliszt szemmagyságú képződmények igen jellegzetes kifejlődésben találhatók: szürke, jól rétegzett „esőceppnyomos”, agyagos, csillámos, finomhomokos aleurit; sötétszürke, barnásszürke, tömött, finom eloszlású szerves anyagot tartalmazó, kagylós törésű agyagos aleurit; zöldesszürke, mészsomós, agyagos aleurit, édesvízi mészmárga betelepüléssel.

A rétegsort, főleg a telepek környékén zöldesszürke, plasztikus agyag, szenes agyag, szürkésfehér — a Nógrádsípek 2. sz. fúrásban vörösbarna — finomcsillámos „tűzálló” agyag egészíti ki, elszórt növényi lenyomatokkal (12. ábra).

Az agyagos képződmények, a SZIKKTI vizsgálatai szerint a Szanda 1. sz. fúrásban uralkodóan montmorillonitból, kisebb részben illitből, a Szanda 2. sz. fúrásban pedig uralkodóan montmorillonitból, míg a Becske 1. sz. fúrásban illitből és kaolinitből állnak, egy részük bentonitnak minősíthető.

A köszénfészeségek agyagos (ritkán fás) barnaköszén, leveles szenes agyag formájában jelennek meg. A telep-vastagságok 0,2—1,4 m közöttiek, általában két telep található, a leveles elválású, összemossott detrituszanyagot nem számítva.

A formáció képződményei általában jól rétegzettek, a kőzetváltozások a réteghatároknál élesen kivehetők. A finomhomokos—pelites képződmények váltakozásából néhol sávós rétegzettség alakul ki (Szanda 1., Nógrádsípek 2. sz. fúrások).

A képződmények *szervesmaradvány* tartalma szegényes: a szénült növényi maradványok (levél- és szárrészek, gyökérnyomok) közelebbi meghatározásra alkalmatlanok.

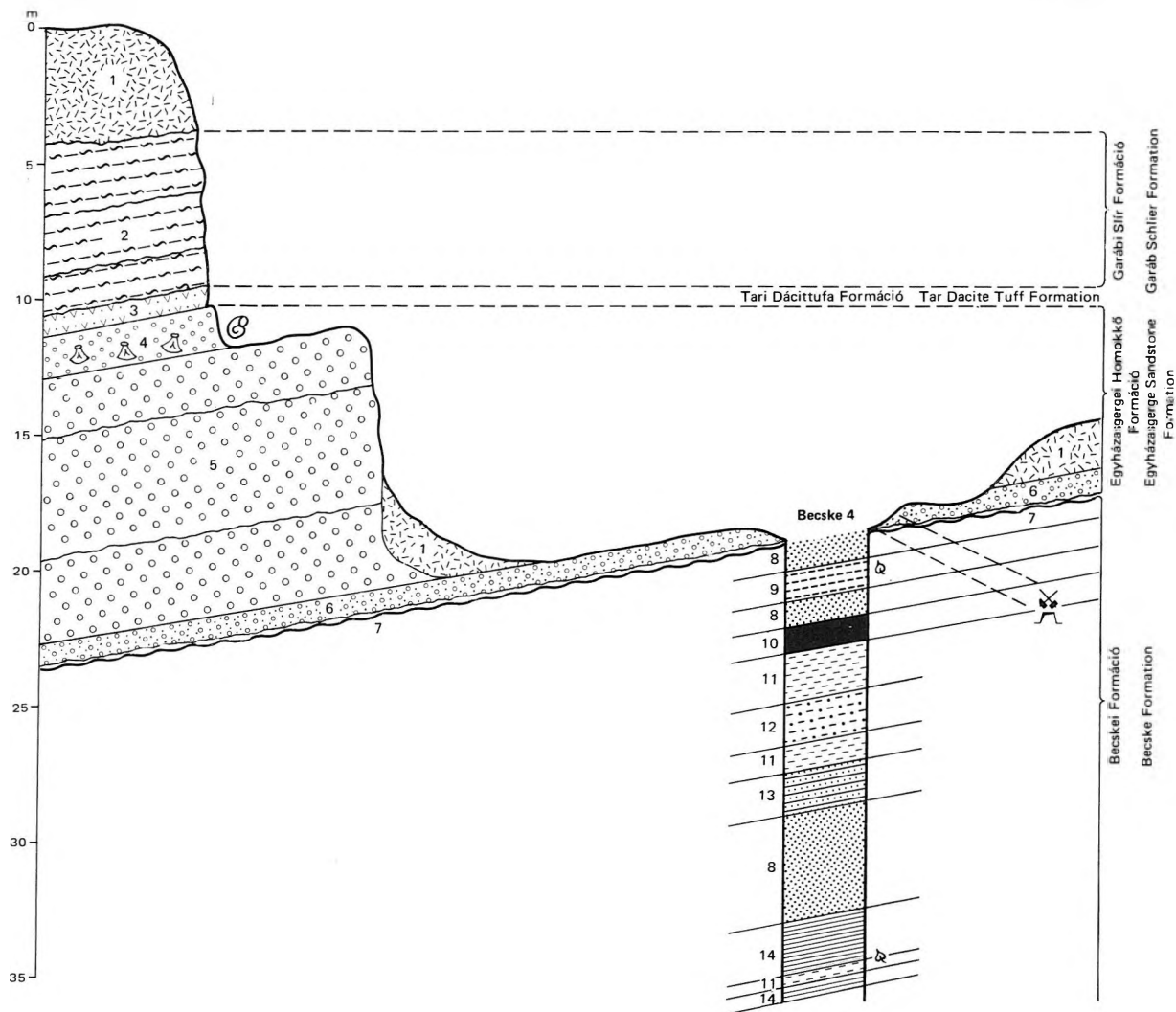
Foraminiferát a vizsgált Becske 1., 4., Szanda 2. sz. fúrásokban a rétegek gyakorlatilag alig tartalmaznak. Mindössze a Becske 1. sz. fúrásban a 14,6—15,2 m közötti zöldesszürke, kőzetlisztes agyagban talált NAGYNE GELLAI Á. egy *Cibicides* sp.-t és a Szanda 3. sz. fúrás 94,0—96,0 m közötti szakaszában KÖRECNÉ LAKY I. egy *Eponides haidingeri* (D'ORB.) példányt, ezek áthalmozottak. A legteljesebb kifejlődést harántolta a Szanda 3. sz. fúrás, melyben 120,8—122,5 m között, szürke aleurit kötőanyagú *Congeria-lumachellát* harántoltak. A *Congeriák* a régi bányaműveletekben SCHRÉTER Z. (1937) által talált *Congeria claviformis* KRAUSS alakokkal azonosíthatók, mellettük nagy alakú *Unio*-félék maradványai is találhatóak.

Közelebbi határozásra alkalmatlan Mollusca-héjtörödékeket tartalmaznak a Szanda 3. sz. fúrásban 136,4—136,8 m és 138,6—139,4 m között harántolt homokos Mollusca-lumachellák. A FERENCZI I. (1942) által említett *Helix*-es kifejlődés feltárása Becskén útépités miatt megszűnt.

Fentieket összefoglalva, a Becskei Formáció földtani felépítése a következő (12. ábra): alsó tagozatát 40—50 m vastag, főleg folyóvízi kifejlődésű homok, homokos kavics, kőzetliszt [SCHRÉTER Z. (1937) „szénfekvő homok és kavics rétegcsoport”-ja]; felső tagozatát barnaköszén-telepeket, szénült növénymaradványokat tartalmazó agyag, aleurit, finomhomok képződményekből álló édesvízi—mocsári—lagúna (esztuárium) fáciesű, 70—90 m vastag üledéksor jellemzi. Megemlítendő, hogy a Szanda 3. sz. és Nógrádsípek 2. sz. fúrásokban e tagozat felső részén ismét durvább szemű homok, kavicsos homok, aleuritsávós homok jelenik meg, mely a törmelékes anyagszállítás megnövekedett intenzitására utal. A formáció teljes vastagsága tehát 110—140 méterre tehető.

A formáció *elhatárolása* a feké felé egyszerű: a Szécsényi Slir Formáció bathysiphonos agyagmárga, aleurit képződményei felett a határ a durvatörmelékes képződmények megjelenésével vonható meg, ahol a tengeri makro- és mikrofauna kimarad. Az alsó határ hipozstratotípusú tekinthető Nógrádsípek 2. sz. fúrásban a ciklusvégi kiemelkedést bizonyos mértékű üledékátmenet jelzi: a 300,0—262,5 m között feltárt szürke, csillámos, bathysiphonos aleurit felső része egyre több finomhomokszemcsét tartalmaz és fokozatosan megy át a 262,5—247,3 m közötti finomszemű, majd aprószemű agyagos, kissé glaukonitos homokba. E képződmény jellegzetes száradási repedéseket mutat, ez a homok szemcsenagyságának növekedésével együtt mindenképpen relatív kiemelkedést jelent. Erre (látszólag konkordánsan) 2,0 m zöldesszürke, rosszul osztályozott, agyagos kötőanyagú apró- és középszemű folyóvízi kavics, majd 2,5 m vörösbarna aleurit (tarka agyag) következik, a már tipikus szárazföldi üledékképződési viszonyokat jelezve.

A formáció fedőképződményei változatosak: eggenburgi, kárpáti, bádeni képződmények települnek diszkordánsan rétegeire.



13. ábra. A Délkúti kavicsbánya földtani szelvénye

Holocén: 1. talaj és lejtőtörmelék. *Garábi Slir Formáció:* 2. sárga, finomhomokos, csillámos agyagmárga (slir). *Tari Dácittufa Formáció:* 3. dácittufa. *Egyházasgergei Homokkő Formáció:* 4. agyagos homokos kavics, konglomerátum Chlamys-, Cardium-, Paphia-félékkel, 5. homokos kavics, 6. limonitos homokos kavics, 7. limonitos, mangános kéreg. *Becskei Formáció:* 8. homok, 9. szenes agyag, 10. földes-fás barnaköszén, 11. agyagos aleurit, 12. közetlisztes agyag, 13. homok, homokkő, 14. finomhomokos agyagos közetliszt

Fig. 13. Geological section of the gravel pit of Délkút

Holocene: 1. soil and talus. *Garáb Schlier Formation:* 2. yellow fine-sandy, micaceous claymarl (schlier). *Tar Dacite Tuff Formation:* 3. dacite tuff. *Egyházasgerge Sandstone Formation:* 4. argillaceous and sandy gravel and conglomerate with Chlamys, Cardium and Paphia, 5. sandy gravel, 6. limonitic sandy gravel, 7. limonitic and manganiferous coat. *Becske Formation:* 8. sand, 9. sandy clay, 10. lignite, 11. argillaceous silt, 12. silty clay, 13. sand and sandstone, 14. finesandy, argillaceous silt

Az irodalmi viták tisztázása céljából bemutatjuk a becskei Délkúti kavicsbánya szelvényét, melyet a bányaudvaron mélyített Becske 4. számú térképező fúrással egészítettünk ki (13. ábra). A szelvényrajz a bánya K-i falát mutatja az 1974-es állapot szerint; a bánya ugyanazt a faunás fedőréteget tárja fel, melyet 1937 táján még csak a szénbánya vágataiban lehetett megközelíteni. E rétegből gyűjtötte VITÁLIS S. azt a HORUSITZKY F. (1942) által meghatározott tengeri faunát, mely sok vita forrása lett a későbbiek során. A szelvény (13. ábra) alapján egyértelmű, hogy a Becskei Formációra diszkordánsan települ a BÁLDI T. (1973) által felismert kárpáti chlamysos konglomerátum, homokkő és a slirösszlet a közbetelepült „középső riolittufával”. E megfigyelésünket meggyőzően támasztják alá az azonos szelvényt feltáró Szanda 3. és Nógrádsipek 2. sz. fúrások (12. ábra).

A formáció a kutatási területen Becske, Ordaspusztá, Szandaváralja, Kiskér (ma Pusztakiskér) környékén nyomon követhető a felszínen. Legkeletibb előfordulása a sóshartyáni Piliske-hegytől D-re levő völgyben, a régi Sóshartyán I. sz. táró szájánál található.

A formáció *elterjedési* területe ennél természetesen nagyobb. É-on Rimóc—Felsőtábpszta—Nógrádsípek—Nógrádmarcfal, Ny-on Érsekvadkert—Szátok—Tereske közvetítésével a börsönyalji (Diósjenő, Nógrád, Nógrádverőce) területig terjed. Laterális átmenetét K-en a Pétervásárai Homokkő Formációba, Ny-on a Kovačovi Formációba valószínűsítjük.

A formáció *sztratotípusául* a Szanda 3. sz. fúrás szelvényét (12. ábra) javasoljuk, melynek összevont rétegsora a következő:

| | | |
|-------------|---------------------------------|-----------|
| 0,0—23,6 m | kvarter | } Kárpáti |
| 23,6—74,0 m | Garábi Slir Formáció | |
| 74,0—87,5 m | Egyházasgergei Homokkő Formáció | |

Becskei Formáció

Felső tagozat

| | |
|---------------|--|
| 87,5—94,2 m | szürke, glaukonitos, csillámos durvaszemű homok |
| 94,2—106,4 m | szürke, erősen csillámos, finomszemű homok |
| 106,4—110,6 m | szürke, aprókavicsos, rosszul osztályozott, agyagos kötőanyagú, változó szemnagyságú homok |
| 110,6—118,0 m | szürke, finomszemű homok |
| 118,0—120,8 m | szürke, tömött, kagylós törésű, finomcsillámos aleurit |
| 120,8—122,5 m | szürke, aleurit kötőanyagú „congeriás lumachella” (<i>Congerina clavaeformis</i> KRAUSS) (14. ábra) |
| 122,5—123,1 m | sötétszürke, tömött, finom eloszlású, szénült növénymaradványokat tartalmazó aleurit |
| 123,1—123,6 m | agyagos barnaköszén |
| 123,6—124,0 m | szürke, a fekéből fokozatos átmenettel kifejlődő csillámos, finomhomokos közetliszt, szénült növényi maradványokkal |
| 124,0—125,3 m | szürke, tömött bentonitos agyag, néhány szénült növényi maradvánnyal |
| 125,3—127,7 m | szürke, apró- és finomszemű homok, középső részén sok szénült növényi törmelékkel |
| 127,7—128,5 m | barnásszürke, tömött, finom eloszlású szerves anyagot tartalmazó agyagos aleurit |
| 128,5—136,4 m | világosszürke, finomhomokos közetliszt. 132,5 m-nél és 134,8 m-nél 2—3 cm agyagos, leveles barnaköszénnel, másutt elszórt szénült növényi maradványokkal |
| 136,4—136,8 m | szürke, rosszul osztályozott apró- és finomszemű homok, sok Mollusca-héjtöredékekkel |
| 136,8—137,0 m | sötétszürke szenes aleurit |
| 137,0—138,6 m | szürke, csillámos, finomszemű homok |
| 138,6—139,4 m | homokos kötőanyagú Mollusca-lumachella |
| 139,4—140,6 m | sárgásszürkészöld, agyagos, leveles aleurit |
| 140,6—143,4 m | szürke, plasztikus szenes agyag, 141,4—141,7 m között 30 cm agyagos barnaköszénnel |
| 143,4—146,4 m | zöldesszürke, mészcsonós, agyagos aleurit |
| 146,4—147,4 m | sárgásszürke, édesvízi mészmárga |
| 147,4—150,7 m | szürke, finomszemű homok |
| 150,7—153,5 m | szürke, közép- és durvaszemű homok |
| 153,5—154,6 m | világosszürke agyagos aleurit |

Alsó tagozat

| | |
|---------------|---|
| 154,6—164,0 m | szürke, közép- és durvaszemű földpátos homok |
| 164,0—165,2 m | világosszürke, sárgafoltos, bentonitos agyag |
| 165,2—166,0 m | szürke, meszes kötőanyagú, finomszemű homokkő |
| 166,0—171,0 m | szürke, apró- és középszemű homok |
| 171,0—174,6 m | szürke, homokos kavics, kavicsos homok |
| 174,6—189,4 m | szürke, közép- és durvaszemű homok 179,0 m-nél növénymaradványos aleurit betelepüléssel |
| 189,4—202,0 m | szürke, durvahomokos aprókavics I—II, max. 4 cm átmérőjű nagyobb kavicsal (talp) |

A formáció *vastagsága* a nagyon kevés fúrás adata (10. táblázat) és számításaink alapján 110—140 méter.

A Becskei Formációt feltáró fontosabb fúrások Some important boreholes intersecting the Becske Formation

10. táblázat — Table 10

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|----------------|--------------------------------|----------------|--------------------------------|------------------------|
| Becske 1. | Q | 8,0—80,0 | — | > 72,0 |
| Becske 4. | Q | 4,0—21,0 | — | > 17,0 |
| Szanda 1. | ^a M ₁ e | 25,5—95,7 | — | > 70,2 |
| Szanda 2. | Q | 1,0—31,0 | ^o 01 ₃ e | 30,0 |
| Szanda 3. | ^{ch} M ₂ k | 87,5—202,0 | — | > 114,5 |
| Bercel 5. | Q | 4,0—52,9 | ^o 01 ₃ e | 48,9 |
| Nógrádsípek 2. | ^{ch} M ₂ k | 157,0—247,3 | ^o 01 ₃ e | 90,3 |
| Fót 1. | ^s M ₂ k | 189,8—324,5 | ^o 01 ₃ e | 134,7 |



14. ábra. Congeriás lumachella a Szanda 3. sz. fúrás 120.8–122.5 méterközéből. Fotó: MÓZER I.
Fig. 14. *Congeria coquina* from the 120.8 to 122.5 m interval of borehole Szanda 3. Photo: I. MÓZER

Alsó-miocén

Eggenburgi emelet

Budafoki Homok Formáció

Az e formációba sorolt képződményeket Guta (Galgaguta), Szandaváralja, Terény körül először STACHE G.—BÖCKH J. (1865) különíti el 1:144 000 méretarányú földtani térképén „homok, konglomerátum (horni rétegek)” megjelöléssel. FUCHS TH. (1874) felismerte, hogy a salgótarjáni szénfeküképződmények a gaudendorfi és eggenburgi rétegek megfelelői.

Korai munkáiban ID. NOSZKY J. (1912a. p. 73) az „Alsó mediterrán tengeri rétegek” leírásakor helyesen rögzíti: „Ezeknek a lerakódásoknak legalsóbb részeit azokban a sajátos durva, glaukonitos homokkő törmelékéből keletkezett kőületes rétegekben kell keresnünk, amelyeket Inásznál, továbbá a Szilvaskő alján lehet találni, s amelyeknek rossz fenntartású benyomatokból és kőbelekből álló faunájában a többi közt előforduló Pecten-nyomok annyi tévedésre adtak alkalmat. Ezt t. i. a szénfedőben levő pectenés homokkővel tévesztették össze...”. Az alul tengeri, felül szárazföldi rétegekből álló rétegsorba ekkor még a teljes glaukonitos homokkőösszet is beletartozik, 1926-ban már csak ennek felső szintjei (tengeri homok, kavics, homokkő = „eggenburgi szinttáj”, végül 1926-ban az egészet a katti emeletbe helyezi. 1931-ben megjelent munkájában, majd monográfiájában (1940a) az összes, a széntelepes teresztrikus fekéje alatti tengeri képződményt a felső-oligocénbe sorolja, annak ellenére, hogy SCHRETER Z. már 1929-ben (p. 13) párhuzamosítja az egercsehi riolittufa alatti „nagypectenes” rétegeket a salgótarjáni feké kőületes szintjeivel, majd 1940-ben (b) megjelent nagybáttonyi munkájában a „homok, homokkő és kavics Pecten hornensissel” a rétegek korát egyértelműen a burdigalái emeletben jelöli ki.

A formáció képződményeit HORUSITZKY F. (1942) Ny-on Bercel, Becske környékén a „felső stampikum szublitorális fáciése” néven említi, később (1952) a Bercel környéki pectunculuszos képződményeket már a miocén bázisára helyezi. K-en SZENTES F. (1943b) a katti emeletbe sorolta a glaukonitos, agyagos homokkőfeleségek felső szintjét (G szint).

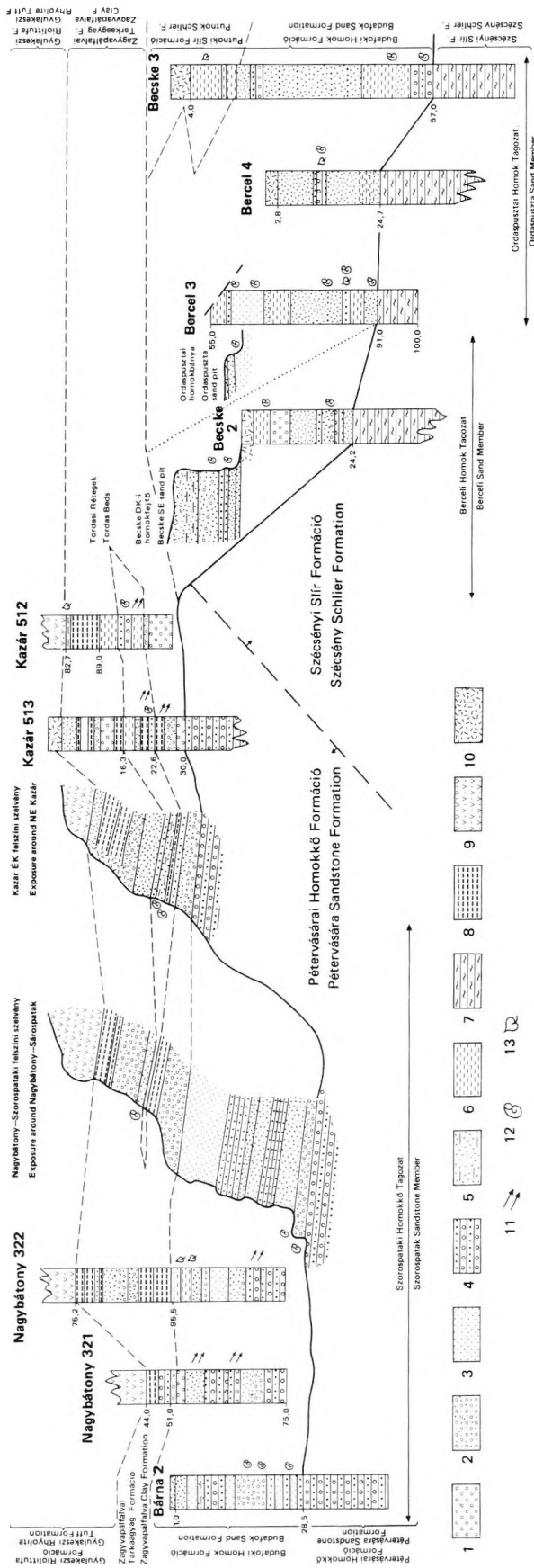
CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1951, 1953, 1956b) a vitatott rétegek faunarevíziója alapján a salgótarjáni szénfekü korát a burdigalái emeletben rögzíti. BARTKÓ L. (1962) „nagypectenes homokkő” és „ostreás—anomiás homokkő” képződményei, BÁLDI T. (1973) eggenburgi anomiás konglomerátuma, HÁMOR G. (1973a) „eggenburgi tengeri öszlet”-e tartozik még a formációba.

BÁLDI T. (1971) a glaukonitos homokkővet, illetve annak legfelső 50—150 m vastag faunás szintjét (= nagypectenes rétegek) „salgótarjáni formáció” néven foglalta össze. A formáció szerinte is (p. 87) azonos



15. ábra. A Pétervásári Homokkő Formációra diszkordánsan települő Budafoki Homok Formáció (Kisterenye, arany-hegyi homokbánya). Fotó: HALMAI J. 1977

Fig. 15. Budafok Sand Formation unconformably overlying the Pétervására Sandstone Formation (sand pit of Aranyhegy at Kisterenye). Photo: J. HALMAI 1977



16. ábra. A Budafoki Homok Formáció és a Zagyvapálfalvi Tarkaagyag Formáció települése és kifejlődése

1. Kavics, konglomerátum, 2. homokos kavics, 3. homok, 4. homokkő, 5. agyagos homok, 6. agyagos finomhomok, aleurit, 7. slir, 8. tarka agyag, aleurit, 9. rhyolit, 10. negyedidőszaki képződmények általában, 11. iszapmozgási nyomok, 12. makrofauna, 13. szénült növényi maradványok

Fig. 16. Mode of superposition and geological features of the Budafok Sand Formation and the Zagyvapálfalva Clay Formation

1. Gravel and conglomerate, 2. sandy gravel, 3. sand, 4. sandstone and calcareous sand, 5. argillaceous sand, 6. argillaceous fine sand and silt, 7. silt, 8. variegated clay and silt, 9. rhyolite tuff, 10. Quaternary formations at large, 11. traces of slumping, 12. megafossils, 13. coalified plant remains

A Budafoki Homok Formáció és a Zagypálfalvai Tarkaagyag Formáció Mollusca-faunája
Mollusca fauna of the Budafok Sand Formation and the Zagypálfalva Clay Formation

11. táblázat — Table 11

| Fajok — Species | Budafoki Homok Formáció | | | Zagypálfalvai Tarkaagyag Formáció |
|--|------------------------------------|--------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|
| | Szorospataki Homokkő Tagozat | Berceli Homok Tagozat | Ordaspusztai Homok Tagozat | Tordasi rétegek |
| | 1. | 2. | 3. | 4. |
| <i>Lamellibranchiata</i> | | | | |
| <i>Nucula schmidti</i> | | | x | |
| <i>Arca gümbeli</i> | | x | x | |
| — diluvii | x | | | x |
| — moltensis | x | | | x |
| — (<i>Arca</i>) <i>moltensis elongata</i> | x | | | x |
| — fichteli | x | | | x |
| — fichteli <i>abbreviata</i> | x | | | |
| — cf. <i>biangulata malleatissima</i> | x | | | |
| <i>Glycymeris latiradiata</i> | | x | x | |
| — fichteli | x | | x | |
| — <i>pilosa lunulata</i> | | x | | |
| — <i>latiradiata subfichteli</i> | | x | | |
| <i>Mytilus galloprovincialis fuscooides</i> | | | | x |
| — <i>haidingeri</i> | | | x | |
| — <i>fuscus</i> | | | | x |
| <i>Pteria (Pinctata) phalaenacea</i> | x | | | |
| — (<i>Pinctata</i>) <i>studerii</i> | | | | x |
| <i>Pinna pectinata brocchii</i> | x | | | |
| <i>Pecten hornensis</i> | x | | | |
| — <i>arcuatus</i> | | x | | |
| <i>Chlamys scabrella</i> | x | | | |
| — <i>holgeri</i> | x | | | |
| — <i>subholgeri</i> | x | | | |
| — <i>glorionaris</i> | x | | | |
| — <i>multistriata</i> | x | | | |
| — <i>gigas</i> | x | | | |
| — (<i>Camptonectes</i>) <i>incomparabilis</i> | | | x | |
| — (<i>Manupecten</i>) <i>palmata cretensis</i> | x | | | |
| <i>Flabellipecten burdigalensis</i> | | x | | |
| — <i>pseudobeudanti</i> | x | x | | |
| <i>Anomia ephippium aspera</i> | x | | | |
| — <i>ephippium pergibossa</i> | x | | x | |
| <i>Ostrea gigantea callifera</i> | x | x | x | |
| — <i>lamellosa</i> | x | | | |
| — <i>cyathula</i> | | x | | |
| — (<i>Crassostrea gryphoides</i>) <i>crassissima</i> | x | | | x |
| — (<i>Pycnodonta</i>) aff. <i>pedemontana</i> | x | | | x |
| <i>Crassatella</i> sp. | x | | | |
| <i>Unio inaequiradiatus</i> | x | | | |
| <i>Polymesoda convexa brongniarti</i> | | x | | |
| — <i>convexa</i> | | x | | |
| <i>Cyprina islandica rotundata</i> | | | x | |
| — <i>gironica</i> | | | x | |
| <i>Diplodonta rotundata</i> | | x | | |
| — cf. <i>trigonula</i> | x | | | x |
| <i>Cavilucina droueti schloenbachi</i> | | x | | |
| <i>Taras trigonulus</i> | | x | | x |
| <i>Saxolucina incrassatus</i> | | | | x |
| <i>Loripes dujardini</i> | x | | | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. |
|--|----|----|----|----|
| <i>Loripes dentatus</i> | | | | × |
| <i>Chama gryphina</i> | | | × | |
| <i>Laevicardium cyprium</i> | | × | | |
| — <i>tenuisulcatum</i> | | | × | |
| — <i>spondyloides</i> | | | × | |
| <i>Cardium neglectum</i> | | | × | |
| — (<i>Rudicardium</i>) <i>grande tereticostales</i> | | | × | |
| — (<i>Laevicardium</i>) <i>cingulatum</i> | × | | | |
| — <i>heeri</i> | | × | | |
| — (<i>Ringicardium</i>) <i>burdigalinum</i> | × | | | × |
| — cf. <i>burdigalium</i> | × | | | × |
| — (<i>cerastoderma</i>) cf. <i>edule</i> | × | | | × |
| <i>Venus islandicoides elongata</i> | | | | × |
| — <i>haidingeri</i> | | | | × |
| — <i>multilamella</i> | | | | × |
| — <i>lilacinoides</i> | | | × | × |
| — (<i>Paradione</i>) <i>chione</i> | × | | | |
| <i>Pitaria</i> (<i>Macrocallista</i>) cf. <i>raulini</i> | × | | | × |
| — <i>benoisti praecedens</i> | × | | | |
| — <i>incrassata</i> | | | | × |
| — cf. <i>erycina subtriangula</i> | × | | | |
| — (<i>Macrocallista</i>) <i>erycinoides</i> | × | | | × |
| <i>Paphia benoissi praecedens</i> | × | | | |
| — <i>sallomaceusis</i> | × | | | |
| <i>Lutraria sanna</i> | | | | × |
| — <i>sanna major</i> | × | | | |
| — <i>lutraria jeffreysi</i> | × | | | × |
| <i>Tellina heberti</i> | × | | | × |
| <i>Angulus</i> cf. <i>sacyi</i> | | | | × |
| <i>Solen subfragilis</i> | × | | | × |
| <i>Panopea ménardi</i> | × | | × | |
| — aff. <i>oligofaujasi</i> | × | | | × |
| <i>Pholadomya puschi</i> | | × | | |
| <i>Thracia eggenburgensis</i> | | | × | × |
| <i>Gastropoda</i> | | | | |
| <i>Theodoxus grateloupianus</i> | | | | × |
| <i>Turritella venus</i> | | | × | |
| <i>Melanopsis impressa hantkeni</i> | | × | | |
| <i>Potamides (pirenella) plicatus</i> | × | × | | |
| <i>Calyptraea (Bicatillus) cf. deformis</i> | × | | | |
| <i>Tympanotonus margaritaceus</i> | | × | × | × |
| — <i>margaritaceus grateloupi</i> | | | × | |
| <i>Polinices</i> aff. <i>lunata</i> | | | | × |
| <i>Natica (Lunatia) catena helicina</i> | × | | × | |
| — <i>millepunctata</i> | | | | × |
| <i>Ampullina crassatina</i> | | × | | |
| <i>Bullia hungarica</i> | | × | × | |
| <i>Nassa</i> sp. | | × | | |
| <i>Athleta rarispina</i> | | × | | |
| <i>Turricula regularis</i> | | × | | |
| <i>Bulla haueri</i> | | | | × |
| <i>Antennata</i> | | | | |
| <i>Balanus concavus</i> | × | | | × |

Vizsgálók: 1. CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. és SCHRETER Z., 2., 3. BÁLDI T., 4. CSEPREGHYÉ MEZNERICS I., BOHNÉ HAVAS M. és SZENTIRMAI I.

fáciesű a „budafoki anomias—nagypecten formációval”, és mivel a „salgótarjáni” formációnév prioritási okok (HANTKEN M. 1878) és kongresszusi határozatok nyomán (HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969, HÁMOR G. 1971b, 1973a) foglalt, így nem tekinthető érvényes formációnévnek.

A Budafoki Homok Formáció első formációleírása BÁLDI T. (1973) nevéhez fűződik. A formációt területünkön három tagozat alkotja: a Szorospataki Homokkő-, a Berceli Homok- és az Ordaspusztai Homok Tagozat. A formáció leírását e tagozatok területi elterjedése szerint mutatjuk be.

A Szorospataki Homokkő Tagozat megnevezés az irodalomban (ID. NOSZKY J. 1926) „nagypecten rétegek”-ként említett kifejlődés szinonimája. Elterjedése a Mátra É-i előterére, Salgótarján környékére korlátozódik. Elnevezése Nagybátony—Katalinpuszta területének Szorospatak nevű völgyéről történt.

A tagozatot szürke, zöldesszürke, aprószemű konglomerátum; kavicsos homok—homokkő, apró- és közepesemű, valamint durvaszemű homok—homokkő alkotja. A törmelékanyag túlnyomó része kvarc, a homokszemcsék közepesen, a kavicsok jól kerekítettek, gyakran fekete bekéregzésűek, osztályozottságuk jó, átlagos szemcse-nagyság 1—2 cm. K-en. Bárna környékén gyakori a törmelékanyagban a glaukonit és a koltritpalatörmelék, a lekerekítettség itt sokkal csekélyebb. Itt és a salgótarjáni Eperjes-telepi árokban gyakoriak a szénült, kovásodott uszadékfa töredékek. A faunatartalmat a nagy Pectenek töredékei vagy lenyomatai jellemzik, Bárna körül Balanus töredékek is találhatóak.

A Nagybátony 321., 322. számú térképező fúrásokban egyes homokrétegek sávosan rétegzettek, néhol iszapmozgási nyomok láthatók. Általában a vékonypados rétegzettség, az Arany-hegy környékén vastagpados—konkréciós rétegzettség jellemzi. A salgótarjáni szénfekű homokkőveiből CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1953) gazdag Chlamys—Cardium faunát közöl, a szorospataki völgy szelvényében a tagozatból — BARTKÓ L. (1962) szerint — Pecten, Chlamys, Pitaria, Cardium féleségeket gyűjtött.

A kisterenyei Arany-hegy környékén a tagozatot sárgásbarna, sötétszürke közép- és durvaszemű kvarcho-mok alkotja, 1—2 méter vastag, azonos szemnagyságú homokkő betelepülésekkel (15. ábra). Az egyes padokba települő, összemosott ostreás—arcás—panopeás—tympantonosus faunát SCHRÉTER Z. gyűjtötte, ezt saját anyagával kiegészítve CSEPREGHYNE MEZNERICS I. határozta meg (11. táblázat).

A Szorospataki Homokkő Tagozat *vastagsága* 50—60 méterre tehető, fáciése tengeri—partszegélyi—abráziós parti. Elterjedése Ipolytarnóc—Salgótarján—Kisterenye—Nagybátony—Parád-(esetleg Darnó-hegy)-Bárna környékén ismert. Típuszelvénye a szorospataki völgy felső részén található. Feltárták a Nb. 321., 322., 324/I. és a Bárna 2. sz. fúrások (16. ábra).

A Berceli Homok Tagozat Bercel községről (Észak-Magyarország, Nógrád megye) neveztük el, mely földrajzilag az Északi-középhegység cserhádi részén, a Galga-völgyben található.

Az elnevezést három ok indokolja: területünkön innen írták le először a „horni rétegek”-et (STACHE G.—BÖCKH J. 1865), e képződményeknek itt található a legnagyobb összefüggő felszíni elterjedése, legteljesebb fáciessora, és a terület jól tanulmányozott.

Elhatárolása jellegzetes makrofauna alapján keresztülvihető, a miocén alsó határának megvonása szempontjából jól térképezhető és értékelhető összletet alkot. A tagozat az irodalom „ostreás, anomias homok”-jának felel meg.

A Berceli Homok Tagozatot sárga, változó szemnagyságú homok, sárga kavicsos homok (Ostreákkal), csillámos—meszes, változó szemnagyságú anomias homok, homokkő, Mollusca-héjtöredékes homok (Tympantonus-félékkel) építi fel, alárendelten laterális átmenetet jelző finomhomokos aleurit-, meszes konglomerátum betelepülésekkel. A törmelékanyag túlnyomó része kvarc—kvarcit. A homok és a kavics jól kerekített és osztályozott. A kavics átlagos szemnagysága 0,5—1,5 cm, elszórtan 2—3 cm nagyságúak is megfigyelhetők. A CaCO₃-tartalom 51 db felszíni minta átlagában 11,1%, szélső értékei 0,4—23,1% körüliek. A képződmények általában vastagpadosak, a keményebb rétegek vékonypados rétegzettségűek.

A tagozat makrofaunáját BÁLDI T. (1971, 1973) szerint ostreás—anomias—tympantonosus fáciessort jellemzi (11. táblázat).

A Berceli Homok Tagozat *vastagsága* 20—30 méterre tehető. Fáciése tengeri, partszegélyi—síkparti. Elterjedése Galgaguta—Nógrádkövesd—Bercel—Becske—Mohora—Szügy környékén ismert. Típuslelőhelyei: Bercel, Mogyorós-tetői homokbánya, Galgagutától K-re levő homokbánya, Becske község DK-i részén levő elhagyott kőfejtő, ahol a tagozatot a Becske 2. számú fúrás tárta fel legjobban.

Az Ordaspusztai Homok Tagozat az irodalomban „pectunculusos homok” néven ismert. Elnevezése Bercel község Ordaspuszta körüli részéről történt. Képződményei: sárga, csillámos finomhomok Glycymeris-félékkel; közép- és durvaszemű molluskás homok Ostreákkal; változó szemnagyságú homok—laza homokkő, mely helyenként aprókavicsos. A tagozatban gyakoriak az agyagos, finomhomokos kőzetliszt betelepülések, melyek néhol sávosak vagy mikrorétegzettséget mutatnak. A homok jól osztályozott, egyes réteglapok mentén jól lekerekített szemcséjű és osztályozott aprókavicsok figyelhetők meg. A homokképződmények padosan rétegzettek, 0,5—2,0 m vastagok.

A Budafoki Homok Formáció és a Zagyvápálfalvi Tarkaagyag Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Budafok Sand Formation and the Zagyvápálfalva Clay Formation

12. táblázat — Table 12

| Fajok — Species | Budafoki Homok Formáció | | | | | | | | Zagyvápálfalvi Tarkaagyag Formáció |
|----------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|--|-------------------------------------|---|-----------------------------------|----------------------------------|--|
| | Berceli Homok Tagozat | | | | | | Ordaspusztai Homok Tagozat | | |
| | Galguta-ÉK, felhagyott homokbánya | Bercel, Szár-hegy É-i vizmosások | Bercel, Mogyorós-tetői homokbánya | Bercel, Csereshegy-völgy, kis csúcs oldalán | Berceli tanyától D-re, árok talp | Berceltől K-re 0.5 km-re (útbevagás) | Bercel 3. sz. fúrás 55.0— 91.0 | Becske 3. sz. fúrás 4.0— 57.0 | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | |
| Haplophragmoides rotundidorsatus | | | | | | | | x | |
| Spiroplectammina carinata | x | | | | | | | | |
| Trochammina sp. | | | | | | | | x | |
| Robulus inornatus | x | | | | | | | | |
| Dentalina communis | x | | | | | | | | |
| — pauperata | x | | | | | | | | |
| — approximata | | | | | x | | | | |
| Nodosaria spinicosta | | | | | | | | x | |
| Lagena striata | x | | | | | | | | |
| Guttulina problema | x | | | | | | | | |
| Nonion boueanum | | | | | | | x | | |
| — granosum | | | | | | | x | | |
| Elphidium advenum | | | | | | | | x | |
| — hiltermanni | | | | | | | x | | |
| — striatopunctatum | | | | | | | | | x |
| Bulimina buchiana | | | | | | | | x | |
| — elongata | | | | x | | | | x | |
| Virgulina schreibersiana | | x | | x | | | | x | |
| Bolivina acerosa | | | | | | | | x | |
| — punctata | | | | | | | | x | |
| — scalprata var. miocenica | x | | | | | | | x | |
| Uvigerina pygmaea | | | | | | x | | | |
| — hantkeni | | | x | | | | | | |
| Angulogerina angulosa | | | | | | | | x | |
| Rotalia beccarii | | | | | | | x | x | |
| — canui | | | | | | | x | x | x |
| Siphonina reticulata | | | x | | x | | | | |
| Pullenia bulloides | x | | x | | | | | | |
| Sphaeroidina austriaca | | | | | x | | | | |
| Planulinella osnabrugensis | | | | | | x | | | |
| Cibicides ungerianus | | | | | x | | | | |
| — boueanus | x | | | | | | | | |

Vizsgálók: NAGYÉ GELLAI Á. és KÖRECNÉ LAKY I.

A tagozat makrofaunáját a Glycymeris—Cardium-félék jellemzik, a felszíni feltárásokban ezek mészhéjú átmetszeti jellegzetes képet mutatnak a sárga homokban. A tagozat makrofaunáját BALDI T. szíves meghatározása alapján a 11. táblázat mutatja. Foraminifera faunáját NAGY B.-NÉ és KORECZNÉ LAKY I. vizsgálta (12. táblázat).

A faunalisták egyben azt is bizonyítják, hogy a tagozat É felé már laterális átmenetet képez a Putnoki Slír Formáció Iliny Agyagmárga Tagozatába.

Az Ordaspusztai Homok Tagozat vastagsága mintegy 50—60 méter. Tengeri—partközeli—síkperti fácies képvisel, átmenetekkel a partközeli—nyíltvízi, sekély-neritikus kifejlődésbe. Elterjedése Bercel ÉK-Ordaspuszt területén ismert, É felé tisztázandó. Típuszelvénye a berceli Ordaspuszt D-i, legutolsó házánál levő homokfejtő, melyet a Bercel 3. sz. fúrással egészítettünk ki. Feltárta még a Becske 3. sz. fúrás is.

A Budafoki Homok Formáció képződményei tehát igen változatosak. Az átlagos rétegösszetétel 8 fúrás 240,9 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: agyag 5,2%, kőzetliszt 19,8%, homok 67,5%, kavics 7,4%.

A formáció vastagsága — figyelembe véve az egyes tagozatok laterális csatlakozását — mintegy 80—90 méterre tehető (13. táblázat).

A Budafoki Homok Formációt feltáró fontosabb fúrások Some important boreholes intersecting the Budafok Sand Formation

13. táblázat — Table 13

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-------------------|-------------------------------|----------------|-------------------------------|------------------------|
| Bárna 2. | Q | 1,0—28,5 | ^h 0 ₁ e | 27,5 |
| Becske 2. | Q | 2,5—24,2 | ^s 0 ₁ e | 21,7 |
| Becske 3. | Q | 4,0—57,0 | ^s 0 ₁ e | 53,0 |
| Bercel 3. | ^s 0 ₁ e | 55,0—91,6 | ^s 0 ₁ e | 46,0 |
| Bercel 4. | Q | 2,8—24,7 | ^s 0 ₁ e | 21,9 |
| Egyházasgerge 1. | ^a M ₁ e | 218,4—225,0 | — | 6,6 |
| Nagybátony 321. | ^a M ₁ e | 51,0—75,0 | — | > 24,0 |
| Nagybátony 322. | ^a M ₁ e | 95,5—120,0 | — | > 25,0 |
| Nagybátony 324/I. | ^a M ₁ e | 140,0—170,0 | ^h 0 ₁ e | 30,0 |

A formáció elhatárolása a fekü felé a makrofauna és a többnyire éles litológiai változás alapján történik, a 15. ábrán bemutatott módon. A formáció felső határát az első szárazföldi—folyóvízi fedőképződmény megjelenésével vonjuk meg.

A formációt területileg Ny-on a Lókos-patak—Galga-völgy vonalába eső nagyszerkezeti vonal határolja, ettől Ny-ra a formáció nem fejlődött ki. Hogy a határ eredetileg tektonikailag preformált és nem későbbi mozgás, illetve lepusztulás okozza a formáció hiányát, azt a fáciesösszetétel szabályos (az ősföldrajzi határral párhuzamos) zónás elhelyezkedése bizonyítja. Az ÉK-i határ azonos módon jelölhető ki a szlovákiai Romhánypuszta, és Cered—Zabar—Istenmezeje vonalában. A formáció D-i elterjedése feltárások hiányában bizonytalan. DK-en Pétervársára—Recsk környékén laterálisan átmegy a BALDI T. által kimutatott (szóbeli közlés) Ilona-völgyi Formációba; É-i, középső részén, Becskétől ÉK-re laterális átmenet figyelhető meg az Iliny Agyagmárga Tagozatba.

A formáció alapszelvényei az ordaspusztai homokbánya és a Bercel 3. sz. fúrás, valamint az szorospatáki felszíni szelvény (16. ábra). A formáció makro- és mikrofauna listáit a 11. és 12. táblázat mutatja be.

Putnoki Slír Formáció

A Putnoki Slír Formáció („amussiumos slír”) Iliny Agyagmárga Tagozatát az Iliny 8. sz. fúrás tárta fel. A tagozat sekélytengeri—nyíltvízi fácies a Budafoki Homok Formáció különböző tagozatainak. Az ilinyi felszíni szelvény Foraminifera faunája HORVÁTH M. szerint a következő:

Bathysiphon taurinense SACCO, *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY), *Textularia abbreviata* D'ORBIGNY, *Semivulvulina* sp., *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Nodosaria hispida* D'ORBIGNY, *N. pyrula* D'ORBIGNY, *N. scalaris* (BATSCH), *Chrysalogonium longiscatum* (D'ORBIGNY), *Dentalina apprimata* REUSS, *D. inornata* D'ORBIGNY, *Plectofrondicularia varicosta* (KARRER), *Lagena globosa* (MONTAGU), *L. hispida* REUSS, *L. isabella* (D'ORBIGNY), *Lenticulina cultrata* (MONTFORT), *L. inornata* (D'ORBIGNY), *L. limbsa* (REUSS), *L. meznerecsae* (CICHA), *Marginulina behmi* REUSS, *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN, *Globulina inaequalis* REUSS, *Guttulina problema* (D'ORBIGNY), *Pseudopolymorphina incerta* (EGGER), *Turrilina pupoides* (NYÍRŐ), *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Bolivina crenulata trumensis* HOFMANN, *B. dilatata dilatata* REUSS, *B. fastigia droogeri* CICHA et ZAPLETALOVA, *B. hebes* MACFADYEN, *B. cf. molassica* HOFMANN, *Cassidulinoides oblongus* (REUSS), *Stilostomella adolphina*

(D'ORBIGNY). *Stile consobrina* (D'ORBIGNY), *S. elegans* (D'ORBIGNY), *Bulimina arndti* HAGN, *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORBIGNY), *Uvigerina parviformis* PAPP, *U. posthantkeni* PAPP, *Trifarina angulosa* (WILLIAMSON), *T. bradyi* CUSHMAN, *T. globosa* (STOLTZ), *Cancris auriculus* (FICHEL et MOLL), *C. turgidus* CUSHMAN et TODD, *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY), *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY), *Rotalia* cf. *propinqua* REUSS, *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Cribronion hiltermanni* (HAGN), *C. minutum* (REUSS), *Protelphidium subgranosum* (EGGER), *Globigerina angustiumbilitata* BOLLII, *G. ouchitaensis ciproensis* BOLLII, *G. ciproensis ottmangensis* RÖGL, *G. praebulloides praebulloides* BLOW, *Globigerina* sp., *Cassigerinella boudecensis* POKORNY, *Globigerinoides primordius* BLOW et BANNER, *Turborotalia obesa* (BOLLII), *Cibicides lobatulus ornatus* (CUSHMAN), *C. americanus* (CUSHMAN), *Caucasina elongata* (D'ORBIGNY), *Fursenkoina schreibersiana* (ČŽYŽEK), *Cassidulina laevigata* D'ORBIGNY, *Globocassidulina subglobosa* (BRADY), *Nonion* sp. cf. *depressulum* (WALKER et JACOB), *Florilus boueanus* (D'ORBIGNY), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *P. quinqueloba* (REUSS), *Alabamina* cf. *tangentialis* (CLODIUS), *Svratkina perlata* (ANDRAE), *Gyrogonoides parvus* (CUSHMAN et RENZ), *Cibicoides budayi* (CICHA et ZAPLETALOVA), *C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *C. ungerianus* (D'ORBIGNY), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY), *Melonis affinis* (REUSS), *M. soldanii* (D'ORBIGNY), *Almaena osnabrugensis* (MUENSTER). — Ostracoda teknők, Echinoidea tuskék.

Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció

Az első bécsi felvételek idején e teresztrikus képződményeket még nem választották el tengeri fekküjtől. STACHE G.—BÖCKH J. (1865) „homok, konglomerátum (horni rétegek)” jelkulcsi megjelölésében a „konglomerátum” egyértelműen a teresztrikus képződményekre vonatkozik, az összevonást valószínűleg a méretarány és a nagyjából azonos elterjedés indokolja. HANTKEN M. (1878) a neogén „alsó rétegcsoportjába” sorolja a salgótarjáni szénfekű riolittufa, agyag, konglomerátum, durvaszemű glaukonitos homokkő képződményeit.

Először ID. NOSZKY J. (1912a) választja el az alsómediterrán, burdigalai tengeri képződmények fedőjében a szárazföldi kavicsot és tarka agyagot. 1926-tól kezdve e teresztrikus rétegeket tartja a miocén bázisképződmények is ide sorolja. Korbesorolása a későbbiekben — a szerzők egyéni felfogásának megfelelően — a fekkü tengeri képződmények korbesorolásától függően —, az akvitáni—burdigalai emelet között változott. Általában egy egységként kezelték vagy összevonták a riolittufával és néha a salgótarjáni szentelepes képződményekkel.

A BARTKÓ L. (1952, 1962) által bevezetett „alsó tarkaagyag” néven említi az irodalom a legutóbbi időkig a riolittufa alatti szárazföldi képződményeket, ide sorolva az ipolytarnóci „lábnomos homokkő” réteget is.

A „Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció” elnevezése Zagyvapálfalva községről (már egybeépült Salgótarján várossal) történt. A helység földrajzilag az Északi-középhegységhez tartozó Nógrádi-medence középtáján helyezkedik el. Az elnevezést indokolja, hogy itt található viszonylag jól feltárva, legjellegzetesebb kifejlődésben a teresztrikus összlet és típusos képződményei. Térbeli és térképi elkülönítését nagyban megkönnyítik feltűnő (vörös-zöld-lilásszürke) színei is.

A Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációt lilászöld vagy zöldesszürke agyag; lila, sárga, zöldesszürke, vörösesbarna („tarka”) kőzetlisztes agyag, agyagos aleurit; változó szemnagyságú, döntően apró- és finomszemű, néha csillámos szürkésfehér homok; kőzetlisztes laza homokkő, ritkábban kovával cementált kemény homokkő; sárga kavicsos durvahomok; közép- és durvaszemű homokos kavics, durvaszemű konglomerátum alkotja.

Az átlagos rétegösszetétel 8 db fúrás 95,6 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: agyag 24,9%, kőzetliszt 15,5% = „tarka agyag” 40,4%, homok 43,0%, kavics 16,6%.

A formáció kavicsai uralkodóan kvarc, kvarcit, alárendelten metamorf pala (gneisz, fillit) gránit eredésűek, de lidit, radiolarit, közelebről nem azonosítható mészkő- és homokkő kavicsok, kovásodott fakavics is található. BARTKÓ L. átkovásodott eocén korú nummuliteszes és gastropodás mészkőkavicsokat is talált. A kavicsok jól vagy közepesen kerekítettek, az agyagkavicsok néhol vörösayag-bevonatúak.

A homokok szintén kvarcanyagúak — néha muszkovit-csillám gyakori — általában jól osztályozott szemcseeloszlást mutatnak. A „tarka agyagok” mintegy 10—20% illitet, kaolinitet tartalmaznak.

A formáció képződményei általában jól rétegzett, pados-vastagpados kifejlődésűek, az egyes képződmények átmenet nélkül, éles réteghatárral érintkeznek egymással. Kazár ÉK-i részén parti keresztrétegzettség figyelhető meg. BARTKÓ L. (1962) a salgótarjáni Kálvária-hegyen deltajellegű keresztrétegzettséget figyelt meg.

A formáció eddig leírt képződményei szárazföldi—folyóvízi, kisebb mértékben sodorvonalbeli, uralkodóan ártéri kifejlődésűek. A képződményekben néhol szénült növényi maradványokat, egyes lencsékben gyökérnyomokat figyeltünk meg, melyek mocsári fáciesre utalnak.

A Kazár I. alapszelvény tarka agyag képződményeiben NAGY L.-né *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. POT., *Cistacearum pollenites rotundus* NAGY formákat talált. Ugyanitt a kavicsban 20—200° irányban rendezett uszadékfa darabok találhatóak. A formáció elszórt gerinces maradványokat tartalmaz: ID. NOSZKY J. (1931) szerint DORNYAI B. a Zagyvapálfalvától DK-re levő meszesaljai kavicsbánya mocsári betelepülésében *Prodinotherium* zápfogat, LÖRENTHEY I. pedig *Prodinotherium* vagy *Mastodon* lábszárcsontot talált a Salgó vár alatti fogaskerekű vasút bevágásában. Egy *Rhinocerotidae* agyagat a MÁFI gyűjteménye őriz, melyet a Nempti község K-i végén levő vörös agyag-bányában találtak.

A világhírű ipolytarnóci lelőhelyen (a továbbiakban: „ipolytarnóci rétegek”) a konglomerátum fekküjében települő homokkőréteg felső réteglapján TASNÁDI KUBACSKA A. (1976) több évtizedes munkával, madarak (sárszalonka: *Gallinago gallinago* = úszó vagy gázlómadár), ős-„orrszarvúk” [*Rhinocerotidae* (*Aceratherium*)



17. ábra. Folyóvízi—ártéri kavics, homok, tarka agyag a Kazár I. sz. szelvényben. Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 17. Fluvatile alluvial gravel, sand and variegated clay in profile Kazár I. Photo: J. HALMAI 1977



18. ábra. Keresztrétegzett folyóvízi kavicsos homok (Kazár I. sz. szelvény). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 18. Cross-bedded fluvatile, gravelly sand (Profile Kazár I). Photo: J. HALMAI 1977

bika, tehen és borjú], ormányosok (primitív. kistermetű Mastodon?), páros ujjú patások (szarvasok és ragadozók = Amphicyonidae) lábnyomait mutatta ki. A legújabb vizsgálatokat KORDOS L. végezte 1981—83-ban (1985). A nyomokat friss állapotban konzerválta a ráhullott „alsó riolittufa”. E lelőhely homokkővének fáciese folyóvízi, az élettér iszapos partú itatóhely képét mutatja.

Tordasi rétegek. A Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció Kazár ÉK-i részén, Tordas—Mátraszele—Nagybátony—Szorospaták—Mátramindszent környékén marin betelepüléseket tartalmaz, melyeket feltártak a Kazár 511. és 513. sz. fúrások is (16. ábra). Ezt a kontinentális képződményekkel összefogazódó rétegetagot szürke, barnásszürke színű, változó szemnagyságú, jól rétegzett agyagos homokkő jellemzi, néhol meszes, homokos márga lencsékben rendezetlenül összerosott Mollusca-maradványokkal. A faunára a Mytilus, Pholadomya, Arca-félék jellemzőek. Jellegzetes alapszelvénye a Kazár I. sz. feltárásban, a falutól ÉK-re levő vízmosások legdélibb ágában (16., 17., 18. ábra) tanulmányozható.

A feltárás DNy-i végének rétegszelvénye felülről lefelé:

Vastagság

- 0.85 m talajtakaró
- 2.50 m világosszürke, rétegzetlen. finomszemű, faunamentes kvarchomok
- 0.90 m sárgásbarna, vékonyan rétegzett, kissé agyagos, laza homokkő. egyes réteglapok mentén szénült növényi maradványokkal, Mytilus, Cardium, Lingula köbelekkel
- 0.70 m zöldesszürke, agyagos, finomszemű homok—laza homokkő, főregjárt nyomokkal, Arca, Cardium, Pholadomya lenyomatokkal
- 0,10 m sötétszürke, cardiumos, kőzetlisztes agyag
- 0.20 m világosszürke, barnafoltos, márgás, molluszkás homokkő
- 0.20 m sárgásbarna, csillámos, finomszemű homok, sötétszürke homokkőlencsékkel, gazdag Mollusca-faunával. sok Tympanotonus, Theodoxus, Turritella maradvánnyal
- 0.40 m szürke, kemény, aprószemű, molluszkás homokkő, Venus, Pitaría alakokkal
- 0.36 m sárgásbarna, limonitsávos, aprószemű agyagoshomok, laza homokkő, molluszkás homokkőlencsékkel (Arca, Pholadomya)
- 0.90 m szürke, sárgásszürke, sávosan rétegzett finomhomokos, agyagos aleurit, felső részén függőleges főregjártok nyomaival
- 0.30 m kéesszürke, faunamentes, kőzetlisztes márga
- 0.80 m vörösszürke, középszemű kvarchomok
- 0.70 m vörösszürke, apró- és középszemű kavicsos homok
- 0.60 m vörösszürke, horzsaköves, középszemű kavics (Ø 2—3 cm).

Azonos települési helyzetű tengeri betelepüléseket ismerünk Tordason. Mátraszele D-i szelvényében. Mátramindszent környékén és a Szorospataki völgyből (SZENTIRMAI J. 1967). E lelőhelyekről a 11. táblázatban közölt makrofauna került elő (BOHNNÉ HAVAS M., CSEPREGHYÉ MEZNERICS I., SZENTIRMAI I. szerint). KÖRECNÉ LAKY I. pedig *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium striatopunctatum* (FICHTEL et MOLL) Foraminiferákat határozott meg.

E rétegek tengeri—partközeli—delta fáciesben, iszapos sekélyvízben képződtek. Vastagságuk 5—10 m körüli. Fekü és fedőképződményeik egyaránt szárazföldi—folyóvízi rétegek; a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációban a tordasi rétegek lencseszerűen települnek.

A Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Zagyvapálfalva Clay Formation

14. táblázat — Table 14

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-------------------|-------------------|----------------|----------------|------------------------|
| Egyházasgerge 1. | $\lambda_1 M_2 k$ | 197,0—218,4 | — | > 21,4 |
| Kazár 511. | Q | 4,0—38,7 | $^h 01_3 e$ | 34,7 |
| Kazár 513. | Q | 3,0—30,0 | $^h 01_3 e$ | 27,0 |
| Kisterenye 481. | $\lambda_1 M_2 o$ | 104,4—118,0 | — | > 14,0 |
| Nagybátony 321. | $\lambda_1 M_2 o$ | 44,0—49,4 | $^h M_1 e$ | 5,4 |
| Nagybátony 322. | $\lambda_1 M_2 o$ | 75,2—95,5 | $^h M_1 e$ | 20,3 |
| Nagybátony 324/I. | $\lambda_1 M_2 o$ | 90,0—140,0 | $^h M_1 e$ | 50,0 |
| Nógrádmegyer 1. | $\lambda_1 M_2 o$ | 50,3—57,8 | $^h 01_3 e$ | 7,5 |
| Nógrádsipek 1. | $\lambda_1 M_2 o$ | 104,8—114,0 | $^h 01_3 e$ | 9,2 |
| Szanda 1. | $\lambda_1 M_2 o$ | 423,0—481,5 | $^h 01_3 e$ | 58,5 |
| Tar 33. | $\lambda_1 M_2 o$ | 115,8—119,3 | — | > 3,0 |
| Tordas 16. | Q | 11,4—25,5 | $^{hk} 01_3 e$ | 14,1 |

A Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció diszkordánsan települ a Budafoki Homok Formáció különböző tagozatain. Másutt üledékhézaggal, túlterjedő módon, ugyancsak diszkordánsan települ az idősebb Pétervásárai Homokkő-, Szécsényi Slir-, Becskei Formációkon.

Elhatárolása a fektől litológiai alapon történik: a szárazföldi, durvatörmelikes képződmények első megjelenésekor. Felső határát az „alsó riolittufa” (Gyulakeszi Riolittufa Formáció) megjelenése jelzi, a kutatási terület Ny-i részén pedig fiatal képződmények fedik.

A formáció *vastagsága* a kifejlődésből adódóan szeszélyesen változik (30—60 m között) (14. táblázat).



19. ábra. Homok, tarka agyag, kavics váltakozása (Sóshartyán, kapcás-tetői kavicsbánya). Fotó: HALMAI J. 1977

Fig. 19. Alternation of sand, variegated clay and gravel (gravel pit of Kapcás-tető at Sóshartyán). Photo: J. HALMAI 1977

Tipusszelvénye a Kazár 513. sz. fúrással kiegészített Kazár I. felszíni alapszelvény (Kazár községtől ÉK-re levő vízmosások legdélibb ágában). Jó feltárásai találhatók a Zagyvapálfalvától D-re, a vizslási útelágazás közelében levő nagy kavicsbányában, a Sóshartyántól D-re levő kapcás-tetői homokbányában (19. ábra), a nyárjas-völgyi és gajdos-hegyi kavicsbányákban, Ipolytarnócon a Botos-árokban.

A formáció *elterjedése* Ny-on a Galga-vonaláig, D-en Bercel—Nagybátony—Darnó-hegy vonaláig mutatható ki, É és DK felé lehatárolatlan, ÉK-en az országhatáron túl terjed.

Ottngangi emelet

Gyulakeszi Riolittufa Formáció

A szürkésfehér színű, jellegzetes kőzet már a múlt századi utazók figyelmét is felkeltette. BEUDANT F. S. (1822) „habkő-konglomerátum hexagonális biotit-csillámmal” néven említi Sirok, Nempti és Karancs vidékéről. Az utóbbi helyen talált „kettős piramisú kvarc szemcsék” alapján felveti a tufákhoz tartozó lávakőzet (trachit) hiányát. KUBINYI F. (1854) Ipolytarnóc környékén említi a „tajtkő tömegeket”.

PAUL C. M.—GÖBL W. (1866a, b) a Fülel—Pétervására jelű térképlap felvételekor és PAUL C. M. (1866) először rögzítik, hogy több tufaszint van, megállapítva azt is, hogy az „alsó riolit- és trachittufa” Kazár, Novák, Vizslás, Terenye környékén a szenttelepes rétegek fekéjében települ. PAUL külön is felhívja a figyelmet a tufák szarmatánál idősebb voltára.

HANTKEN M. (1878) azonos települési helyzetben a „neogén alsó rétegcsoportjába” sorolja a riolittufát. A riolittufa (a „fejírkő” = bányász elnevezés) rétegtani jelentőségét ID. NOSZKY J. (1927, 1931) emeli ki, aki (p. 171) „A nagy alsó riolittufa vagy aquitán szénfekű riolittufaszórás rétegei” címszóra vonatkozóan leszögezi (p. 161): „... a nagy miocéneleji kitorés hamuesője, amely képződésénél fogva a szó teljes értelmében véve egyedül synchron képződmény”.

Figyelemre méltó, hogy PAUL megállapítását figyelmen kívül hagyva (igaz, hogy főleg a hegység Ny-i részére alapozott ismeretekkel) SCHAFARZIK F. (1892) és nyomán FERENCZI I. (1942), HORUSITZKY F. (1942) egy riolittufát tartanak számon (alsó-mediterrán, akvitánként), ide sorolva a Guta, Bercel és Bokor körüli (kárpáti) valamint a Bér körüli (szarmata) tufákat is. Ez a tény is egyik forrása volt a későbbi rétegtani vitáknak, bár SCHRÉTER Z. (1937) már felhívta a figyelmet az alsó riolittufa hiányára a Ny-i Cserhát területén.

A tufa rétegsorban elfoglalt helyzete nem változott; korbesorolás szempontjából egyre feljebb került: SCHRÉTER Z. (1940c) budigalai, CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1956a) burdigalai—helvétii korúnak jelölte. HÁMOR G. (1971c) a C. M. N. S. Paratethys Munkabizottsága konvenciójával megegyezően az „alsó riolittufát” az ottnangi bázisára helyezte. A riolittufa hasznosíthatósági kérdésével BARNA J. (1957) és JUGOVICS L. (1958) foglalkoztak.

A Gyulakeszi Riolittufa Formáció kiemelését rétegtani jelentősége, jól térképezhető volta indokolja. Az elnevezés a Nógrádi-medence területén levő, Kisterenye községhez tartozó, a Rákóczi-telepre vezető úttól D-re elhelyezkedő Gyulakeszi nevű dűlőrészről történt. E területen, törésrendszerek révén többszörösen ismétlődő módon van feltárva a riolittufa, fekü- és fedőképződményeivel együtt; a tágabb környéken fejlődött ki a tufa a legnagyobb vastagságban.

A formáció átlagos *rétegösszetétele* 4 fúrás 224,9 fm maganyagának statisztikai értékelése alapján: portufa 4,8%, horzsaköves tufa 89,1%, agglomerátum 6,1%.

A világosszürke, szürkésfehér, finom- és aprószemű portufa vagy „kristálytufa” vékony rétegekben települ a nagytömegű horzsaköves tufában. Makroszkóposan a jó osztályozottság, a finomszemű és egyenletesen elosztott biotitok jellemzőek. E rétegek kovásodásra hajlamosak, szövetük tömött, kagylós törésű. Jellegetes képződményeik a 0,5—1 cm nagyságú tufagalacsinok (pelletek, szerkezet nélküli, a környezetnél erősebben kovás, gömbalakú képződmények), melyeket a Kt. 481. sz. fúrásban 55,2—58,3 m; a Nb. 321. sz. fúrásban 15,7—18,2 m; a Nb. 322. sz. fúrásban 41,5—44,2 m között találtunk. A portufa vulkáni hamufelhőből, légi szállítás útján osztályozott, szárazföldi térszínre hullott képződmény, a domborzati viszonyok a porgurulékok keletkezésére alkalmasak voltak.

A horzsaköves tufa szürkésfehér, a jobban összesült részeken sötétszürke, néhol bontottsága miatt zöldes-szürke színű képződmény. Makroszkóposan horzsakőtörmelék, biotitszemcsék, kőzetüveg alapanyagként ismerhető fel. Szemnagysága tág határok között változik. A horzsakőtörmelék színe fehér, sárgásfehér, szemnagyságuk mikroszkópi mérettől általában 1—2 cm, néhol 3—5 cm, szélső értékei: 10—12 cm. A tufarétegekben is található kisebb lávatörmelék, elvértve bemosott terrigén közép- és durvaszemű homokbetelepülések (Kazár 512. sz. fúrás 5,7—12,5 m között).

A riolittufában faunamaradványok nincsenek, de levélenyomatok, néhol gyökérnyomok, szénült növény-maradványok töredékei, szár-, ág-, fatörzsdarabok találhatóak, ez utóbbiak néhol átkovásodtak. A kisterenyei Arany-hegy D-i részén, a Nemtibe vezető út dorogpusztai elágazásánál a tufában összesomott detrituszos agyag 20—40 cm-es rétegben figyelhető meg. E réteget jelöli BARTKÓ L. (1962) legalsó vagy „terítéktelep”-ként. A horzsaköves, biotitos tufa vastagpadosan rétegzett, általában osztályozatlan vagy rosszul osztályozott, nagyobb részében összesült, ignimbrit kifejlődésű (20. ábra).

A riolittufa őrizte meg a világhírű ipolytarnóci „óriásnagyságú kövesült fa” leletet (KUBINYI F. 1854) és a főleg levélenyomatokból álló gazdag makroflórát.

Az agglomerátumos képződményeket szürke, sárgásszürke, jól osztályozott polimikt tufaagglomerátum (szemnagyság 1—2 cm), szürkésfehér monomikt horzsakő-agglomerátum (szemnagyság 1—5 cm) és sárga, barnásszürke polimikt „valódi” agglomerátum (szemnagyság 2—5, ritkábban 5—8 cm) alkotja (21. ábra). Utóbbiban a lávabombák az uralkodó mennyiségűek, a horzsakő alárendeltebb. Az agglomerátumok kötőanyaga különböző szemnagyságú és mennyiségű tufa, képződésük nem állapítható meg egyértelműen; mivel a betelepülések feltehetően a tufaár részei — erre utalnak a hajdani felszínről tovasodott növénymaradvány töredékek — hiányoljuk a teresztrikus aljzat törmelékét. Ez magyarázható azonban a feküig hatoló fúrások kis számával is.

A formáció alsó része gyakran agyagásványosan bontott. A legújabb kutatások során a Tar 39. számú fúrás riolitszerű kőzeteket tárt fel, mely a formáció lávaképződménye lehet.

A formáció képződményeinek leírása RAVASZNE BARANYAI L. ásvány-kőzettani vizsgálatai alapján:

Vitroklasztos, ritkábban krisztalloklasztos szövetű, 0,3—3,0 mm közötti szemnagyságú piroklastikum. Uralkodó az üveges alapanyag és a horzsakő törmelék, ez az összesülés következtében azonosítható, szegélyük gyakran korrodált, az üveg nagyrészt rekrisztallizálódott zeolitá (klinoptilolit—heulandit), krisztobalittá. A nagy mennyiségű ikresedett és zónás plagioklász oligoklász—andezines összetételű. Gyakori a kvarc, biotit, ritkább a szanidin, a barna amfibol. A DTA—DTG vizsgálatok szerint az agyagásványokat túlnyomó részben illit képviseli. A tufa litoklasztitjai, ill. az agglomerátumok törmelékanyaga porfiros-hialopilités szövetű, dacitos—riolitos összetételű. Színes elegyrészei elbontottak, a porfiros elegyrész kizárólag plagioklász, az alapanyag gyakran karbonátosodott.

A riolittufa ásványtani összetételét a 15. táblázat, kémiai vizsgálatának eredményét a 16. táblázat mutatja.



20. ábra. Ignimbrit kifejlődésű vastagpados horzszaköves tufa (Kazár, tufabánya). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 20. Thick-bedded pumiceous tuff of ignimbrite type (tuff quarry at Kazár). Photo: J. HALMAI 1977



21. ábra. Erodált riolittufa (Kazár). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 21. Eroded rhyolite tuff (Kazár). Photo: J. HALMAI 1977

A riolittufa ásványi összetétele (%)
Chemical composition of the rhyolite tuff (%)

15. táblázat — Table 15

| | Nógrád- megyer 1. sz. fúrás (4 minta) | Arany-hegy (2 minta) | Gyularakodó (1 minta) | Kazár 512. sz. fúrás (3 minta) | Szorospataki völgy (1 minta) | Átlag |
|------------------------------|--|-------------------------|--------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|-------|
| Kvarc | 7,7 | 17,9 | 17,9 | 13,5 | 14,6 | 14,3 |
| Földpát | 11,8 | 24,0 | 24,3 | 23,4 | 24,4 | 21,5 |
| Biotit | 1,2 | 4,2 | 4,3 | 4,2 | 4,7 | 3,7 |
| Úveges alapanyag és horzsakő | 72,9 | 50,8 | 50,3 | 56,6 | 53,2 | 56,7 |
| Kalcitosodott alapanyag | 3,9 | — | — | — | — | 0,7 |
| Zárványok | 1,7 | — | — | — | — | 0,3 |
| Egyéb | 0,8 | 3,1 | 3,2 | 2,4 | 3,1 | 2,5 |
| | ∑ 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 99,7 |

Elemző: Miskolc. NME Ásvány-kőzettani Tanszék

A riolittufa kémiai vizsgálatának eredményei
Chemical analyses of the rhyolite tuff

16. táblázat — Table 16

| | Nógrádmegyer 1. sz. fúrás (4 minta) | Arany-hegy (2 minta) | *Gyularakodó (1 minta) | Kazár 512. sz. fúrás (3 minta) | Szorospataki völgy (1 minta) | **Homokterenye 59. sz. fúrás (1 minta) | Átlag (12 minta) |
|--------------------------------|---|-------------------------|---------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|--|---------------------|
| SiO ₂ | 67,98 | 66,87 | 66,65 | 66,41 | 68,91 | 61,93 | 67,32 |
| Al ₂ O ₃ | 13,92 | 14,17 | 14,56 | 13,42 | 14,18 | 14,52 | 14,22 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,83 | 0,52 | 0,72 | 0,70 | 1,48 | 1,64 | 1,20 |
| FeO | 0,72 | 1,18 | 0,78 | 1,02 | 1,11 | 1,44 | 1,03 |
| MnO | 0,01 | 0,05 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | ny | 0,05 |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,27 | 0,18 | 0,16 | 0,26 | 0,16 | 0,20 |
| CaO | 2,61 | 2,40 | 1,84 | 1,96 | 2,65 | 1,08 | 2,24 |
| MgO | 0,96 | 0,77 | 0,62 | 0,51 | 0,80 | 0,93 | 0,76 |
| Na ₂ O | 1,90 | 4,85 | 3,27 | 4,37 | 2,73 | 1,29 | 3,46 |
| K ₂ O | 1,53 | 1,05 | 2,23 | 2,15 | 1,20 | 0,60 | 1,38 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,14 | 0,03 |
| H ₂ O + | 4,56 | 4,95 | 5,13 | 4,93 | 3,69 | 3,49 | 4,60 |
| H ₂ O - | 2,68 | 2,99 | 4,29 | 4,19 | 2,83 | 12,74 | 3,49 |
| CO ₂ | 0,22 | 0,55 | 0,02 | 0,11 | 0,21 | 0,08 | 0,22 |
| | ∑ 100,11 | 100,65 | 100,39 | 100,69 | 100,17 | 100,04 | 100,20 |

Megjegyzés: A Homokterenye 59. sz. fúrás bentonitos riolittufa összetétele az átlagértékbe nincs beszámítva
 Elemzők: BARABÁS L.-NÉ*, ÉMSZT M.**; Miskolc. NME Ásvány-kőzettani Tanszék

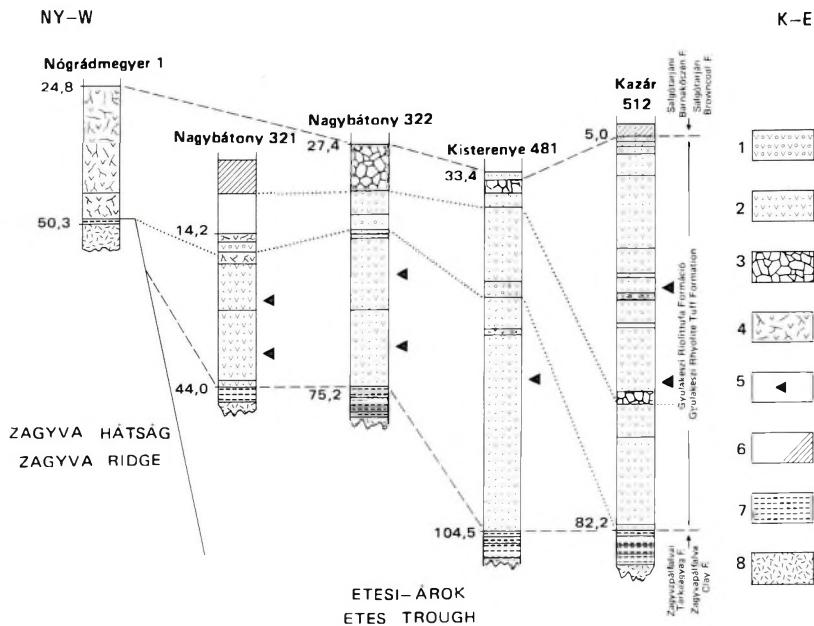
A Gyulakeszi Riolituffa Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Gyulakeszi Rhyolite Formation

17. táblázat — Table 17

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------|-------------------------------|----------------|-------------------------------|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Egyházasgerge 1. | ^{bk} M _{1o} | 186,5—197,0 | ^a M _{1e} | 10,5 |
| Homokterenyé 59. | ^{bk} M _{1o} | ? | — | 92,2 |
| Kazár 276. | ^{bk} M _{1o} | 23,8—24,5 | — | > 1,0 |
| Kazár 389. | ^{bk} M _{1o} | 262,9—295,4 | — | > 33,0 |
| Kazár 512. | Q | 5,0—82,2 | ^a M _{1e} | 77,2 |
| Kisterenyé 382. | ^{bk} M _{1o} | 381,2—383,0 | — | > 2,0 |
| Kisterenyé 439. | ^{bk} M _{1o} | 116,8—123,5 | — | > 6,0 |
| Kisterenyé 457. | ^{bk} M _{1o} | 282,4—288,0 | — | > 6,0 |
| Kisterenyé 460. | ^{bk} M _{1o} | 274,6—280,0 | — | > 5,0 |
| Kisterenyé 465. | ^{bk} M _{1o} | 368,8—374,0 | — | > 5,0 |
| Kisterenyé 481. | ^{bk} M _{1o} | 33,4—104,5 | ^a M _{1e} | 71,1 |
| Mátraverebély 14. | ^{bk} M _{1o} | 371,3—372,9 | — | > 2,0 |
| Mátraverebély 45. | ^{bk} M _{1o} | 312,9—318,0 | — | > 5,0 |
| Mátraverebély 56. | ^{bk} M _{1o} | 646,4—652,0 | — | > 6,0 |
| Mátraverebély 70. | ^{bk} M _{1o} | 485,8—494,5 | — | > 8,0 |
| Mátraverebély 91. | ^{bk} M _{1o} | 245,9—252,0 | — | > 6,0 |
| Mátraverebély 101. | ^{bk} M _{1o} | 409,7—413,2 | — | > 3,0 |
| Mátraverebély 120. | ^{bk} M _{1o} | 291,8—301,5 | — | > 9,0 |
| Nagybátóny 22. | ^{bk} M _{1o} | 56,0—57,4 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 67. | ^{bk} M _{1o} | 327,1—333,8 | — | > 7,0 |
| Nagybátóny 79. | ^{bk} M _{1o} | 90,4—91,5 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 102. | ^{bk} M _{1o} | 98,4—102,8 | — | > 8,0 |
| Nagybátóny 118. | ^{bk} M _{1o} | 384,3—388,4 | — | > 4,0 |
| Nagybátóny 151. | ^{bk} M _{1o} | 277,4—280,5 | — | > 4,0 |
| Nagybátóny 156. | ^{bk} M _{1o} | 139,5—140,2 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 168. | ^{bk} M _{1o} | 452,5—459,8 | — | > 7,0 |
| Nagybátóny 175. | ^{bk} M _{1o} | 468,5—469,2 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 188. | ^{bk} M _{1o} | 259,5—260,6 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 197. | ^{bk} M _{1o} | 322,8—326,7 | — | > 4,0 |
| Nagybátóny 200. | ^{bk} M _{1o} | 237,5—240,0 | — | > 3,0 |
| Nagybátóny 206. | ^{bk} M _{1o} | 43,2—47,1 | — | > 4,0 |
| Nagybátóny 210. | ^{bk} M _{1o} | 124,8—129,0 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 260. | ^{bk} M _{1o} | 495,4—501,0 | — | > 6,0 |
| Nagybátóny 274. | ^{bk} M _{1o} | 608,6—613,7 | — | > 5,0 |
| Nagybátóny 289. | ^{bk} M _{1o} | 646,6—651,8 | — | > 5,0 |
| Nagybátóny 291. | ^{bk} M _{1o} | 69,4—69,7 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 301. | ^{bk} M _{1o} | 166,1—167,0 | — | > 1,0 |
| Nagybátóny 304. | ^{bk} M _{1o} | 101,4—104,5 | — | > 3,0 |
| Nagybátóny 311. | ^{bk} M _{1o} | 220,8—228,0 | — | > 7,0 |
| Nagybátóny 312. | ^{bk} M _{1o} | 257,0—262,0 | — | > 5,0 |
| Nagybátóny 314. | ^{bk} M _{1o} | 450,5—457,3 | — | > 7,0 |
| Nagybátóny 317. | ^{bk} M _{1o} | 611,2—619,0 | — | > 8,0 |
| Nagybátóny 321. | ^{bk} M _{1o} | 14,2—44,0 | ^a M _{1e} | > 29,8 |
| Nagybátóny 322. | ^{bk} M _{1o} | 27,4—75,2 | ^a M _{1e} | 47,8 |
| Nagybátóny 324/I. | Q | 20,0—90,0 | ^a M _{1e} | 70,0 |
| Nagybátóny 326. | ^{bk} M _{1o} | 333,0—339,0 | — | 6,0 |
| Nógrádmegyer 1. | ^{bk} M _{1o} | 24,8—50,3 | ^a M _{1e} | 25,5 |
| Nógrádsípek 1. | ^{bk} M _{1o} | 97,0—104,8 | ^a M _{1e} | 7,8 |
| Szupatak 20. | ^{bk} M _{1o} | 204,1—209,0 | — | > 5,0 |
| Szupatak 25. | ^{bk} M _{1o} | 220,5—226,3 | — | > 6,0 |
| Tar 37. | ^{bk} M _{1o} | 480,4—485,5 | — | > 5,0 |
| Tar 33. | ^{bk} M _{1o} | 395,0—423,0 | ^a M _{1e} | 28,0 |
| Tar 39. | ^{ch} M _{1k} | 1042,8—1055,2 | ^o 01 _{3e} | 12,4 |
| Tordás 16. | ^{bk} M _{1o} | 115,5—115,8 | ^a M _{1e} | 0,3 |

A Gyulakeszi Riolittufa Formáció a felszín és a néhány harántoló fúrás adatai szerint a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációra települ penakordánsan. *Elhatárolása* a fekü felé litológiai alapon történik, alsó réteghatára éles, átmenetek nincsenek. Felső határát (mivel üledékes betelepüléseket nem tartalmaz) az első üledékes képződmény megjelenésével vonjuk meg (22. ábra).

Vastagsága a területen 5–100 m között változó, általában 50–70 m, Ny felé kiemelkedik. Kevés helyen fúrták át, mivel a barnaköszén-kutatásnál feüképződményként jelenik meg (17. táblázat). A riolittufa *elsterjedése* nagyrészt az Etesi-árok területéhez kötött, DK-en kapcsolatban van a Tarna völgy—Bükkalja területtel. Ny-i elsterjedési határa nagyjából az ÉNy—DK irányú sósárhány—szentkúti törésvonal követei, ÉNy-on és ÉK-en az országhatáron túlra terjed. Legjobb felszíni feltárást Kazárnál az É-i völgyekben, a kazári tufabányában, a kisterenyei Gyula-rakodón és a kisterenyei Arany-hegy D-i oldalán, az országút mellett találjuk.



22. ábra. A Gyulakeszi Riolittufa Formáció települése és kifejlődése

1. Pelletal tuff, 2. pumiceous rhyolite tuff, 3. lava- and tuff agglomerate, 4. altered rhyolite tuff, 5. rock enclosures (xenoliths) and lapillis, 6. overlying beds, 7. variegated clay, 8. Quaternary formations at large

Fig. 22. Mode of occurrence and geological features of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation

1. Pelletal tuff, 2. pumiceous rhyolite tuff, 3. lava- and tuff agglomerate, 4. altered rhyolite tuff, 5. rock enclosures (xenoliths) and lapillis, 6. overlying beds, 7. variegated clay, 8. Quaternary formations at large

Salgótarjáni Barnaköszén Formáció

A formációba sorolt képződményeket már az első bécsi földtani felvétel idején elkülönítették a rétegsorban a „köszén” és a „köszénformáció palája és homokköve” jelkulcs alatt. PAUL C. M. (1866) a formáció elnevezését is pontosítja (p. 516): „Braunkohlenablagerungen von Salgó Tarján”. Első leírójaként megállapította, hogy feküje a riolittufa; 3 telepes kifejlődésű (felülről: Pálfalvatelep, Salgó Tarján telep és „legmélyebb telep”). A köztes meddőben talált *Congeria*-féléket a Günsberg-i (Bajorország) molassz faunájával azonosítja. A barnaköszénre értékes részletadatokat szolgáltat és készletszámítást is végez.

PAUL C. M. megállapításait HANTKEN M. (1872, 1878) és SZABÓ J. (1873) mindenben megerősíti. Előbbi szerző pontosítja a fedőviszonyokat: a II. telep fedőjét *Congeria*-, az I. telep fedőjét a *Cardium*-faunával, a magasfedő durva homokkővet *Pecten malvinae*-vel jellemzi.

ID. NOSZKY J. (1912a) a fogalmat kiterjesztve, az összes barnaköszén képződményt (tehát Becske környékét is) e rétegtagozatba sorolja. Ő és VITÁLIS I. (1935) a barnaköszénösszlet heteropikus fáciesének tartja a slírösszletet, nézetüket VITÁLIS S. (1940) és BARTKÓ L. (1962) is osztja.

A formáció földtani megismeréséhez BARTKÓ L. (1952, 1962) igen korszerű, széles alapozott és speciális vizsgálatokkal alátámasztott monografikus leírása, CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1953, 1956b) mélyfekűre és magasfedőre vonatkozó makrofauna vizsgálatai, ČECHOVIČ V.—HANO V. (1954) első magyarországi *Oncophora*-, VITÁLIS S. (1961) életnyom-leletei, SZENTIRMAI I. (1962, 1965) köszénföldtani, SZÁDECZKY-KARDOSS E.—SOÓS L. (1959) szénközöttani vizsgálatai járultak hozzá.

A formáció rétegtani besorolása a fekü és fedőképződmények korbeosztásának függvényében egyre fiatalodva változott: akvitáni (NOSZKY J., HORUSITZKY F.), burdigalai (SCHRÉTER Z., FERENCZI I.), helvétii (CSEPREGHYÉ MEZNERICS I., BARTKÓ L.), ottngangi (BÁLDI T., HÁMOR G.) emeletébe sorolták.

A formáció elnevezése Salgótarján városról történt, amely Észak-Magyarországon, az Északi-középhegység részét alkotó Nógrádi-medence közepétáján helyezkedik el, és e történelmi bányaterület központja. Az elnevezést prioritási okok (PAUL C. M. 1866) az új neogén rétegtani rendszer leírása során készült formáció-sztratotípus (HÁMOR G. 1971b, 1973a), a terület és a fogalom kutatástörténeti, bányászattörténeti összefonódása, valamint a típus földtani felépítés indokolják.

A Salgótarjáni Barnaköszén Formációt a Nógrádmegyeri-, és a Kisterenyei Tagozat alkotja (23. ábra).

A **Nógrádmegyeri Tagozat** FERENCZI I. (1939), majd BARTKÓ L. (1952) által a riolittufa felett települő „felső tarkaagyag”-ként elkülönített litológiai egység. Jellegzetes képződményei: sárgásbarna, vörösésbarna, zöldesszürke foltos (tarka) agyag; kőzetlisztes agyag, szürke bentonitos agyag; szürke, világosszürke, csillagos agyagos kőzetliszt; szürkésfehér, jól osztályozott apró- és középszemű homok, laza homokkő. A rétegek CaCO_3 tartalma 0,5—1,5%, az alárendelten megjelenő mészcsomás, mészeres agyagos homokban valamivel magasabb.

A képződmények jól-, közepesen rétegzettek. Az agyagos kőzetliszt rétegek gyakran szénült (Calamus, Cinnamomum) növénymaradványokat tartalmaznak (RÁSKY K. 1958).

A riolittufa közvetlen fedőjében települő szürke, bentonitos, plasztikus agyag értékes gerinces faunát tartalmaz (ÉHÍK J. 1930, SZALAI T. 1930): *Mastodon (Bunolophodon) angustidens* (Salgótarján, Etes, Albert- és Amália-akna), *Mastodon* sp. (Salgótarján), *Mastodon subtapiroidea* (Etes), *Prodinotherium hungaricum* (Zagyvapálfalva, Kotyháza, Etes, Amália-akna), *Rhinoceros (Aceratherium) cfr. tetradactylum* (Baglyasalja), *Testudo* sp., *Trionyx* sp. (Kotyháza, Etes).

A Nógrádmegyeri Tagozat fáciese szárazföldi—folyóvízi, ártéri, laterális átmenetekkel, mocsári kifejlődésekkel. A Gyulakeszi Riolittufa Formációra települ konkordánsan, fedője a kárpáti Garábi Slír Formáció. *Elhatárolása* lefelé a riolittufa megjelenésével, felfelé a tengeri makro- és mikrofauna megjelenésével történik.

Vastagsága 20—40 méter. Jellegzetes szelvényét tárta fel a Nógrádsípek 1. számú fúrás. *Elterjedési területe* Nógrádsípek-K—Sóshartyán—Salgótarján—Kisterenye környékére lokalizált. Települési helyzete alapján a Kisterenyi Tagozat helyettesítő fáciesének tekintjük.

A Nógrádmegyeri Tagozatra vagy a terület nagyrészen annak hiányában a Gyulakeszi Riolittufa Formációra települő **Kisterenyi Tagozat** átlagos *rétegösszetétele* 5 fúrás 204,7 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: agyag 53,6%, kőzetliszt 14,6%, homok 22,6%, barnaköszén 9,2%.



24. ábra. Agyagos barnaköszén, szenes agyag (II. és III. sz. telep) felszíni kibúvásban (Mátranovák, a falu K-i végén az utolsó ház mögötti feltárás)

Fig. 24. Argillaceous browncoal and carbonaceous clay (seams II and III) in outcrop (behind the last house at the East end of Mátranovák village)



25. ábra. Gyökércsonk a Kisterenyi Tagozat bázisán (Tar 39. sz. fúrás, 1044.0 m). Fotó: MÓZER I.
Fig. 25. Remains of roots at the base of the Kisterenye Member (borehole Tar 39, 1044.0 m). Photo: I. MÓZER

A tagozatot szürke, sötétszürke agyag, közetlisztes agyagmárga, közetlisztes, finomhomokos agyag, agyagos közetliszt, szürke, változó szemnagyságú homok és három (felülről számozva: I., II., III.) földes-fás barnaköszén, agyagos barnaköszén, szenes agyag rétegekből álló telep építi fel (24. ábra), a II. telep fedőjében *Congeria-lumachellával* (pl. szorospataki-völgy, Mátranovák, Nb. 322., 75., 37. sz. fúrások). A tagozat alsó határa az „alsó riolituffa” felső réteglapja, felső határa az I. telep felső réteglapja mentén jelölhető ki.

A pelitek gyakran finom eloszlású piritet és szervesanyagot tartalmaznak, a homok sávosan vagy réteglapok mentén limonittal festett. A homokban vagy a telepekben néhol 1—2 cm-es áthalmazott riolituffa-zsinórok települnek. A pelites képződmények vékonyrétegesek, sávosan rétegzettek (néhol mikrorétegzettek), a homokos képződmények vastagpadosak. Néhol iszapmozgási nyomok (Nb. 322. sz. fúrás), gyökérszóna figyelhető meg.

A szénkőzettani vizsgálatok SZÁDECZKY-KARDOSS E.—SOÓS L. (1959) szerint a II. telep periblinites, fuzitos barnaköszén, gombaspórákkal.

A tagozat gyakran tartalmaz szénült, néhol kovásodott növénymaradványokat, ezek törzs- és ágdarabok, gyökérszálak (25. ábra), levélenyomatok, szármagvak.

Flórája SOÓS L. szerint (in VÁRKONYI J. 1969): a III. telep alján Taxodiales, Cupressaceae-féléket tartalmaz, a II. telepben uralkodóvá válik a Myricaceae.

A Gyulakeszi alapszelvény palynológiai vizsgálata során NAGY L.-né a következő alakokat határozta meg:

Dinoflagellata sp., *Crassosphaera concinna* COOKSON—MANUM, *Cooksonella circularis* NAGY, *Ovoidites ligneolus* R. POT., *Botryococcus braunii* KÜTZ., *Leiotriletes* sp., *Laevigatosporites haardtii* R. POT., *Polypodiisporites favus* R. POT., *Inaperturopollenites dubius* R. POT., *Inaperturopollenites* sp., *Taxodiaceoipollenites dubius* R. POT., *Chenopodiipollenites neogenicus* NAGY, *Betulaepollenites betuloides* PF., *Alnipollenites verus* R. POT., *Caryapollenites simplex* R. POT.—VEN., *Triaripollenites coryphaeus* R. POT., *Myricipites rurensis* PF.—TH., *Periporipollenites echinatus* NODEH., *Periporipollenites* sp.

HAJÓS M. (1985) a tagozat Ipolytarnó—Litke közti feltárásából — a III. telep fedőjében — tengeri és édesvízi Diatoma-, Chrysophyceae- és Silicoflagellales-flórát írt le (66 tengeri és 35 édesvízi taxon).

A Kisterenyi Tagozat makrofaunája szegényes: *Congeria brardii* BRONG., *C. cf. clavaeformis* KRAUSS, *Unio* sp., *Asteroides* sp. kerültek elő.

A Kisterenyi Tagozat („nógrádi barnaköszéntelepek összlet”) részletes leírását BARTKÓ L., VITÁLIS S. és SZENTIRMAI I. közzölték.

A tagozatot fedő képződmények a vizslási homok- és a mátranovái agyagmárga rétegek. A megnevezést a már HANTKEN M. (1878) által leírt *cardiumos* homok, illetve PAUL C. M. által (1866) leírt „sötét bitumenes pala” képződményekre alkalmazzuk. A vizslási homok rétegeket sárga, szürkésárga, csillámos, jól rétegzett, gyakran limonitsávos apró- és finomszemű homok; a mátranovái agyagmárga rétegeket sötétszürke, szürke, tömött, kagylós törésű, közetlisztes, halpikkelyes agyagmárga alkotja (26. ábra). Mindkét képződmény egyes réteglapok mentén tömegesen megjelenő *Cardium* kőbeleket (27. ábra) (a homokos képződményekben 5—10 cm-es limonit-festődésű sávban), a pelitek pedig halmaradványokat, halpikkelyeket, úszótüskéket tartalmaznak.

E rétegek szinttájából, az I. telep közvetlen fedőjéből írta le VITÁLIS S. (1961) az „életnyomos rétegeket”. A Nógrádi-medence DNy-i peremén (Nagybátony, Kossuth-, Katalin-, Tiribes-, Kányás-aknák területén) kifejlődött rétegek iszapfaló, ill. iszaplakó *Rhizocorallium* és egyéb életnyomokat, *Martesites vadászi* VITÁLIS és *Pholas*-szerű fúrókagyló-nyomokat tartalmaznak. E rétegek a vizslási (*cardiumos*) homok- és a mátranovái agyagmárga heteropikus fáciesű, félsósvízi—partszegélyi képződményei.

A vizslási homok és mátranovái agyagmárga Mollusca-faunája BOHNNÉ HAVAS M., VITÁLIS S. és RAKUSZ GY. szerint (K = kazári, Gy = gyulakeszi alapszelvények):

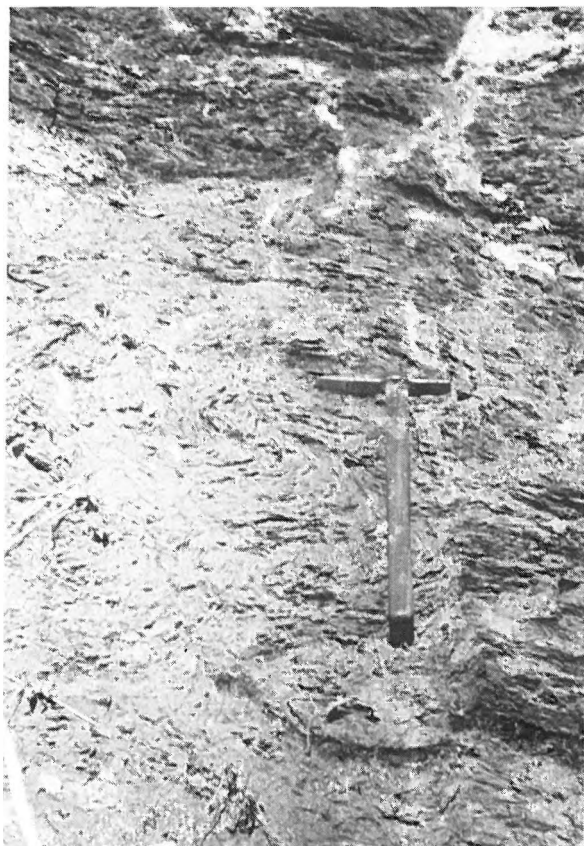
Lamellibranchiata: *Cardium edule* L. (K), *C. edule arcillum* DUJ. (K, Gy), *C. cf. sociale* KR. (Gy), *Cardium* sp. (K, Gy), *Limnocardium* sp. (K), *Congeria amygdaloides* DUNK. (K), *C. brardii* BRONG. (K), *Congeria* sp. (K), *Martesites vadászi* VITÁLIS, *Pholas* (?) nyomok. — *Rhizocorallium* (?), és feregmaszási nyomok. VÁRKONYI J. (1969) *Oxyrhina* halfogakat említ.

A vizslási homok Foraminifera faunája a gyulakeszi alapszelvényben (KORECZNÉ LAKY I. szerint):

Globulina gibba D'ORBIGNY, *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Bolivina dilatata* REUSS, *B. plicatella* CUSHMAN, *B. beyrichi* REUSS, *Hopkinsina bononiensis* (FORN.), *Trifarina bradyi* CUSHMAN, *Rotalia beccarii* (LINNÉ), *Cassidulinoides bradyi* (NORMAN), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *G. dutertrei* D'ORBIGNY, *G. trilocularis* D'ORBIGNY, *Globorotalia acostaensis* BLOW., *Cibicides boueanus* (D'ORBIGNY), *C. lobatulus* WALKER ET JAKOB).

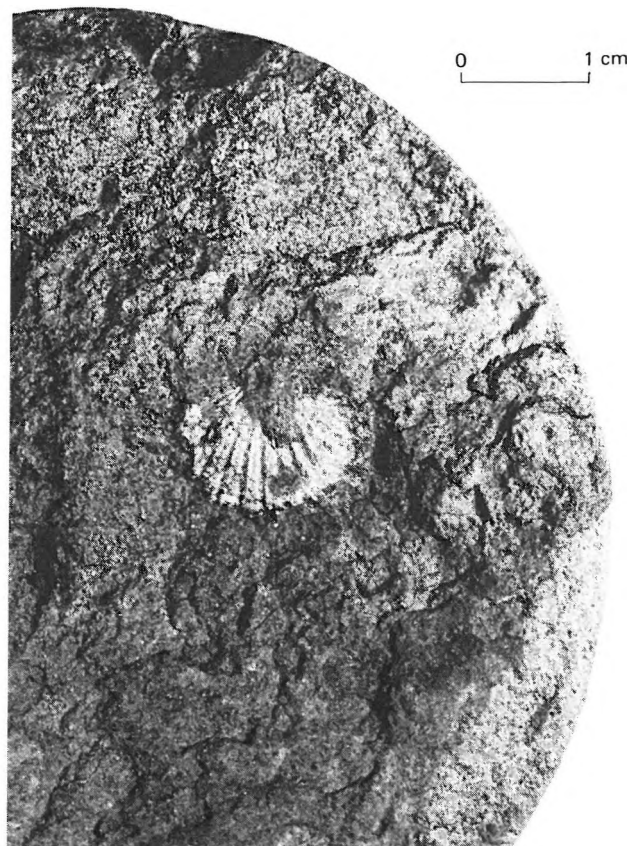
A többi szelvény iszapolási maradványában csak szivacsstűk, szivacskepletek találhatók. Legjobb felszíni feltárásai Kazár, Aranyosipusztára vezető úton és Mátranovák környékén találhatók.

A Salgótarjáni Barnaköszén Formáció fáciesviszonyai: A Kisterenyi Tagozat fáciése alul édesvízi—mocsári (III. telep), mely felfelé aligsósvízi-félsósvízi (esztuárium) kifejlődésbe megy át (II. és I. telep). A vizslási, mátranovái rétegek már a partközeli, csökkenetsósvízi kifejlődés nyomait mutatják. A ciklusvégi kiemelkedést a peremekről szénült állapotban besodort uszadékfadarabok (fúrókagylókkal) jelzik (VITÁLIS S. 1961).



26. *abra.* Iszapmozgási nyomok a szénfedő agyagban (Mátranovák, a falu K-i végén az utolsó ház mögötti feltárás)

Fig. 26. Traces of slumping in clay overlying the coal seam (outcrop behind the last house at the East end of Mátranovák village)



27. *abra.* Cardiumos laza homokkő (Kisterenye 487. sz. fúrás, 322,5 m). Fotó: PELLÉRDY

Fig. 27. Cardium-bearing loose sandstone (borehole Kisterenye 487, 322.5 m). Photo: PELLÉRDY

A tagozat konkordánsan települ kisebb részben a Nógrádmegyeri Tagozaton, nagyobb részben ennek hiányával a riolittufán. *Elhatárolása* lefelé az első széntelep, illetve a riolittufa fekvésén az első üledék megjelenésével történik. Felső határát a diszkordánsan települő oncophorás, illetve chlamysos rétegek megjelenése jelzi. A tagozat *vastagsága* 40—180 méter, ebből a mátranovái agyagmárga rétegek vastagsága 15—20 méter.

A tagozat és egyben az egész Salgótarjáni Barnaköszén Formáció típusjelvénye a Kisterenye—Gyulakeszi-i fácies sztratotípus (HÁMOR G. 1971, 1973).

A Salgótarjáni Barnaköszén Formáció *elterjedése* a sòshartyán—szentkúti törérendszer Ny-i, szélső törésétől ÉK-re, az Etesi-árok területére korlátozódik. A Nógrádmegyeri Tagozat az Etesi-árokba Ny felől torkolló folyóvízi üledékgyűjtő területén található. Szoros összefüggését (összefogazódását), a „normális” kifejlődésű Salgótarjáni Barnaköszén Formációval az „etesi homokvonal”-tól (BARTKÓ L. 1962) É-ra egyre jobban kivasztagodó, a III. telepet két részre osztó folyóvízi homokbetelepülés is bizonyítja, a települési helyzet (alsó riolittufa fekvés) mellett.

A formáció ÉNy felé áthúzódik Csehszlovákia, DK felé az Ózd—Egercsehi-medence területére, bár utóbbi közvetlen kapcsolata jelenleg az erózió miatt nem mutatható ki.

A Salgótarjáni Barnaköszén Formáció települési viszonyait a 23. ábra mutatja be. A formációt feltáró fúrások adatait a 18. táblázat tartalmazza.

A kutatási terület felső-oligocén—alsó-miocén formációinak települési helyzetét, litológiáját és üledékciklusait a II. mellékleten és a 28. ábrán foglaltuk össze.

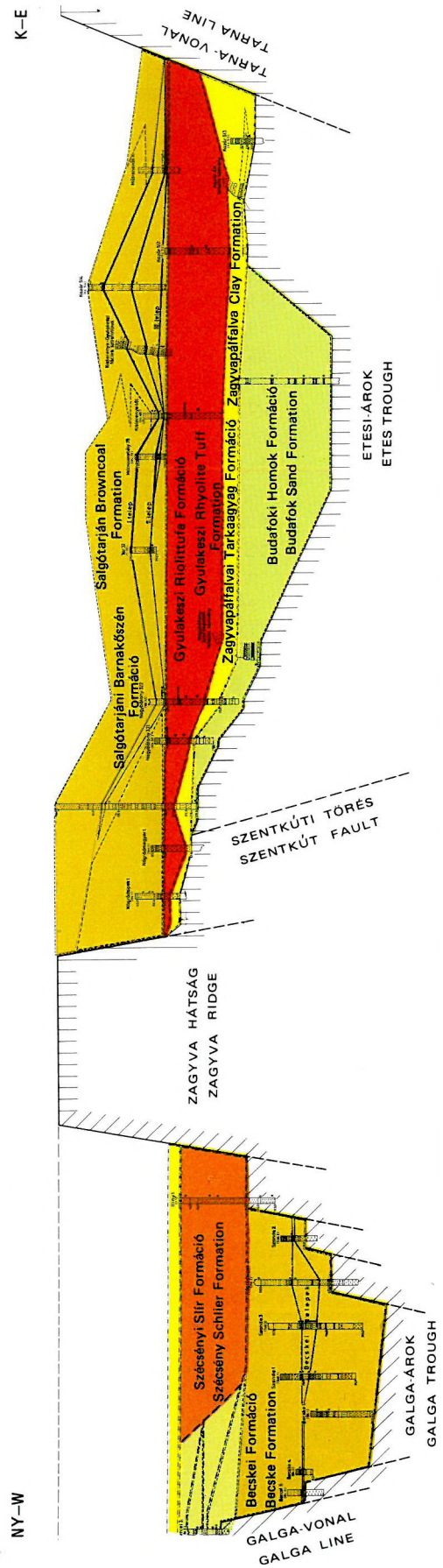
A Salgótarjáni Barnaköszén Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Salgótarján Browncoal Formation

18. táblázat — Table 18

| Fúrás | Fedő | Kisterenyei Tagozat | Nógrádmegyeri Tagozat | Fekü | Formáció-vastagság (m) |
|--------------------|-----------------------------------|---------------------|-----------------------|--|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
| Alsópálfalva 25. | Q | ?—68,0 | — | — | ? |
| Alsópálfalva 29. | Q | ?—23,0 | — | — | ? |
| Andrásfalva 3. | Q | ?—115,0 | — | — | ? |
| Andrásfalva 22. | Q | ?—38,3 | — | — | ? |
| Bikvölgy 4. | (?) ^s M ₂ o | 321,0—375,7 | 375,7—376,7 | — | > 55,7 |
| Bikvölgy 7. | (?) ^s M ₂ o | 256,6—284,2 | 284,2—298,8 | — | > 42,2 |
| Bikvölgy 8. | ^{ch} M ₂ k | 228,7—261,7 | 261,7—274,0 | — | > 45,3 |
| Csókás IV. | ^{ch} M ₂ k | 90,0—187,0 | — | — | > 97,0 |
| Csókás XXI. | ^{ch} M ₂ k | 152,0—255,7 | — | — | > 103,7 |
| Csókás 5. | Q | 1,0—43,0 | — | — | > 42,0 |
| Egyházassgerge 1. | ^{ch} M ₂ k | 46,4—126,6 | 126,6—186,5 | ^λ ₁ M ₁ o | 140,1 |
| Fővölgy 7. | (?) ^s M ₂ o | 75,0—150,1 | 150,1—152,0 | — | > 77,0 |
| Fővölgy 11. | (?) ^s M ₂ o | 161,8—229,0 | 229,0—232,0 | — | > 70,2 |
| Homokterenye 59. | ^o M ₂ k | 85,8—176,3 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 90,5 |
| Homokterenye 89. | ^o M ₂ k | 64,0—134,0 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 70,0 |
| Kazár 8. | ^{ch} M ₂ k | ?—147,4 | — | — | ? |
| Kazár 54. | Q | 3,0—20,0 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 17,0 |
| Kazár 74. | Q | ?—23,0 | — | — | ? |
| Kazár 221. | Q | 1,0—23,0 | — | — | > 22,0 |
| Kazár 243. | Q | ?—49,5 | — | — | ? |
| Kazár 259. | Q | ?—30,2 | — | — | ? |
| Kazár 265. | Q | ?—66,9 | — | ^λ ₁ M ₁ o | ? |
| Kazár 275. | Q | ?—? | — | ^λ ₁ M ₁ o | ? |
| Kazár 276. | Q | ?—23,8 | — | ^λ ₁ M ₁ o | ? |
| Kazár 299. | Q | ?—39,9 | — | — | ? |
| Kazár 306. | ^{ch} M ₂ k | 127,3—235,3 | — | — | > 108,0 |
| Kazár 315. | ^{ch} M ₂ k | 129,3—148,7 | — | — | > 19,4 |
| Kazár 343. | ^{ch} M ₂ k | 36,3—130,4 | — | — | > 94,1 |
| Kazár 389. | ^{ch} M ₂ k | 167,0—262,9 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 95,9 |
| Kazár 399. | Q | ?—107,0 | — | — | ? |
| Kazár 496. | Q | ?—93,1 | — | — | ? |
| Kazár 514. | ^o M ₂ k | 4,1—103,0 | — | — | > 98,9 |
| Kisfaluapuszta 18. | Q | 1,0—44,4 | — | — | > 43,4 |
| Kisfaluapuszta 38. | ^{ch} M ₂ k | 131,8—226,2 | — | — | > 94,4 |
| Kisterenye 1. | ^{ch} M ₂ k | 160,0—198,7 | — | — | > 38,7 |
| Kisterenye 113. | Q | ?—42,2 | — | — | ? |
| Kisterenye 134. | Q | ?—62,1 | — | — | ? |
| Kisterenye 214. | ^{ch} M ₂ k | 35,0—48,0 | — | — | > 13,0 |
| Kisterenye 246. | ^s M ₂ k | 56,5—104,5 | — | — | > 48,0 |
| Kisterenye 262. | Q | ?—73,2 | — | — | ? |
| Kisterenye 311. | Q | ?—70,5 | — | — | ? |
| Kisterenye 313. | ^{ch} M ₂ k | 286,0—367,2 | — | — | > 81,2 |
| Kisterenye 314. | ^{ch} M ₂ k | 122,1—213,3 | — | — | > 91,2 |
| Kisterenye 319. | ^{ch} M ₁ o | 16,7—38,5 | — | — | > 21,8 |
| Kisterenye 326. | (?) ^s M ₂ k | 77,2—126,6 | — | — | > 49,4 |
| Kisterenye 354. | Q | 0,4—37,1 | — | — | > 36,7 |
| Kisterenye 358. | Q | ?—50,2 | — | — | ? |
| Kisterenye 361. | ^{ch} M ₂ k | 107,0—179,9 | 179,9—181,0 | — | > 74,0 |
| Kisterenye 362. | Q | ?—38,8 | 38,8—41,0 | — | ? |
| Kisterenye 382. | (?) ^s M ₂ k | 328,5—381,2 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 52,7 |
| Kisterenye 439. | ^{ch} M ₂ k | 89,4—116,8 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 27,4 |
| Kisterenye 446. | Q | ?—53,5 | — | — | ? |
| Kisterenye 457. | ^{ch} M ₂ k | 224,7—282,4 | — | ^λ ₁ M ₁ o | 57,7 |

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|--------------------|-----------------------------------|-------------|-------------|---|---------|
| Kisterenye 460. | ^{ch} M ₂ k | 227,8—274,6 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 46,8 |
| Kisterenye 465. | ^{ch} M ₂ k | 312,3—368,8 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 56,5 |
| Kisterenye 487. | ^{ch} M ₂ k | 317,5—380,0 | — | — | > 62,5 |
| Kisterenye 481. | Q | 4,8—33,3 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 28,5 |
| Kisterenye 482. | ^s M ₂ k | 68,0—87,2 | — | — | > 19,2 |
| Kotyháza 4. | ^{ch} M ₂ k | ?—204,5 | — | — | ? |
| Kotyháza 56. | Q | 15,5—30,5 | — | — | > 15,0 |
| Kotyháza 60. | ^{ch} M ₂ k | 20,0—34,4 | — | ^a M ₁ e | 14,4 |
| Kotyháza 70. | ^{ch} M ₂ k | 81,8—127,4 | — | — | > 45,6 |
| Kotyháza 76. | ^{ch} M ₂ k | 101,1—172,0 | — | — | > 70,9 |
| Kotyháza 83. | Q | 5,0—99,1 | — | — | > 94,1 |
| Kotyháza 85. | ^{ch} M ₂ k | 50,2—150,1 | — | — | > 99,9 |
| Kökút 20. | ^{ch} M ₂ k | 76,0—150,9 | — | — | > 74,9 |
| Kökút 35. | Q | ?—117,5 | — | — | ? |
| Kökút 39. | ^{ch} M ₂ k | 57,8—149,5 | — | — | > 91,7 |
| Krakkó 3a. | ^{ch} M ₂ k | 79,0—107,0 | — | — | > 28,0 |
| Lucfalva 1. | ^{ch} M ₂ k | 105,8—184,5 | — | — | > 78,7 |
| Lucfalva 9. | Q | 2,0—32,5 | — | — | > 30,5 |
| Lucfalva 13. | ^{ch} M ₂ k | 102,0—162,5 | — | — | > 60,5 |
| Lucfalva 25. | ^{ch} M ₂ k | ?—156,6 | 156,6—160,1 | — | ? |
| Lucfalva 28. | ^{ch} M ₂ k | 114,0—185,5 | 185,5—186,6 | — | > 82,6 |
| Lucfalva 30. | ^{ch} M ₂ k | 109,0—193,7 | 193,7—211,0 | — | > 102,0 |
| Lucfalva 34. | ^{ch} M ₂ k | 232,7—258,6 | — | — | > 25,9 |
| Lucfalva 35. | ^{ch} M ₂ k | 375,0—391,3 | — | — | > 16,3 |
| Lucfalva 36. | ^{ch} M ₂ k | 102,3—174,4 | — | — | > 72,1 |
| Lucfalva 37. | ^{ch} M ₂ k | 183,0—230,5 | 230,5—231,3 | — | > 48,3 |
| Lucfalva 40. | ^{ch} M ₂ k | 531,4—595,0 | — | — | > 63,6 |
| Mátranovák 102. | ^o M ₂ k | 78,1—130,8 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 52,7 |
| Mátraverebély 4. | ^{ch} M ₂ k | 411,3—463,6 | — | — | > 52,3 |
| Mátraverebély 11. | (?) ^s M ₂ k | 375,6—389,9 | — | ^h 01 ₃ e | 14,3 |
| Mátraverebély 14. | (?) ^s M ₂ k | 327,0—371,7 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 44,7 |
| Mátraverebély 26. | ^{ch} M ₂ k | 260,0—354,5 | — | — | > 94,5 |
| Mátraverebély 39. | (?) ^s M ₂ k | 325,8—361,8 | — | — | > 36,0 |
| Mátraverebély 45. | ^{ch} M ₂ k | 266,5—312,9 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 46,4 |
| Mátraverebély 56. | ^{ch} M ₂ k | 636,2—646,4 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 10,2 |
| Mátraverebély 70. | ^{ch} M ₂ k | 460,2—485,8 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 25,6 |
| Mátraverebély 79. | ^{ch} M ₂ k | 233,5—270,0 | — | — | > 36,5 |
| Mátraverebély 91. | ^{ch} M ₂ k | 205,0—245,9 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 40,9 |
| Mátraverebély 100. | ^{ch} M ₂ k | 377,6—408,9 | — | — | > 31,3 |
| Mátraverebély 101. | ^{ch} M ₂ k | 380,3—409,7 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 29,4 |
| Mátraverebély 106. | ^{ch} M ₂ k | 280,7—313,3 | — | — | > 32,6 |
| Mátraverebély 111. | ^{ch} M ₂ k | 309,4—342,0 | — | — | > 32,6 |
| Mátraverebély 117. | ^{ch} M ₂ k | 231,5—256,2 | — | — | > 24,7 |
| Mátraverebély 120. | ^{ch} M ₂ k | 265,3—291,8 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 26,5 |
| Mátraverebély 121. | ^{ch} M ₂ k | 278,0—282,0 | — | — | > 4,0 |
| Mátraverebély 122. | ^{ch} M ₂ k | 791,3—815,4 | — | — | > 24,1 |
| Nagybárcány 1. | ^{ch} M ₂ k | 272,3—308,0 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 35,7 |
| Nagybátöny 22. | Q | 5,0—56,0 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 51,0 |
| Nagybátöny 67. | (?) ^s M ₂ k | 313,3—327,1 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 13,8 |
| Nagybátöny 79. | (?) ^s M ₂ k | 63,0—90,4 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 27,4 |
| Nagybátöny 92. | Q | ?—21,4 | — | ^{λ₁} M ₁ o | ? |
| Nagybátöny 102. | ^s M ₂ k | 88,0—98,4 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 10,4 |
| Nagybátöny 118. | (?) ^s M ₂ k | 357,6—384,3 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 26,7 |
| Nagybátöny 151. | ^{ch} M ₂ k | 250,0—277,4 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 27,4 |
| Nagybátöny 156. | (?) ^s M ₂ k | 121,3—139,5 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 18,2 |
| Nagybátöny 168. | ^s M ₂ k | 449,4—452,5 | — | ^{λ₁} M ₁ o | 3,1 |

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---------------------|-----------------------------------|-------------|-------------|--------------------------------|--------|
| Nagybátony 175. | (?) ^s M ₂ k | 453,3—468,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 15,2 |
| Nagybátony 188. | ^{ch} M ₂ k | 34,2—259,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 25,3 |
| Nagybátony 197. | (?) ^s M ₂ k | 296,8—322,8 | — | ^{λ1} M ₁ o | 26,0 |
| Nagybátony 200. | (?) ^s M ₂ k | 221,4—237,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 16,1 |
| Nagybátony 206. | ^s M ₂ k | 27,8—43,2 | — | ^{λ1} M ₁ o | 15,4 |
| Nagybátony 212. | ^{ch} M ₂ k | 106,0—124,8 | — | ^{λ1} M ₁ o | 18,8 |
| Nagybátony 260. | ^{ch} M ₂ k | 488,0—495,4 | — | ^{λ1} M ₁ o | 7,4 |
| Nagybátony 274. | ^{ch} M ₂ k | 587,0—608,6 | — | ^{λ1} M ₁ o | 21,6 |
| Nagybátony 289. | ^{ch} M ₂ k | 35,8—646,6 | — | ^{λ1} M ₁ o | 10,8 |
| Nagybátony 291. | ^s M ₂ k | 68,2—69,4 | — | ^{λ1} M ₁ o | 1,2 |
| Nagybátony 296. | ^{ch} M ₂ k | 557,2—582,8 | — | ^{λ1} M ₁ o | 25,6 |
| Nagybátony 301. | (?) ^s M ₂ k | 149,5—166,1 | — | ^{λ1} M ₁ o | 16,6 |
| Nagybátony 304. | ^s M ₂ k | 66,8—101,4 | — | ^{λ1} M ₁ o | 34,6 |
| Nagybátony 311. | ^{ch} M ₂ k | 218,0—220,8 | — | ^{λ1} M ₁ o | 2,8 |
| Nagybátony 312. | ^{ch} M ₂ k | 226,1—257,0 | — | ^{λ1} M ₁ o | 30,9 |
| Nagybátony 314. | ^{ch} M ₂ k | 441,8—450,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 8,7 |
| Nagybátony 317. | ^{ch} M ₂ k | 586,6—611,2 | — | ^{λ1} M ₁ o | 24,6 |
| Nagybátony 321. | Q | 6,5—14,2 | — | ^{λ1} M ₁ o | 7,7 |
| Nagybátony 322. | ^{ch} M ₂ k | 13,7—27,4 | — | ^{λ1} M ₁ o | 13,7 |
| Nagybátony 323. | ^{ch} M ₂ k | 75,1—77,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 2,4 |
| Nagybátony 326. | ^s M ₂ k | 305,5—330,0 | — | ^{λ1} M ₁ o | 24,5 |
| Nagybátony XLI. | (?) ^s M ₂ k | 442,2—443,7 | — | — | > 1,5 |
| Nagybárkány I. | ^{ch} M ₂ k | 272,3—308,0 | — | ¹ M ₁ o | 35,7 |
| Nógrádmegyer 1. | Q | — | 8,0—24,8 | ^{λ1} M ₁ o | 16,8 |
| Nógrádsipek 1. | ^s M ₂ k | 62,0—83,3 | 83,3—97,0 | ^{λ1} M ₁ o | 25,0 |
| Pusztamárkháza 24. | Q | ?—39,7 | — | — | ? |
| Sámsönháza 16a. | ^{ch} M ₂ k | 818,6—842,6 | — | ^h 01 ₃ e | 24,0 |
| Somlyó II. | Q | 4,3—41,0 | — | — | > 36,7 |
| Sóshartyán 5. | ^{ch} M ₂ k | 126,2—221,7 | — | — | > 95,5 |
| Sóshartyán 8. | ^{ch} M ₂ k | 76,0—156,8 | — | — | > 80,8 |
| Székvölgy 104. | Q | 9,0—75,3 | — | — | > 66,3 |
| Szupatak 20. | ^{ch} M ₂ k | 147,4—204,1 | — | ^{λ1} M ₁ o | 56,7 |
| Szupatak 25. | ^{ch} M ₂ k | 166,5—220,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 54,0 |
| Tar 27. | ^{ch} M ₂ k | 463,0—480,4 | — | ^{λ2} M ₁ o | 17,4 |
| Tar 32. | ^{ch} M ₂ k | 329,4—362,0 | — | — | > 32,6 |
| Tar 33. | ^{ch} M ₂ k | 377,0—395,0 | — | ^{λ1} M ₁ o | 18,0 |
| Tiribes 2. | (?) ^s M ₂ k | 652,8—725,3 | — | — | > 72,5 |
| Tordas 13. | ^{ch} M ₂ k | 110,6—115,9 | — | — | > 5,3 |
| Tordas 16. | Q | 11,1—115,5 | — | ^{λ1} M ₁ o | 104,4 |
| Világospuszta 1. | ^{ch} M ₂ k | 179,7—234,0 | — | — | > 54,3 |
| Világospuszta 2. | ^{ch} M ₂ k | 137,6—198,0 | 198,0—202,5 | — | > 64,9 |
| Vizslás 108. | ^{ch} M ₂ k | 25,2—97,5 | — | — | > 72,3 |
| Vizslás 112. | ^{ch} M ₂ k | 106,0—121,4 | — | — | > 15,4 |
| Vizslás 132. | ^{ch} M ₂ k | 178,0—232,5 | — | — | > 54,5 |
| Vizslás 143. | ^s M ₂ k | 171,0—225,0 | — | — | > 54,0 |
| Vizslás XV. | ^{ch} M ₂ k | 109,0—139,0 | — | — | 130,0 |
| Zagyvapálfalva 40. | Q | 9,0—86,8 | — | — | > 77,8 |
| Zagyvapálfalva 79. | Q | 28,0—124,9 | — | — | > 96,9 |
| Zagyvapálfalva 84. | ^{ch} M ₂ k | 37,0—130,4 | — | — | > 93,4 |
| Zagyvapálfalva 101. | Q | 20,0—83,0 | — | — | > 63,0 |
| Zagyvapálfalva 102. | Q | 5,0—78,1 | — | — | > 73,1 |
| Zagyvapálfalva 122. | Q | ?—24,0 | — | — | ? |

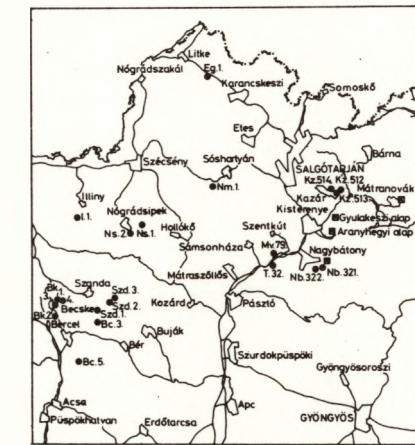
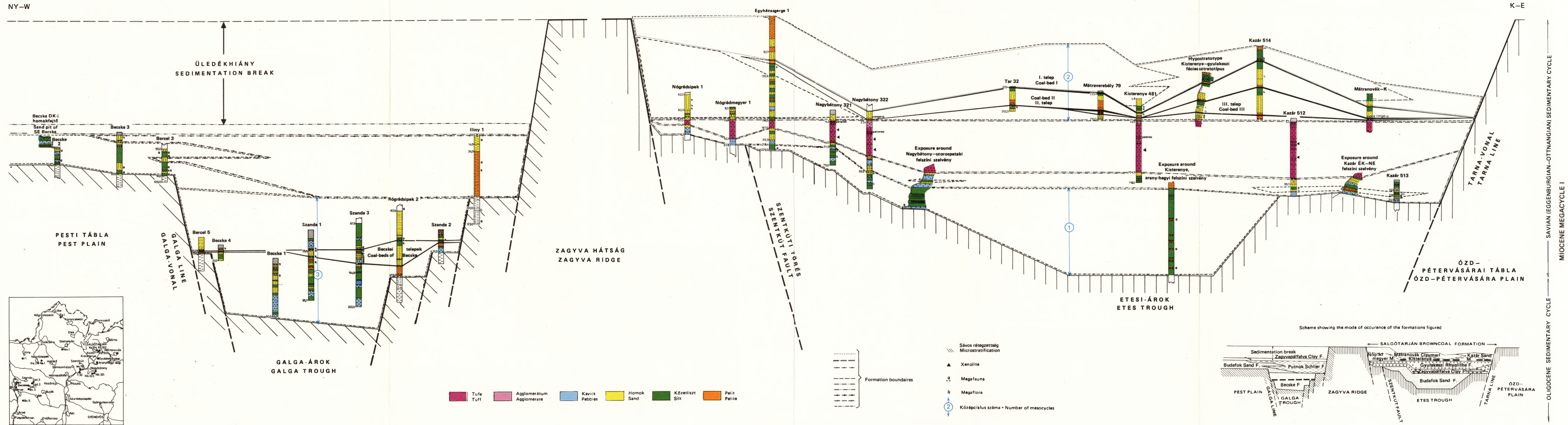


28. ábra. Az egeri, eggenburgi, ottmangi formációk települési helyzete
 Fig. 28. Mode of superposition of Egerian, Eggenburgian and Ottmangian formations

Egri, eggenburgi és ottnangi korú formációk litológiája és üledékciklusai a nógrád–cserhádi területen

Lithologies and sedimentary cycles of the Egerian, Eggenburgian and Ottnangian beds in the Nógrád–Cserhát area

(plotted by G. Hámor, 1978)



OLIGOCENE SEDIMENTARY CYCLE

SAVIAN (EGGENBURGIAN-OTTNANGIAN) SEDIMENTARY CYCLE

MIOCENE MEGACYCLE I

Középső-miocén

Kárpáti emelet

Egyházasgergei Homokkő Formáció

Az Egyházasgergei Homokkő Formáció a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció fedőösszlete. A formáció képződményeit elsőként HANTKEN M. (1878) „durvaszemű homokkő *Pecten malvinae*-vel” néven különíti el. ID. NOSZKY J. (1912a) „alsó mediterrán szénfedő rétegek”; „pectenes rétegek (*Pecten praescabriusculus*)” megnevezéssel említi az összletet, és helyesen hívja fel a figyelmet a szén fekvőjében található *Pecten*-nyomos durva, glaukonitos homokkővel való összetévesztés lehetőségére.

A pontatlan faunahatározás mégis félvszázados vitát és félreértések sorozatát indította el a hazai miocén rétegtan művelői között. HORUSITZKY F. (1937. 1942) az *Aequipecten praescabriusculus* „szintjelző” voltára hivatkozva a Galgától Ny-ra az első miocén transzgresszió időpontját a burdigalaiba helyezte és képződményeit kronosztratigráfiai alapon a salgótarjáni szénfeküvel azonosította, s ezt ID. NOSZKY J. (1931), VITÁLIS S. (1940) is átvették. Feltevést látszólag indokolta, hogy az oligocén képződményekre a kőszentelepek hiányával közvetlenül e képződmények települnek. E téves felismerés eredményezte a kőszentelepek korának változó megítélését és részben hozzájárult a szentelepes—*praescabriusculus*—slírösszletek heteropikus fáciesként történő értelmezéséhez (NOSZKY J. 1912, VITÁLIS S. 1940, BARTKÓ L. 1962).

A tévedések korrekcióját SCHRÉTER Z. (1940c) kezdte el, aki a képződményeket már ismét elkülöníti „chlamysos szinttáj”-ként. ID. NOSZKY J. (1940a) lerögzíti, hogy a Galgától Ny-ra az „oligocénre következő, transzgresszió kezdetét jelentő pectenés homokkőcsoportot is a helvéciai részbe sorozzuk”; a nógrádi szénfedő pectenés homokkővet azonban sajnálatos módon a burdigalaiba sorolta. VITÁLIS S. (1940), BARTKÓ L. (1952) feltehetően ennek hatására a képződményeket burdigalaiba, a fedő slírt helvétibe sorolják. CSEPREGHYNE MEZNERICS I. (1951. 1954, 1956) BARTKÓ L. (1962) közreműködésével a fauna revíziója során javította a téves faunahatározásokat és a szóban forgó képződményeket „pectenes (chlamysos) homokkő” néven írja le, azonosítja a Pest környéki pectenés homokkővel (Cinkota) és mindkettőt a helvétii emeletbe sorolja. BARTKÓ L. (1962) azonosította a chlamysos homokkővet a dél-szlovákiai mangános homokösszlettel. A *Paratethys* neogénjének rétegtani revíziója során HÁMOR G. (in HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969) a chlamysos homokkővet a kárpáti emelet bázisképződményeként határozza meg és megállapítja, hogy a barnaköszénösszlet nem ennek heteropikus fácieseként, hanem időben azt megelőzve képződött. Ugyanakkor tévesen az ottangiba sorolja az oligocénre települő acsai, püspökhatvani, cinkotai, mátyásföldi, sashalmi kavicsokat. Az időközben e típuslelőhelyeken lemélyült fúrások és reambuláló felvételek alapján az említett kavicsösszleteket szintén az Egyházasgergei Homokkő Formáció bázisképződményeihez sorolták, nemkülönben ID. NOSZKY J. (1940a) „Fót—Mogyoród—Csomád környéki pectenés homokkőve”-it, valamint HALMAI J. (1974) „nagy-pectenes—anomias homok—homokkő”, „Chlamys angelonii—anomias homok, kavics” és „chlamysos homok-homokkő” képződményeit.

A formáció elkülönítését prioritási okok (HANTKEN M. 1878), a jellegzetes litológiai kifejlődés és a típusos makrofauna indokolja.

A formáció elnevezése Egyházasgerge községről (Nógrád megye) történt, ahol legjellemzőbb felszíni feltárása található gazdag makrofaunával. A formációt az Egyházasgergei Homokkő Tagozat (= chlamysos homokkőösszlet), az ebbe tartozó, említett kavicsösszletek és a bázison települő Kazári Homokkő Tagozat (= *oncophorás* rétegek) alkotják.

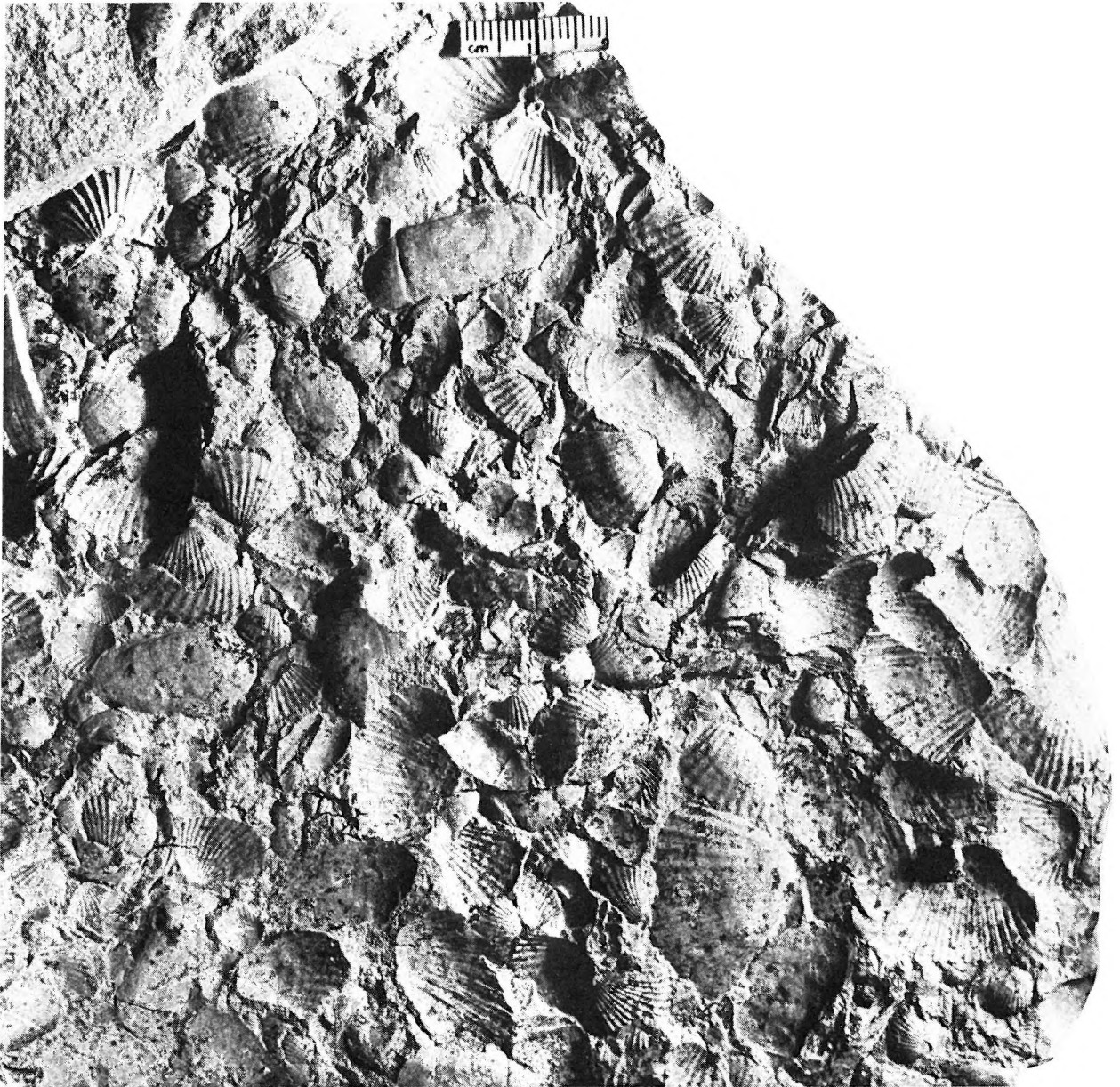
A **Kazári Homokkő Tagozat** képződményeit az irodalom HANTKEN M. (1878) óta a kőszentelepes összlet *cardiumos* homok fedőképződményei sorában tárgyalta, még az *Oncophorák* felismerése után is (CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1956b, BARTKÓ L. 1962).

A jelenlegi rétegtani beosztást és a tagozat elkülönítését indokoló *Oncophora*-(*Rzehakia*)-félék első magyarországi lelete ČECHOVIČ V.—HANO V. (1954) nevéhez fűződik, akik BARTKÓ L. társaságában a szécsényfelfalui Öreg-hegy helybenmaradt törmelékében *Oncophora socialis* RZEHAK és *Oncophora socialis ilonae* ČECH.—HANO példányokat találtak. BARTKÓ L. (1962) *Oncophorákat* (*Rzehakia socialis*) említi a Homokterenye melletti szurdokbányai fúrások magmintáiból is (Homokterenye 59. sz. fúrás dokumentációja, 1958). A nógrád—cserháti terület 1:25 000 ma. földtani térképezése során HÁMOR G. 1968-ban (1970b) egy Kazár mellett feltárt felszíni alapszelvényben és az erre telepített Kazár 514. számú térképező sekélyfúrásban *Rzehakia*-féléket talált és tisztázta települési helyzetét. A fauna meghatározását BOHNNÉ HAVAS M. (1971) végezte. A szlovákiai lelőhelyeken az *Oncophorákkal* együtt *Siliqua*-félék is találhatók. Figyelemre méltó, hogy HORUSITZKY F. (in FERENCZI I. 1939) már 1938. évi felvételi munkája során, egy ma már rekonstruálhatatlan feltárásában, a Varsány melletti Hajagos erdőben, a szentelepes összlet fedőjében *Congeriák* mellett *Siliqua*-t talált. A mizserfai felderítő barnaköszénkutatás során (1980) SZEMEREY H. által gyűjtött *Rzehakia*-féléket szintén BOHNNÉ HAVAS M. határozta meg.

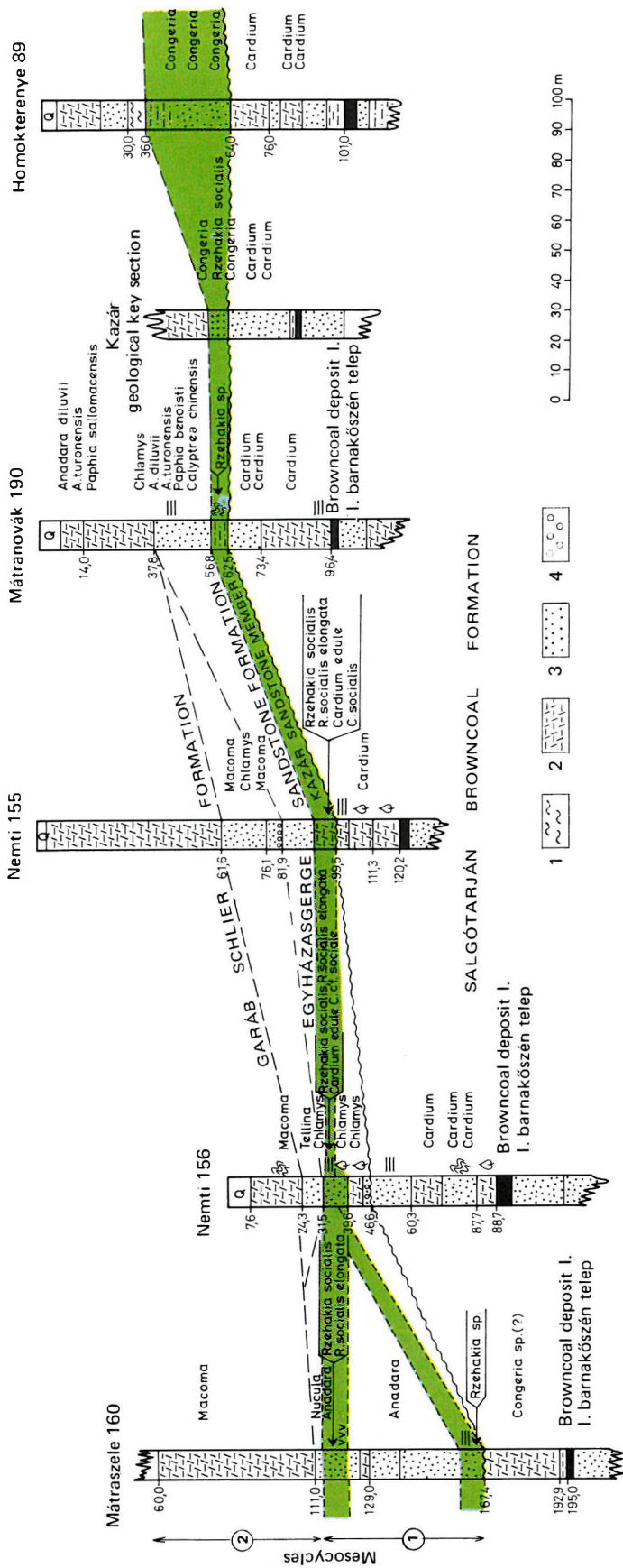
A rétegtagnak a Salgótarjáni Barnaköszén Formációtól — azon belül a *cardiumos* homoktól — való elkülönítését és a „chlamysos összlet” heteropikus fácieseként történő besorolását, új adatok birtokában HÁMOR G. kezdeményezte [„*oncophorás* (rzhakiás) rétegek” (1968); „*congeriás-oncophorás* összlet” (1969); „*cardiumos—oncophorás* összlet” (1971b, 1973a)], időlegesen azzal a hibával terhelt, hogy a II. telep fedőjében települő

congeriás mészkő egyes feltárásait (Nagybátony—Szorospaták, Mátranovák) is ide sorolta, bár e kérdés továbbra is nyitott.

A Kazári Homokkő Tagozat típus-képződménye sárgásszürke, világosszürke, közepesen kemény, lemezesen elváló vagy vékony rétegű, apró- és finomszemű homokkő. Egyes réteglapokon vagy azzal párhuzamosan elhelyezkedő *Congerina*, *Cardium* és *Rzehakia* maradványok kioldott héjú, limonittal festett kőbelek (29. ábra). A homokszemcsék jól osztályozottak, a karbonát kötőanyag 5–20% közötti. A rétegek vastagsága 10–20 cm. Íves parti keresztregzetség a tagozat mindhárom felszíni feltárásában (Kazár, Vizslás, Szécsényfelfalu) jellemző. A tagozat felépítésében azonos vastagságú agyagos homok-, finomhomokos kőzetliszt rétegek is részt vesznek. Egyes rétegek ritkán elszórt, 1–2 cm-es szénült—limonitosodott növényi töredékeket is tartalmaznak. A tagozat rétegei BOHNNÉ HAVAS M. szerint congeriás—cardiumos (kevés Rzehakiával), felső rétegei rzehakiás—cardiumos (kevés *Congerival*) biocönózist képviselnek a tagozat kazári, Aranyosipusztára vezető mélyútban feltárt típus-szelvényében; a fúrási adatok szerint a K-i medenceperem közelében (Mátranovák) tisztán congeriás biocönózis is kimutatható.



29. ábra. Congeriás, cardiumos, rzehakiás homokkő (Szécsényfelfalutól K-re, a szőlőhegyről). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 29. *Congerina*-, *Cardium*- and *Rzehakia*-bearing sandstone (vineyards east of Szécsényfelfalu). Photo: PELLÉRDY



30. ábra. A Kazári Homokkő Tagozat („oncophorás rétegek”) litológiája, települési helyzete és fáciesei

1. Kavics, 2. homok, 3. közéltiszt, 4. pelit

Fig. 30. Kazár Sandstone Member (“Oncophora beds”): lithology, mode of occurrence and geological features

1. Gravel, 2. sand, 3. silt, 4. mudstone



31. ábra. Cardiumos homok (Kazár, az Aranyosipusztára vezető út melletti alapszelvény). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 31. Cardium-bearing sand (key section by the road leading to Aranyosipusztá). Photo: J. HALMAI 1977



32. ábra. Diszkordánsan települő oncophorás homokkő (Kazár, az Aranyosipusztára vezető út melletti alapszelvény).
Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 32. Unconformable superposition of the Oncophora-bearing sandstone (key section by the road leading to Aranyosipusztá). Photo: J. HALMAI 1977

A tagozat makrofaunája HÁMOR G. gyűjtése, BOHNNÉ HAVAS M. meghatározása alapján:

Lamellibranchiata: *Rzehakia socialis* RZEH., *R. socialis keshae* MERKLIN., *R. socialis elongata* RZEH., *R. socialis ilonae* ČECH.—HANO., *Rzehakia* sp., *Cardium edule* L., *C. edule arcella* DUJ., *C. cf. sociale* KR., *Cardium* sp., *Limnocardium* sp., *Congeria amygdaloides* DUNK., *C. brardii* BRONG., *Congeria* sp. — Gastropoda: *Melanopsis* sp.

Mikrofaunát a tagozat képződményei csak a Homokterenye 59. sz. fúrásban tartalmaztak, ezek SIDÓ M. és LAKY I. meghatározása (1958) szerint: *Rotalia* sp., *Globigerina* sp., *Nonion commune* (D'ORBIGNY), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Bolivina dilatata* REUSS.

NAGY L.-né vizsgálatai során *Inaperturopollenites* sp., *I. magnus* R. POT., *Taxodiaceapollenites dubius* R. POT., *Tricolpopollenites spinosus* R. POT. taxonok kerültek elő.

A tagozat fáciese partszegélyi—laposparti—félsósvízi. A tagozat települési és térbeli helyzetét, horizontális fácies-átmeneteit mutatja be a 30. ábra. Képződményei a kazári és a vizslási szelvényben jól láthatóan diszkordánsan települnek a mátranováki agyagmárga rétegekben (31., 32. ábra).

Elhatárolása a Rzehakia-félék első megjelenésével történik, tekintettel arra, hogy a II. telep fedőjében fellépő *Congeria* és az I. telep fedőjében fellépő *Cardium* fajok csak túlélőként jelennek meg az oncophorás rétegekben. (Meggyőződésünk azonban, hogy a Congeriák részletes faunisztikai vizsgálata még további kronosztratigráfiai értékű adatokat fog szolgáltatni.)

A tagozat felső határát a Chlamysok megjelenése jelöli ki. Ez általában a homok szemnagyságának növekedésével jár együtt. (Az erőteljesebb tengeráramlás a jellemző kvarcanyag mellé egyéb közet szemcséket is szállított.) A tagozat fedőképződménye a partvonal-eltolódás függvényében az Egyházasgergei Homokkő Tagozat vagy a Garábi Slír Formáció.

A Kazári Homokkő Tagozat az Etesi-árok („Nógrádi-medence”) K-i és Ny-i peremi sávjában mutatható ki Mátranovák, Homokterenye, Kazár, Vizslás, illetve Szécsényfelfalu környékén. A cserhádi területen Varsány környékén valószínűsíthető.

Vastagsága — az ismereti hiányok figyelembevételével — max. 25 méterre tehető (19. táblázat).

A Kazári Homokkő Tagozatot („oncophorás rétegek”) feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Kazár Sandstone Member („Oncophora beds”)

19. táblázat — Table 19

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|------------------|--------------------------------|----------------|--------------------------------|------------------------|
| Kazár 514. | Q | 3,0—4,1 | ^{bk} M ₁ o | 1,1 |
| Homokterenye 59. | ^{ch} M ₃ k | 74,0—85,8 | ^{bk} M ₁ o | 11,8 |
| Homokterenye 89. | ^s M ₂ k | 42,5—64,0 | ^{bk} M ₁ o | 21,5 |
| Mátranovák 102. | ^s M ₃ k | 64,0—78,1 | ^{bk} M ₁ o | 14,1 |

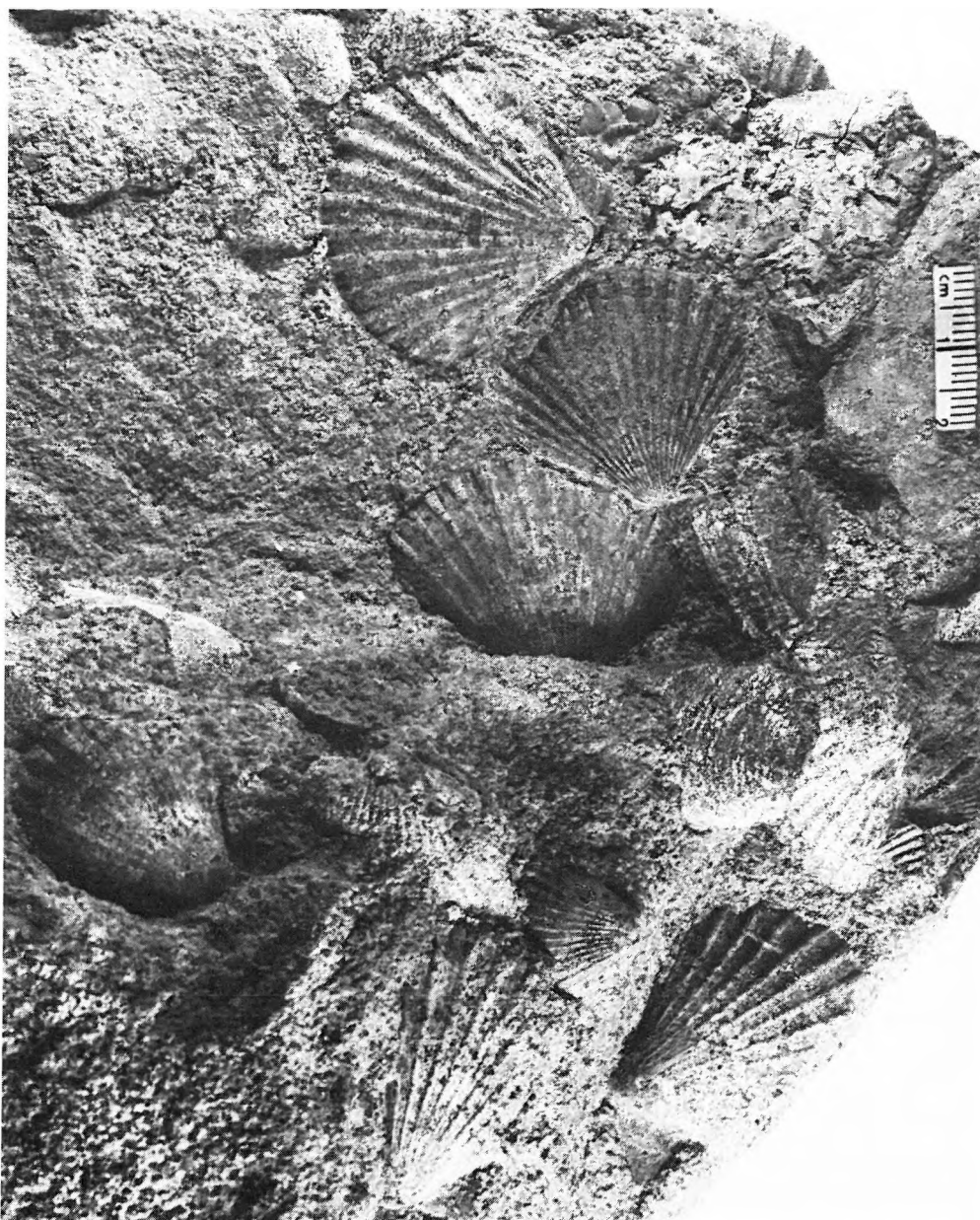
Az Egyházasgergei Homokkő Formációhoz való sorolását földtörténeti okok (a II. miocén transzgresszióhoz kapcsolódik, annak bázisképződménye) és ösföldrajzi megfontolások (a „chlamysos homokkővel” azonos litofáci-esben, azt részben helyettesítő térben jelenik meg) indokolják. Tagozatként történő elválasztását a fáciesviszonyok (ezen belül az erősen eltérő biofáciés) teszi szükségessé.

Az **Egyházasgergei Homokkő Tagozatot** felszínen sárgásszürke, bányanedves állapotban szürke, zöldesszürke, változó szemnagyságú homokkő, homok, homokos aleurit, kavicsos homok, kavics, Ny-on chlamysos homokos mészkő, meszes homokkő alkotja (33. ábra).

Átlagos rétegösszetétele 7 fúrás 260,2 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: homokkő, homok 58,2%, kőzetliszt 40,1%, kavics 1,2%, agyag 0,5%.

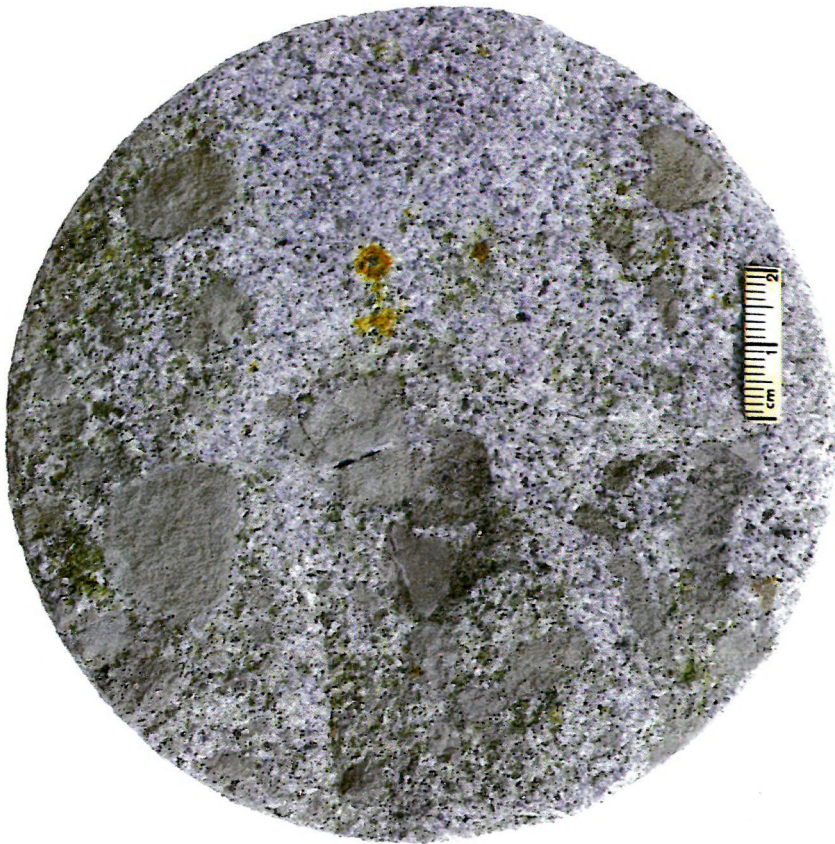
A törmelékanyagban uralkodó mennyiségű a kvarc, gyakori a csillám, egyes bázisrétegekben a klorit, földpát, glaukonit(?), néhol biotit (34. ábra). A kötőanyag meszes, limonitos, néhol mangános festődésű. A tagozat egészen és az egyes homokkőrétegeken belül a szemnagyság felfelé finomodik. Kavicsos képződmények csak a tagozat alsó harmadában ismertek: a szemnagyság 0,5–3 cm közötti, a gyöngykavics úgyszólván teljesen kvarcanyagú, a közép- és durvaszemű kavicsban kvarc, kvarcit, lidit, gránit, kvarcporfir, jáspis, bontott gneisz, fillit, csillámpala is található, ezek vepori eredetűek (35. ábra).

A mezozoós alaphegység (triász) törmelékanyaga — alárendelt mennyiségben — csak a Duna-balparti rögöktől D-re (Cinkota—Mogyoród között) jelenik meg. A kavics vastagpados vagy pados, a peremektől távolabb gyakran csak egy-egy réteglap felszínén figyelhető meg kavicshintés formájában. Néhol a paleogén összletből származó kovásodott nummuliteszes mészkő- és aleurit-kavicsok is megfigyelhetők, ritkábban a Salgótarjáni Barnakőszén Formáció képződményeinek helybenmaradt törmeléke. A tagozat bázisán VITÁLIS S. (1961) száradási repedésekkel átjárt, fúrókagylónyomos agyagkavicsokat ismertet.



33. ábra. Chlamyszos homokkő (Egyházasgerge, a községtől D-re levő homokbányából). Fotó: PELLÉRDY
 Fig. 33. Chlamys-bearing sandstone (sand pit south of Egyházasgerge village). Photo: PELLÉRDY

34. ábra. Kloritpala törmelék a Garábi Slirrel összefogazódó Egyházasgergei Homokkő Formációból (▲ Mátraverebély 122. sz. fúrás, 622,5 m és ▼ Egyházasgerge I. sz. fúrás 42,0–46,4 m). Fotó: MÓZER I.
 Fig. 34. Chlorite-schist debris from the Egyházasgerge Sandstone Formation intertonguing with the Garáb Schlier (▲ borcholes Mátraverebély 122. 622.5 m and ▼ Egyházasgerge I. 42.0–46.4 m). Photo: I. MÓZER





35. ábra. Kvarcirkavics és aleurittörmelék az Egyházasgergei Homokkő Formáció bázisán levő durvaszemű homokkőben (Egyházasgerge 1. sz. fúrás, 20,0 m). Fotó: MÓZER I.

Fig. 35. Quartzite pebbles and siltstone detritus in the coarse-grained sandstone at the base of the Egyházasgerge Sandstone Formation (borehole Egyházasgerge, 1, 20.0 m). Photo: I. MÓZER

37. ábra. Az Egyházasgergei Homokkő Formáció típuszselvénye (Egyházasgergétől D-re levő homokbánya). ►
Fotó: HALMAI J. 1977

Fig. 37. Type section of the Egyházasgerge Sandstone Formation (sand pit S of Egyházasgerge). Photo: J. HALMAI 1977



36. ábra. Parti íves kereszttrétegzés Egyházasgergétől D-re, a homokbányában. Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 36. Arcuate onshore cross-bedding in a sand pit S of Egyházasgerge. Photo: J. HALMAI 1977



Egyházasgergei Homokkő Tagozat Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Egyházasgerge Sandstone Member

20. táblázat — Table 20

| | Tar 35. sz. fúrás 856,0—1010,3 m | Nagybátöny 317. sz. fúrás 564,0—586,6 m | Nagybátöny 322. sz. fúrás 3,4—13,2 m | Mátraverebély 79. sz. fúrás 202,0—233,5 m |
|--------------------------|-------------------------------------|--|---|--|
| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. |
| Haplophragmoides sp. | × | | | |
| Cyclamina sp. | × | | | |
| Spiroplectamina carinata | × | | | |
| Spiroplectamina sp. | × | | | |
| Textularia sp. | × | | | |
| Sigmoilina sp. | × | | | |
| Robulus sp. | × | × | × | |
| Dentalina sp. | × | | | |
| Globulina tuberculata | | | | × |
| Elphidium macellum | × | | | |
| — crispum | | × | | |
| Elphidium sp. | × | × | × | |
| Nonion boueanum | × | | | |
| — granosum | × | | × | |
| — tuberculatum | | | | × |
| — cf. elongata | | × | | |
| — soldanii | × | | | |
| — commune | | | | × |
| Nonion sp. | × | | | |
| Bolivina dilatata | × | × | | |
| — plicatella | × | | | |
| Bolivina sp. | × | | | |
| Bulimina elongata | × | | | |
| Hopkinsina bononiensis | × | | | |
| Angulogerina angulosa | × | | | |
| Uvigerina tenuistriata | × | | | |
| Uvigerina sp. | × | | | |
| Virgulina schreibersiana | × | | | |
| Gyroidina soldanii | × | | | |
| Rotalia beccarii | | × | × | × |
| Rotalia sp. | × | × | | |
| Cassidulinoides bradyi | × | | | |
| — crassa | × | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2 | 3 | 4. |
|------------------------------|----|---|---|----|
| <i>Pullenia bulloides</i> | × | | | |
| <i>Globigerina bulloides</i> | × | | | |
| <i>Globigerina</i> sp. | × | | | |
| <i>Anomalina rotula</i> | × | | | |
| <i>Cibicides dutemplei</i> | × | | | |
| — <i>lobatulus</i> | × | | | |
| — <i>ungerianus</i> | × | | | |
| <i>Cibicides</i> sp. | × | × | × | |

Vizsgálók: 1., 3–4. = KORECZNÉ LAKY I. 1970–72. 2. = KERNERNÉ SÜMEGI K. 1970

Az Egyházasgergei Homokkő Tagozatra általában 25–80 cm vastag, jól rétegzett képződmények jellemzőek. A rétegzettséget leggyakrabban a homok—homokkő váltakozása, illetve a homokkő rétegek közé települő 1–5 cm vastag agyagzsinórok okozzák. Íves parti keresztarétegzettség több helyen megfigyelhető. A bázisképződményekben gyakori a homokkő-aleurit váltakozásából álló sávos rétegzettség, a pelites képződmények néhol mikrorétegzettek (36., 37. ábra). Néhány fúrás áthalmazott riolittufa-zsinórokat tárt fel a tagozat bázisán (Nb. 188., 151., 262.; Kt. 465., 482. sz. fúrások). A tari területen kialakult „iszapfáciesben” néhol jellegzetes iszapmozgási nyomok találhatóak a vastag pelites padokban. A peremi helyzetű becskei szelvényben (13. ábra) a tagozatban települ a „középső riolittufa” (Tari Dácittufa Formáció), másutt (Sashalom, Cinkota) annak közvetlen fedőjében.

A tagozat ősflooráját szénült, limonitosodott növénymaradvány töredékek, uszadékfa darabok képviselik. Foraminiferáit a 20. táblázat tartalmazza. Makrofaunáját CSEPREGHYÉ MEZNERICS I., BOHNÉ HAVAS M., és HALMAI J. meghatározása szerint a 21. táblázaton mutatjuk be. Ezekon kívül féregjáratok, Bryozoa töredékek, szivacstűk, *Ostrea* héjtöredékek, fűrőkagyló-nyomok és *Lamna* fogak is találhatóak.

A tagozat képződményei szögeltéréssel, eróziós diszkordanciával települnek az idősebb miocénen (a Zagyva-árok területén), az oligocén képződményeken pedig túlterjedő módon (a Galgától Ny-ra).

A képződmények fáciesei tengeri, abráziós partszegélyi, partszegélyi—síkperti. A terület ÉK-i részén, az Etesi-árok K-i pereme közelében heteropikus „háttér”-fáciesként jelennek meg a Kazári Homokkő Tagozat képződményei. Bár a horizontális átmenet magyar területen közvetlenül feltárva nem tanulmányozható, közel egyidejű képződésüket a települési helyzet, fekü—fedőviszonyok egyértelműen bizonyítják.

A tagozat *elhatárolása* alul az éles litológiai változás, a tengeri fauna megjelenésével egyértelmű. Laterális irányban a Rzehakia- és a *Chlamys*-fauna gyors váltása adja az elhatárolás lehetőségét. A felső határt a Garábi Slir Formáció felé (fokozatos átmenet után) a pelites képződmények uralkodó mennyiségűvé válása, a jellegzetes tellinás—brissopsisos slir fauna és a gazdag Foraminifera-fauna megjelenése rögzíti.

A tagozat képződményeinek vastagsága a nógrád—cserháti terület reprezentatív fúrásai alapján, átlagosan 31–32 m (22. táblázat). Ezt megerősíti a Kisterenye jelű 1:25 000 ma. térképlap összes fúrásának (328 db. 10 613 folyómétert harántolt a tagozatból) vastagsági átlaga, mely 32–33 m. Az ősföldrajzi szituációtól függő vastagságtérképek a sóshartyán-szentkúti törés közelében Bükk-völgy—Vizslás—Tar vonalában maximumokkal (> 100 m), ettől DK-re a perem felé 1–10 méteres minimumokkal jelentkeznek. DNY-i irányban a Zagyva-árok és ÉNy-i irányban az Etesi-árok területén az átlagos vastagság jellemző.

A tagozat *elterjedése* az Ózd—Egercsehi-árokra, Etesi-árokra, Zagyva-árokra, a Börzsöny K-i peremére és a Pesti-síkságra korlátozódik.

Legjobb felszíni alapszelvénye az Egyházasgerge (Nógrád megye) községtől D-re levő homok—homokkő-fejtő és az ennek udvarában mélyült Egyházasgerge 1. számú fúrás. Jól tanulmányozható a becskei Délkúti kavicsbányában (13. ábra), a salgótarjáni síküveggyártól NyDNY-ra a felhagyott tárók környékén is.

Az Egyházásgergei Homokkő Tagozat makrofaunája
Megafauna of the Egyházásgerge Sandstone Member

21. táblázat — Table 21

| | Egyházásgergei homokbánya | Salgótarján, felszíni feltárások | Nagybátony 322. sz. fúrás 3,4—13,2 | Mátraalmási szénkutató fúrások | Becske, Délküti bánya | Fót—Csomád, felszíni feltárások |
|---------------------------------|------------------------------|--|--|--------------------------------------|--------------------------|---------------------------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5. | 6 |
| <i>Bryozoa</i> | | | | | | |
| Lunilites sp. | | | | | | × |
| <i>Brachiopoda</i> | | | | | | |
| Terebratula sinuosa pedemontana | | | | | | × |
| Mühlfeldtia truncata oblita | | | | | | × |
| <i>Lamellibranchiata</i> | | | | | | |
| Yoldia cf. rovasendae | | | | | | × |
| Hinnites ercilia | | | | | | × |
| Glycymeris aff. cor | | | | | | × |
| — pilosa deshayesi | | | | | | × |
| Anadara diluvii | | | | | × | |
| — turoniensis | × | | | | × | |
| — scabrella | × | × | × | × | × | × |
| — scabrella taurolaevis | | × | | | × | |
| — scabrinscula | × | | | | | |
| — macrotis | | × | | | × | |
| — incomparabilis | | | | | | × |
| — angelonii | | | | | | × |
| — opercularis | | × | | | | × |
| — opercularis hevesensis | | | × | | | |
| — multistriata | | | | | | × |
| — fasciculata | × | | | | | |
| — malvinae | | | | | | × |
| — ex gr. tournali | | | | | | × |
| Chlamys sp. | × | | × | | | |
| Lima (Acesta) cf. miocenica | | | | | | × |
| Lima (Limatula) sp. | | | | | | × |
| Anomia ephippium | | | | | | × |
| — ephippium rugulostriata | | | | | | × |
| — ephippium pergibbosa | | | | | | × |
| — ephippium costata | | | | | × | × |
| — ephippium orbiculata | | | | | | × |
| — ephippium aspera | | | | | | × |
| Crassostrea gryphoides | | | | | | × |
| Ostrea frondosa | | | | | | × |
| — lamellosa | | | | | | × |
| Modiolus excellens | × | | | | × | |
| Modiolus sp. | | | | | | × |
| Astarte sp. | | | | | | × |
| Cyclocardia scalaris | | | | | | × |
| Pteria cf. studeri | | | | | × | |
| Beguina taurinensis | × | × | | | | |
| — elongata | | × | | | | |
| Paphia vetula | | | | | × | |
| — benoisti | × | | × | × | × | |
| — sallomacensis | | | | | × | |
| Lucinoma aff. borealis | | | | | | × |
| — cf. barrande | | | | | | × |
| Taras rotundata | | | | | | × |
| — trigonula | | | | | | × |
| Cardium sp. | | | | | | × |

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. |
|---------------------------------------|----|----|----|----|----|----|
| Laevicardium sp. | | | | | | × |
| Venus multilamella | | | | | | × |
| Venerupis basteroti | × | | | | | |
| Pitar italica subtriangula | | | | | | × |
| Pitar sp. | | | | | | × |
| Pitaria islandicoides grundensis | | × | | | × | |
| — taurogranosa | | × | | | | |
| Tellina cf. incarinata | | | | | | × |
| Donax sp. | | | | | | × |
| Psammobia cf. faeroensis | | | | | | × |
| Sanquinolaria cf. vespertina | | | | | | × |
| Arcopagia crassa reducta | × | | | | | |
| Mactra cf. basteroti | × | | | | × | |
| — nógradensis | × | | × | | | |
| Solenocurtus antiquatus vindobonensis | | | | | | × |
| Solen sp. | | | | | | × |
| Ensis cf. ensis | | | | | | × |
| Lutraria sp. | | | | | | × |
| Ervilia pusilla | | | | | | × |
| Corbula gibba | | | | | | × |
| Thracia cf. convexa | | | | | | × |
| — pubescens | | | | | | × |
| Panopea ménardi | × | | | | | |
| <i>Gastropoda</i> | | | | | | |
| Patella tenuifilosa | × | | | | | |
| Calyptrea chinensis taurostriatella | | × | | | | |
| Turritella cf. terebralis | | | | | | × |
| — vermicularis | | | | | | × |
| Protoma cf. cathedralis | | | | | | × |
| quadricinta (?) | | | | | | × |
| Pirula condita | × | | | | | |
| Fusus sp. | | | | | | × |
| Cylichna sp. | | | | | | × |
| Scaphander sp. | | | | | | × |
| Vermetus sp. | | | | | | × |
| Balanus indet. | | | | | | × |
| Echinodermata indet. | | | | | | × |

Vizsgálók: 1., 2. CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I., 3., 4., 5. BOHNNÉ HAVAS M., 6. HALMAI J.

Az Egyházasgergei Homokkő Tagozatot („chlamysos homokkő”) feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Egyházasgerge Sandstone Member („Chlamys Sandstone”)

22. táblázat — Table 22

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------|-------------------------------|----------------|--------------------|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Bikvölgy 4. | ^s M ₂ k | 300,0—321,2 | bkM ₁ o | 21,2 |
| Bikvölgy 7. | ^s M ₂ k | 232,0—256,6 | bkM ₁ o | 24,6 |
| Bikvölgy 8. | ^s M ₂ k | 118,2—228,7 | bkM ₁ o | 110,5 |
| Csókás IV. | Q | 4,0—90,0 | bkM ₁ o | 86,0 |
| Csókás XXI. | ^s M ₂ k | 114,0—152,0 | bkM ₁ o | 38,0 |
| Egyházasgerge 1. | Q | 5,0—46,4 | bkM ₁ o | 41,4 |
| Fővölgy 7. | ^s M ₂ k | 61,0—75,0 | bkM ₁ o | 14,0 |
| Fővölgy 11. | ^s M ₂ k | 152,0—161,8 | bkM ₁ o | 9,8 |
| Galgaguta 1. | ^s M ₂ k | 72,0—84,0 | — | 4,0 |
| Homokterenye 59. | ^s M ₂ k | 67,0—74,0 | bkM ₁ o | 7,0 |
| Kazár 8. | Q | 2,0—? | bkM ₁ o | ? |
| Kazár 306. | ^s M ₂ k | 125,0—127,3 | bkM ₁ o | 2,3 |
| Kazár 315. | ^s M ₂ k | 107,5—129,3 | bkM ₁ o | 21,8 |
| Kazár 343. | ^s M ₂ k | 12,6—36,3 | bkM ₁ o | 23,7 |
| Kazár 389. | ^s M ₂ k | 149,5—167,0 | bkM ₁ o | 17,5 |
| Kisbárkány 3. | Q | 8,0—55,2 | — | 47,2 |
| Kisfaludpuszta 38. | ^s M ₂ k | 82,9—131,8 | bkM ₁ o | 48,9 |
| Kisterenye 1. | ^s M ₂ k | 58,7—160,7 | bkM ₁ o | 102,0 |
| Kisterenye 214. | Q | 7,0—35,0 | bkM ₁ o | 28,0 |
| Kisterenye 246. | Q | 2,0—56,5 | bkM ₁ o | 54,5 |
| Kisterenye 313. | ^s M ₂ k | 237,0—286,0 | bkM ₁ o | 49,0 |
| Kisterenye 314. | ^s M ₂ k | 116,0—122,1 | bkM ₁ o | 6,1 |
| Kisterenye 319. | Q | ?—16,7 | bkM ₁ o | ? |
| Kisterenye 361. | ^s M ₂ k | 80,0—107,0 | bkM ₁ o | 27,0 |
| Kisterenye 439. | ^s M ₂ k | 56,7—89,4 | bkM ₁ o | 32,7 |
| Kisterenye 457. | ^s M ₂ k | 210,0—224,7 | bkM ₁ o | 14,7 |
| Kisterenye 460. | ^s M ₂ k | 219,6—227,8 | bkM ₁ o | 8,2 |
| Kisterenye 465. | ^s M ₂ k | 300,0—312,3 | bkM ₁ o | 12,3 |
| Kisterenye 482. | ^s M ₂ k | 53,8—57,8 | bkM ₁ o | 4,0 |
| Kisterenye 487. | ^s M ₂ k | 297,8—317,8 | bkM ₁ o | 20,0 |
| Kotyháza 60. | Q | 4,0—20,0 | bkM ₁ o | 16,0 |
| Kotyháza 70. | Q | 7,0—81,8 | bkM ₁ o | 74,8 |
| Kotyháza 76. | ^s M ₂ k | 75,7—101,1 | bkM ₁ o | 25,4 |
| Kotyháza 85. | Q | 5,0—50,2 | bkM ₁ o | 45,2 |
| Kökút 20. | Q | ?—76,0 | bkM ₁ o | ? |
| Kökút 39. | ^s M ₂ k | 17,0—57,8 | bkM ₁ o | 30,8 |
| Krakkó 3/a. | ^s M ₂ k | 64,0—79,0 | bkM ₁ o | 15,0 |
| Lucfalva 1. | ^s M ₂ k | 80,0—105,8 | bkM ₁ o | 25,8 |
| Lucfalva 13. | ^s M ₂ k | 51,0—102,0 | bkM ₁ o | 51,0 |
| Lucfalva 23. | ^s M ₂ k | 458,8—479,1 | — | 20,3 |
| Lucfalva 25. | ^s M ₂ k | 42,4—? | bkM ₁ o | ? |
| Lucfalva 28. | ^s M ₂ k | 39,8—114,0 | bkM ₁ o | 74,2 |
| Lucfalva 30. | ^s M ₂ k | 53,0—109,0 | bkM ₁ o | 56,0 |
| Lucfalva 34. | ^s M ₂ k | 209,9—232,7 | bkM ₁ o | 22,8 |
| Lucfalva 35. | ^s M ₂ k | 330,0—375,0 | bkM ₁ o | 45,0 |
| Lucfalva 36. | ^s M ₂ k | 85,0—102,3 | bkM ₁ o | 17,3 |
| Lucfalva 37. | ^s M ₂ k | 152,4—183,0 | bkM ₁ o | 30,6 |
| Lucfalva 40. | ^s M ₂ k | 445,0—531,4 | bkM ₁ o | 86,4 |
| Mátraverebély 4. | ^s M ₂ k | 401,7—411,3 | bkM ₁ o | 9,6 |
| Mátraverebély 26. | ^s M ₂ k | 235,4—260,0 | bkM ₁ o | 24,6 |
| Mátraverebély 45. | ^s M ₂ k | 245,9—265,5 | bkM ₁ o | 19,6 |
| Mátraverebély 56. | ^s M ₂ k | 616,2—636,2 | bkM ₁ o | 20,0 |
| Mátraverebély 61. | ^s M ₂ k | 278,0—306,0 | bkM ₁ o | 28,6 |
| Mátraverebély 70. | ^s M ₂ k | 444,1—460,2 | bkM ₁ o | 16,1 |

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|--------------------|-------------------------------|--------------|---|---------|
| Mátraverebély 79. | ^s M ₂ k | 198,0—233,5 | ^{bk} M ₁ o | 35,5 |
| Mátraverebély 91. | ^s M ₂ k | 185,0—205,0 | ^{bk} M ₁ o | 20,0 |
| Mátraverebély 100. | ^s M ₂ k | 358,0—377,6 | ^{bk} M ₁ o | 19,6 |
| Mátraverebély 101. | ^s M ₂ k | 353,0—380,3 | ^{bk} M ₁ o | 27,3 |
| Mátraverebély 106. | ^s M ₂ k | 244,0—280,7 | ^{bk} M ₁ o | 36,7 |
| Mátraverebély 111. | ^s M ₂ k | 287,4—309,4 | ^{bk} M ₁ o | 22,0 |
| Mátraverebély 117. | ^s M ₂ k | 208,6—231,5 | ^{bk} M ₁ o | 22,9 |
| Mátraverebély 120. | ^s M ₂ k | 239,5—265,3 | ^{bk} M ₁ o | 25,8 |
| Mátraverebély 121. | ^s M ₂ k | 236,5—278,0 | ^{bk} M ₁ o | 41,5 |
| Mátraverebély 122. | ^s M ₂ k | 698,0—791,3 | ^{bk} M ₁ o | 93,3 |
| Nagybárcány I. | ^s M ₂ k | 195,0—272,3 | ^{bk} M ₁ o | 77,3 |
| Nagybátöny 151. | ^s M ₂ k | 227,0—250,0 | ^{bk} M ₁ o | 23,0 |
| Nagybátöny 188. | ^s M ₂ k | 230,0—234,2 | ^{bk} M ₁ o | 4,2 |
| Nagybátöny 212. | ^s M ₂ k | 87,0—106,0 | ^{bk} M ₁ o | 19,0 |
| Nagybátöny 260. | ^s M ₂ k | 472,—488,0 | ^{bk} M ₁ o | 16,0 |
| Nagybátöny 274. | ^s M ₂ k | 585,5—587,0 | ^{bk} M ₁ o | 1,5 |
| Nagybátöny 289. | ^s M ₂ k | 629,4—635,8 | ^{bk} M ₁ o | 6,4 |
| Nagybátöny 296. | ^s M ₂ k | 556,0—577,2 | ^{bk} M ₁ o | 1,2 |
| Nagybátöny 311. | ^s M ₂ k | 176,5—218,0 | ^{bk} M ₁ o | 41,5 |
| Nagybátöny 312. | ^s M ₂ k | 223,3—226,1 | ^{bk} M ₁ o | 2,8 |
| Nagybátöny 314. | ^s M ₂ k | 434,5—441,8 | ^{bk} M ₁ o | 7,3 |
| Nagybátöny 317. | ^s M ₂ k | 564,0—586,6 | ^{bk} M ₁ o | 22,6 |
| Nagybátöny 322. | Q | 3,4—13,2 | ^{bk} M ₁ o | 9,8 |
| Nagybátöny 323. | ^s M ₂ k | 73,2—75,1 | ^{bk} M ₁ o | 1,9 |
| Sámsonháza 16a. | ^s M ₂ k | 712,6—818,6 | ^{bk} M ₁ o | 106,0 |
| Sóshartyán 5. | ^s M ₂ k | 66,4—126,2 | ^{bk} M ₁ o | 59,8 |
| Sóshartyán 8. | Q | ?—76,0 | ^{bk} M ₁ o | 76,0 |
| Szanda 3. | ^s M ₂ k | 74,0—87,5 | ^{bk} 01 _{3e} | 13,5 |
| Szupatak 20. | ^s M ₂ k | 135,8—147,4 | ^{bk} M ₁ o | 11,6 |
| Szupatak 25. | ^s M ₂ k | 159,3—166,5 | ^{bk} M ₁ o | 7,2 |
| Tar 27. | ^s M ₂ k | 453,0—463,0 | ^{bk} M ₁ o | 10,0 |
| Tar 32. | ^s M ₂ k | 301,0—329,8 | ^{bk} M ₁ o | 28,8 |
| Tar 33. | ^s M ₂ k | 350,0—377,0 | ^{bk} M ₁ o | 27,0 |
| Tar 35. | ^s M ₂ k | 850,0—1010,3 | — | > 160,3 |
| Tar 39. | ^s M ₂ k | 939,0—1042,8 | ^{λ₁} M ₁ o | 103,8 |
| Tordas 13. | ^s M ₂ k | 72,6—110,6 | ^{bk} M ₁ o | 38,0 |
| Világospuszta 1. | ^s M ₂ k | 140,6—179,7 | ^{bk} M ₁ o | 39,1 |
| Világospuszta 2. | ^s M ₂ k | 62,0—137,6 | ^{bk} M ₁ o | 75,6 |
| Vizslás 108. | Q | 7,0—25,2 | ^{bk} M ₁ o | 18,2 |
| Vizslás 112. | Q | 4,0—106,0 | ^{bk} M ₁ o | 102,0 |
| Vizslás 132. | Q | 147,0—178,0 | ^{bk} M ₁ o | 31,0 |
| Zagyvapálfalva 84. | Q | 15,0—37,0 | ^{bk} M ₁ o | 22,0 |

A kutatási területen és tágabb környezetében először BÖCKH J. (1866) különíti el a formáció képződményeit „herencsényi tengeri homokok (agyag és homokkő betelepülésekkel)” megjelölés alatt (ide valószínűleg a pectenés homokot is besorolta). HANTKEN M. (1878) már elkülöníti a szénfedő Pecten malvinae-s durvaszemű homoktól az „agyagos finomszemű homokkő és nagyobb mennyiségben tályag”-ból álló összletet.

ID. NOSZKY J. (1912a) említi először e képződményeket „schlierretegek”-ként, majd (1914) tágabb értelmezésben ide sorolja az „echinoideás márga és agyag”, valamint a galga-völgyi „bryozoás homok és tufás rétegek”-et. (Zárójelben említendő meg, hogy ezt a helyes felismerést az „Aequipectenek”-nek a bryozoás homokban történt „felfedezése” után sajnos többször átértékelte s ez a tény jelentősen hozzájárult az előző fejezetben említett rétegtani vitához.)

A területileg és rétegtanilag tágan értelmezett „schlier”-ből SCHRÉTER Z. (1937), HORUSITZKY F. (1937), FERENCZI I. (1939) leválasztják a „katti slír” képződményeket; ID. NOSZKY J. (1923b) felismeri a Piliny—Lapujtó—Szakál környéki slírek eltérő voltát. BOGSCH L. (1935, 1936, 1942) ezeket tortonai korba sorolja, ID. NOSZKY J. (1929b) a „zagyvölgyi slírek” típusterületül a Mátraverebély—Meszes-tető körüli területet jelöli ki, ahol az összletet 4 tagozatra bontja. CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1951) a slír makrofauna monografikus feldolgozása során bevezeti a „garábi slír” fogalmát.

Figyelemre méltó, hogy bár ID. NOSZKY J. (1912a) óta a kérdés összes kutatója elismerte a chlamysos homokkő és a slír heteropikus egyidejűségét, és a slírt mindenki az ottngangi slírral párhuzamosította, rétegtani besorolása mégis tág határok között változott: SCHAFARZIK F. (1892) és ID. NOSZKY J. 1912-ben alsó-mediterránnak, 1923-ban középső-mediterránnak, majd 1940-ben helvéciainak, SCHRÉTER Z. (1940c) és HORUSITZKY F. (1934, 1942) ugyancsak helvéciainak, VITÁLIS S. (1940) a slír alsó részét burdigalainak, felső részét helvétinek, BARTKÓ L. (1952) és CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1951, 1954, 1956b) helvétinek, FÖLDVÁRY A.—SOMOGYVÁRYNÉ SZABÓ K. (1968, 1970) felső részét tortonainak határozza meg. HÁMOR G. (in HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969) a slírorészletet a kárpátba sorolja és az ottngangi slír helyett a kárpáti előtér slírjeivel párhuzamosítja.

A Garábi Slír Formáció elnevezése Garáb községről (Nógrád megye) történt. A helykiválasztást prioritási okok (CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1951), a vastagsági és fáciesviszonyok (átmenet a partközeliből a medenceközépi helyzetbe), a gazdag Mollusca- és Foraminifera-fauna indokolja. Mivel a formáció litológiai adottságai nem alkalmasak jó felszíni feltárások létesítésére, sztratotípusul a Garáb I. számú fúrást jelöltük ki. A formációnevet területileg tág értelemben az összes észak-magyarországi kárpáti korú slírképződményekre használjuk.

A Garábi Slír Formációt szürke, zöldesszürke, csillámos aleurit, finomhomokos agyag, molluszkás agyagmárga, finomszemű agyagos, csillámos homok, általában pelites képződmények alkotják.

Átlagos rétegösszetétele 33 db fúrás 3369,0 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: aleurit 58,2%, agyagmárga 23,8%, homok 17,8%, melyet az ösföldrajzi helyzettől függően, tizedszázaléknyi aprószemű kavics és ugyanennyi mészmárga—dolomitmárga betelepülés egészít ki.

A formáció képződményei általában vastagpadosak, jól rétegzettek (38. ábra). Néhol a harántolt rétegek mintegy 5%-ában sávós, lemezes—vékonyréteges kifejlődés, alárendeltebben mikrorétegzettség figyelhető meg. E képződményekben gyakoriak az atektonikus iszapmozgási nyomok. A nyugodt üledékképződési viszonyokat jellemzi az egyveretűség, a párhuzamos rétegzettség, egyes réteglapok felszínének csillámbevonata, néha halvány „felhős” áramlási, kimosási felszínek, „esőcseppnyomok” (ez legtöbbször bioturbáció), a makrofauna-elemek elhelyezkedése (réteglappal párhuzamos település, szétnyílt de együttmaradt félteknők, 39., 40. ábra). A formációt három középciklus, ezen belül 8—10 kisciklus alkotja (III. melléklet).

Figyelemre méltó, hogy azonos eredményre jutott a tagolást illetően FÖLDVÁRY A. (1970) is, eltérő megközelítéssel a mátraverebélyi anyagokon. A nagyciklus a fekvő Egyházasszergei Homokkő Formáció bázisrétegeiből (1. középciklus) kiinduló szakaszos lesüllyedés után éri el a legnagyobb üledékgyűjtő mélységgel és maximális tengerelöntéssel jellemezhető kulminációját a 3. középciklusban, majd fokozatos kiemelkedéssel a ciklusvégi regressziót (Fóti Formáció, 5. középciklus). A folyamatot az üledékföldtani és öslénytani adatok egyértelműen kirajzolják: a homoktartalom a ciklus kezdetén 20—25%, maximumában 3—7%, a végén 40—50% körüli; a karbonáttartalom átlagosan 15—20% körüli, három esetben 50%-os maximumokkal; a Foraminifera fajsza a ciklus kezdetén és végén 5, illetve 5—10 körüli, maximumában 50—60 körüli (ezen belül a benthosz—plankton arány ciklikusan változó); a palynológiai vizsgálatok során előkerült Acritarcha plankton taxonok (Crassosphaera és Tynthodiscus) szintén a tengeri fácies jellemzői; a makrofauna a legnagyobb vízmélység idején szegény (összesen 7 faj), az Echinoidea—Nautiloidea-félék változása is egyértelműen tükrözi a ciklicitást. A biofácies változások bemutatására az ösföldrajzi fejezetben visszatérünk.

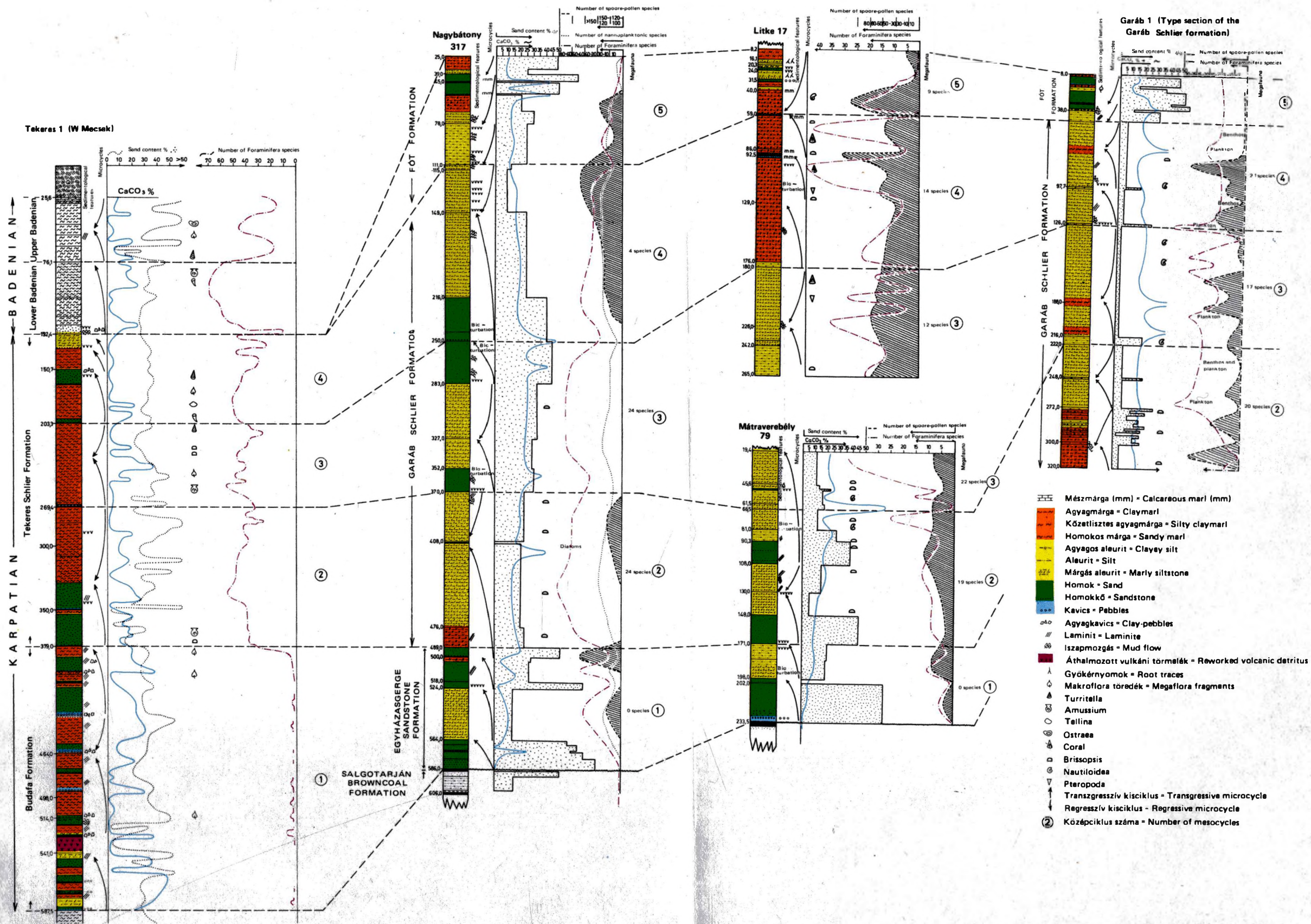
A középciklusokat az agyagos finomhomok, csillámos aleurit, agyagos aleurit, márgás aleurit, kőzetlisztes agyagmárga ismétlődő sorozatai jellemzik. A szakaszos süllyedést minden középciklusban homokosodás, nagyobb mennyiségű áthalmozott vulkáni törmelékanyag-bemosás, az aljzatmozgással kapcsolatba hozható sávós- és mikrorétegzettség, iszapcsúsás, iszapmozgási nyomok, a transzgressziós középciklusokban időeltolódással jelentkező spóra-pollen, Foraminifera (ezen belül plankton), majd makrofauna-maximumok és ezeknek a regresszív ágon megegyező sorrendű „lecsengése” jellemzi (III. melléklet).

A 2., 3., 4. középciklusokat BOHNNÉ HAVAS M. C—B—A makrofauna együttesekkel jellemezte a szuhai (Mátraalmás) fúrások anyagvizsgálata alapján: C = arcás (2. középciklus), B = corbulás (3. középciklus), A = tellinás—hiniás asszociációk (4. középciklus).

Észak-magyarországi kárpáti korú formációk földtani felépítése és korrelációja a DNy-magyarországi kárpáti formációkkal

Karpatian formations in N Hungary: geological makeup and correlation with the Karpatian in SW Hungary

(plotted by G. Hámor, 1978)

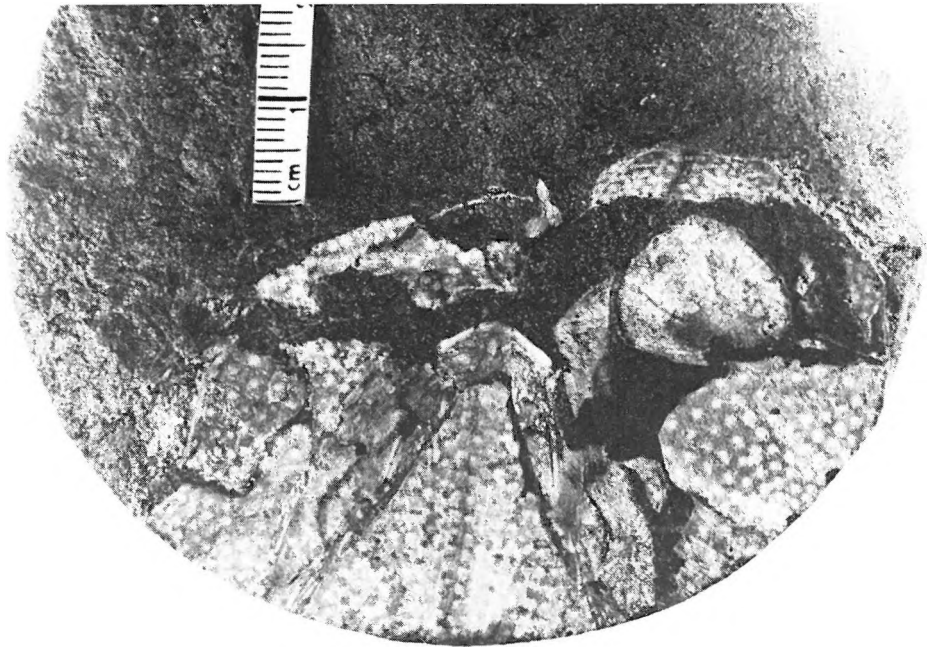




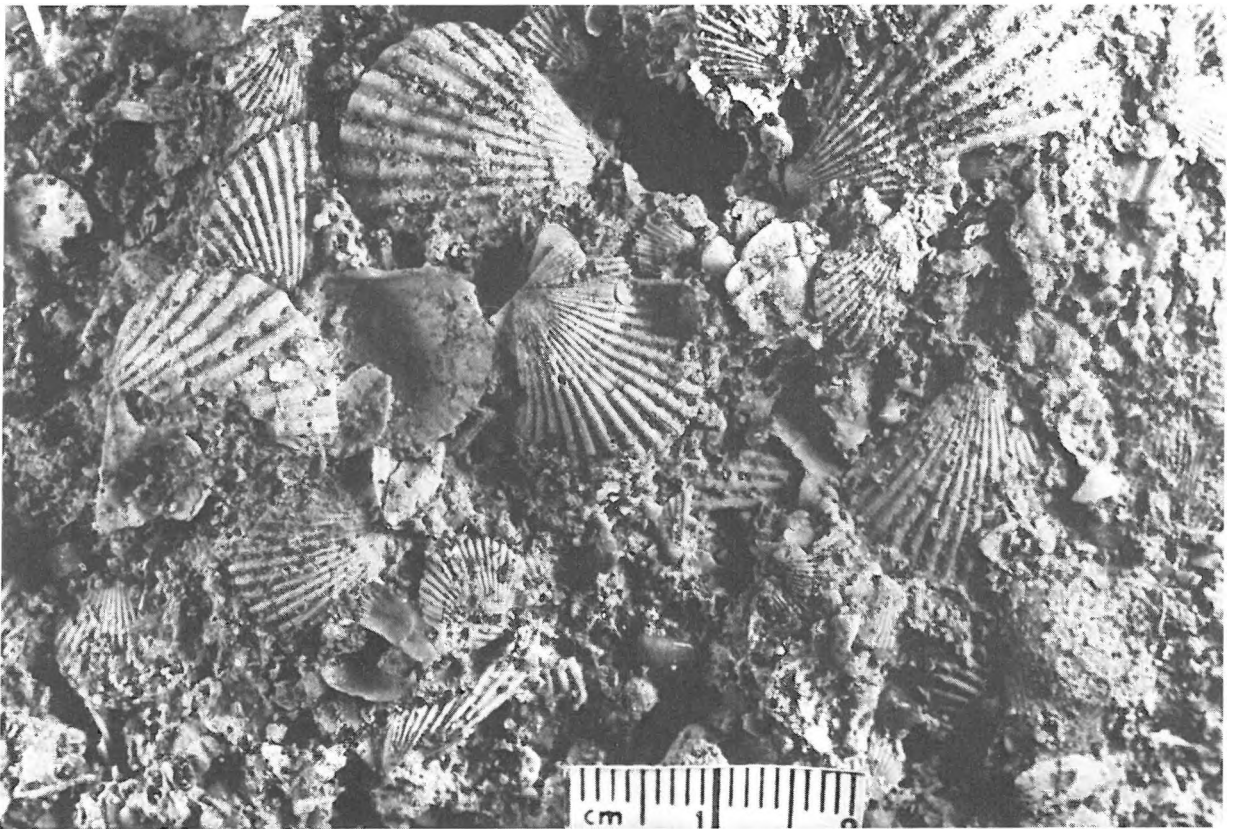
38. ábra. Peremi kifejlődésű slír (Kazár, az Aranyosipusztára vezető út menti feltárás). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 38. Schlier of marginal facies (Kazár, exposure by the road leading to Aranyosipusztá). Photo: J. HALMAI 1977



39. ábra. Halpikkely agyagos aleuritban (Egyházasgerge 1. sz. fúrás, 57,0 m). 4×. Fotó: MÓZER I.
Fig. 39. Fish-scales in argillaceous silt (borehole Egyházasgerge 1, 57.0 m). 4×. Photo: I. MÓZER



40. ábra. *Brissopsis* kőzetlisztes finomszemű homokkőben (Nagybátony 326. sz. fúrás, 359,5 m). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 40. *Brissopsis* in silty fine-grained sandstone (borchhole Nagybátony 326, 359.5 m). Photo: PELLÉRDY



41. ábra. Chlamyszos—bryozoás meszes homokkő (Fót). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 41. Chlamys- and Bryozoa-bearing calcareous sandstone (Fót). Photo: PELLÉRDY

A kisciklusokat elsősorban az üledékváltozás, a fáciesváltozásra érzékeny Foraminifera asszociáció tükrözi. A középciklusok vastagsága a típusterületeken 40—100 m körüli.

A formáció nannoplanktonját BÓNA J., SZABÓNÉ SOMOGYVÁRI K. és NAGYMAROSY A.; spóráit—pollenjeit NAGY L.-né, diatomáit HAJÓS M. vizsgálta 1978—1983-ban. A vizsgálati anyag a Garáb 1., Litke 17., Mátraverebély 122., Nagybátony 317., Nógrádszakál 2., Piliny 8., Sámsonháza 16a. és Tar 39. sz. fúrások anyagából származik, a taxonok — bár néha sporadikusak — de a korra jellemzők. A nannoplankton vizsgálati eredményeit a 23., a Foraminiferákét a 24., a makrofaunáét a 25. táblázaton mutatjuk be.

A formáció képződményei tiszta tengeri, partközeli-nyíltvízi kifejlődésűek. Az élővilág alapján 40—120 m mélységű szublitorális—szubneritikus fáciesben képződhettek, általában nyugodt, kevésbé mozgatót iszapos aljzatú vízben, mely partmenti áramlásokkal időnként erősebben mozgatót volt.

A Garábi Slír Formáció a kárpáti üledékgyűjtő nagy részén konkordánsan, üledékfolytonossággal települ az Egyházasgergei Homokkő Formáció mindkét tagozatán. A mátraverebélyi terület egy részén, Nagybátony, Mátraalmás környékén a slír a chlamysos képződmények hiányával közvetlenül a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció fedőjében jelenik meg, kis szögletéssel.

A Garábi Slír Formáció nannoplanktonja
Nannoplankton of the Garáb Schlier Formation

23. táblázat — Table 23

| | Nagybátony 317. sz. fúrás 25.0—569.9 m | Sámsonháza 16a. sz. fúrás 142.0—712.6 m | Tar 39. sz. fúrás 483.8—939.0 m |
|--------------------------------------|---|--|------------------------------------|
| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. |
| <i>Coronosphaera mediterranea</i> | | × | |
| <i>Isthmolithus recurvus*</i> | × | | |
| <i>Discolithina multipora</i> | × | × | × |
| — <i>lineatus</i> | × | | |
| — <i>longiforaminis</i> | × | | |
| — <i>rimosus</i> | × | | |
| <i>Helicopontosphaera carteri</i> | × | × | |
| — <i>ampliaperta</i> | | × | |
| <i>Rhabdolithus pannonicus</i> | × | | |
| <i>Holodiscolithus macroporus</i> | × | | |
| <i>Coccolithus pelagicus</i> | × | × | × |
| — <i>eopelagicus</i> | | × | × |
| <i>Cyclococcolithus leptoporus</i> | | × | |
| <i>Cyclicargolithus abisectus</i> | | × | × |
| — <i>floridanus</i> | | × | × |
| <i>Cricolithus jonesi</i> | | × | |
| <i>Reticulofenestra bisecta*</i> | | | × |
| — <i>lockeri*</i> | | | × |
| — <i>pseudoumbilica</i> | | | × |
| — <i>minuta</i> | | × | |
| <i>Discoaster aulakos</i> | | × | |
| — <i>stellatus</i> | | × | |
| — <i>exilis</i> | × | | × |
| — <i>deflandrei</i> | × | × | × |
| — <i>variabilis</i> | × | | |
| — <i>kugleri</i> | × | | |
| — <i>challengeri</i> | × | | |
| — <i>barbadiensis*</i> | × | | |
| — <i>lodoensis*</i> | × | | |
| <i>Marthasterites tribrachiatus*</i> | × | | |
| <i>Braarudosphaera bigelowi</i> | × | × | |
| <i>Micrantholithus vesper</i> | × | | |
| <i>Trochoaster concavus</i> | × | | |
| <i>Sphenolithus moriformis</i> | | × | × |
| — <i>heteromorphus</i> | | × | × |
| <i>Perforocalcinella petali</i> | × | | |

* áthalmazott fajok

A Garábi Slír Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Garáb Schlier Formation

24. táblázat — Table 24

| Fajok — Species | Nógrádszakál 2. sz. fúrás 195,0—290,0 m | Litke 17. sz. fúrás 31,2—265,0 m | Pilly 8. sz. fúrás 59,8—138,5 m | Garáb 1. sz. fúrás 46,0—320,0 m | Mátraverebély 61. sz. fúrás 14,0—278,0 m | Mátraverebély 79. sz. fúrás 5,0—233,5 m | Mátraverebély 122. sz. fúrás 10,1—236,5 m | Tar 32. sz. fúrás 19,0—329,4 m | Tar 35. sz. fúrás 546,0—850,0 m | Nagybátony 210. sz. fúrás | Nagybátony 317. sz. fúrás 18,0—569,9 m | Sámszonháza alapszelvény (Buda-hegy) | Ványarc 1. sz. fúrás 57,2—211,0 m | Lucfalva (aponyvári malom mögött) | Lucfalva (Vágáspusztá völgyéből) | Mogyoród 1. sz. fúrás 36,0—44,0 m | Püspökhatvan 4. sz. fúrás 120,4—176,7 m |
|--|--|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|---|--|--|-----------------------------------|------------------------------------|---------------------------|---|---|--------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|--|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| <i>Bathysiphon filiformis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>taurine</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Haplophragmoides obliquicameratus</i> | | | | x | | | | | | | x | | | | | | |
| — <i>canariensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cyclammina karpatica</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Spiroplectammina carinata</i> | x | x | | x | | x | x | x | x | x | x | | x | | | x | x |
| — <i>deperdita</i> | x | x | x | x | | x | x | x | x | x | x | x | | | | x | x |
| — <i>pectinata</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Textularia abbreviata</i> | | | x | | | | | | x | | | | | | | | x |
| — <i>acuta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>agglutinans</i> | | | | | | | | | x | | x | | | | | | |
| — <i>deperdita</i> | | | | | | | | | x | | x | | | | | | |
| — <i>mariae</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — <i>concava</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — <i>gramen</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>pala</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>subaculeata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>lateralis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>pectinata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Bigenerina agglutinans</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Martinottiella communis</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | x | x |
| <i>Quinqueloculina agglutinans</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — <i>buchiana</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>seminula</i> | | x | | | | | | | | | | x | | | | | |
| <i>Spiroloculina canaliculata</i> | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>tenuis</i> | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | | x | x | x |
| — <i>dilatata</i> | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| <i>Sigmoilina arenaria</i> | x | | | | | | x | | | | x | | | | | | |
| — <i>asperula</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>celata</i> | x | x | x | x | | x | x | x | x | | | | | | | | |
| — <i>halkyardi</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| — <i>arenata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Nummuloculina contraria</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Triloculina consobrina</i> | x | | x | | | | | x | | | | | | | | x | |
| <i>Trochammina alternans</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>globulosa</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>nobensis</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Robulus simplex</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>dubius</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>cultratus</i> | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x | | x | | x | x | x |
| — <i>austriacus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>paulae</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>inornatus</i> | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x |
| — <i>crassus</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>vortex</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|-------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Robulus reniformis</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — orbicularis | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — convergens | x | | x | | | | | | | | | | | | | x | |
| — dicamphylus | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — austriacus | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — septemtrionalis | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — calcar | | | | | | | | | | | x | | | | | | x |
| — similis | | | | | | | | | | | | | | | | x | x |
| — clypeiformis | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — limbosus | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Cristellaria tenuis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Planularia grundensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Marginulina glabra</i> | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — nodosa | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — behmi | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — hirsuta | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — subalata | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — subaculeata | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — dingdeni | | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — cristellaroides | | | x | | | | | | | | x | | | | | | x |
| — perprocera | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — echinata | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — senni | x | | | | | | x | | | | | | | | | | x |
| <i>Dentalina acuta</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — communis | x | x | x | x | | | | | | | x | | x | | | x | x |
| — consobrina | | x | | | | | x | | | | | | | | | x | x |
| — elegans | x | x | x | x | | | | x | | | | | | | | x | x |
| — pauperata | x | x | x | x | | x | x | x | | x | | | x | | | | |
| — longiscata | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — punctata | x | x | x | x | | x | x | | | | | | x | | | | |
| — filiformis | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — spinosa | x | x | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — pungens | | | | x | | | x | | | | | | | | | | |
| — vertebralis | | | | x | | | | | | | | | | | | x | x |
| — approximata | | | x | | | | | x | | | | | | | | | |
| — adolphina | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | |
| <i>Nodosaria proxima</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — simplex | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — hispida | | x | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — pyrula | | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — latejugata | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — rudis | | x | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — scalaris | | | | | | | | | | | x | | | | | x | |
| — longiscata | x | x | x | | | | | | | | | | | | | x | |
| — raphanistrum | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Fronicularia laevigata</i> | x | x | x | | | | x | | | | | | | | | x | x |
| — lapugyensis | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — jarvisi | x | x | x | x | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Lagena striata</i> | | x | | x | | | | x | | | x | | x | | | | x |
| — hexagona | | | x | | | x | x | | | | x | | | | | | |
| — semistriata | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — laevis | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — acuticosta | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — sulcata | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — vulgaris | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — hispida | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Guttulina austriaca</i> | x | x | | x | | | x | | | | x | | | | | | x |
| — communis | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — problema | x | x | x | x | | x | | | | | | x | | | | x | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Globulina gibba</i> | x | | | x | | | x | | | | x | | | | | | x |
| — <i>communis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>tuberculata</i> | | | | x | | x | | x | | | | | | | | | x |
| <i>Glandulina discreta</i> | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>laevigata</i> | | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Dimorphina variabilis</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| <i>Polymorphina sororia</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>ovata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Nonion boueanum</i> | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | | | x | x |
| — <i>inflatum</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>granosum</i> | | | | | | | x | | | | x | | | | | | |
| — <i>depressulum</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>commune</i> | x | | x | x | | x | x | x | | x | x | | | x | x | | |
| — <i>punctata</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — <i>affine</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>soldanii</i> | x | x | x | x | | x | x | | x | x | x | | x | | | x | x |
| — <i>tuberculatum</i> | | | | | | x | | | x | | x | | | | | | |
| — <i>umbilicatum</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>turgida</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>depressulum</i> | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Elphidium crispum</i> | | | | | | x | x | x | | x | x | x | x | | | | x |
| — <i>striatopunctatum</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — <i>flexuosum</i> | | x | | x | | | x | | | | | | | | | | x |
| — <i>subevolutum</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>macellum</i> | | | | | | | | | x | | x | x | | | | | x |
| — <i>minutum</i> | | | | | | | x | | | | x | | | | | | |
| — <i>complanata</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>subnodosum</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | x | |
| — <i>advenum</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>minimum</i> | | | | | | | | | | | | | x | | | | x |
| — <i>fichtelianum</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | x | |
| — <i>sagrai</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Plectofrondicularia diversicostata</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | x | | | x | x |
| — <i>vaughani</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>interrupta</i> | | | | | | | x | | | | x | | | | | | |
| <i>Amphimorphina haueriana</i> | x | x | x | x | | | x | | | | x | | x | | | | x |
| <i>Bulimina buchiana</i> | x | x | x | x | | | x | | | | x | | x | | | | x |
| — <i>elongata</i> | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | | | | x |
| — <i>pyrula</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>striata</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>inflata</i> | x | x | x | x | | x | | x | | | | | | | | | x |
| — <i>ovata</i> | | | | x | x | | x | | | | x | | | x | x | | |
| — <i>pupoides</i> | | | | x | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>aculeata</i> | | x | x | | | | | | | | | x | | | | x | |
| — <i>affinis</i> | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Entosolenia orbignyana</i> | | x | x | x | | x | x | | | x | x | | x | | | | x |
| — <i>marginata</i> | | x | x | | | | | | | | | | | | | x | x |
| — <i>laevigata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | | | | x |
| <i>Bolivina antiqua</i> | | x | x | x | x | x | | | | | | | | | | | |
| — <i>arta</i> | | | | x | | | x | x | | | | x | | | | x | x |
| — <i>alata</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | x | |
| — <i>pseudoplicata</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>dilatata</i> | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | | x | |
| — <i>dilatata maxime</i> | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — <i>dilatata brevis</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>plicatella</i> | x | x | x | x | | x | x | x | x | x | x | | x | | | x | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|------------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Bolivina pokornyii gracilis</i> | | | | | x | | x | | | | | | | | | | |
| — punctata | | | | x | | x | | x | | | | | x | | | x | |
| — scalprata muscosa | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — scalprata miocenica | | x | x | x | x | | x | | | | | | x | | | x | x |
| — scalprata retiformis | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — advena | | | | | | x | | x | | | | | | | | | |
| — mateikai | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — viennensis | | x | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — fastigia | | | | | | | x | x | | | | | | | | | x |
| — beyrichi | | | x | | | | | | | | | | x | | | | |
| — hebes | | | | | x | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Loxostomum sinuosum</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — digitale | | x | x | | | | x | x | x | | x | | | | | x | x |
| — limbatum | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Caucasina schishkinskayae</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Reusella pulchra</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — spinulosa | | | | x | | | x | x | | | x | | | | | | x |
| — glabrata | | | | | | | | | | | | | | | | x | x |
| <i>Uvigerina graciliformis</i> | | x | x | x | x | x | x | x | | | | x | x | | | x | x |
| — semiornata | | | x | x | x | | x | | | | | | | | | | |
| — galloway | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — pygmaea | | x | | | | x | | x | | | | | | | | | |
| — gaudryinoides | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — urnula | x | x | | | | | | x | | | | | | | | | x |
| — tenuistriata | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — asperula | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — bononiensis compressa | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — venusta | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — macrocarinata | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Hopkinsina bononiensis</i> | | x | x | x | | x | | x | x | | x | x | | | | | x |
| — bononiensis primiformis | | | | | x | | x | | | | | | | | | | x |
| <i>Angulogerina angulosa</i> | x | x | x | x | x | | x | x | x | | x | x | x | | | x | x |
| <i>Trifarina bradyi</i> | x | x | | x | | x | x | | x | | x | x | x | | | x | x |
| <i>Valvulineria complanata</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Gyroidina soldanii</i> | x | x | x | | | | x | | | | | | | | | | x |
| <i>Discorbis orbicularis</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — araucana | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — globularis | | | | | | | x | | | | | | | | | x | |
| — rugosa | | | | x | | | | | x | | x | | | | | | |
| — vilardeboana | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — izabelleana | | | | x | | | x | | x | | x | | | | | | |
| — concinna | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — valvulata | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Eponides haidingerii</i> | x | x | x | x | | x | | x | | | | x | | x | | x | x |
| — praecinctus | x | | x | x | | x | | | | | | | x | | | | x |
| — tenera | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — umbonatus | | x | | | | x | x | | | | | | | | | | |
| — schreibersii | | | | | | | x | | | | | x | | | | | |
| — pygmeus | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Rotalia beccarii</i> | x | x | x | x | | x | x | x | x | | x | x | x | | x | | x |
| — canui | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — calcar | | | | x | | | | | x | | | | x | | | | x |
| — simplex | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — papillosa | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Epistomina elegans</i> | x | x | | | | | x | | | | | | | | | | x |
| <i>Siphonina reticulata</i> | x | x | x | x | | | | | | | | x | x | | | x | |
| — pulchra | | | | | | | x | | | | x | | | | | | |
| <i>Cancris auriculus</i> | | | | x | | | x | | | | x | | x | | | x | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Asterigerina planorbis</i> | | | x | x | | x | x | | | | x | x | x | | | | |
| <i>Ceratobulimina contraria</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | x | | | x | x |
| <i>Cassidulina crassa</i> | x | x | x | x | | | | x | x | x | x | | | | | x | x |
| — <i>cruysi</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>laevigata</i> | x | x | | | | | x | | x | x | | | | | x | | |
| — <i>globosa</i> | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>oblonga</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Cassidulinoides bradyi</i> | x | x | x | x | | x | | | x | | x | | | | | x | |
| <i>Allomorphina trigona</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Pullenia bulloides</i> | x | x | x | x | | x | x | x | x | | x | | x | | | x | x |
| — <i>quinqueloba</i> | | x | x | x | | | x | | | | x | | | | | | x |
| — <i>miocenica</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Sphaeroidina bulloides</i> | | | | x | | | x | | | | | | x | | | x | |
| <i>Globigerina apertura</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>bulloides</i> | x | x | x | x | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | x |
| — <i>concinna</i> | x | x | x | x | | x | x | | | | | | | | | x | x |
| — <i>decoraperta</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>falconensis</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>foliata</i> | x | x | x | x | | | | | | | x | x | | | | x | x |
| — <i>trilocularis</i> | x | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>ciperoensis</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>quadrilobata</i> | x | | | x | | x | | | | | | | | | | x | |
| — <i>quinquelobata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>triloculinoides</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>microstoma</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>juvenilis</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>praebulloides</i> | | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>bollii</i> | | | | | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>officinalis</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>woodi</i> | x | x | x | x | | | x | | | | | | | | | x | x |
| — <i>inflata</i> | | | | | | x | | x | | | | | | | | | |
| — <i>eggeri</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Globigerinoides trilobus</i> | | | | | x | x | | | | | x | x | | | | | |
| <i>Globorotalia obesa</i> | x | x | x | | | | x | | | | | | x | | | | |
| — <i>apertura</i> | | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>acostaensis</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | x | x |
| — <i>scitula</i> | x | x | x | | | | | | | | | x | | | | x | x |
| — <i>chapmani</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| — <i>pachiderma</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>pseudopachyderma</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>fohsi barisanensis</i> | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — <i>incompta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Anomalina grosserugosa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>austriaca</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Planulina wuellerstorfi</i> | | | x | x | | x | | x | | | | | x | | | | |
| <i>Cibicides ungerianus</i> | x | x | | x | x | x | x | | x | | x | | | | | x | x |
| — <i>pseudoungerianus</i> | | | | | x | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>tenellus</i> | x | x | x | x | | | x | | | | | | x | | | x | x |
| — <i>lobatulus</i> | | | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x |
| — <i>aknerianus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>letkésiensis</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>boueanus</i> | x | x | x | | x | x | x | | x | x | x | x | | | | x | x |
| — <i>dutemplei</i> | | x | x | | x | | x | | x | | x | | | | | x | x |
| — <i>datensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Dyocibicides biserialis</i> | | | | x | | | | | | | | | x | | | x | x |

Vizsgálók: 1—4., 8—10., 12—13., 16—17. KÖRECSNÉ LÁKY L. 1967—72, 7., 11. KERNERNÉ SÜMEGI K. 1967, 1978, 14—15. HORUSITZKY F. 1939, 5. FÖLDVÁRI A.—SZABÓNÉ SOMOGYVÁRI K. 1968

A Garábi Slír Formáció makrofaunája
Megafauna of the Garáb Schlier Formation

25. táblázat — Table 25

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Lamellibranchiata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Nucula nucleus</i> | x | x | x | | | | x | | x | | | x | x | x | x | | | x | x | | | |
| — cf. <i>laevigata</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Nuculana fragilis</i> | x | x | x | x | x | | | | | | | x | x | x | | x | | x | | | | |
| — cf. <i>subfragilis</i> | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | |
| — <i>hoernesii</i> | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | x | | |
| <i>Solemya (Solemya) doederleini</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Anadara diluvii</i> | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | |
| — <i>turonensis</i> | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | |
| <i>Bathyarca polyfasciata</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Amussium cristatum badense</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>denudatum</i> | x | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Coralliophaga transsylvanica</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Taras trigonulus rotundus</i> | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Thyasira subangulata</i> | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Phacoides columbella submichelotti</i> | | | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Myrtea spinifera</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Loripes dujardini</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| <i>Eomiltha transversa</i> | | | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Divaricella ornata subornata</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Lucinoma borealis wolfi</i> | x | x | x | | | x | x | x | | x | | x | x | x | | | | | | | | x |
| <i>Miltha ottnangensis</i> | | | | | | | | | x | | | | | | x | | | x | | | | |
| <i>Megaxinus bellardianus</i> | | | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>incrassatus</i> | | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Lucina michelotti agassizi</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Gouldia minima</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pitaria chione</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pitar italica</i> | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Dosinia exoleta</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Venus multilamella marginata</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>basteroti</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Spissula subtruncata triangula</i> | | x | x | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mactra cf. basteroti</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Psammobia uniradiata</i> | × | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | | | |
| <i>Abra stricta</i> | × | | | | | × | | | | × | | | | | | | | | | | | |
| — cf. <i>alba</i> | | | | | | | | | | | | | × | × | | | | | | | | |
| <i>Macoma elliptica</i> | | × | | × | × | × | | × | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>elliptica</i> | × | × | | × | × | × | × | × | × | × | | | × | × | × | × | | × | × | | | |
| — <i>ottnangiensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Gastrana fragilis</i> | | | × | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Tellina schönni</i> | × | × | | | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>compressa</i> | | | | | | | × | × | | | × | | | | | | | | | | | |
| — <i>serrata</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>subtriangula</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>planata</i> | × | | × | × | × | | | | | | | | × | | × | | | | | | | |
| — <i>donacina</i> | × | | × | | | | | | | | | | × | × | | | | | | | | |
| <i>Solen subfragilis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | × | × | | |
| <i>Panopea menardi</i> | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Corbula carinata hörnesi</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>gibba</i> | | | × | | | × | | | | | | × | | | | | | | | | | |
| <i>Laternula fuchsi</i> | | | | | | | | | | | | | × | | × | × | | | | | | |
| <i>Cuspidaria rostrata</i> | | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| — cf. <i>cuspidata</i> | | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Gastropoda</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Theodoxus grateloupiana</i> | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | | |
| — <i>picta</i> | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Turritella cf. eryna eryna</i> | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — (<i>Archimediella</i>) <i>archimedis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Terebralia bidentata margaritifera</i> | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Scala (Fuscoscala) turtonis</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | × | | | | |
| <i>Natica millepunctata hoernesii</i> | | | | | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — (<i>Lunatia</i>) <i>catena helicia</i> | | | | | | | | | | | | | | | × | × | × | × | × | × | × | × |
| <i>Hinia pauli</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>edlaueri</i> | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>toulai</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>limata</i> | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>dujardini</i> | | | | | | | × | × | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>hoernesii</i> | | | | | | × | × | × | | | | | | × | | | | | × | × | | |
| — cf. <i>inconstans</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | × | × | |
| <i>Pirula condita</i> | | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Fusus haueri</i> | | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Ancillaria glandiformis</i> | | | | | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Turris cf. trifasciata</i> | | | | | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mitra goniophora</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mitrella fallax</i> | | | | | | × | | | | | × | | | | | | | | | | | |
| <i>Mitraefusus ottnangensis</i> | | | | | | × | | | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Pleurotoma cf. inermis</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Clavatula (Surcula) reevi</i> | | | | | | | | | | | | | | | × | | | × | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. |
|-----------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Genota ramosa | x | | x | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | |
| — cf. valeriae | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | |
| Conus dujardini | | x | x | | | | | | | | | x | | | x | | | | | | | |
| Ringicula (Ringicullela) | | | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | |
| auriculata | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — auriculata | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| buccinea | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Echinoidea | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Brissopsis | x | | x | x | | x | x | x | x | | | | x | x | | | | | | | | |
| ottnangensis | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cephalopoda | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Aturia aturi | x | | | | | x | x | | | | x | | | | | | | | | | | |

Vizsgálók: 1—14. BOHNÉ HAVAS M. 1968—77., 15—22. CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1951

A formáció alsó határa utóbbi két esetben a diszkordancia-felület, folyamatos üledékképződés esetén a nyíltvízi makrofauna megjelenésével és a pelites képződmények uralkodóvá válásával jelölhető ki. Az Egyházasgergei Homokkő- és a Garábi Slír Formáció heteropikus voltát a települési helyzet és a laterális vastagságváltozás, valamint a slírbe benyúló homokkőnyelvek is igazolják.

A formáció felső határát a regresszió nagyrészt makroszkóposan is észlelhető kezdeténél vonjuk meg, ahol a homok- és karbonáttartalom ugrásszerűen megnő, vagy fordított kisciklusok figyelhetők meg; a Foraminifera-fauna elszegényedik, megjelenik a Chlamys-, Balanus-, Bryozoa-összetételű fauna, esetleg növénymaradványok, gyökérminták, száradási repedések.

DNy-on a Galga-vonal táján a két formáció átmenete laterális is. Az elhatárolás lehetőségét itt a Bryozoák, Balanusok megjelenése, a szürke szín sárgába váltása, általában a homokosodás és a vastagság-arányok jelzik.

Figyelemre méltó, hogy a litológiai csak kissé eltérő, Ny felé homokosabb, „szürke” slír rétegek is eltérő Foraminifera-asszociációval jelennek meg a Galga-vonal két oldalán: a Robulus és Nodosaria fajokban mutatkozó, mintegy 60%-os eltérés egyértelműen bizonyítja a vonaltól DNy-ra levő együttesek dunántúli, mecseki paleobiogeográfiai kapcsolatát (III. melléklet).

A Garábi Slír Formáció vastagsága 89 db kiértékelhető fúrás 19 871 fm anyagának átlagában 220—230 m, maximális átfúrt vastagsága 570—580 m (26. táblázat). Elterjedése a részletesebben vizsgált terület középső részén, ÉK—DNy irányú depresszióban jelölhető ki, nagyrészt fiatalabb miocén és pliocén képződményekkel takartan. Az Etesi-árok közvetítésével kapcsolódik a főüledékgyűjtő a délszlóvakiai illetve borsodi területekhez.

Legjobb felszíni feltárásai Hollókő, Garáb, Nagybárcány, Kisterenye és a Mátra ÉK-i előtér környékén találhatók.

A Garábi Slír Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Garáb Schlier Formation

26. táblázat — Table 26

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------|-------------------------------|----------------|--------------------------------|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Bér 5. | Q | 10,5—50,0 | — | > 39,5 |
| Bikvölgy 4. | Q | ?—300,0 | ^{ch} M ₂ k | — |
| Bikvölgy 7. | Q | 6,0—232,0 | ^{ch} M ₂ k | 226,0 |
| Bikvölgy 8. | Q | 2,3—118,2 | ^{ch} M ₂ k | 115,9 |
| Buják 1. | Q | 100,5—150,0 | — | > 49,5 |
| Csókás XXI. | Q | 13,0—114,0 | ^{ch} M ₂ k | 101,0 |
| Fót 1. | ^h M ₂ k | 120,4—306,0 | — | > 185,6 |
| Fövölgy 7. | Q | 9,5—61,0 | ^{ch} M ₂ k | 51,5 |
| Fövölgy 11. | Q | 9,0—152,0 | ^{ch} M ₂ k | 143,0 |
| Garáb 1. | ^h M ₂ k | 46,0—320,0 | — | > 312,0 |
| Hollókő 1. | Q | 5,9—100,0 | — | > 94,1 |
| Hollókő 2. | Q | 3,2—13,0 | ^h O ₁ e | 9,8 |
| Kazár 306. | Q | 8,0—125,0 | ^{ch} M ₂ k | 117,0 |
| Kazár 315. | Q | ?—107,5 | ^{ch} M ₂ k | ? |
| Kazár 343. | Q | ?—12,6 | ^{ch} M ₂ k | ? |
| Kazár 389. | Q | 5,5—149,5 | ^{ch} M ₂ k | 144,0 |
| Kisbárkány 1. | Q | 13,0—100,0 | — | > 87,0 |
| Kisbárkány 2. | Q | 6,4—100,0 | — | > 93,6 |
| Kisterenye 1. | Q | 6,9—58,7 | ^{ch} M ₂ k | 51,8 |
| Kisterenye 313. | Q | 16,0—237,0 | ^{ch} M ₂ k | 221,0 |
| Kisterenye 314. | Q | 15,0—116,0 | ^{ch} M ₂ k | 101,0 |
| Kisterenye 326. | Q | 1,5—75,2 | ^{bk} M ₁ o | 73,7 |
| Kisterenye 361. | Q | 1,0—80,0 | ^{ch} M ₂ k | 79,0 |
| Kisterenye 382. | Q | 9,1—328,5 | ^{bk} M ₁ o | 319,4 |
| Kisterenye 439. | Q | 19,0—56,7 | ^{ch} M ₂ k | 37,7 |
| Kisterenye 457. | Q | 0,6—210,0 | ^{ch} M ₂ k | 209,4 |
| Kisterenye 460. | Q | 20,0—219,6 | ^{ch} M ₂ k | 199,6 |
| Kisterenye 465. | Q | 0,5—300,0 | ^{ch} M ₂ k | 299,5 |
| Kisterenye 482. | Q | 11,0—68,0 | ^{ch} M ₂ k | 57,0 |
| Kisterenye 487. | — | ?—297,8 | ^{ch} M ₂ k | ? |
| Kisfaludpuszta 38. | Q | 0,4—82,9 | ^{ch} M ₂ k | 82,5 |
| Kotyháza 4. | Q | 3,0—? | ^{ch} M ₂ k | ? |
| Kotyháza 76. | Q | 7,1—75,7 | ^{ch} M ₂ k | 68,6 |
| Kotyháza 86. | Q | 4,5—68,4 | — | > 63,9 |
| Kókvút 39. | Q | ?—17,0 | ^{ch} M ₂ o | ? |
| Krakkó 3/a. | Q | 6,0—64,0 | ^{ch} M ₂ k | 58,0 |
| Litke 17. | ^h M ₂ k | 31,2—265,0 | — | > 233,8 |
| Lucfalva 1. | Q | 1,5—80,0 | ^{ch} M ₂ k | 78,5 |
| Lucfalva 4. | Q | 5,0—213,2 | — | > 208,2 |
| Lucfalva 13. | Q | 3,0—51,0 | ^{ch} M ₂ k | 48,0 |
| Lucfalva 23. | Q | 5,0—458,8 | ^{ch} M ₂ k | 453,8 |
| Lucfalva 25. | Q | 5,0—42,4 | ^{ch} M ₂ k | 37,4 |
| Lucfalva 28. | — | 0,0—39,8 | ^{ch} M ₂ k | 39,8 |
| Lucfalva 30. | Q | ?—53,0 | ^{ch} M ₂ k | ? |
| Lucfalva 34. | — | 0,0—209,9 | ^{ch} M ₂ k | 209,9 |
| Lucfalva 35. | — | 0,0—330,0 | ^{ch} M ₂ k | 330,0 |
| Lucfalva 36. | Q | 1,0—85,0 | ^{ch} M ₂ k | 84,0 |
| Lucfalva 37. | Q | 0,5—152,4 | ^{ch} M ₂ k | 151,9 |
| Lucfalva 38. | Q | 6,5—100,0 | — | > 93,5 |
| Lucfalva 39. | Q | 3,0—100,0 | — | > 97,0 |
| Lucfalva 40. | Q | 0,0—445,0 | ^{ch} M ₂ k | 445,0 |
| Mátraverebély 4. | Q | 8,0—271,1 | ^{bk} M ₁ o | 263,1 |
| Mátraverebély 11. | Q | 9,0—375,6 | ^{bk} M ₁ o | 366,6 |
| Mátraverebély 14. | Q | 8,0—327,0 | ^{bk} M ₁ o | 319,0 |

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|--------------------|---------------------------------|-------------|---------------------------------|---------|
| Mátraverebély 26. | Q | 6,4—260,4 | ^{bk} M ₁ o | 254,0 |
| Mátraverebély 39. | Q | 23,8—325,8 | ^{bk} M ₁ o | 302,0 |
| Mátraverebély 45. | Q | 2,5—245,9 | ^{ch} M ₂ k | 243,4 |
| Mátraverebély 55. | ^{λt} M ₂ k | 281,5—680,0 | — | > 398,5 |
| Mátraverebély 56. | ^{ama} M ₂ k | 262,0—616,2 | ^{ch} M ₂ k | 354,2 |
| Mátraverebély 61. | Q | 19,0—278,0 | ^{ch} M ₂ k | 259,0 |
| Mátraverebély 70. | Q | 8,0—444,1 | ^{ch} M ₂ k | 436,1 |
| Mátraverebély 79. | Q | 5,0—233,5 | ^{bk} M ₂ o | 228,5 |
| Mátraverebély 91. | Q | 0,5—185,0 | ^{ch} M ₂ k | 184,5 |
| Mátraverebély 100. | Q | 2,0—358,0 | ^{ch} M ₂ k | 356,0 |
| Mátraverebély 101. | Q | 12,0—353,0 | ^{ch} M ₂ k | 341,0 |
| Mátraverebély 106. | Q | 16,0—244,0 | ^{ch} M ₂ k | 228,0 |
| Mátraverebély 111. | Q | 24,0—287,4 | ^{ch} M ₂ k | 263,4 |
| Mátraverebély 117. | Q | 31,0—208,6 | ^{ch} M ₂ k | 177,6 |
| Mátraverebély 120. | ^{ama} M ₂ k | 15,0—239,5 | ^{ch} M ₂ k | 224,5 |
| Mátraverebély 121. | Q | 10,0—236,5 | ^{ch} M ₂ k | 226,5 |
| Mátraverebély 122. | ^{ama} M ₂ k | 178,7—698,0 | ^{ch} M ₂ k | 519,3 |
| Mogyoród 1. | ^{ama} M ₂ k | 35,0—44,0 | ^{ch} M ₂ k | 9,0 |
| Nagybárcány 3. | ^{λt} M ₂ k | 10,5—50,0 | — | > 39,5 |
| Nagybárcány 4. | Q | 11,8—50,0 | — | > 38,8 |
| Nagybárcány I. | Q | 4,0—195,0 | ^{ch} M ₂ k | 191,0 |
| Nagybátöny 67. | Q | 6,3—313,3 | ^{bk} M ₁ o | 307,0 |
| Nagybátöny 79. | Q | 13,0—63,0 | ^{bk} M ₁ o | 50,0 |
| Nagybátöny 102. | Q | 3,6—88,0 | ^{bk} M ₁ o | 84,4 |
| Nagybátöny 118. | Q | 16,0—357,6 | ^{bk} M ₁ o | 341,6 |
| Nagybátöny 151. | Q | 11,6—250,0 | ^{bk} M ₁ o | 238,9 |
| Nagybátöny 156. | Q | 17,2—121,3 | ^{bk} M ₁ o | 104,1 |
| Nagybátöny 168. | Q | 13,0—449,4 | ^{bk} M ₁ o | 436,4 |
| Nagybátöny 175. | Q | 25,1—453,3 | ^{λt} M ₂ o | 428,2 |
| Nagybátöny 188. | Q | 15,0—256,1 | ^{bk} M ₁ o | 241,1 |
| Nagybátöny 197. | Q | 12,0—296,8 | ^{bk} M ₁ o | 284,8 |
| Nagybátöny 200. | Q | 17,1—221,4 | ^{bk} M ₁ o | 204,3 |
| Nagybátöny 206. | Q | 16,0—27,8 | ^{bk} M ₁ o | 11,8 |
| Nagybátöny 212. | Q | 9,2—106,0 | ^{bk} M ₁ o | 96,8 |
| Nagybátöny 219. | Q | 12,0—388,2 | ^{ama} M ₂ b | 376,2 |
| Nagybátöny 260. | Q | 22,0—488,0 | ^{bk} M ₁ o | 466,0 |
| Nagybátöny 274. | Q | 17,3—590,4 | ^{bk} M ₁ o | 573,1 |
| Nagybátöny 289. | ^{nyq} M ₂ b | 116,0—645,2 | ^{bk} M ₁ o | 592,2 |
| Nagybátöny 291. | Q | ?—68,2 | ^{bk} M ₁ o | — |
| Nagybátöny 301. | Q | 11,3—149,5 | ^{bk} M ₁ o | 138,2 |
| Nagybátöny 304. | Q | 19,0—68,8 | ^{bk} M ₁ o | 49,8 |
| Nagybátöny 311. | Q | 13,0—218,0 | ^{bk} M ₁ o | 205,0 |
| Nagybátöny 312. | Q | 12,0—232,2 | ^{bk} M ₁ o | 220,2 |
| Nagybátöny 314. | Q | 25,0—449,5 | ^{bk} M ₁ o | 424,5 |
| Nagybátöny 317. | Q | 18,0—569,9 | ^{ch} M ₂ k | 551,9 |
| Nagybátöny 323. | Q | 2,8—73,2 | ^{ch} M ₂ k | 69,5 |
| Nagybátöny 326. | Q | 7,0—305,5 | ^{bk} M ₁ o | 298,5 |
| Nagybátöny II. | Q | 10,0—495,0 | — | > 485,0 |
| Nagybátöny XLI. | Q | 17,0—442,2 | ^{bk} M ₁ o | 425,2 |
| Nagylóc 1. | Q | 7,0—100,0 | — | > 97,0 |
| Nagylóc 2. | Q | 10,8—100,0 | — | > 89,2 |
| Nagylóc 3. | Q | 6,5—50,5 | — | > 44,0 |
| Nógrádmegyer 4. | Q | 26,0—95,5 | — | > 69,5 |
| Nógrádsípek 1. | Q | 21,0—62,0 | ^{bk} M ₁ o | 41,0 |
| Nógrádszakál 2. | M ₂ b | 195,0—290,0 | — | > 95,0 |
| Piliny 8. | ^h M ₂ k | 59,8—138,5 | — | > 78,7 |
| Püspökhatvan 4. | ^h M ₂ k | 120,4—176,7 | ^{λt} M ₂ k | 56,3 |

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|------------------|---------------------------------|-------------|---------------------------------|---------|
| Sámsonháza 5. | Q | 8,9—60,0 | — | > 51,1 |
| Sámsonháza 9. | ^{λ1} M ₂ k | 106,5—122,8 | — | > 16,3 |
| Sámsonháza 10. | ^{λ1} M ₂ k | 70,7—100,0 | — | > 29,3 |
| Sámsonháza 12. | ^{λ1} M ₂ k | 97,0—107,3 | ^{amα} M ₂ k | 10,3 |
| Sámsonháza 16. | ^h M ₂ k | 152,8—685,0 | — | > 532,2 |
| Sámsonháza 16a. | ^h M ₂ k | 142,0—712,6 | ^{ch} M ₂ k | 570,6 |
| Sóshartyán 5. | Q | 1,1—66,4 | ^{ch} M ₂ k | 65,3 |
| Szanda 3. | Q | 23,6—74,0 | ^{ch} M ₂ k | 50,4 |
| Szupatak 20. | Q | 10,0—135,8 | ^{ch} M ₂ k | 125,8 |
| Szupatak 25. | Q | 0,5—159,3 | ^{ch} M ₂ k | 158,8 |
| Tar 3. | ^{amα} M ₂ k | 349,0—596,0 | — | > 247,0 |
| Tar 13. | Q | 20,4—515,7 | — | > 495,3 |
| Tar 22. | Q | 8,0—250,4 | ^h 01 ₃ e | 242,4 |
| Tar 27. | Q | 22,0—453,0 | ^{ch} M ₂ k | 413,0 |
| Tar 32. | Q | 19,0—329,4 | ^{bk} M ₁ o | 310,4 |
| Tar 33. | ^{λ1} M ₂ k | 294,0—350,0 | ^{ch} M ₂ k | 56,0 |
| Tar 35. | ^{amα} M ₂ k | 546,0—850,0 | ^{ch} M ₂ k | 304,0 |
| Tar 39. | ^h M ₂ k | 483,8—939,0 | ^{ch} M ₂ k | 455,2 |
| Tordas 13. | Q | 10,5—72,6 | ^{ch} M ₂ k | 62,1 |
| Tiribes 2. | ^{amα} M ₂ k | 78,6—652,8 | ^{bk} M ₁ o | 574,2 |
| Vanyarc 1. | ^h M ₃ s | 57,2—87,5 | — | > 30,3 |
| | | 140,5—211,0 | — | > 70,5 |
| Vanyarc 2. | ^h M ₃ s | 177,8—200,0 | — | > 122,2 |
| Világospuszta 1. | Q | 3,5—140,6 | ^{ch} M ₂ k | 137,1 |
| Világospuszta 2. | Q | 0,5—62,0 | ^{ch} M ₂ k | 61,5 |
| Vizslás 132. | Q | 33,0—147,0 | ^{ch} M ₂ k | 114,0 |
| Vizslás 143. | Q | 9,0—171,0 | ^{bk} M ₁ o | 162,0 |

Fóti Formáció

A formációba sorolt képződmények típusos kifejlődési területe a Galga-völgyben és attól Ny-ra helyezkedik el. E területek üledékhezagos és redukált vastagságú rétegsorrendjét csak e munka keretében sikerült tisztázni. A litológiai egységek elhatárolatlansága, az összevont és pontatlan helymegjelölésű gyűjtésekből végzett biosztratigráfiai kiértékelés túl sok félreértésre és lezárhatatlan vitára adott alkalmat. A vázlatos rétegsorrend alulról felfelé: a mindenütt oligocén slírrre települő Egyházasgergei Homokkő Formáció (sashalmi, mátyásföldi, acsai, becskei kavicsok, cinkotai Mollusca-töredékes homokos kavics, alagi, főt—csomád—mogyoródi chlamysos meszes homokkövek, mészkövek), Garábi Slír Formáció (mogyoródi, püspökhatvani slír), Fóti Formáció (fóti bryozoás mészkő, püspökhatvani terebratulás rétegek, galgautai bryozoás—balanuszos rétegek), Hasznosi Andezit- (Mogyoród, Püspökhatvan) és Tari Dácittufa Formáció.

A megelőző idők rétegtani problémáit a „slír” helytelen korbesorolása (a kavicsok alatti oligocén slírt is helvétinek tartották), a megegyező fáciesű „pectenes” és „bryozoás” rétegek összevont értékelése, a középső riolituffa szintjelző szerepének elhanyagolása, a „vezérkövület”-nek tekintett „Aequiptecten praescabriusculus”-ok (melyek a rétegsor bázisán és záróképződményeiben egyaránt megtalálhatók) kronosztratigráfiai fetiszálása okozták, vagy a nógrádi terület teljes rétegsorát kívánták felfedezni a Galgától Ny-ra, vagy — ami még rosszabb volt — a redukált rétegsor kronosztratigráfiai skatulyáiba próbálták a nógrádi teljesebb szelvényt beleszorítani.

A területen céltudatosan a típuslelőhelyeken mélyített térképező sekélyfúrások, az ismételt egységes szemléletű terepi bejárások és az anyagvizsgálati kiértékelések alapján tisztáztuk a rétegsorrendet. Megállapítottuk, hogy az oligocén képződményekre eróziós diszkordanciával, üledékhiánnyal, transzgresszív módon települnek a kárpáti bázisképződmények. Kimutattuk fedőjükben a Garábi Slír Formációt, annak vastagsági, litológiai és makrofaunisztikai eltéréseit és azok okait. Lehatároltuk horizontálisan és vertikálisan a Fóti Formációt és megállapítottuk, hogy az eddigi általános véleménnyel szemben ez nem a ciklus transzgresszív ágához, hanem éppen regresszív ágához tartozik. Végül, de nem utolsó sorban felismertük a Galgától K-re eső területeken a kissé eltérő kifejlődésű regressziós rétegtagokat és elvégeztük a két nagy kifejlődési terület korrelációját a földtörténet e szakaszában is.

A Fóti Formációba sorolt képződmények típusát először Böcker J. (1872) említi „Fóthtól északra a Somlyón... mészdús homokkő és homokos mészkő...”-ként, bryozoákkal, balanuszokkal és felhívja a figyelmet, hogy a fekvő „veresgyházi tályag”-ból „átmenete...fokonkénti”. Kiváló felismerése volt, hogy korát a „Jajta képlet mélyebb szintjében” állapítja meg, tehát felismerte a nógrádi slírnél fiatalabb voltát.

SCHAFARZIK F. (1892) rámutat e képződmények Acsa, Püspökhatvan körüli elterjedésére is. Valószínűleg e lelőhelyek nem tisztázott rétegsorrendje miatt korát már az alsó-mediterránban jelöli meg. VOGL V. (1907) a fői „bryozoumos mész”-ben találta meg először a *Pecten praescabriusculus* FONTAN (= *P. malvinae* DUB.) alakokat és felismerte a tufa települési helyzetét. Ő is az alsó-mediterrán kor mellett tört lándzsát.

ID. NOSZKY J. e képződményeket kezdetben (1912a) a slír-rétegekkel együtt tárgyalja, később (1914) annak „briozoás homok és tufás rétegek”-ből álló részeként, majd (1929b) „galgavölgyi briozoás slír”-ként (ami a legrosszabb megfogalmazás!). A korbesorolást illetően az alsó- és felső-mediterrán között ingadozik, végül (1940a) monográfiájában a „felső-helvéciai emelet vegyes kifejlődésű szintjé”-be sorolja a „pestvidéki és galgavölgyi briozoás mészkőfeleségek”-et. Sajnos kiterjeszti (1926) a *P. praescabriusculus*-os rétegek fogalmát a cinkotai, csömöri (tehát az idősebb) rétegekre is.

HORUSITZKY F. (1934) helyesen ismeri fel, hogy a briozoás mészkövek mindenütt az aequiptenes rétegek fölött települnek, és általánosítja az utóbbi fogalmat a bázisképződményekre is. Későbbi munkájában (1937, p. 133.) még tovább megy: „... a pesti dombvidék fői, csomádi, mogyoródi, cinkotai aequiptenes rétegei a helvétien slíreknek heteropikus ... fáiasei, míg a salgótarjáni medence aequiptenes üledékei valóban a burdigalient képviselik”. HORUSITZKY F. elvitathatatlan érdeme viszont, hogy megállapította e képződmények regresszív jellegét és megerősítette (1937, 1942) a slír és a briozoás képződmények ID. NOSZKY J. (1929b) által sejtetett heteropikus egyidejűségét.

KUBOVICS J. (1963b) a Mátra ÉNy-i előterében „regressziós helvétii slír homokköösszet”-et említ. JÁMBOR Á. (1970) a Ny-i területén a briozoás homokok különállóságát a helvétii emeletbe történő besorolással emeli ki.

HÁMOR G. (in HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969, 1971, 1973a) kimutatja a Galgától K-re levő területeken a „regressziós összet” és azt a kárpátiba sorolja. Azonos korbeosztást alkalmaz HALMAI J. (1974) a Fót—Csomád közötti briozoás homokra.

Utóbbi három szerző a jelenleg e formációba sorolt képződményeket már következetesen elválasztja a feké képződményektől: a gyakorlatilag azonos kifejlődésű chlamysos homokkötől, anomias homoktól.

A Fői Formáció elkülönítését a Garábi Slír Formációtól a prioritás mellett (BÖCKH J. 1872) az eltérő litológiai, üledékföldtani jellegek, valamint az ösföldrajz és fejlődéstörténet megítélése szempontjából alapvető fontossága teszi indokolttá. Sztratotípusául (a vastagsági, kifejlődési viszonyok alapján) a Fót I. számú fúrást jelöljük ki, amely a fői Somlyó ÉNy-i oldalán, a dácittufa bánya peremén mélyült és az egész formációt, fedőjével és fekéjével együtt harántolta.

A Fői Formációt változatos képződmények alkotják. Típusképződményei zöldesszürke, változó szemnagyságú, gyakran glaukonitos, briozoás—balanuszos homok, meszes homokkő, esetenként homokos mészkő (kalkarenit) (41. ábra). Utóbbi 30—40%-ban homokszemcse-nagyságúra örölt szervesmaradvány-töredékből áll. E képződmények néha rosszul osztályozottak, aprókavicsos homokkő is előfordul (Galgaguta, Litke). Jellemző faunaelemek a Chlamys-félék, Bryozoák, Balanusok, néhol Brachiopodák, korallok, ritkábban cápa fogak. Foraminifera-tartalmuk szegényes, mivel általában nem iszapolható. A homokszemcsék anyaga kvarc, kvarcit. Az andezit közelében andezithomok is gyakori (Fót, Galgaguta). A törmelékes rétegekkel váltakozva szürke, gyakran Mollusca-héjtöredékes és szénült növénymaradvány-töredéket tartalmazó agyagos közetliszt, csillámos—finomhomokos közetliszt, tufás homok, homoklencsés—agyagsávos közetliszt települ. E rétegek néhol sávos rétegzettségűek és elszórta iszapmozgási nyomokat tartalmaznak. Foraminifera-tartalmuk felfelé fokozatosan elszegényedő, 20—5 fációs változást jól tűrő fajra korlátozódik. A makrofauna töredékes volta miatt nehezen határozható.

A formáció eddig említett képződményei a Galga-árokotól Ny-ra jellemzőek. Fációjuk tengeri, partközeli, sekélyvízi (max. 30—50 m vízmélység) zátonykifejlődésre utal.

A Galga-vonaltól K-re, az Etesi-árok környékéig a formációt általában sárgásszürke, szürke apró- és finomszemű csillámos homok, finomhomokos közetliszt alkotja szegényes Foraminifera-faunával, elszórta szénült növénymaradványokkal. A tengeri, nyíltvízi fációs sekély voltát az áthalmozott iszapfoszlányok (Tar 35., galgagutai felszíni szelvény) az elcsökevényesedett törpefauna, mészmárga és dolomitmárga lencsék bizonyítják. Mindkét területen regresszív kisciklusok figyelhetők meg a rétegsorokon (felfelé durvuló szemnagyság többszöri ismétlődése).

A formáció peremi részén, az Etesi-árokban a még sekélyebb, időnként brakkvizivé váló üledékgyűjtőben zöldesszürke színű, gyökérnyomos, gyakran bentonitos—agyagos, durvahomokos, mészkonkréciós aleuritok képződtek. Gyakori a limonitosodás a réteglapok felszínén, a lokális barnaköszénképződés (Sámsonháza 15. sz. fúrás). Megjelennek a felsősvízi (Congeria), majd az édesvízi faunaelemek (Litke község környékén Lymnea, Helix, Planorbis). Az időnkénti szárazrakerülést fosszilis talajzónák bizonyítják (Piliny 8. sz. fúrás).

A formáció egyes részein, főleg a peremeken (Mogyoród, Litke) gazdag Diatoma-flóra alakult ki (HAIÓS M. 1985). A formáció Foraminifera-faunáját a 27. táblázaton, Mollusca-faunáját a 28. táblázaton mutatjuk be.

A Fői Formáció általában a Garábi Slír Formáció képződményeire települ konkordánsan, abból üledék-folytonossággal fejlődik ki. *Elhatárolása* az átlagos közetösszetétel alapján történik, ahol a homok uralomra jut a pelit rovására.

A formáció átlagos *rétegösszetétele*: homok 74,5%, közetliszt, agyag 15,4%, kavicsos homok 10,1%.

Az üledékgyűjtő peremi területein (Cinkota—Fót—Kisalag) a formáció a slír hiányával közvetlenül az Egyházasgergei Homokkő Formációra települ. Felső határa gyakorlatilag a vulkanitok (Tari Dácittufa Formáció vagy Hasznosi Andezit Formáció) megjelenésével vonható meg. Szükséges azonban megemlíteni, hogy a Hasznosi

A Fóti Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Fóti Formation

27. táblázat — Table 27

| Fajok — Species | Mogyoród 1. sz. fúrás 28,0—35,0 m | Fóti 1. sz. fúrás 52,5—102,0 m | Püspökhátvan 4. sz. fúrás 58,0—120,4 m | Galgaguta, Mártamajor- völgyi alapszéli | Ványarc 1. sz. fúrás 87,5—140,5 m | Garab 1. sz. fúrás 8,0—46,0 m | Tar 35. sz. fúrás 548,0—565,0 m | Nagybatony 317. sz. fúrás 25,0—78,0 m | Pilly 8. sz. fúrás 34,5—59,8 m | Litke 17. sz. fúrás 8,2—37,6 m |
|---|--------------------------------------|-----------------------------------|---|--|--------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|--|-----------------------------------|-----------------------------------|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
| <i>Spiroplectammina carinata</i> | | | x | x | | | | | | x |
| — <i>deperdita</i> | | | x | x | | x | | | | |
| <i>Textularia abbreviata</i> | | | x | | | | | | | |
| — <i>acuta</i> | | x | | | | | | | | |
| — <i>spinulosa</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Quinqueloculina seminula</i> | | | | | | | | | | x |
| <i>Spiroloculina tenuis</i> | | | x | x | | | | | | |
| <i>Sigmoilina celata</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Robulus cultratus</i> | | | x | | x | | | | | x |
| — <i>inornatus</i> | | x | x | x | x | x | | | x | x |
| — <i>vortex</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Planulina helena</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Marginulina behmi</i> | | | x | | | | | | | x |
| — <i>subalata</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Dentalina consobrina</i> | | | | | | | | | | x |
| — <i>pauperata</i> | | | x | x | | x | | | x | |
| — <i>punctata</i> | | | | x | | | | | | |
| — <i>vertebralis</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Nodosaria proxima</i> | | x | x | x | | x | | | | |
| <i>Frondicularia laevigata</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Lagena striata</i> | | | x | | | | | | | |
| — <i>hexagona</i> | | | | x | | | | | | |
| — <i>sulcata</i> | | | x | x | | | | | | |
| — <i>hispida</i> | | | | x | | | | | | |
| <i>Guttulina austriaca</i> | | | | x | | | | | | |
| — <i>problema</i> | | x | x | | | | | | | |
| <i>Globulina gibba</i> | | x | x | | | x | | | | x |
| — <i>tuberculata</i> | | | x | | | x | | | | |
| <i>Nonion boueanum</i> | | x | x | x | | x | | | x | x |
| — <i>granosum</i> | | | | | | | x | | | |
| — <i>commune</i> | | x | | | | x | | | x | |
| — <i>soldanii</i> | | | x | x | | | | | | |
| — <i>tuberculatum</i> | | | | x | | | | | | |
| <i>Elphidium crispum</i> | | x | | | x | | | | | x |
| — <i>flexuosum</i> | | x | x | x | | x | | | | |
| — <i>macellum</i> | | x | | | | | | | | |
| — <i>minimum</i> | | | x | x | | | | | | |
| — <i>fichtellianum</i> | | | | | | | | | | x |
| — <i>hauerinum</i> | | | | | | x | | | | |
| <i>Plectofrondicularia diversicostata</i> | | x | x | x | | | | | | x |
| <i>Amphimorphina haueriana</i> | | | x | | | x | | | | |
| <i>Bulimina buchiana</i> | | | | x | | x | | | | x |
| — <i>elongata</i> | x | | x | x | x | x | | x | x | x |
| — <i>inflata</i> | | | x | x | | x | | | | |
| — <i>ovata</i> | | | | x | | x | | | | |
| — <i>aculeata</i> | | | | | | x | | | x | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|
| <i>Uvigerina graciliformis</i> | | | | x | | x | | | | |
| — <i>semiornata</i> | | x | | | | | | | | |
| — <i>galloway</i> | | | x | | | | | | | |
| — <i>pygmaea</i> | | | x | x | | | | | | |
| — <i>tenuistriata</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Hopkinsina bononiensis</i> | | | x | | | | | | | x |
| <i>Angulogerina angulosa</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Trifarina bradyi</i> | | | x | x | | x | | | | |
| <i>Entosolenia orbignyana</i> | | x | | x | | x | | | | |
| — <i>marginata</i> | | | x | x | | | | | | |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> | | | x | x | | x | | | x | |
| <i>Bolivina antiqua</i> | | | | | | x | | | x | |
| — <i>arta</i> | | | x | x | | | | | | |
| — <i>dilatata</i> | | | x | x | | x | | x | x | x |
| — <i>plicatella</i> | | | x | x | x | | | | | |
| — <i>punctata</i> | | | | | x | | | | | |
| — <i>scalprata</i> var. <i>miocenica</i> | | x | x | x | | x | | | | |
| — <i>viennensis</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Loxostomum digitale</i> | | | | x | | | | | | |
| <i>Reussella spinulosa</i> | | x | x | | | x | | | | |
| <i>Gyroidina soldanii</i> | | x | x | | x | x | | | | |
| <i>Discorbis orbicularis</i> | | | | | | x | | | | |
| — <i>valvulata</i> | | x | x | | | | | | | |
| <i>Eponides haidingerii</i> | | x | x | x | | | | | | |
| <i>Rotalia beccarii</i> | | x | | x | x | x | x | | x | x |
| — <i>calcar</i> | | | x | x | | | | | | |
| — <i>papillosa</i> | | | | x | | | | | | x |
| <i>Siphonina reticulata</i> | | | | | | x | | | | |
| <i>Asterigerina planorbis</i> | | | | x | | x | | | x | |
| <i>Amphistegina haueriana</i> | | | | | | x | | | | |
| <i>Cassidulina crassa</i> | | x | x | x | | x | | | x | |
| — <i>laevigata</i> | | | | x | | | | | | |
| <i>Cassidulinoides bradyi</i> | | | | x | | | | | | |
| <i>Pullenia bulloides</i> | | x | x | x | | x | | | | |
| — <i>quineloba</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Globigerina bulloides</i> | x | | x | x | x | | | | x | x |
| — <i>falconensis</i> | | | x | | | | | | | |
| — <i>foliata</i> | | | x | x | | | | | x | x |
| — <i>diplostoma</i> | | | | | | | | | | x |
| — <i>trilocularis</i> | | | x | | | | | | | x |
| — <i>quinelobata</i> | | | | | | | | | | x |
| — <i>dutertrei</i> | | | | | | | | | | x |
| — <i>woodi</i> | | | | | | x | | | x | x |
| <i>Globigerinoides trilobus</i> | | | | | | | | | x | |
| <i>Globorotalia involuta</i> | | | | | | | | | x | |
| — <i>pseudopachyderma</i> | | | | | | | | | x | x |
| <i>Anomalina grosserugosa</i> | | | x | | | | | | | |
| <i>Planulina wuellerstorfi</i> | | | x | x | | x | | | | |
| <i>Cibicides tenella</i> | | x | x | x | | x | | | | |
| — <i>ungerianus</i> | | x | x | x | | x | | | | |
| — <i>lobatulus</i> | | | | x | | | | | | |
| — <i>boueanus</i> | | x | x | | | | | | | x |
| — <i>dutemplei</i> | | | x | | | | | x | | |
| <i>Dyocibicides biserialis</i> | | | x | | | | | | | |

Vizsgáló: KORECZNÉ LAKY I. 1967--77

A Fóti Formáció makrofaunája
Megafauna of the Fót Formation

28. táblázat — Table 28

| | Galgaguta felszíni feltárás | Fót 1. sz. fúrás 52,00—117,0 m | Litke 17. sz. fúrás 8,2—37,6 m | Sámsonháza 15. sz. fúrás 112,0—122,5 m | Acsa, Fót, Püspökhatvan |
|---|-----------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--|----------------------------|
| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| <i>Anthozoa</i> | | | | | |
| Caryophyllia cf. degenerans | × | | | | |
| Flabellum sp. | × | | | | |
| Ceratotrochus sp. | × | | | | |
| <i>Bryozoa</i> | | | | | |
| Cellepora globularis | | | | | × |
| — verrucosa | | | | | × |
| Idmonea cfr. ulricata | | | | | × |
| — disticha | | | | | × |
| — carinata | | | | | × |
| — cfr. fenestrata | | | | | × |
| — cancellata | | | | | × |
| Ceriopora chaetetooides | | | | | × |
| — globulus | | | | | × |
| Membranipora lacroixi | | | | | × |
| Salicornaria farcinimoides | | | | | × |
| Retepora gigantea | | | | | × |
| Lepraria cfr. nuda | | | | | × |
| Hornera biloba | | | | | × |
| Echara monilifera | | | | | × |
| — undulata | | | | | × |
| Cupularia (Lunulites) haidingeri | | | | | × |
| Defrancea cfr. stellata | | | | | × |
| Heteropera sp. | | | | | × |
| Bryozoa sp. indet. | × | × | | | |
| <i>Brachiopoda</i> | | | | | |
| Terebratula cfr. macrescens | | | | | × |
| — cserhátiensis | | | | | × |
| Terebratulina caputserpentis var. hungarica | | | | | × |
| — karreri | | | | | × |
| Mühlfeldtia (Megerlea) truncata | | | | | × |
| — (M.) truncata rotundulata | | | | | × |
| Liothyryna miocenica | | | | | × |
| <i>Lamellibranchiata</i> | | | | | |
| Congerina basteroti | | | × | | |
| Nucula nucleus | × | | | | |
| Nucula sp. | × | | × | | |
| Nuculana fragilis | × | | | | |
| — subfragilis | × | | | | |
| Anadara diluvii | × | | | | |
| — turonensis | × | | | | |
| Anadara sp. | | | | | × |
| Amussium cristatum badense | × | | | | |
| Chlamys bouei leptogaster | | | | | × |
| — tauperstriata | | | | | × |
| — multistriata | | | | | × |
| — opercularis taurolongata | | | | | × |
| — malvinae acuticostata | | | | | × |
| — scabrella | | × | | | |
| — macrotis | | × | | | |
| Chlamys sp. | | × | × | | |

| Fajok — Species | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--|---|---|---|---|---|
| Anomia ehippium orbiculata | | | | | × |
| — cf. gregaria costata | × | | | | |
| Ostrea sp. | | | | × | |
| Taras trigonulus | × | | | | |
| Loripes lactea | | | | | × |
| Lucinoma borealis | | | | × | |
| Lima inflata | | | | | × |
| Megaxinus incrassatus | × | | | | |
| Lucina sp. | | | × | | |
| Cardium sp. | × | | × | × | |
| Crassatella concentrica | | | | | × |
| Venus multilamella | × | | | | |
| — basteroti | × | | | | |
| Venus sp. | | | | × | |
| Spissula subtruncata triangula | × | | | | |
| Macoma elliptica ottangensis | × | | × | | |
| Tellina compressa | × | | | | |
| Corbula sp. | × | | | | |
| <i>Gastropoda</i> | | | | | |
| Natica millepunctata | × | | | | |
| Hinia limata | × | | | | |
| — hoernesii | × | | | | |
| Mitrella fallax | × | | | | |
| Mitraefusus ottangensis | × | | | | |
| Conus dujardini | × | | | | |
| Ringicula (Ringicullela) auriculata auccimea | × | | | | |
| Lymnea sp. | | | × | | |
| <i>Cirripedia</i> | | | | | |
| Balanus sp. | | × | | | |
| <i>Echinodermata</i> | | | | | |
| Brissopsis ottangensis | | | × | × | |

Vizsgálatok: 1., 3., 4. BOHNNÉ HAVAS M., 2. HALMAI J., 5. NOSZKY J. SEN.

A Fóti Formációt feltáró fúrások
Some important boreholes intersecting the Fót Formation

29. táblázat — Table 29

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-----------------|--|----------------|--------------------------------|------------------------|
| Fót 1. | ^{am} M ₂ k | 52,5—102,0 | ^s M ₂ k | 49,5 |
| Garáb 1. | Q | 8,0—46,0 | ^s M ₂ k | 38,0 |
| Litke 17. | Q | 8,2—37,6 | ^s M ₂ k | 29,4 |
| Mogyoród 1. | ^{am} M ₂ k | 28,0—35,0 | ^s M ₂ k | 7,0 |
| Nagybárkány 3. | ^{λ₁} M ₂ k | 10,5—33,5 | ^s M ₂ k | 23,0 |
| Nagybátony 317. | Q | 25,0—78,0 | ^s M ₂ k | 53,0 |
| Piliny 8. | ^{λ₁} M ₂ k | 34,5—59,8 | ^s M ₂ k | 25,3 |
| Püspökatvan 4. | ^{py^a} Mb ₁ | 58,0—120,4 | ^s M ₂ k | 62,4 |
| Sámsonháza 15. | ^{λ₁} M ₂ k | 112,0—122,5 | ^{am} M ₂ k | 10,5 |
| Sámsonháza 16. | ^{py^a} M ₂ b | 116,2—152,8 | ^s M ₂ k | 36,6 |
| Sámsonháza 16a. | ^{py^a} M ₂ b | 108,2—142,0 | ^s M ₂ k | 33,8 |
| Tar 35. | ^{am} M ₂ k | 548,0—565,0 | ^s M ₂ k | 17,0 |
| Tar 39. | ^{am} M ₂ k | 446,4—483,8 | ^s M ₂ k | 37,4 |
| Vanyarc 1. | ^s M ₂ k | 87,5—140,5 | ^s M ₂ k | 53,0 |

Andezit Formáció egyidejűleg képződött a Fóti Formációval, azzal összefogazódva jelenik meg és az andezit felett még megtalálhatók a formáció üledékes képződményei. A formáció a II. miocén üledékciklus regresszív ágán képződött.

A formáció *vastagsága* átlagosan 30—35 m, maximálisan 60—70 m (29. táblázat).

Elterjedése az Etesi-árok K-i peremétől DNy-i irányba a Börzsöny—Dunazug—Budai-hegység K-i pereméig jelölhető ki, D-en ismeretlen. Legjobb felszíni feltárásai Fót—Csomád körül, Acsán, Püspökhátvanban, a galgagutai Márta-árokban találhatók. A formáció települési helyzetét a 45. ábra mutatja.

Hasznosi Andezit Formáció

A Hasznosi Andezit Formáció a Garábi Slír Formáció és a Tari Dácittufa Formáció, illetve a Fóti Formáció között települő vulkáni képződmény. Jellegzetes mogyoródi előfordulását BÖCKH J. (1872) SZABÓ J. adataira alapozva, „basaltuff”-ként említi és korát a Congeria-rétegekre helyezi.

Már ID. NOSZKY J. (1914, 1931) felvetette, hogy a riolittufa alatt is van andezit és „... a kitörés képződményei nem oszlanak-e meg a két alemelet közt” (p. 188).* ROZLOZSNIK P. (1939) tisztázta először pontos települési helyzetét Fót—Mogyoród körül, és a helvét végi kiemelkedés bizonyítékát látja benne.

Települési viszonyait a Mátra É-i oldalán először KUBOVICS I. (1963a, b) tisztázta: az „alsó andezittufa” csoportban a „regressziós slír homokkő összlet” és a „középső riolittufa” között kloro-oxivulkanitosodott lapillis andezittufát, karbonátos—piroxénés és oxiamfibolos andezitlávát, majd glaukonitos andezitet (1964) írt le. Megállapította e képződmények nagyrészt szubmarin eredetét. Korát a helvét emeletben rögzítette. JÁMBOR Á. (1966, 1970) a mogyoródi andezittufát szintén a helvétbe sorolta.

HÁMOR G. (in HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969) a nógrád—cserhádi terület vizsgálatára alapozva, e képződmények korát a kárpáti emeletben jelöli ki és elterjedését SZENTES GY., CZAKÓ T. felvételi munkájára alapozva, Tar, Sámsonháza, Alsótold, Kutasó-ÉK, Galgaguta, Vanyarc és Fót környékén is kimutatja (1973). VARGA GY.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. (1974) a Mátra hegység földtani térképén helvét „szubmarin sorozat”-ként ábrázolták a képződményt.

A formáció elnevezése Hasznos (Nógrád megye) községről történt, mivel területén található az ÉNy-i Mátrában a formáció legjobb felszíni feltárásai. Az elkülönítést — prioritási okokon kívül (KUBOVICS I. 1963a, b) — indokolja természetes elhatárolási lehetősége és földtörténeti jelentősége.

A formációt feltártuk hat térképező- és egy szerkezetkutató fúrással. Átlagos *rétegösszetétele* 7 fúrás 231,5 fm maganyagának statisztikai értékelése alapján: tufa 56,2%, agglomerátum 38,6%, üledékes betelepülés 5,2%.

A formációt szürke, zöldesszürke, ritkábban vörösszürke és lilásszürke színű, változó szemnagyságú, leggyakrabban montmorillonitosan, néha kloritosan bontott andezittufa, lapillis andezittufa, ill. tufit, andezit tufaagglomerátum és andezitagglomerátum építi fel. A lapillik egy része horzsakő, tömege andezitláva-bomba és salakfoszlány, ritkán dácitlapillik is található.

A Vanyarc 1. számú fúrássban 60,7—61,0 m között portufa anyagú, 3—10 mm-es tufagalacsinok (pelletek) is megfigyelhetők. A felismerhető színes elegyrészek: amfibol és biotit. A tufa alapanyagában leggyakoribbak a 0,5—1,5 cm-es horzsakövek és az 1—2 cm-es andezitlapillik. Néhol (Galgaguta) az 5—8 cm-es bombák gyakoriak, kivételesen 40 cm méretű is előfordul.

A formáció jellegzetes képződménye a kötőanyag nélküli, jól osztályozott, aprószemű tufaagglomerátum, melynek közetszemcséi lilásszürke bevonatúak. Ezeknek az általában jól rétegzett képződményeknek nagy része szubmarin eredésű, melyet a formáció üledékes betelepülései is bizonyítanak. A legszebb összefogazódó települést a Fót 1. számú fúrássban figyelhettük meg, ahol az üledékes sorozatban háromszor ismétlődő vulkáni képződményeket harántoltunk. Az andezittufa agglomerátumnak jellegzetes parti keresztarétegzettsége figyelhető meg Mogyoródon, a község közepén, a pincéknél levő feltárásban.

Figyelemre méltó, hogy a lávaképződmények a formációban ritkák. A KUBOVICS I. (1964) által említett szubmarin üledékképződéssel egyidejű lávaképződményeken kívül „pseudoagglomerátumosodott” láva figyelhető meg a tari Fehérkő-bánya bejáratának É-i oldalán, a dácittufa fekéjében.

Az időközi feltöltődést rétegzetlen, osztályozatlan andezitagglomerátum jelzi. Ezek főleg az egyik kitörési helynek tekinthető sósartyán—szentkúti törés Tar környéki részén található. főként a formáció felső részén (Tar 3., 35. sz. fúrássok).

A formáció üledékes betelepülései általában finomszeműek (aleurit, agyagos aleurit, finomhomok) és gyakran tuftos, tufás kötőanyagúak. Gyakori a sekélyvízi, kiédesedő, mészes, mészesomós kifejlődés. Az egyidejű vulkáni működést jól prezentálja pl. a galgagutai felszíni szelvény IV/3 rétegében megfigyelhető 0,5—2 cm nagyságú, jól osztályozott horzsakőtörmelékéből álló 5—15 cm vastag betelepülés. Összemosott horzsakölcencsék, zsinórok gyakoriak.

* t. i. a helvét és tortonai között (Szerző megjegyzése)

Az üledékes betelepülések általában faunaszegények, 4—8 nagy fáciestűrésű Foraminifera fajt, Mollusca-héjtöredékeket tartalmaznak. Figyelemre méltó, hogy a Mogyoród I. sz. fúrás tufaagglomerátuma 4 Foraminifera fajt tartalmazott. Ugyanitt HAJÓS M. szép Diatoma-flórát mutatott ki.

A formáció képződményeinek vékonycsiszolati jellemzése RAVASZNÉ BARANYAI L. szerint a következő:

A Sámsonháza 15. sz. fúrás 125—150 m között települő, zömében lapillis, felfelé finomodó szemcseméretű andezittufa összelete vízben felhalmozódott (mikrofauna bizonyítja), légi szállítású, átlagosan 0,02—30 mm-es szemcseméretű, vitrokristallo-litoklasztos szövetű piroklasztit felhalmozódás. Az andezittufára jellemző a rendkívül heterogén piroklasztikus anyag:

1. horzsás-hólyagos szerkezetű, plagioklász mikrolitokat és piroxén — ritkábban amfibol és biotit — kristálykákat tartalmazó (néhánykor porfíros kristályokat is alkotnak) üveg és szilánkos üveg

2. kristálytöredékek: intermedier plagioklász, hipersztén, augit, zöld (ritkábban barna) amfibol, biotit

3. litoklasztos anyag: porfíros mikroholokristályos, pilotaxitos éa hialopilités szövetű andezit, a piroxéndandezit gyakoriságával.

A durvább vulkáni törmelékét a finomszemcsés anyag cementálja. A piroklasztit változó mértékben bontott: agyagásványosodott, kloritosodott, egyes szintek gyengén karbonátosodtak.

A Tar 35. sz. fúrás azonos településű, 480,5—546,0 m közötti szakasza dacitos összetételű, 553,0—554,6 m-ben közbetelepült dacit-lávapaddal. A lávapad feletti tufában gyengén ignimbrites jellegű tagok is megfigyelhetők. A dacit porfíros-pilotaxitos szövetű, porfíros elegyrészként csak intermedier plagioklász tartalmaz. A rétegek vitro-litoklasztos szövetűek, 0,02—6,0 mm-es szemcsemérettel. A piroklasztit tömegét üveg és horzsakő alkotja, a litoklasztit a közbeteleülő dacittal azonos. A kevés kristálytöredéket intermedier plagioklász, szórványosan kvarc képviseli.

Az összeteben nagy mértékű metasomatikus karbonátosodás (vastartalmú karbonát is megjelenik) észlelhető, egyes szintekben piritkiválással. Az ignimbrites tagokban zeolitosodás figyelhető meg. A sorozat szárazföldi kifejlődésű.

A képződmények kémiai összetételét a 30. táblázat mutatja be.

A Hasznosi Andezit Formáció tehát üledékes képződményekkel tagolt, tengeri vagy kiédesedő vizű fáciesben lerakódott, szubmarin képződmény. Pontos kitérési helyeit ma még nem sikerült lokalizálni, de feltételezhetően szegélytörések mentén működő, több kis vulkáni centrum többszöri kitérésének terméke. A terület egy részén szubmarin lávaömlés is volt (Mátra É-i pereme). A Tar 35. sz. fúrás kőzetösszetétele inkább dacitos.

A Hasznosi Andezit Formáció andezitjeinek és andezittufáinak kémiai összetétele (%)
Chemical composition of the andesites and andesite tuffs of the Hasznosi Andesite Formation

30. táblázat — Table 30

| | Tar. Csevicevölgy. Nagybátony. Hasznosi | Sámsonháza 15. sz. fúrás | | | | | | Átlag (%) |
|--------------------------------|--|--------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| | | 125,0—128,0 m | 128,0—130,0 m | 133,0—135,0 m | 135,0—137,5 m | 146,0—148,0 m | 148,0—150,0 m | |
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. |
| SiO ₂ | 55,36 | 53,86 | 53,15 | 48,29 | 53,91 | 53,57 | 43,03 | 51,60 |
| TiO ₂ | 0,91 | 0,67 | 0,69 | 0,68 | 1,05 | 0,94 | 0,54 | 0,78 |
| Al ₂ O ₃ | 18,92 | 17,26 | 17,28 | 13,77 | 17,35 | 15,38 | 11,67 | 15,94 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,68 | 2,14 | 4,03 | 3,48 | 2,40 | 3,66 | 3,01 | 3,20 |
| FeO | 3,00 | 3,61 | 1,55 | 2,48 | 4,28 | 2,94 | 1,98 | 2,83 |
| MnO | 0,14 | 0,09 | 0,06 | 0,19 | 0,16 | 0,08 | 0,43 | 0,16 |
| MgO | 1,63 | 2,78 | 2,33 | 2,53 | 2,57 | 3,06 | 2,57 | 2,49 |
| CaO | 7,27 | 6,46 | 5,35 | 10,75 | 8,12 | 5,47 | 15,15 | 8,36 |
| Na ₂ O | 2,54 | 1,80 | 1,53 | 1,33 | 2,55 | 1,20 | 1,02 | 1,71 |
| K ₂ O | 2,16 | 1,15 | 0,98 | 1,28 | 1,35 | 1,14 | 1,30 | 1,33 |
| + H ₂ O | 2,52 | 5,09 | 11,63 | 5,85 | 2,71 | 6,47 | 5,29 | 8,47 |
| - H ₂ O | 1,43 | 3,98 | | 3,85 | 2,14 | 5,03 | 3,32 | |
| CO ₂ | 0,20 | 0,84 | 0,63 | 5,48 | 1,08 | 0,68 | 10,52 | 2,77 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,09 | 0,19 | 0,18 | 0,24 | 0,09 | 0,12 | 0,26 |
| Össz. S | — | 0,44 | 0,17 | ny | 0,18 | 0,35 | 0,12 | 0,25 |
| BaO | — | — | — | — | — | ny | ny | ny |
| | 100,02 | 100,25 | 99,57 | 100,14 | 100,09 | 100,00 | 100,12 | 100,05 |

Elemzők: 1. MÁFI kémiai labor. (in VARGA GY. et al. 1979. 27. táblázat), 2—7. MÁFI kémiai labor. BAKÓ GY.-NÉ, CSERHALMI O.-NÉ, GUZY K.-NÉ, SOHA I.-NÉ, TOLNAI V.

A formáció a Fóti Formációra, annak elterjedési határán túl a Garábi Slír Formációra települ (31. táblázat). A Fóti Formációval összefogazódva fejlődött ki, így gyakran fedőjét is ez alkotja. A vulkáni anyaggal feltöltődött medencerészekon fedője a Tari Dácittufa Formáció.

A Hasznosi Andezit Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Hasznos Andesite Formation

31. táblázat — Table 31

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------|-------------------|----------------|------------|------------------------|
| Fót 1. | $\lambda^1 M_2 k$ | 6,8—52,5 | $^h M_2 k$ | 45,7 |
| Mátraverebély 56. | $\lambda^1 M_2 k$ | 225,0—262,0 | $^s M_2 k$ | 37,0 |
| Mátraverebély 122. | $\lambda^1 M_2 k$ | 159,4—178,4 | $^s M_2 k$ | 19,0 |
| Mogyoród 1. | Q | 8,8—28,0 | $^h M_2 k$ | 19,2 |
| Sámsonháza 12. | $^s M_2 k$ | 107,3—150,0 | — | > 42,7 |
| Sámsonháza 13. | $^{mk} M_2 b$ | 91,7—105,0 | — | > 13,3 |
| Sámsonháza 15. | $^h M_2 k$ | 122,5—150,0 | — | > 27,5 |
| Tar 3. | $\lambda^1 M_2 k$ | 276,0—349,0 | $^h M_2 k$ | 73,0 |
| Tar 35. | $\lambda^1 M_2 k$ | 480,5—546,0 | $^h M_2 k$ | 65,5 |
| Tar 39. | $\lambda^1 M_2 k$ | 343,5—446,4 | $^h M_2 k$ | 102,9 |
| Tiribes 2. | Q | 4,0—78,6 | $^s M_2 k$ | 74,6 |
| Vanyarc 1. | $^s M_2 k$ | 57,2—87,5 | $^h M_2 k$ | 30,3 |

A formáció *elhatárolása* alul az első vulkáni andezites képződmény megjelenésével történik, alsó határa éles, átmenet nélküli. Felső határát a dácittufa megjelenése jelzi, ha a fedőben a Fóti Formáció települ, akkor az üledékes képződmények túlsúlyának megjelenésével határolható le.

A formáció *vastagsága* átlag 40 m, maximálisan 70—80 m. *Elterjedése* Fóttól ÉNy-ra a Cserhátban, a Mátra É-i részén valószínűsíthető a Tarna-vonalig. Az Etesi-árokban már nem mutatható ki.

Legjobb felszíni feltárásai Hasznos, Galgaguta, Alsótold községek környékén található, feltárták továbbá a 31. táblázat szerinti fúrások.

Sztratotípusának kijelölése a jövő feladata.

Tari Dácittufa Formáció

E formációban foglaljuk össze a korábban „középső riolittufa” néven említett képződményeket. A harmadidőszaki tufaképződmények sorából PAUL C. M. és GÖBL W. (1866b) már az első bécsi felvételek idején elkülöníti a mátraverebélyi Meszes-tető környéki „felső riolit és trachittufákat” az egyéb előfordulású és idősebb „alsó riolit és trachittufától” a nógrádi és kelet-cserhádi területen.

BÖCKH J. (1872) a Ny-i Cserhátban a „főthi előmájhegyi tajtkő tuff”-ot a „lajta képlet legfiatalabb tagja”-ként említi, melyet SCHAFARZIK F. (1892) később „tajtköves biotitos dácittufa”-nak határoz meg és korát az alsó-mediterránban jelöli ki. Így sajnálatos módon kronosztratigráfiailag azonosította a képződményt a salgótarjáni szénfekü riolittufával. Ezt VOGL V. (1907), TELEGDI ROTH K. (1912), HORUSITZKY F. is átvette nagyrészt attól befolyásoltatva, hogy a Ny-i Cserhátban valóban csak egy „riolittufa” szint található.

A „riolittufa” rétegsorbéli helyzetének tisztázatlansága is hozzájárult az oligocén—miocén határ kérdése, a köszénösszlet fekü—fedőviszonyai és az „aequipectenes rétegek” rétegtani megítélése terén kialakult több évtizedes vitához.

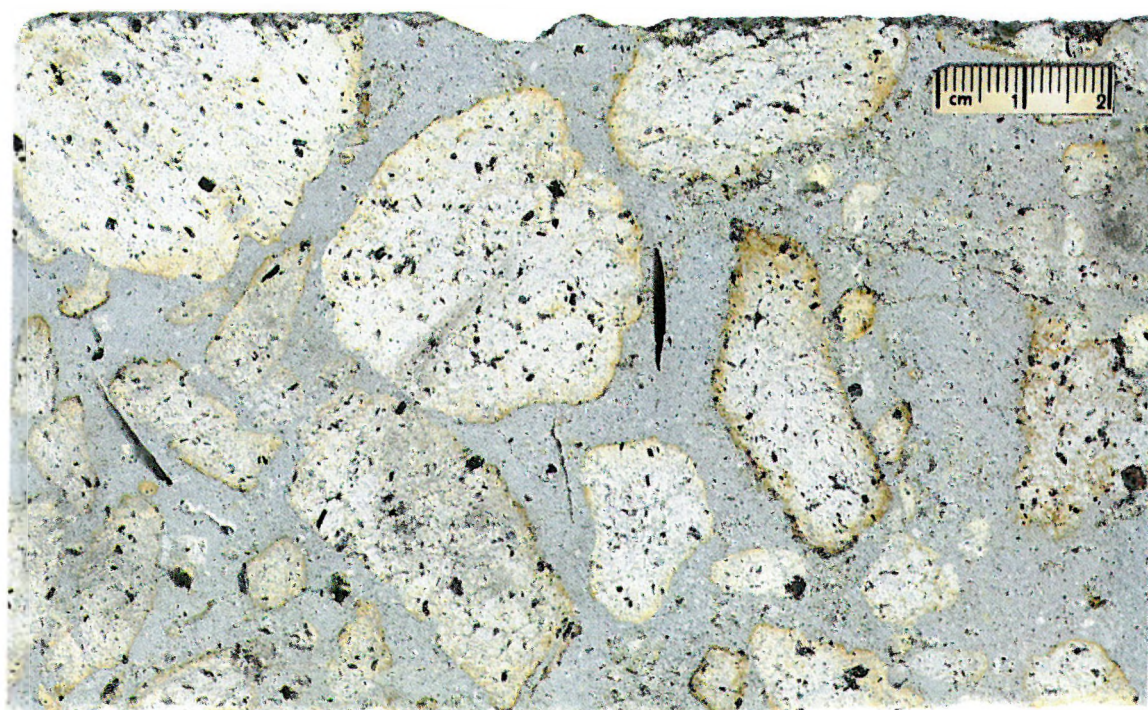
Bár ID. NOSZKY J. (1912a) már munkássága kezdetén felismerte a három tufaszintet, az egyes lelőhelyek rétegtani megítélésében nem volt mindig következetes. Nevéhez fűződik (1927) a „legintenzívebb riolittufa (középső riolittufa)” fogalmának bevezetése a Mátra—K-Cserhát területén.

Jelentős előrelépést jelentett a kérdések tisztázásában, hogy SCHRÉTER Z. (1937) kimutatta az „alsó riolittufa” hiányát a Ny-Cserhát területén.

A „középső riolittufa” korának megítélésében a vélemények eltérőek voltak: ID. NOSZKY J. (1927, 1940a), JÁMBOR Á. et al. (1966) tortonai-, VITÁLIS S. (1940) burdigalai és helvétai korúnak, BARTKÓ L. (1952) és CSEPREGHY-NÉ MEZNERICS I. (1956b) helvétai—tortonai határképződménynek tekinti. HÁMOR G. (1972) litosztratigráfiai, majd később K/Ar radiometrikus vizsgálatok alapján, a képződményt a kárpáti emeletbe sorolta.



42. ábra. A tari tufabánya látképe. Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 42. View of the tuff quarry at Tar. Photo: J. HALMAI 1977



43. ábra. Agglomerátumos tufa (Sámsonháza 10. sz. fúrás, 46,0—48,7 m). Fotó: MÓZER I.
Fig. 43. Agglomerated tuff (borehole Sámsonháza 10, 46.0—48.7 m). Photo: I. MÓZER

A képződmény közzétani besorolása is többször változott az idők folyamán. PAUL C. M.—GÖBL W. (1866) riolit- és trachittufának, BÖCKH J. (1873) tajtkőfufának, SCHAFARZIK F. (1892) dácittufának, ID. NOSZKY J. (1940a, b) riolitos dácittufának határozta meg. RAVASZNÉ BARANYAI L. (in HÁMOR G. 1972) részletes kémiai elemzések és ásványközzetani vizsgálat alapján, az összlet egészére kimutatta, hogy az dácittufa.

A közzetani és rétegtani megítélést mindenkor rendkívül nehezítették a miocén rétegsor több szintjében megjelenő, az „alsó riolittufából” áthalmazott zsinórok, betelepülések, melyeknek egyes kutatók rétegtani jelentőséget tulajdonítottak (FERENCZI I. 1939, ID. NOSZKY J. 1940a, HORUSITZKY F. 1942, VITÁLIS S. 1940). Az áthalmazás lehetőségét először KUBOVICS I. (1963b) mutatta ki.

A Tari Dácittufa Formáció elkülönítését térképezhető volta, rétegtani jelentősége indokolja.

Elnevezése a Nógrád megyei Tar községről történt. Az elnevezést PAUL C. M.—GÖBL W. (1866) és ID. NOSZKY J. (1912a) után prioritási okok, valamint az indokolja, hogy a tari Fehérkő-bánya tárja fel legjobban az összletet, fekvő és fedőképződményeivel együtt (42. ábra).

A Tari Dácittufa Formáció átlagos rétegtanosszététele 14 fűrás 419,4 fm maganyagának statisztikai értékelése alapján: portufa 14,4%, horzsaköves tufa 70,0%, agglomerátum 15,6%.

A portufa világosszürke, szürkésfehér, zöldesszürke, változó szemnagyságú, biotitos „kristálytufa”; a kvarc, kőzetüveg, biotit mellett a homokszem-nagyságú horzsakőtörmelék is elkülöníthető makroszkóposan. A kőzet gyakran teljesen — vagy csak kötőanyaga — bentonitosan bontott. Képződményei jól rétegzettek és légi szállítás vagy vízi lerakódás során osztályozottak.

A horzsaköves tufa szürkésfehér, sárgásszürke, néha limonitfestődéstől sárgásfehér színű, biotitos, sok horzsakőtörmelék tartalmazó képződmény. A horzsakövek általában 1 cm-nél nagyobbak. A legnagyobb példány mérete 15 cm (galgagutai felszíni szelvény). A horzsakőtörmelék mellett ritkán, rendszertelenül szórtan, 1—3 cm nagyságú, általában izometrikus andezitlapillik és lávafoszlányok is megfigyelhetők. A tufa vastagpados kifejlődésű és néhol enyhén ignimbritesedett.

Az agglomerátum megjelölést azokra a képződményekre alkalmaztuk, amelyekben a tufa-alapanyagban a horzsakőtörmelék mellett gyakori az andezitbomba. Ezek nagysága max. 3—5 cm. E rétegek színe általában sötétebb szürke, barnásszürke, a rétegsorban rendszertelenül, több rétegzetlen betelepülés formájában jelennek meg (43. ábra).

Figyelemre méltó, hogy a Gyulakeszi Riolittufa Formációhoz viszonyítva a Tari Dácittufa Formációban nagyobb tömegű a portufa és az agglomerátum. A különböző tufák kémiai összetételét a 32. táblázat mutatja be.

A Tari Dácittufa Formáció képződményeinek kémiai összetétele
Chemical composition of the rocks of the Tar Dacite Tuff

32. táblázat — Table 32.

| | Tar. Csevicevölgyi köfajtó (összesült dácittufa) | Tar. Csevicevölgyi köfajtó (dácittufa) | Hasznos. Hidegkúti forrás (horzsaköves dácittufa) | Galgaguta, Mártamajori árok (riolittufa) | Föti tufabánya (riodácittufa) |
|--------------------------------|---|---|--|---|----------------------------------|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| SiO ₂ | 65,86 | 64,24 | 63,56 | 64,87 | 67,46 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,27 | 0,27 | 0,19 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 16,77 | 14,49 | 14,49 | 14,40 | 14,78 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,17 | 1,64 | 2,09 | 2,24 | 1,46 |
| FeO | 0,51 | 1,73 | 0,94 | 0,39 | 1,09 |
| MnO | 0,06 | 0,12 | 0,05 | 0,03 | 0,09 |
| MgO | ny | 1,28 | 1,15 | 1,20 | 0,82 |
| CaO | 2,61 | 2,88 | 4,37 | 1,68 | 2,32 |
| Na ₂ O | 2,14 | 4,41 | 2,02 | 0,93 | 1,65 |
| K ₂ O | 3,63 | 2,62 | 3,30 | 3,36 | 3,96 |
| + H ₂ O | 4,14 | 3,63 | 4,74 | 4,74 | 1,66 |
| - H ₂ O | 3,07 | 2,32 | 3,64 | 5,81 | 3,87 |
| CO ₂ | — | ny | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,05 |
| S | — | — | — | — | — |
| | 100,20 | 99,65 | 100,67 | 99,87 | 99,48 |

Elemzők: 1. TOLNAY V. 1961., 2. JANKOVICS I.—SOHA L. NÉ 1970., 3—4. EMSZT M.—SZABADOS T. NÉ 1976., 5. Miskolci NME Ásvány- és Közzetani Tanszék

A Tari Dácittufa Formáció képződményeinek vékonycsiszolatait RAVASZNÉ BARANYAI L. vizsgálta a Tar 35., Bercel 5. és Piliny 8. sz. fúrások mintáiból. Ezek eredményei az alábbiakban foglalhatók össze:

Az azonos településű három piroklasztit-felhalmozódás vastagságát illető szembetűnő eltérés (Tar 35. sz. fúrásban 100 m; a Bercel 5. sz. fúrásban 5 m; a Piliny 8. sz. fúrásban 0,8 m) az adott területnek a kitörési centrumtól való különböző távolságával magyarázható. Ennek függvényében változik a szemcseméret is: a Tar 35. sz. fúrásban max. 3 cm-es, a Bercel 5. sz. fúrásban max. 3 mm-es, a Piliny 8. sz. fúrásban 1–2 mm-es méretű a horzsakő nagysága.

A tufa a távolabb eső berceli és pilinyi területen légi szállítású vulkáni törmelékfelhalmozódás, a Tar 35. sz. fúrásban egyes szintekben kisebb mértékű összesülésre utaló bélyegek is megfigyelhetők a tömegében szintén légi szállítású tufaösszletben.

A piroklasztitok vitro-krisztalloklastos szövetűek. A vulkáni üveg és horzsakő, valamint a kristálytöredékek aránya 75–85 és 25–15% között van. Az ásványos összetétel riodacitos jellegű. Az ásványtöredékeket intermedier plagioklász, kevés színes szilikát: biotit és kevesebb amfibol, valamint igen kevés vagy csak szórványosan megjelenő kvarc képviseli. A távolság függvényében csökken a nagyobb fajsúlyú színes szilikátok mennyisége is.

A riodacitos termékek közé történő besorolását elsősorban a kvarc kis mennyisége, illetve hiánya indokolja, a kvarcban lényegesen gazdagabb Gyulakeszi Riolituffa Formáció képződményeivel szemben. A kis mennyiségű (5%) litoklasztiként jelenlevő andezites—dacitos vulkáni törmelék szintén a dacitosba hajló közetjellegét bizonyítja.

A Piliny 8. sz. fúrás anyaga kisebb, a Bercel 5. sz. fúrás anyaga a felső szintek felé fokozottabb, a Tar 35. sz. fúrás piroklasztikus összlete egyes szintekben nagyobb mértékű bentonitosodást szenvedett. (Nagyobb mértékű montmorillonitosodás, illetve másodlagos kriptokristályos SiO₂ módosulatok egyidejű képződése.)

A Tar 35. sz. fúrás nagy vastagságú piroklasztit összletében az egyes szintekben észlelt (valószínűleg a lazább tufára korlátozó) fokozottabb bontottság egyenes arányú a karbonátosodás mértékével, valamint egyéb másodlagos ásványok, pl. opál megjelenésével. A fokozott agyagásványosodás, melyet karbonátosodás (kalcit, dolomit, helyenként sziderit), némelykor opál kísér, a tetemes vastagságú összlet posztvulkáni hidrotermális átalakulására utal. Ezt a kitörési centrumhoz közelebb eső helyzet is magyarázza. Az összlet egyes mintáin (a mélyebb szintekben szembetűnőbben) észlelt törmelékesezés a lavinaszerű tufaár mozgás közbeni megszilárdulásra utal.

A formáció képződményei szervesmaradványokat nem, szénült növénytörmelékét igen ritkán tartalmaznak. Üledékes betelepülések nem szakítják meg a rétegsort. A formáció bázisán, pl. a Tar 35. sz. fúrásban, vékonyrétegzettség és karbonátcsomók, a galgagutai felszíni szelvényben és Sámsonháza körül bentonitosan bontott sávok okozta rétegzettség vízi lerakódásra utal. Felső határán, a galgagutai szelvényben (mivel ott üledékes képződmény a közvetlen fedője) hasonló jelenség szintén megfigyelhető. A formáció tömege azonban szárazföldi környezetben leülepedett dácittufa, mely Ny felé riodacitba, andezites riodacit tufába megy át. Ez nagyerejű explozió légi úton messzire is szállított terméke. A kitörési centrumok, a szentkúti- és a Galga törésvonalak ÉNy—DK irányú hasadéakai voltak.

A formáció a Fóti Formáció vagy a Hasznosi Andezit Formáció, ennek hiányában a Garábi Slír Formáció képződményeire települ konkordánsan, éles határral. A feküvel való szoros tektogenetikai kapcsolatát bizonyítja a Nagybárkány 3. számú fúrás szelvénye, arról a tufatálp alatt 3,5 és 7,5 méterrel találjuk az első horzsakő-bombákat a Fóti Formáció képződményeibe települve.

A Tari Dácittufa Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Tar Dacite Tuff Formation

33. táblázat — Table 33

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------|---------------------------------|----------------|---------------------------------|------------------------|
| Bercel 5. | ^s M ₂ k | 18,2—33,0 | — | > 14,8 |
| Fót 1. | Q | 0,5—6,8 | ^{amα} M ₂ k | 6,3 |
| Galgaguta 1. | Q | 12,5—31,5 | ^s M ₂ k | 19,0 |
| Mátraverebély 55. | ^{pyα} M ₂ b | 225,0—281,5 | ^s M ₂ k | 56,5 |
| Mátraverebély 56. | ^{pyα} M ₂ b | 162,0—225,0 | ^s M ₂ k | 63,0 |
| Mátraverebély 122. | ^{pyα} M ₂ b | 146,1—159,4 | ^{amα} M ₂ k | 13,3 |
| Nagybárkány 3. | Q | 0,7—10,5 | ^s M ₂ k | 9,8 |
| Piliny 8. | ^{pyα} M ₂ b | 33,3—34,5 | ^s M ₂ k | 1,2 |
| Sámsonháza 6. | ^a M ₃ s | 43,4—100,0 | — | > 56,6 |
| Sámsonháza 9. | ^{pyα} M ₂ b | 75,8—106,0 | ^s M ₂ k | 30,2 |
| Sámsonháza 10. | ^a M ₃ s | 51,8—70,7 | ^s M ₂ k | 28,9 |
| Sámsonháza 12. | ^{am} M ₂ b | 89,4—97,0 | ^s M ₂ k | 7,6 |
| Sámsonháza 15. | ^{mk} M ₂ b | 103,2—112,0 | ^h M ₂ k | 8,8 |
| Tar 3. | ^{pyα} M ₂ b | 141,0—276,0 | ^{amα} M ₂ k | 135,0 |
| Tar 33. | ^{pyα} M ₂ b | 241,0—291,0 | ^s M ₂ k | 50,0 |
| Tar 35. | ^{pyα} M ₂ b | 381,0—480,5 | ^{amα} M ₂ k | 99,5 |
| Tar 39. | ^{pyα} M ₂ b | 220,3—343,5 | ^{amα} M ₂ k | 123,2 |
| Tiribes 2. | Q | 4,0—78,6 | ^s M ₂ k | 74,6 |

A formáció fedőjében néhol (Galgaguta, Litke) megtaláljuk a Főti Formáció képződményeit, másutt eróziós diszkordanciával, éles határ mentén települnek a badeni vagy szarmata vulkáni üledékes képződmények a tufára.

A formáció *vastagsága* átlagosan 40 m körüli, legvastagabb (135 m) Tar környékén (33. táblázat). *Elterjedése* a teljes kutatási területen kimutatható, nagyobb tömegben Tar, Hasznos, Jobbágyi, Sámsonháza—Márkháza, Cserhátszentiván, Kutasó, Bercel, Galgaguta, Fót környékén. Sztratotípusául a tari Fehérkő-bánya szelvényeit javasoljuk.

Az áthalmazott tufák kérdése

A terület földtani felépítésének vizsgálatában több problémát okoztak (még saját munkánk kezdetekor is) az áthalmazott tufarétegek. Ez a következőkből adódott:

- az áthalmazott tufarétegek néhol vastagok (34. táblázat),
- közetjellegeik feltűnőek (fehér szín, biotittartalom stb.),
- többször ismétlődnek a rétegsorban,
- az elsődleges fúrásdokumentációban, sőt az irodalomban is következetlen a „tufa”, „tufás”, „tufitos” megjelölések használata.

Áthalmazott tufa vastagságok **Thickness data of redeposited tuffs**

34. táblázat — Table 34

| Fúrás | Mélység | Vastagság |
|-------------------------------|--------------|-----------|
| | m | |
| Mátraverebély 4. | 38,2—40,7 | 2,7 |
| | 265,0—271,0 | 6,0 |
| Mátraverebély 79. | 130,5—136,7 | 1,7 |
| Nagybátony 67. | 170,0—175,0 | 5,0 |
| Nagybátony 151. | 237,0—238,0 | 1,0 |
| Tar 32. | 166,0—168,0 | 2,0 |
| | 191,0—193,0 | 2,0 |
| Tar 35. | 874,5—908,5 | 34,0 |
| Kisterenye 8. (Bikk-völgy) | 148,7—157,05 | 8,3 |
| Kisterenye 4. | 153,6—164,2 | 10,6 |
| Litke 17. | 22,0—22,9 | 0,9 |

Részletes vizsgálataink során ezzel szemben megállapítottuk, hogy:

— a Nagybárkány—Sámsonháza—Mátraverebély DNy-Tar—Hasznos körüli területek egy tektonikai egységhez tartoznak és a Tari Dácittufa Formáció jelenleg ott jön a felszínre, ahol ezt a morfológiai viszonyok meghatározzák. Az ennél mélyebb morfológiai helyzetű részekben (Tar—Nagybátony között, mátraverebélyi-, kisterenye—szűpataki területek) tehát nem is várható a szint megjelenése, illetve az ott megfúrt „tufák” csak egy megelőző szórás áthalmazott képződményei lehetnek,

— a „középső riolittufa”-ként leírt és nyilvántartott, az előzőekben szemelvényesen bemutatott, vastag, áthalmazott tufarétegeken kívül a rétegsor már a III. telep fedőjétől kezdve legalább 10—12 áthalmazott tufaszínort tartalmaz, melyek vastagsága 1—10 cm (44. ábra),

— az „igazi” szórt dácittufával szemben e képződmények soha nem ignimbritesedtek, minden esetben vízi szállítás és leülepedés nyomait mutatják (a lekerekített homokszemcsék, a horzsakő többnyire természetes úton flotálódott; általános az agyagásványos lebontás; gyakoriak a makrofauna töredékek és Foraminiferák),

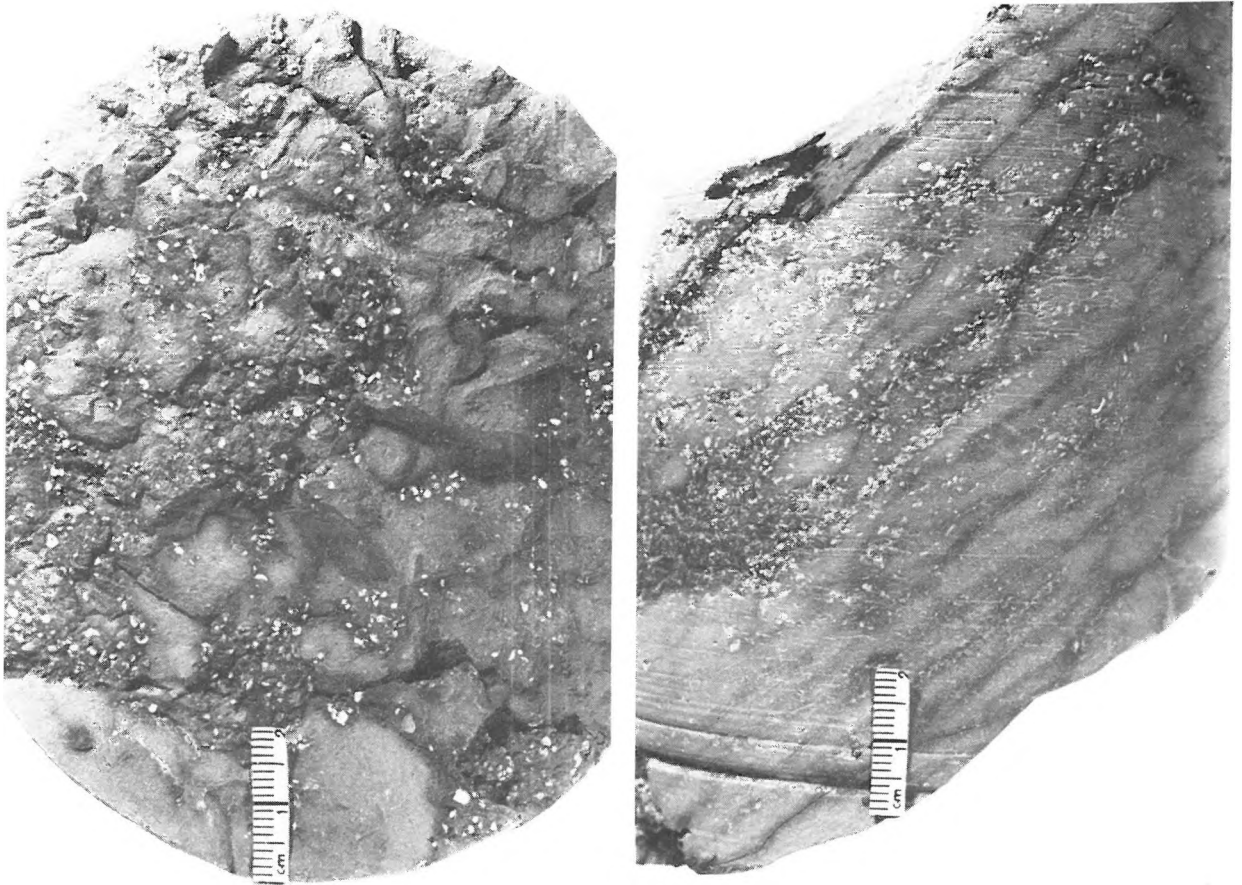
— a leírások során a „tufa”, „tufás”, „tufit” megnevezést — revíziós vizsgálataink szerint — túlságosan tág határok között alkalmazták a (tufaeredetű anyagot egyáltalán nem tartalmazó) mikrorétegzett-, a bentonitosodott-, néha a glaukonittartalmú képződményekre és minden esetben a biotittartalmú képződményekre.

Következtetések:

1. Nem zárjuk ki teljesen a többszöri gyenge vulkáni működés lehetőségét, egyetértve KUBOVICS I. et al. (1971) megállapításával. Ennek feltételezése esetén azonban — logikusan — a peremeken feltételezhető kitérés helyeken és környékén kellene gyakrabban találkozunk e pőfögések nyomaival. A valóságban azonban e „tufanyomok” a medence belsejében gyakoribbak, a peremek felé ritkábbak.

2. Az általunk valószínűbbnek tartott áthalmazást az említettek túl a következők bizonyítják:

— a tufa általában az Egyházasgergei Homokkő Formációban és a Garábi Slír Formációban kimutatható középciklusok bázisa táján jelenik meg, illetve dúsul fel. Ezt a tényt a szakaszos besüllyedéshez kapcsolódó



44. ábra. Áthalmazott riolittufa aleuritós agyagban (Mátraverebély 122. sz. fúrás, 249,8 m). Fotó: PELLÉRDY

Fig. 44. Redeposited rhyolite tuff in silty clay (borehole Mátraverebély 122, 249.8 m). Photo: PELLÉRDY

transzgressziós lépcsők újabb térhódításával, illetve a peremeken meglévő „alsó riolittufa” újabb és újabb tömegének abrázíójával magyarázzuk. Ezt támasztja alá, hogy a Gyulakeszi Riolittufa Formáció eredeti elterjedési körzetében gyakoriak az áthalmazott tufás képződmények, ahol ez hiányzott — pl. a Galga-völgytől Ny-ra —, ott még kivételként sem ismerünk ilyet.

— figyelemre méltó, hogy a legvastagabb áthalmazott tufás sorozat a legerősebb beszakadás, illetve transzgresszió képződményeiben, az Egyházasgergei Homokkő Formációban található.

— ezek részletes vizsgálata még egy érdekes tényre hívta fel a figyelmet: az abrázíó nem csak az „alsó riolittufát”, hanem a fekvő vepori kristályos aljzathoz tartozó szericitpalát, kloritpalát is elérte. Ezt bizonyítja a kloritpala-törmelék felismerése az áthalmazott tufákban, szemnagyságának csökkenése É-ről D felé (Kisterenye környékén 3—4 cm, Tar 35. sz. fúrás körül 0.3—0,5 cm) és az, hogy a transzgressziós durvaszemű homokkövek glaukonitjainak jelentős részéről kiderült, hogy kloritpala-törmelékről van szó.

— közvetett tapasztalatunk — melyet a Mecsek hegységi hasonló problémák megoldásakor szereztünk —, hogy az üledékgyűjtőben gyorsan leülepedő szórt vulkáni anyag nem változtatja meg a rétegsor Foraminifera-spektrumát; az áthalmazódó, oldódó vulkáni törmelék viszont a víz kémiai összetételének és zagyviszonyainak megváltoztatásával alapvetően befolyásolja a fauna-asszociációt. A III. mellékleten látható, hogy az áthalmazott tufa megjelenése táján a Foraminifera fajszaám következetesen lecsökken.

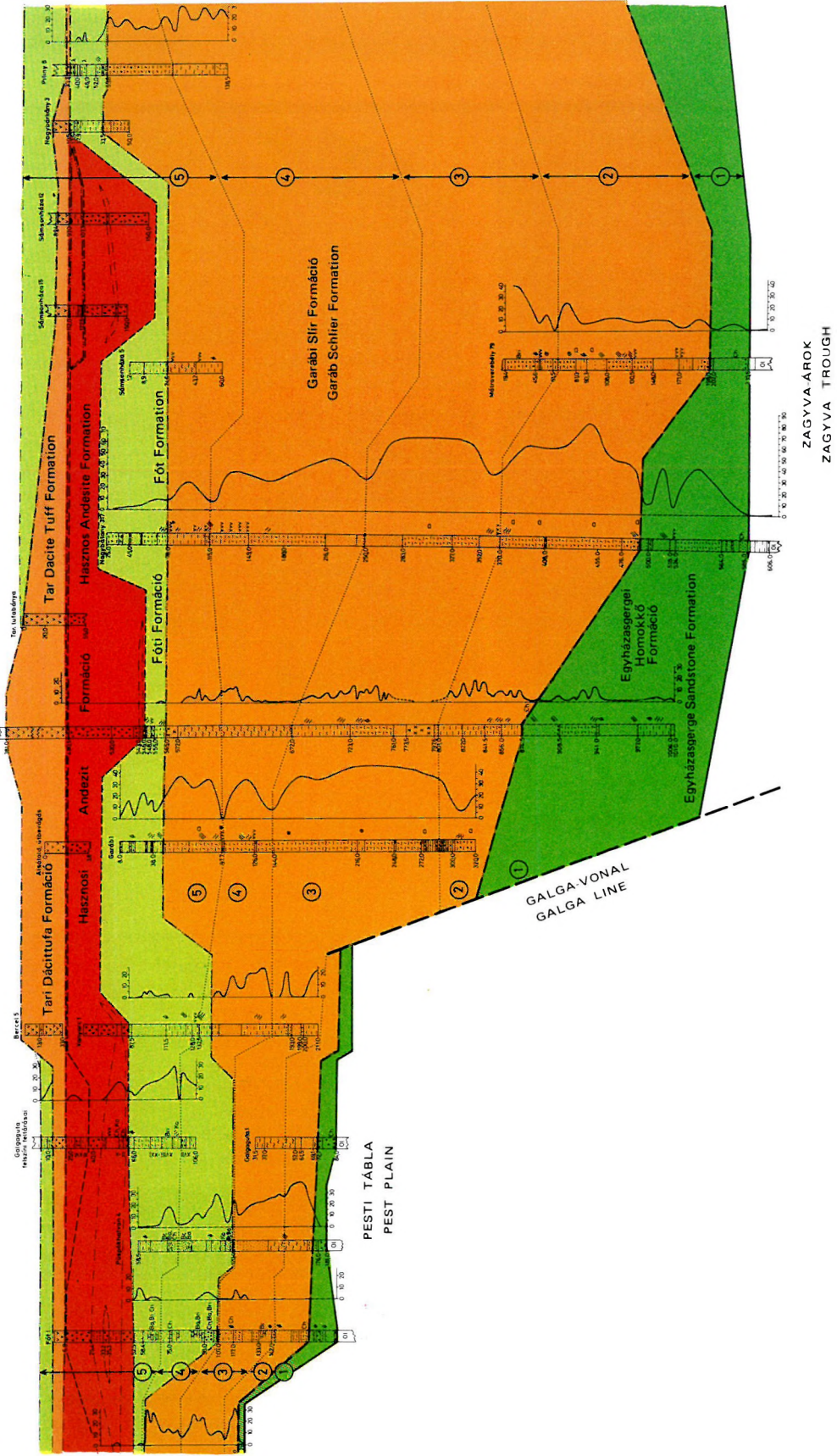
— a folyamatos vulkáni működés feltételezése ellen közvetett bizonyítéknak tekinthető, hogy a Középső-Paratethys területén a kárpáti időszakából ilyen jelenséget még nem mutattak ki.

A litosztratigráfiai, tektonikai és vulkanológiai értékelést tehát nem zavarhatja a kérdés eldöntetlensége. Bár nem zárható ki teljesen időközi vulkáni működés lehetősége, vizsgálataink elegendő bizonyítékot szolgáltatnak a Tari Dácittufa Formáció elhatárolására, a vulkáni paroxizmus térbeli és időbeli lehatárolására és képződményeinek a szerkezetföldtani elemzéseknél történő eredményes felhasználására.

A kárpáti emeletbe tartozó formációk litológiáját, üledékciklusait, valamint települési helyzetét a IV. mellékleten és a 45. ábrán foglaltuk össze.

DNY-SW

ÉK-NE

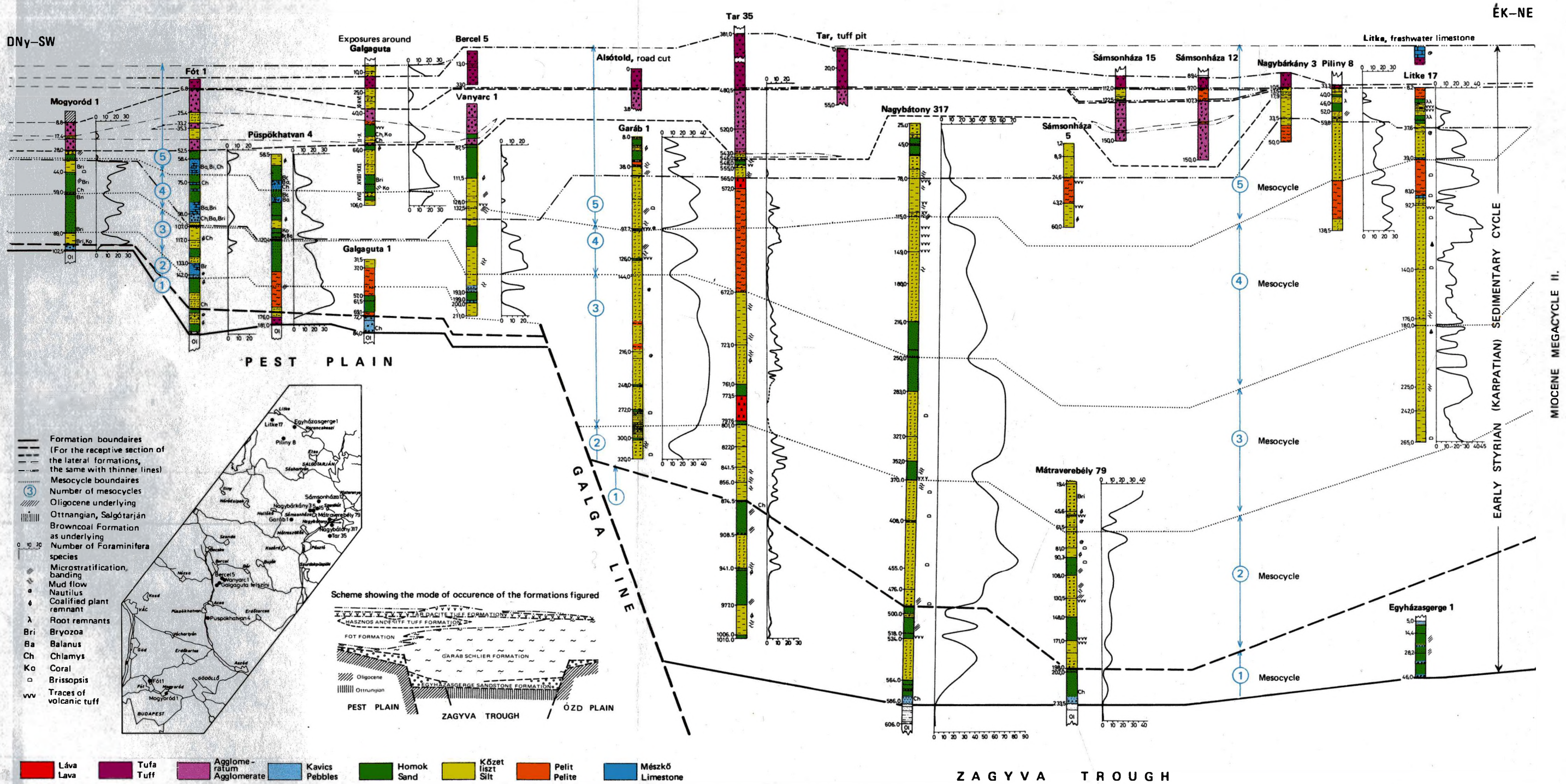


45. ábra. A kárpáti formációk települési helyzete
 Fig. 45. Mode of superposition of Karpatian formations

A kárpáti korú formációk litológiája és üledékciklusai a nógrád-cserhádi területen

Lithologies and sedimentary cycles of the Karpatian beds in the Nógrád-Cserhát area

(plotted by G. Hámor, 1978)



Lajtai Formációcsoport

A formációcsoport keretében tárgyaljuk a Tari Dácittufa Formáció és a szarmata édesvízi vagy brakkvízi formációk között elhelyezkedő marin üledékes és változatos kifejlődésű magmás (vulkáni) képződményeket.

A terület fontosabb litosztratigráfiai egységeit már az első bécsi felvétel idején FOETTERLE F.—RACKIEWICZ M. (1866), ANDRIAN F. (1867), STACHE G.—BÖCKH J. (1865) elkülönítették: bazalt, trachit, andezites trachit (= mai andezitek) és klasztitjaik, lajtamészko és „hernalser Tegel”. A települési sorrend megítélése szerzőnként változott a vizsgált területtől függően. Ma már tudjuk, hogy nehézségeiket a morfológiai viszonyok statikus szemlélete, az üledékes és vulkáni képződmények váltakozása és térbeli összefogazódása okozta. A települési helyzet tisztázásában úttörő jelentőségű SCHAFARZIK F. (1892) és VITÁLIS I. (1915) munkája, akik megállapították, hogy az andezit a lajtamészko rétegei közé települ.

A formációcsoport rétegtani megítélése a kezdeti időktől eléggé következetes. Már SZABÓ J. (1858b) megállapította a lajtamészko és a „trachit” egyidejűségét. E véleményét HINTERHUBER O. (1866) is megerősítette és a képződményeket a tercierbe sorolták. BÖCKH J. (1866) a „lajtamészko emelet” helyét a felső-mediterránban jelölte ki és megállapította, hogy fedőjét a „Cerithium emelet” képezi. ID. NOSZKY J. (1912a) szintén a felső-mediterránban, majd később (1940a) az újabb neogén rétegtani skálának megfelelően a tortonai emelet „alsó tortonai vulkános csoportja”-ba, illetve a „felsőtortonai transzgressziós lajtamészko csoport”-ba sorolta a képződményeket. BARTKÓ L. (1962) alsó-tortonai „alsóbb, homokos-agyagos csoport”-ot és „felső-tortonai „felsőbb mészköves összlet”-et különített el.

A biosztratigráfiai vizsgálatok általában a felső-mediterránban, tortonaiba sorolják a rendkívülien gazdag faunájú üledékeket, a további rétegtani tagolás lehetőségének említése nélkül (STRAUSZ L. 1923, 1925, 1928, 1929; BOGSCH L. 1936, 1943a, b, c; CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1954). MAJZON L. (1936) Foraminifera vizsgálatai során először merült fel – akkor is csak a Nógrádszakál környéki tortonai képződményekre vonatkozóan – az alsó-tortonai alemelet elkülönítése.

A nógrád–cserháti területen végzett részletes felvételi munka, fúrasi és felszíni alapszelvények vizsgálata és kiértékelése eredményeképpen öt formációra tagoltuk a szóbanforgó képződménysort, megállapítottuk rétegsorrendjüket, települési helyzetüket és kísérletet teszünk bio- és kronosztratigráfiai tagolásukra. A formációk a következők:

Nógrádszakáli Marga Formáció, Sámsonházi Formáció, Mátrai Vulkanit Formáció, Rákosi Lajtamészko Formáció, Szilágyi Agyagmarga Formáció.

Nógrádszakáli Marga Formáció

A Szakál, Ludány körüli, trachittufa és konglomerátum alatt települő tengeri homokokra és homokkövekre már HINTERHUBER O. (1866) felhívta a figyelmet és megállapítja a „lajtamészko-szint”-be tartozásukat. ID. NOSZKY J. (1912a) felső-mediterrán korú, látszólag még slírszerű márgát említ a „pilinyi rétegekben az Ipolynál” az andezit alatt, megjegyezve, hogy a Cserhátban hasonló képződmények minden esetben az andezit felett jelennek meg. STRAUSZ L. (1925) szerint a szakáli képződmény „feltűnően hasonlít a badeni agyaghoz”. BOGSCH L. (1935, 1936) a „nógrádszakáli tufás márga”-t a lajtamészko „párhuzamos elterjedésű” képződményének tartja és korát tortonainak határozza meg gazdag faunája alapján. Lelőhelyének Foraminiferái alapján MAJZON L. (in BOGSCH L. 1936) a képződményeket az alsó-tortonai alemeletbe sorolja. BARTKÓ L. (1962) a nógrádi-medence területére általánosítja elterjedésüket az alsó-tortonai „alsóbb, homokos, agyagos csoport”-jaként.

A Nógrádszakáli Marga Formáció elnevezése az észak-magyarországi Nógrádszakál községről (Nógrád megye) történt. A formáció elkülönítését prioritási okok (BOGSCH L. 1935) litológiai egyveretűsége, gazdag makrofaunája, jellegzetes benthosz Foraminifera faunája és nannoplanktonja indokolja.

A formáció sztratotípusául a nógrádszakáli Bertece-patak völgyének a községen áthúzódó részét és ezt kiegészítendő, a Nógrádszakál 2. sz. fúrás 87,7–195,0 m közötti szakaszát jelöljük ki.

A Nógrádszakáli Marga Formációt általában szürke, molluszkás agyagmarga (46. ábra), finomhomokos, korallós–molluszkás–heterosteginás márga (47. ábra), finomhomokos, csillámos aleurit, agyagos finomszemű homok képződmények alkotják.

A formáció rétegtani összetétele egy fúrás 90,1 fm maganyagának statisztikus értékelése alapján: agyagmarga, márga 42,8%, kőzetliszt 34,2%, homok 23,0%.

Az általában pelites, finomszemű üledékes képződményeket két helyen andezittörmelék betelepülés tarkítja, az alsóban a max. szemnagyság 15 cm, a felsőben 1–2 cm. A képződmények általában vastagpadosak, jól rétegzettek. A formáció alsó harmadában sávós rétegzettség is megfigyelhető.

A formáció szerves maradványait a felsőbb részen elsősorban található szénült növénymaradvány-törmeléken kívül, Lithothamnium-, Amussium-, Venus-, Turritella-, korall-, Dentalium-, ritkábban Aturia-félék képviselik.



46. ábra. Molluszkás márga (Bertece-patak völgye). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 46. Molluscan marl (valley of Bertece rivulet). Photo: PELLÉRDY

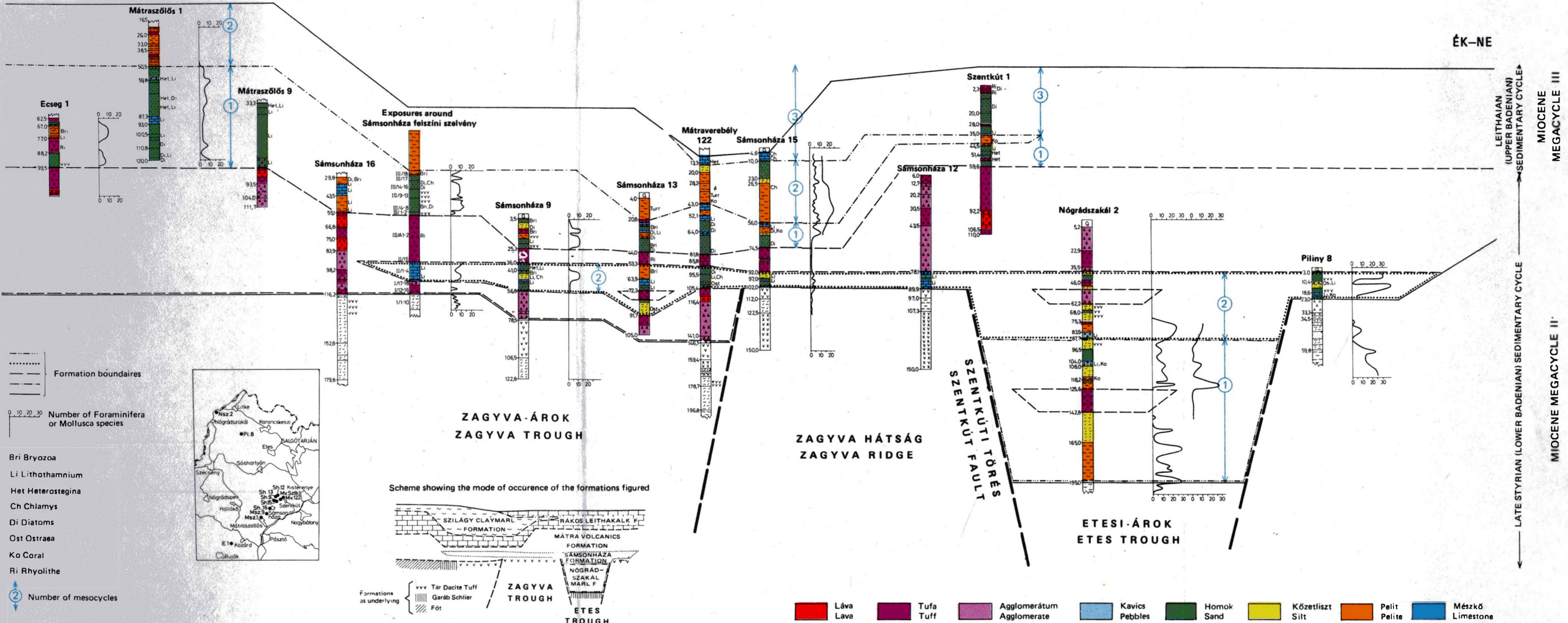


47a. ábra. Heterosteginás, molluszkás, finomhomokos márga (Nógrádszakál 2. sz. fúrás, 121,2 m). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 47a. Fine-sandy marl with Heterostegina and Mollusca (borehole Nógrádszakál 2, 121.2 m). Fotó: PELLÉRDY

Bádeni korú formációk litológiája és üledékciklusai a nógrád-cserhádi területen
Lithologies and sedimentary cycles of the Badenian beds in the Nógrád-Cserhát area
 (plotted by G. Hámor, 1978)

DNY-SW

ÉK-NE



Lajtai Formációcsoport

A formációcsoport keretében tárgyaljuk a Tari Dácittufa Formáció és a szarmata édesvízi vagy brakkvízi formációk között elhelyezkedő marin üledékes és változatos kifejlődésű magmás (vulkáni) képződményeket.

A terület fontosabb litosztratiográfiai egységeit már az első bécsi felvétel idején FOETTERLE F.—RACKIEWICZ M. (1866), ANDRIAN F. (1867), STACHE G.—BÖCKH J. (1865) elkülönítették: bazalt, trachit, andezites trachit (= mai andezitek) és klasztitjaik, lajtamészko és „hernalser Tegel”. A települési sorrend megítélése szerzőnként változott a vizsgált területtől függően. Ma már tudjuk, hogy nehézségeiket a morfológiai viszonyok statikus szemlélete, az üledékes és vulkáni képződmények váltakozása és térbeli összefogazódása okozta. A települési helyzet tisztázásában úttörő jelentőségű SCHAFARZIK F. (1892) és VITÁLIS I. (1915) munkája, akik megállapították, hogy az andezit a lajtamészko rétegei közé települ.

A formációcsoport rétegtani megítélése a kezdeti időktől eléggé következetes. Már SZABÓ J. (1858b) megállapította a lajtamészko és a „trachit” egyidejűségét. E véleményét HINTERHUBER O. (1866) is megerősítette és a képződményeket a tercierbe sorolták. BÖCKH J. (1866) a „lajtamész emelet” helyét a felső-mediterránban jelölte ki és megállapította, hogy fedőjét a „Cerithium emelet” képezi. ID. NOSZKY J. (1912a) szintén a felső-mediterránba, majd később (1940a) az újabb neogén rétegtani skálának megfelelően a tortonai emelet „alsó tortonai vulkános csoportját”-ba, illetve a „felsőtortonai transzgressziós lajtamészko csoport”-ba sorolta e képződményeket. BARTKÓ L. (1962) alsó-tortonai „alsóbb, homokos-agyagos csoport”-ot és „felső-tortonai „felsőbb mészköves összlet”-et különített el.

A biosztratiográfiai vizsgálatok általában a felső-mediterránba, tortonaiába sorolják a rendkívülien gazdag faunájú üledékeket, a további rétegtani tagolás lehetőségének említése nélkül (STRAUSZ L. 1923, 1925, 1928, 1929; BOGSCH L. 1936, 1943a, b, c; CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1954). MAJZON L. (1936) Foraminifera vizsgálatai során először merült fel – akkor is csak a Nógrádszakál környéki tortonai képződményekre vonatkozóan – az alsó-tortonai alemelet elkülönítése.

A nógrád–cserhádi területen végzett részletes felvételi munka, fúrási és felszíni alapszelvények vizsgálata és kiértékelése eredményeképpen öt formációra tagoltuk a szóbanforgó képződménysort, megállapítottuk rétegsorrendjüket, települési helyzetüket és kísérletet teszünk bio- és kronosztratiográfiai tagolásukra. A formációk a következők:

Nógrádszakáli Marga Formáció, Sámsonházi Formáció, Mátrai Vulkanit Formáció, Rákosi Lajtamészko Formáció, Szilágyi Agyagmarga Formáció.

Nógrádszakáli Marga Formáció

A Szakál, Ludány körüli, trachittufa és konglomerátum alatt települő tengeri homokokra és homokkővekre már HINTERHUBER O. (1866) felhívta a figyelmet és megállapítja a „lajtamészko-szint”-be tartozásukat. ID. NOSZKY J. (1912a) felső-mediterrán korú, látszólag még slírszerű márgát említ a „pilinyi rétegekben az Ipolynál” az andezit alatt, megjegyezve, hogy a Cserhátban hasonló képződmények minden esetben az andezit felett jelennek meg. STRAUSZ L. (1925) szerint a szakáli képződmény „feltűnően hasonlít a badeni agyaghoz”. BOGSCH L. (1935, 1936) a „nógrádszakáli tufás márga”-t a lajtamészko „párhuzamos elterjedésű” képződményének tartja és korát tortonainak határozza meg gazdag faunája alapján. Leőhelyének Foraminiferái alapján MAJZON L. (in BOGSCH L. 1936) a képződményeket az alsó-tortonai alemeletbe sorolja. BARTKÓ L. (1962) a nógrádi-medence területére általánosítja elterjedésüket az alsó-tortonai „alsóbb, homokos, agyagos csoport”-jaként.

A Nógrádszakáli Marga Formáció elnevezése az észak-magyarországi Nógrádszakál községről (Nógrád megye) történt. A formáció elkülönítését prioritási okok (BOGSCH L. 1935) litológiai egyveretősége, gazdag makrofaunája, jellegzetes benthosz Foraminifera faunája és nannoplanktonja indokolja.

A formáció sztratotípusául a nógrádszakáli Bertece-patak völgyének a községen áthúzódó részét és ezt kiegészítendő, a Nógrádszakál 2. sz. fúrás 87,7–195,0 m közötti szakaszát jelöljük ki.

A Nógrádszakáli Marga Formációt általában szürke, molluszkás agyagmarga (46. ábra), finomhomokos, korallós—molluszkás—heterosteginás márga (47. ábra), finomhomokos, csillámos aleurit, agyagos finomszemű homok képződmények alkotják.

A formáció rétegösszetétele egy fúrás 90,1 fm magyagának statisztikus értékelése alapján: agyagmarga, márga 42,8%, kőzetliszt 34,2%, homok 23,0%.

Az általában pelites, finomszemű üledéksort két helyen andezittörmelék betelepülés tarkítja, az alsóban a max. szemnagyság 15 cm, a felsőben 1–2 cm. A képződmények általában vastagpadosak, jólrétegzettek. A formáció alsó harmadában sávós rétegzettség is megfigyelhető.

A formáció szerves maradványait a felsőbb részen elsősorban található szénült növénymaradvány-törmeléken kívül, Lithothamnium-, Amussium-, Venus-, Turritella-, korall-, Dentalium-, ritkábban Aturia-félék képviselik.

47a
Fig

A gazdag Foraminifera együttesben a Globigerina-, Amphistegina-félék, a *Hopkinsina szakalensis* MAJZON és az *Uvigerina macrocarinata* PAPP—TURNOVSKY fajok rétegtani értékűek. A formáció felső harmadában csökkenő sótartalmat jelez a rotaliás—elphidiumos—nonionos faunaegyüttes. A formáció nannoplanktonját NAGYMAROSI A. vizsgálata szerint a 35. táblázaton adjuk.

A formáció Bertece völgyéből származó növénymaradványai PÁLFALVY I. szerint:

Equisetum parlatorii (HEER) SCHIMP., *Platanus platanifolia* (ETT.) KNOBL., *Parrotia pristina* (ETT.) STUR., *Zelkova zelkovae-folia* (UNG.) BÜZ. et KOTL., *Quercus* sp., *Castanea atavia* UNG., *Populus populina* (A. BR.) KNOBL., *Populus* sp. Nógrádszakálról a Szontágh-féle gyűjtésből *Magnolia* sp., *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN, *Daphnogene* sp., *Laurus* sp., *Laurophyllum* sp., *Ulmus* sp., *Carpinus grandis* UNG., *Quercus* cf. *libani* OLIV., *Carya* cf. *serraefolia* (GOEPP.) KR., *Phoenicites* sp. került elő.

A formáció Foraminiferáit a 36., makrofaunáját a 37. táblázat mutatja be.

A formáció képződményei tengeri, partközeli—nyíltvízi kifejlődésűek. A fauna-asszociációk alapján képződési mélysége 60—80 méterre tehető. Keletkezését az újstájer orogén fázis során ismételtlen beszakadt Etesi-árok területére behatoló ingresszióval magyarázzuk.

A Nógrádszakáli Marga Formáció a kutatási területtől ÉÉK-re az Ipoly-völgyében és az Etesi-árok területén látszólag konkordánsan települ a Garábi Slír Formációra. Alsó határát a *Hopkinsina szakalensis* és az *Uvigerina macrocarinata* első fellépése, valamint a gazdag mediterrán típusú makrofauna megjelenése jelzi. Felső határát a fedő Sámsonházai Formáció baziskonglomerátuma, a formáció faunaszegény felső rétegei után ismételtlen megjelenő fajgazdag Foraminifera együttes jelzi. Laterális átmenetét a Mátrai Vulkanit Formációba bizonyítja a Nógrádszakál 2. sz. fúrás szelvénye. Feltehető ilyen átmenet a Sámsonházai Formáció felé is, de jelenlegi feltártsági viszonyok mellett ez nem bizonyítható.

A formáció vastagsága a fúrasi adatok alapján mintegy 90 m (38. táblázat). *Elterjedése* magyar területen az Etesi-árok ÉNy-i részére korlátozódik. Ösföldrajzi kapcsolatai DDNy-i irányban a Mátraverebély—Szentkút területéig valószínűsíthetők, É felé Dél-Szlovákia területén az Ipoly-medencében bizonyítottak.

A formáció felszíni alapszelvénye a ma már nehezen hozzáférhető Bertece-patak völgye Nógrádszakál község belterületén. Fúrasi alapszelvénye a Nógrádszakál 2. számú fúrásban jelölhető ki, amely a Párizs-patak völgyében mélyült a vasútvonal mellett (V. melléklet).

A Nógrádszakáli Marga Formáció nannoplanktonja
Nannoplankton of the Nógrádszakál Marl Formation

35. táblázat — Table 35

| Faj — Species | Nógrádszakál | | |
|-------------------------------------|-------------------|--------------|-----------|
| | felszíni feltárás | 2. sz. fúrás | |
| | | 122,0—123,0 | 93,0—95,0 |
| m | | | |
| <i>Reticulofenestra minuta</i> | × | | × |
| — <i>pseudoumbilica</i> | × | × | |
| <i>Coccolithus pelagicus</i> | | × | × |
| <i>Rhabdosphaera pannonica</i> | | × | |
| <i>Discolithus multiporus</i> | | × | |
| <i>Helicopontosphaera kamptneri</i> | × | | |
| — <i>wallichi</i> | × | | × |
| <i>Sphaenolithus heteromorphus</i> | × | × | |
| — <i>moriformis</i> | × | × | |
| <i>Micrantholithus vesper</i> | × | | |
| <i>Braarudosphaera bigelowi</i> | × | | |
| <i>Discoaster adamauteus</i> | × | × | |
| — <i>exilis</i> | × | × | |
| — <i>formosus</i> | | × | |
| — <i>lautus</i> | × | × | |
| — <i>musicus</i> | | × | |
| — <i>trinidadensis</i> | × | | |
| — <i>variabilis</i> | × | | |
| <i>Lithostromation triangularis</i> | | × | |
| <i>Cricolithus jonesi</i> | × | | |
| <i>Holodiscolithus macroporus</i> | × | | |

A bádeni formációk Foraminiferái
Foraminiferal fauna of Badenian formations

36. táblázat — Table 36

| Fajok — Species | Formációk | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|---|----------------------------------|--------------------------------|---|--|--|--|---------------------------|--|---------------------------------------|---|-------------------------------|--|---|-----------------------------------|--|---|
| | Nógrád- szakáli | | Sámsönházi | | | | | Rakosi Lajtamészke | | | | | Szilágyi Agyagmárga | | | | |
| | Nógrádszakál 2. sz. fúrás 87,7—125,6 m 142,8—195,0 m | Nógrádszakál, felszíni felírások | Piliny 8. sz. fúrás 3,0—23,0 m | Nógrádszakál 2. sz. fúrás 38,5—50,0 m, 62,2—87,7 m | Sámsönházi alapszelvény I: I. szakasz 19—20., II. szakasz 1—4 | Sámsönháza 9. sz. fúrás 36,0—56,8 m | Sámsönháza 15. sz. fúrás 92,0—103,0 m | Matraverébély—Meszes-tető | Sámsönházi alapszelvény III. szakasz 1—18 | Sámsönháza 9. sz. fúrás 3,5—25,5 m | Sámsönháza 15. sz. fúrás 4,6—10,0 m, 56,0—74,5 m | Garáb 1. sz. fúrás 9,7—22,4 m | Mátraszőlős 1. sz. fúrás 50,5—120,0 m | Mátraszőlős 9. sz. fúrás 33,3—81,9 m | Ecség 1. sz. fúrás 62,5—99,5 m | Sámsönháza, Várhegyel szemközti oldal, Mogyorosziától DK-re | Sámsönháza 15. sz. fúrás 10,0—56,0 m |
| Reophax noti | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| Spiroplectamina carinata | x | x | x | x | | | | | | | | | x | | | | x |
| — mariae | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — deperdita | x | x | | | | | | x | | | | | | | | | x |
| Textularia agglutinans | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| Quinqueloculina seminula | | x | | x | x | | | x | | x | | | | | | | x |
| — nussdorfensis | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — ackneriana | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — buchiana | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — longirostra | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — schreibersii | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — boueana | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — badenensis | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — ungeriana | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — contorta | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — excavata | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — schroeckingeri | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — costata | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — laevigata | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — pulchella | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| Spiroloculina tenuis | x | x | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — excavata | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — canaliculata | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — celata | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Hauerina ornatissima | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| Triloculina consobrina | x | | x | x | | x | | | | x | | | | | | | |

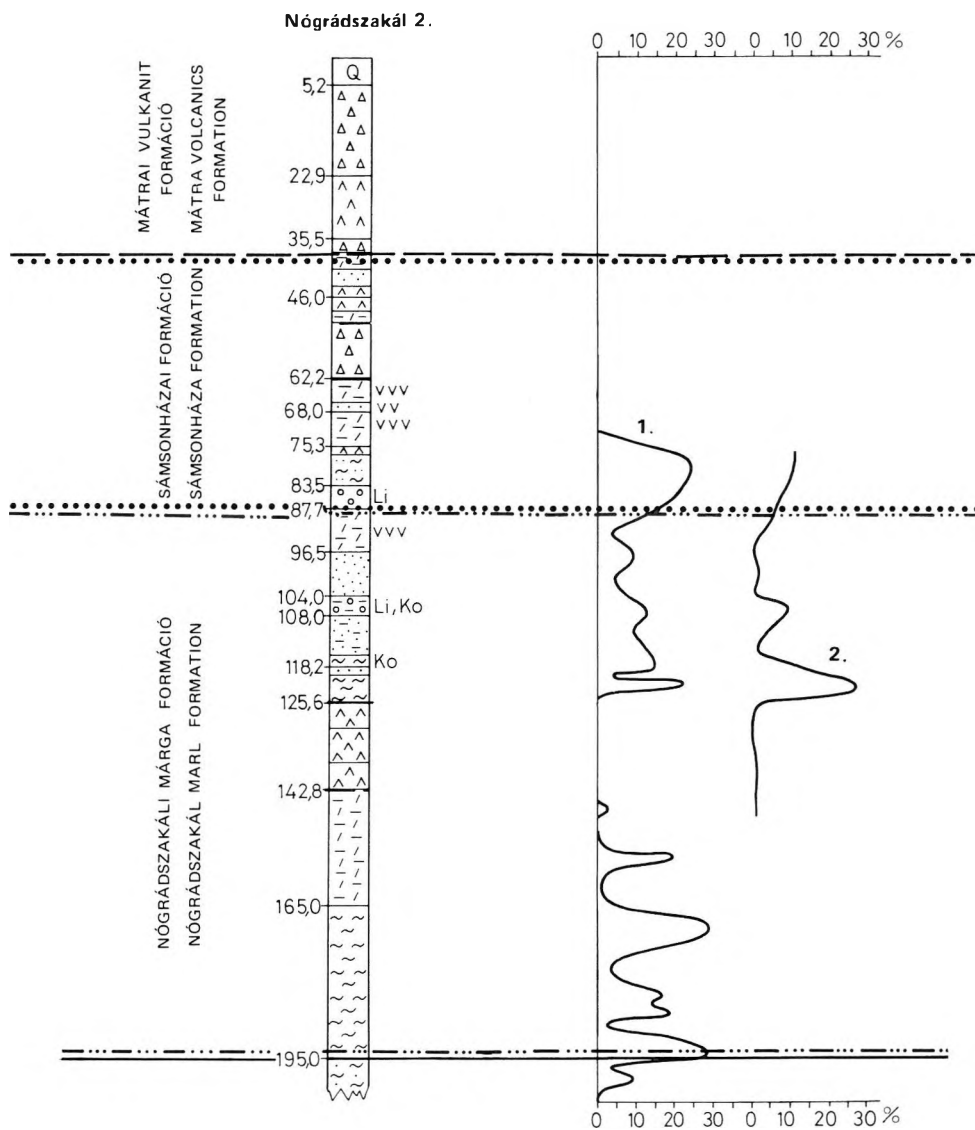
| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|--------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Triloculina gibba</i> | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>inflata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>trigonula</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>auberiana</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>tricarinata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>nodosaroides</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>gracilis</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Robulus inornatus</i> | x | x | x | x | x | | | | x | | | | x | | x | | x |
| — <i>dubius</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>convergens</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>echinatus</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>cultratus</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | x | | | |
| — <i>crassus</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>calcar</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>imperatorius</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>rotulatus</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>paulae</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>septentrionalis</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>vortex</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Planularia heléna</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Marginulina subaculeata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>ackneriana</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>glabra</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>spinulosa</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>echinata</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>bekmi</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>dingdeni</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>cristellaroides</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Dentalina adolphina</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>consobrina</i> | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>elegans</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>acuta</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>communis</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>fissicostata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>pauperata</i> | x | x | x | x | x | | | | | | | | x | | x | | |
| — <i>vertebralis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|--------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Dentalina punctata</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Nodosaria proxima</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>hispida</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>longiscata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>raphanistrum</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Saracenaria latifrons</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>arcuata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Fronicularia laevigata</i> | x | | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>inaequalis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>reussi</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Lagena striata</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>marginata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>costata</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Guttulina problema</i> | x | x | x | x | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>communis</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>austriaca</i> | | | | | | | | | | | | | x | | | | x |
| — <i>rugosa</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Globulina gibba</i> | x | x | | x | | | | | | | x | | x | | | | x |
| — <i>spinosa</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Dimorphina variabilis</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Glandulina discreta</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>laevigata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Polymorphina sororia</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>acuta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Nonion boueanum</i> | x | | x | x | x | | | | | | x | x | x | | x | | x |
| — <i>umbilicatum</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>commune</i> | | x | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>depressulum</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>soldanii</i> | x | | x | x | | | | | | | | | | | x | | x |
| — <i>tuberculatum</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | | |
| — <i>granosum</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Nonionella turgida</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Astrononion stelligerum</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Elphidium crispum</i> | x | x | | | x | | x | | x | | x | | x | x | x | | |
| — <i>flexuosum</i> | x | | | | | | | | | | | x | | | x | | x |
| — <i>striatopunctatum</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Elphidium macellum</i> | | x | | x | | | | | x | | | | x | | | | x |
| <i>Heterostegina costata</i> | | x | | x | | | | x | | | | | | x | x | | |
| — simplex | | x | | | | | | | | | | | | x | x | | |
| <i>Borelis rotella</i> | | | | | | | | | | | | | x | | | | |
| — melo | | | | x | x | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Plectofrondicularia diversicostata</i> | x | | x | x | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Amphimorphina haueriana</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Bulimina affinis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — inflata | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — buchiana | x | | x | | x | x | | | | x | | | | | | | |
| — aculeata | | x | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — pupoides | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — elongata | x | | x | | | | | | | | | | | | x | | |
| — ovata | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Entosolenia orbignyana</i> | x | | | x | x | | | | | | | | | | | | |
| — marginata | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> | x | x | x | x | x | x | | | | x | | | x | | | | x |
| <i>Bolivina plicatella</i> | x | | | | x | x | | | | x | | | | | x | | |
| — pseudoplicata | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — dilatata | x | | x | x | x | x | | | x | x | | | x | | x | | |
| — antiqua | | | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — nobilis | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — punctata | x | | | | x | | | | | | | | | | | | x |
| — suteri | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — arta | x | | x | x | | | | | x | | | | x | | x | | |
| — scalprata | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — scalprata var. miocenica | | | | | | | x | | x | | | | | | | | x |
| <i>Loxostomum digitale</i> | x | | | x | x | x | | | | x | | | x | | | | x |
| <i>Reussella spinulosa</i> | | | | x | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Uvigerina macrocarinata</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — urnula | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — semiornata | | | | | | | | x | | | | | | | | | |
| — tenuistriata | x | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — pauperata | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — graciliformis | | | | | x | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Uvigerina pygmoides</i> | | | | x | | | | | x | | | | | | x | | x |
| <i>Hopkinsina szakalensis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>bononiensis</i> | | | | | | | | | x | | | | x | | | | |
| <i>Angulogerina angulosa</i> | x | | x | | x | | | | | | | | x | | | | x |
| <i>Trifarina bradyi</i> | x | | | x | | x | | | | x | | | | | | | x |
| <i>Discorbis rosacea</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>globularis</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Gyroidina gigardana</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>soldanii</i> | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Eponides haidingerii</i> | x | x | x | x | x | | | | x | | | | | | | | x |
| — <i>hauerii</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>tenera</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>oblonga</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>schreibersii</i> | x | x | x | | x | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>praecinctus</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pulvinulina oblonga</i> | | | x | | x | | | | | | | | | | | | |
| <i>Rotalia beccarii</i> | x | x | x | x | x | | x | | x | | x | x | x | | x | | x |
| — <i>papillosa</i> | x | x | | x | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>dilatata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>calcar</i> | x | | | x | | | | | | | | | x | | | | x |
| <i>Epistomina elegans</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Siphonina reticulata</i> | | | | x | | | | | x | | | | | | | x | |
| <i>Cancris auriculus</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Baggina gibba</i> | | | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Asterigerina planorbis</i> | x | | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x | x | x | | x |
| <i>Amphistegina lessoni</i> | | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>haueriana</i> | x | | | x | x | | | x | | | | | x | | | | |
| <i>Ceratobulimina contraria</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cassidulina crassa</i> | x | x | x | x | x | | | | x | | | | x | | | | x |
| — <i>subglobosa</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cassidulinoides bradyi</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ehrenbergina serrata</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pullenia bulloides</i> | x | x | | x | x | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>quinqueloba</i> | | x | | x | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Globigerina inflata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>praebulloides</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. |
|---------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Globigerina falonensis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — juvenilis | x | | | x | | | | | | | | | | | x | | x |
| — regularis | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — concinna | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — quinqueloba | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — microstoma | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — eggeri | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — woodi | x | | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — apertura | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — rubra | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — foliata | x | | x | x | | | | | x | | | x | | | | | |
| — diplostoma | x | | x | | | | | | | x | | | | | | | |
| — bulloides | x | x | x | | x | x | | | x | x | | | x | | x | x | x |
| — quadrilobata | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Globigerinoides triloba</i> | x | | x | x | | | | | x | | | | x | | | | x |
| — rubra | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — trilocularis | x | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — bisphaericus | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — transitoria | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — quadrilobatus | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — drury | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Globoquadrina pozonensis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Orbulina universa</i> | | x | x | x | | | | | | | | | | | | | x |
| — suturalis | | | x | x | | | | | | | | | | | | | |
| — bilobata | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia scitula</i> | x | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — acostaensis | x | | x | | | | | | | | | | | | | | x |
| — obesa | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — apertura | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Anomalina austriaca</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Planulina wuellerstorfi</i> | | | | | | x | | | | x | | | | | | | |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | x | x | x | x | x | | | | x | x | | x | x | | | | x |
| — boueanus | x | x | x | x | | | x | | x | | | x | x | | | | x |
| — dutemplei | | x | x | x | | | | | | | | | | x | | | |
| — tenellus | x | | | | | | | | | | | | | | x | | x |
| — ungerianus et propinquus | x | | | | | | | | | | | | x | | x | | x |



47b. ábra. A Nógrádszakál 2. sz. fúrás összevont szelvénye

1. Foraminifera speciesek %-a, 2. Mollusca speciesek %-a, Li = Lithothamnium, Ko = korall, v = tufanyomok. — Rétegsor: 0.0–5.2 m-ig negyedidőszaki képződmények általában Mátrai Vulkanit Formáció: 5.2–22.9 m-ig andezit agglomerátum, 22.9–35.5 m-ig andezittufa, 35.5–38.5 m-ig andezit agglomerátum. Sámsonháza Formáció: 35.5–52.0 m-ig molluszkás homok, aleurit, áthalmazott tufa, 52.0–62.2 m-ig andezit agglomerátum (Mátrai Vulkanit Formáció összefogazódó betelepülése), 62.2–75.3 m-ig finomhomokos aleurit (68.0 m-nél tufás finomhomok), 75.3–83.5 m-ig finomhomokos, molluszkás márga, 83.5–87.7 m-ig kavcsos, lithothamniumos mészkő. Nógrádszakál Márga Formáció: 87.7–96.5 m-ig agyagos aleurit, 96.5–104.0 m-ig csillámos finomhomok, 104.0–108.0 m-ig agyagos aleurit kavicsokkal, Lithothamniumokkal és magános korallokkal, 108.0–118.2 m-ig agyagos finomhomok korallós agyagmárga betelepüléssel, 118.2–125.6 m-ig agyagmárga. 125.6–142.8 m-ig andezittufa és agglomerátumos tufa (a Mátrai Vulkanit Formáció összefogazódó betelepülése), 142.8–165.0 m-ig agyagos aleurit. 165.0–195.0 m-ig agyagmárga. Fekü: Garábi Slir Formáció

Fig. 47b. Cummulative profile of borehole Nógrádszakál 2

1. Per cent of Foraminifera species, 2. per cent of Mollusca species, Li = lithothamniums, Ko = corals, v = tuff traces – Stratigraphic sequence: 0.0–5.2 m Quaternary at large. Mátra Volcanics Formation: 5.2–22.9 m andesite agglomerate, 22.9–35.5 m andesite tuff, 35.5–38.5 m andesite agglomerate. Sámsonháza Formation: 35.5–52.0 m molluscan sand, silt, redeposited tuff, 52.0–62.2 m andesite agglomerate (Mátra Volcanics Formation interfingering with the former), 62.2–75.3 m fine-sandy silt (68.0 m: tuffaceous fine-grained sand), 75.3–83.5 m fine-sandy, molluscan marl, 83.5–87.7 m gravelly, lithothamnian limestone. Nógrádszakál Marl Formation: 87.7–96.5 m argillaceous silt, 96.5–104.0 m micaceous fine-grained sand, 104.0–108.0 m argillaceous silt with pebbles, lithothamnium and individual corals, 108.0–118.2 m argillaceous, fine-grained sand with coralinaceous claymarl intercalation, 118.2–125.6 m claymarl, 125.6–142.8 m andesite tuff and agglomeratic tuff (Mátra Volcanics Formation interfingering with the former), 142.8–165.0 m argillaceous silt. 165.0–195.0 m claymarl. Underlying rocks: Garáb Schlier Formation

A bádeni formációk makrofaunája
Megafauna of Badenian formations

37. táblázat — Table 37

| | Formáció | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|----------------------------------|--|---|------------------------------|--|--|---|--------------------------------|-------------------|---|---|--|---------------------------------------|---|---------------------------------------|---|--|--------------------------------------|
| | Nógrád- szakái | | Sámsönházi | | | | | | Rákosi Lajtamésző | | | | | | | | Szilágyi Agyagmárga | |
| | Nógrádszakál felszíni feltárások | Nógrádszakál 2. sz. fúrás 87,7—125,6 m, 142,8—195,0 m | Sámsönháza a Szálláska-völgyön keresztül Szentkút felé vezető út, gyűjtőakna | Piliny, nagyvajas-hegyi árok | Sámsönházi alapszelvény I. szakasz 19—20, II. szakasz 1—4 | Sámsönháza 9. sz. fúrás 36,0—56,8 m | Nógrádszakál 2. sz. fúrás 38,3—50,0 m, 62,2—87,7 m | Piliny 8. sz. fúrás 3,0—23,0 m | Tar. Csevicevölgy | Mátraverebély—Szentkút „Szt. László rétegek” | Sámsönháza—Mátraverebély—Szentkút ditrupás rétegek | Sámsönházi alapszelvény III. szakasz 1—18 | Sámsönháza 9. sz. fúrás 3,5—25,5 m | Sámsönháza 15. sz. fúrás 4,6—10,0 m és 56,0—74,5 m | Mátraszőlős 1. sz. fúrás 50,5—120,0 m | Buják, Csirke-hegy, Ór-hegy, Kalvária-domb | Mátraverebély—Szentkút—Sámsönháza „Felső agyagos rétegek” | Sámsönháza 15. sz. fúrás 10,0—56,0 m |
| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
| <i>Anthozoa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Acanthocyathus vindobonensis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ceratotrochus duodecimcostatus</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Conotrochus typus</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Flabellum cuneatum</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Echinodermata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Echinoidea</i> sp. | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Vermes</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Serpula</i> sp. | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ditrupa cornea</i> | x | x | x | | | | | | | | | x | x | | x | | | |
| <i>Ditrupa</i> sp. | | | | | | x | x | | | | | x | | | | | | |
| <i>Bryozoa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Bryozoa</i> sp. | x | x | | | x | x | x | | | | | x | | | x | | | |
| <i>Lunilites</i> sp. | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Brachiopoda</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Terebratula rovasendiana</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Lamellibranchiata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Nucula nucleus</i> | x | x | | | x | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Nucula</i> sp. | | x | | | | | | x | | | | | | | | | | x |
| <i>Nuculana emarginata</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>nógrádensis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>fragilis</i> | x | x | | x | | | | x | | | | | | | | | | x |
| <i>Yoldia pellucida</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>nitida</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Anadara diluvii</i> | x | x | x | x | | | | x | | x | x | x | | | x | x | | |
| — <i>turoniensis</i> | | | | | | | | | x | | | | | | x | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|------------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Arca noae</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>mytiloides</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Arca</i> sp. | | x | | | x | | | | | | | | | | | x | | x |
| <i>Batharca polyfasciata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Arcopsis lactea</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | x | | |
| <i>Barbatia clathrata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i> barbata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Glycymeris deshayesi</i> | x | x | x | x | | | | x | | x | | | | | | | | |
| — <i>obtusatus</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>oblita</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Glycymeris</i> sp. | | x | | | | x | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Limopsis anomala</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Modiolus excellens</i> | | | | | x | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>exbrochii</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Modiolus</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Brachyodontes hoernesii</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | x |
| <i>Musculus marginatus</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Lithophaga avitensis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | x | |
| — <i>hortensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Pedalion maxillata soldanii</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Pedalion</i> sp. | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mytilus</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Pteria phalaenacea</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | x | |
| — <i>pectinata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Pteria</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Pinna tetragona</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Amussium cristatum badense</i> | x | x | | x | | | | x | | x | | | | | x | | x | x |
| — <i>cristatum mediterranea</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Pecten aduncus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>praebenedictus</i> | | | x | | | | | | | x | | | | | | | x | |
| — <i>revolutus</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>medius plioparvus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>besseri</i> | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---------------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Pecten subarcuatus styriacus</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>seniensis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pecten</i> sp. | x | | | | x | x | | | | | | | | x | | x | | x |
| <i>Chlamys scabrella</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>scabrella bollensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>angelonii</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>macrotis</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | x | | | |
| — <i>multistriata</i> | | | | | | | | x | | x | | | | | | | | |
| — <i>neumayri</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>diaphana</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>fasciculata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>latissimus</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Chlamys</i> sp. | | x | | | x | | x | x | | | | x | x | x | | | | x |
| <i>Flabellipecten leythajanus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Spondylus crassicosta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Lima subauriculata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>inflata grundensis</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>strigilata</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>lábáni</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Anomia ephippium</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>rugulosostriata</i> | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | |
| — <i>ephippium plicata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Anomia</i> sp. | | | x | x | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Ostrea digitalina</i> | x | | x | | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>crassissima</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>digitalina</i> var. <i>minor</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>frondosa</i> | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | |
| — <i>edulis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>edulis corrugata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>plicatula</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Ostrea</i> sp. | | x | | | x | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Astarte triangularis integra</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>triangularis</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Astarte triangularis nógrádensis</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Crassatella moravica</i> | x | x | | | | x | x | | | | x | | | | | | | |
| <i>Cardita partschi</i> | | | x | | | | x | x | | x | | | | | | | x | |
| — <i>schwabenaui</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>scalaris</i> | x | x | x | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>rudista</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Venus cincta</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| — <i>multilamella</i> | x | x | | | x | x | x | | | | | x | | | | x | | x |
| — <i>scalaris</i> | x | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>ovata</i> | | x | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>basteroti</i> | | | | | x | x | x | | | x | | | | | | | | x |
| — <i>basteroti</i> var. <i>tauriensis</i> | | | x | | x | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>subplicata</i> | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>ovata minor</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>marginata</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>clathrata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>tauroverrucosa</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>miocaenica</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>casina</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>plicata</i> cf. <i>dertonensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| — <i>amadea tauratava</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Venus</i> sp. | | x | x | | | | x | | | | x | x | x | | | | | x |
| <i>Ervilia miopusilla</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Ervilia</i> sp. | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Paphia pappi</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — <i>waldmanni</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | |
| — <i>waldmanni cserhátensis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Paphia</i> sp. | | | | | | | | | | | | | x | | | | | |
| <i>Mactra</i> sp. | x | | | | x | | | | | | | x | | | | | | |
| <i>Spisula subtruncata triangula</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Lutraria oblonga</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | x | |
| — <i>lutraria</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Donax intermedia</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Sanguinolaria labordei</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Psammobia uniradiata</i> | × | | | × | × | × | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Solenocortus candidus</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | × | × |
| — <i>antiquatus</i> <i>vindobonensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | × | |
| — <i>basteroti</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>antiquatus</i> <i>miocaenica</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Abra alba</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>taurolonga</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| <i>Abra</i> sp. | | | | | × | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Arcopagia crassa</i> <i>reducta</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Gastrana fragilis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Angulus zonaria</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>planatus</i> | | | | × | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>compressa</i> | | | | | | | | | × | × | | | | | | × | | |
| <i>Tellina serrata</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>planata</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>compressa</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>donacina</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>pretiosa</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Tellina</i> sp. | | × | × | | | | × | | | | | | | | | × | | × |
| <i>Macoma elliptica</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>elliptica antisa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Capsa lacunosa</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | × | | |
| <i>Pharus saucatus</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Solen subfragilis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Solen</i> sp. | × | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Panopea ménardi</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | × | | |
| <i>Panopea</i> sp. | | | × | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Corbula carinata</i> | | | × | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>peralta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>carinata hörnesi</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | × | |
| — <i>gibba curta</i> | × | | | | × | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>gibba</i> | × | × | × | | × | | | | | | | | | | | × | × | × |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Cardita calyculata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>auingeri</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>crassa</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>nógrádensis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Cardita</i> sp. | | x | | | x | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pisidium priscum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Pisidium</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Beguinia striatella</i> <i>cserhátensis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>hippopea</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Isocardia cor</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cyprina islandica</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Diplodonta trigonula</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>rotundata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Thyasira transversa</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Phacoides columbella</i> | | | x | | x | x | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>orbicularis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>agassizi</i> | x | | x | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>cf. michelotti</i> | | | x | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Phacoides</i> sp. | | | x | | | x | | | | | | | | | | | | |
| <i>Miltha suessi</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>bettardiana</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Myrtea spinifera</i> | x | | x | x | | x | | | | x | | | | | | | x | x |
| <i>Divaricella ornata</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>ornata subornata</i> | | x | x | | x | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Loripes dentatus</i> | x | | x | | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>dujardini</i> | | x | x | | | | | | | x | | | | | | | | x |
| <i>Loripes</i> sp. | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x |
| <i>Lucina fragilis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>columbella</i> | | x | | | | | x | x | | | | | | | | | | |
| <i>Lucina</i> sp. | x | | | | x | | x | | | | | x | | x | | x | | x |
| <i>Megaxinus incrassatus</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x |
| — <i>bellardianus</i> | | | | | x | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Codokia leonina</i> | | | x | | | | | | | x | | | | | | | x | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Codokia decussata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>haidingeri</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Erycina</i> (<i>Kellia</i>) <i>letochai</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Erycina</i> sp. | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pseudolepton insigne</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Chama gryphoides</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Laevicardium cyprium</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>multicostatum</i> | x | | | | | x | | | | x | | | | | | | | x |
| — <i>fragile</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cardium turonicum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>hians</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>hians danubianum</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>multicostatum</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>papillosum</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>cf. cyprium</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | | |
| — <i>paucicostatum</i> | | | | | | | | | | x | | | | x | | | | |
| — <i>edule</i> | | | | | | x | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Cardium</i> sp. | x | | | | x | x | x | | | | | x | | | | | x | x |
| <i>Gouldia minima</i> | x | | x | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Gafrarium eximium</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Pitaria erycinoides</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>islandicoides</i> | x | | | x | | x | | | | | | | | | | | | |
| — <i>islandicoides grudensis</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>chione</i> | | x | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Pitaria</i> sp. | | | | | | x | x | x | | | | | | | | | | |
| <i>Dosinia exoleta</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Corbula basteroti</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>revoluta</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | x |
| <i>Corbula</i> sp. | | | x | | x | | | | | | | x | | | | | | x |
| <i>Tugonia ornata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Jouanettia semicaudata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Teredo norvegica</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pandora inaequalvis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Thracia ventricosa</i> | | | | | | x | | | x | | | | | | | | | x |
| — <i>longa</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Brechites miocaenicum</i> | × | | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Scaphopoda</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Dentalium raricostatum</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>vitreum</i> | × | | × | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Dentalium</i> sp. | | | | | | | × | | | | | | | | | | | |
| <i>Fusitaria jani</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Gastropoda</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Emarginula subclathrata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Diodora graeca</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>italica</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Fissurellidea clypeata tapina</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Callistroma miliaris</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Gibbula buchi</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>biangulata</i> | | | | × | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>biangulata porella</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>triangulata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Monodonta orientalis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | × | | |
| — cf. <i>rotellaris</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Monodonta</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| <i>Clanculus araonis tuberculata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Trochus</i> sp. | | | | | | | × | | | | | | | | | | | × |
| <i>Astraea carinata</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>meynardi</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | × | | |
| <i>Neritina picta</i> | × | | | | × | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>expansa distorta</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>grateloupiana</i> | | | | × | × | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Alvania</i> cf. <i>perregularis</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>zetlandica</i> var. <i>tauroperta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| <i>Alvania</i> sp. | | × | | | | | | × | | | | | | | | × | | × |
| <i>Cochliolepis miobicarinatus</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Rissoina podolica</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>pusilla</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>nógrádensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Protoma cathedralis paucicincta</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — aff. <i>quadriplica</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Turritella turris</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>archimedis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>badensis</i> | | x | | x | | | | | | x | | | | | | x | x | |
| — <i>erronea</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>eryna communiformis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>erronea dertonator</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>bicarinata</i> | x | | x | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>subarchimedis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | x | x | |
| — cf. <i>eryna</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>bienaszi</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Turritella</i> sp. | | | | | x | x | | | | | | | | | x | | | x |
| <i>Architectonica simplex</i> | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | |
| <i>Vermetus arenarius taurogranosa</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Caecum trachea</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Modulus basteroti</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Potamides mitralis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>giulii costato-percincta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>nodosoplicata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>disjuncta</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>plicata italoturrita</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>schaueri</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>moravicus</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>papaveraceus</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Terebralia lignitarum</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>bidentata margaritifera</i> | | | | | x | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Sandbergeria spiralissima</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Alaba costellata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Bittium reticulatum</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Cerithium prodhorcense</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Cerithium exdoliolum</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>europaeum</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>bronni</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>micelotti</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — cf. <i>rubiginosum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>procrenatum</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>turritoplicatum</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>banaticum</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — cf. <i>costatum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | × | |
| <i>Cerithium</i> sp. | × | | | | × | × | | | | | | | | | | | × | |
| <i>Cerithiella</i> cf. <i>postdensicostata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | × | |
| — <i>exasparata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | × | |
| <i>Cerithiopsis astensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Seila schwartzi</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Triphora perversa</i> cf. <i>adversa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | × | |
| <i>Scala trochiformis</i> | | | | | | | | | | × | × | | | | | | | |
| — <i>proglobosa</i> | × | | | | | | | | | × | × | | | | | | | |
| — <i>turtonis</i> | | | | | | | | | | × | × | | | | | | | |
| — <i>disjuncta</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Scala</i> sp. | | × | × | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Melanella eichwaldi</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Eulima subulata</i> | | | | × | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>subbrevis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Niso acarinatonica</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Phasianema costata</i> <i>burdigalensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Odontostomia subacicula</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Turbonilla aptyx</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Pyramidella plicosa</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Amalthea interrupta</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>sulcata</i> | | | | | | | | | | × | × | | | | | | | |
| <i>Calyptraea deformis</i> <i>irregularis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — cf. <i>costaria</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Crepidula gibbosa</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Crepidula crepidula subcarinata</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Aporrhais alatus</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | x | x |
| <i>Strombus coronatus</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>radix</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — <i>bonelli</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>schroeckingeri</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Polynices helicina</i> | | | | x | | | | | | x | | | | | | x | | |
| — <i>redempta</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>olla</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Polynices sp.</i> | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Natica millepunctata</i> | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>millepunctata trigina</i> | | x | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>millepunctata hörnesi</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>helicina</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>josephina</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Natica sp.</i> | | x | x | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Erato laevis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Trivia affinis</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Pustularia duclosiana sulcicauda</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Cypraea fabagina</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>fabagina apiceproducta</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Cassidaria cingulifera</i> | x | x | | x | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Semicassis miolaevigata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Cimatium affine friedbergi</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>heptagonum vindobonicum</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Charonia parvula</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Bursa depressa</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Dolium orbiculatum</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Pirula condita</i> | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — <i>geometra</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9. | 10 | 11. | 12 | 13 | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|---|---|---|---|---|---|---|----|----|-----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Pirula hoernesii</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pirula</i> sp. | | | | | | | | | | | | × | | | | | | |
| <i>Murex partschi</i> | × | | | × | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Purpura styriaca</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Thais haemastomoides</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>exilis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Tritonalia credneri</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Coralliophila becki</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>fusiformis</i> <i>uniformicostulata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Pyrene miopedmontana</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>fallax</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>hilberiana</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>gümbeli</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Columbella curta</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>turonensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>carinata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Babylonia brugadina</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Euthria puschi</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Cantharus fusciformis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Hinia schönii</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>hörnesii</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>vindobonensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>serraticosta</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>grundensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>limata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>hörnesii</i> | | | | | | | | | × | × | | | | | | | | × |
| — <i>pölsensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>tonsura</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>tesselata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>inselli</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| — <i>toulai</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>vindobonensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — cf. <i>inconstans</i> | | | | | | | | | × | × | | | | | | | | |
| — <i>schönii</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Hinia</i> sp. | | | | | × | | | | | | | | | | | | | × |

| Fajok -- Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Lathyrus sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Fusus lamellosus | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — cf. hontensis | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Fusus sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Ancilla glandiformis | x | x | | x | x | | | | | x | | | | | | | x | |
| — subcanalifera | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Olivella clavula vindobonensis | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Vexillum plicatum | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — vindobonense | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — harmati | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Mitra ebenus | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — goniophora austriaca | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — goniophora | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — scrobiculata | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — transsylvanica | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — ambigua | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — ambigua hörnesi | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Tudicla rusticula | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Voluta haueri | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Volutilithes ficulina rarispina | | | | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| Cancellaria subcancellata persclarata | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — dertovaricossa | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| Clavatula vindobonensis | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — vindobonensis nodosa | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — amaliae | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — laevigata | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| — schreibersi | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — camillae | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — juanetti descendes | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — nógrádensis | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Drillia cognata | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| — scillae | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Drillia noszkyi</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>strombillus</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>pustulata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Moniliopsis cataphracta dertogranosa</i> | | | | × | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Surcula cf. intermedia</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| <i>Genota ramosa</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>malvinae</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Conus fuscocingulatus</i> | × | | | | | | | | | × | | | | | | | | × |
| — <i>dujardini</i> | × | | | × | × | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>ventricosus</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | × |
| — <i>elatus peraltus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>brocchii</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>berghausi vaceki</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>ponderosus poderoaustriaca</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>dujardini</i> | | | | × | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>dujardini bresinae</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Conus sp.</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| <i>Hastula striata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>hungarica</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Terebra lapugyensis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>basteroti</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>fuscata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>neglecta</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>acuminata</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>postneglecta cf. subtessaloides</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| — <i>plicaria</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Terebra sp.</i> | | × | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Actaeon pinguis</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| — <i>semistriatus</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |
| <i>Ringicula auriculata buccinea</i> | | × | | × | | | | | × | × | | | | | | × | × | |
| — <i>auriculata</i> | × | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ringicula sp.</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × | | |
| <i>Retusa truncatula</i> | | | | | | | | | | × | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Cylichna pseudoconvoluta subcylindrica | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — convoluta | | | x | x | | | | | | x | | | | | | | | |
| — umblicata | | | | | | | | | | | | | | | | x | | |
| Sabatia utricula | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Scaphander lignarius | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — lignarius turgionia | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| Elysia semistriata | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Vaginella depressa | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Vaginella sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| Vertebrata Otolithus sp. | x | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Vizsgálók: 1. BOGSCH L. 1936., 3. BOGSCH L. 1943., 4., 9—11., 17. CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1964. 2., 5—8., 12—15., 18. BOHNÉ HAVAS M. 1959—76., 16. STRAUZ L. 1929

A Nógrádszakáli Márga Formációt feltáró fontosabb fúrás
An important borehole intersecting the Nógrádszakál Marl Formation

38. táblázat — Table 38

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-----------------|-------------------------------|---------------------------|-------------------------------|------------------------|
| Nógrádszakál 2. | ^m M ₂ b | 87,7—125,6 142,8—195,0 | ^m M ₂ k | 37,9 } 52,2 } 90,1 |

Sámsonházi Formáció

A formációba soroljuk a Mátrai Vulkanit Formáció és a Tari Dácittufa Formáció között, illetve a Mátrai Vulkanit Formációba települő marin képződményeket.

Kezdeti bizonytalanság után STACHE G.—BÖCKH J. (1865) a bujági andezit fölé, de a szandai, tepkei „bazaltok” alá helyezik a lajtamészkövet.

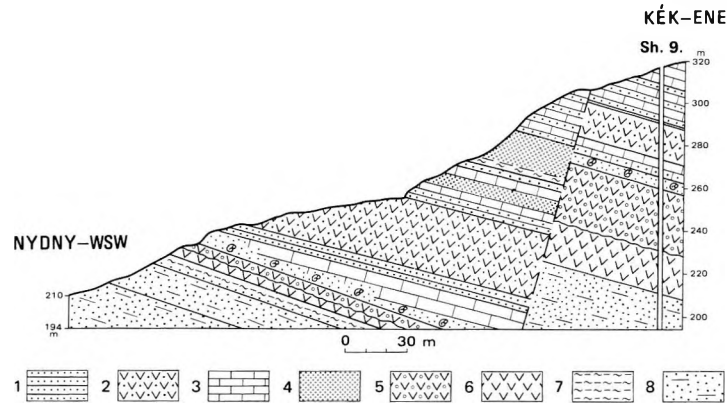
Elsőként SCHAFARZIK F. (1892) az általa piroxénandezitnek meghatározott vulkáni sorozat fekvőjében rögzítette e képződmény rétegsorban elfoglalt helyét. Típusául a márkházai pötzleinsdorfi típusú faunás homokot említi, korát a felső-mediterrán alsó szintjében jelölte meg.

ID. NOSZKY J. (1912a, 1931) felismerte, hogy ÉK-en a „pilinyi rétegek” azonos települési helyzetűek. Három lajtamészkö szintje közül e rétegek jelentik a középsőt (az alsó a Föti Formáció bryozoás, homokos mészköve). Az ÉK-i területen FERENCZI I. (1942) is megállapítja, hogy a lajtamészkö képződése megelőzte a vulkáni sorozat nagyobb tömegének kialakulását. CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1954) a pilinyi nagy-vajas-hegyi árok szelvényét közli és rétegtani helyzetét korrelálja a nógrádszakáli Betrece-patak szelvényével. A többi, itt nem említett terület kutatói — még ID. NOSZKY J. (1940a) is, összefoglalásában — csak a vulkanitok fölött tartanak számon üledékeket.

A nógrád—cserhádi kutatási terület felvétele során az újonnan feltárt alapszelvényekre alapozva, HÁMOR G. et al. (1974) e képződményeket „alsó lajtamészkö”, „alsó lajtaösszet” néven különíti el, és ide sorolta BOGSCH L. (1943b) mátraverebély—szentkúti homokos fáciesű, törpefaunás rétegeit, BARTKÓ L. (1962) „alsó homokos, agyagos, tufás-csoportjának” cserhádi képződményeit.

A Sámsonházi Formáció elnevezése az észak-magyarországi Sámsonháza községről (Nógrád megye) történt. A prioritás miatt elvárható márkházi megnevezés helyett azért választottuk ezt, mert a formáció feltártsága itt megfelelőbb. A formációnévben azért nem alkalmaztunk litológiai megnevezést, mert képződményei igen változatosak.

Elkülönítését fontos fejlődéstörténeti szerepe, faunagazdagsága, a fektől és fedőtől könnyen elkülöníthető volta indokolja. A formáció sztratotípusául a sámsonházi Buda-hegy felszíni alapszelvényét jelöljük ki (48. ábra).



48. ábra. A Sámsonházi Formáció sztratotípusának földtani szelvénye (Sámsonháza, Buda-hegy)

Badeni: 1. bryozoás, ditrupás homokkő, 2. homokos tufit, 3. lithothamniumos, molluszkás mészkő, 4. tufitos, molluszkás homok, 5. tufaagglomerátum. *Kárpáti:* 6. „középső riolituffa”; slír = 7. agyagmárga, 8. agyagos aleurit

Fig. 48. Geological section of the stratotype of the Sámsonháza Formation (Sámsonháza, Buda-hegy)

Badenian: 1. Bryozoan, Ditrupa-bearing sandstone, 2. sandy tuffite, 3. Lithothamnium-bearing, molluscan limestone, 4. tuffitic molluscan sand, 5. tuffagglomerate. *Karpatian:* 6. "Middle Rhyolite Tuff"; schlier = 7. claymarl, 8. argillaceous silt

A Sámsonházi Formációt a peremeken kavics, homokos kavics; sárgásszürke osztreás, agyagos homok; törpefaunás aprószemű homok és Mollusca-lumachella; sárga, Mollusca-héjtöredékes, bryozoás, heterosteginás, általában apró- és finomszemű homok és homokkő; sárgásfehér lithothamniumos mészkő; molluszkás mészkő (mészhomokkő) alkotja. Partközeli kifejlődésében bryozoás, lithothamniumos, homokos márga; szürke, finomhomokos aleurit; tufitos agyag és aleurit az uralkodó (49—51. ábrák).

Átlagos rétegösszetétele 6 fúrás 131,9 fm maganyagának statisztikai értékelése alapján: pelit 28,0%, homok 53,9%, kavics 3,7%, mészkő 14,4%.

A rétegsort néhol vulkáni törmelék közbetelepülések tarkítják (pl. Sh. 9. sz. fúrás 41,0—43,6 m, Nsz. 2. sz. fúrás 45,0—46,0 m, 75,3—76,1 m), melyek az egyidejű andezitkitörések szórt, vízi lerakódású termékei (salakláva foszlányok, 1—2 cm nagyságú horzsakőtörmelék, rétegzett tufit, bentonitosodott tufit). A homok és kavics anyaga leggyakrabban andezit, de nem állapítható meg, hogy szingenetikus szórás vagy abráció révén került az üledékgyűjtőbe. A homok faunagazdagsága az utóbbit valószínűsíti. A homokkő, mészkő terrigén anyaga általában jól osztályozott, szemnagysága zömében 0,2 mm körüli. Mindkettő tömegesen tartalmaz szervesmaradvány-töredékeket. A kötőanyag kalcit, néhol montmorillonitos agyag. A mészkő, mészhomokkő CaCO_3 tartalma 75—90%, a homokkőé 58—65% körüli.

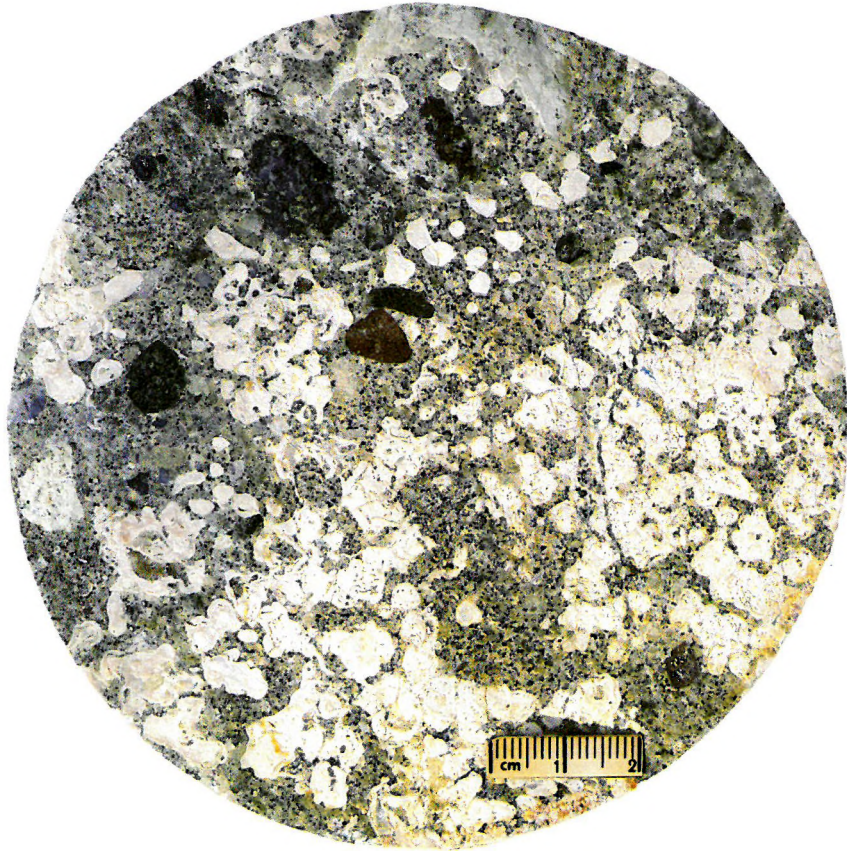
A formáció képződményei általában jól rétegzettek, a lithothamniumos mészkő néhol zátonyjellegű, kivastagodó, illetve kiékelődő. A Buda-hegy Ny-i oldalán ebben lencsés kifejlődésű koralltelepek (mikrozátonyok) található (HEGEDŰS GY.—JANKOVICH I. 1973).

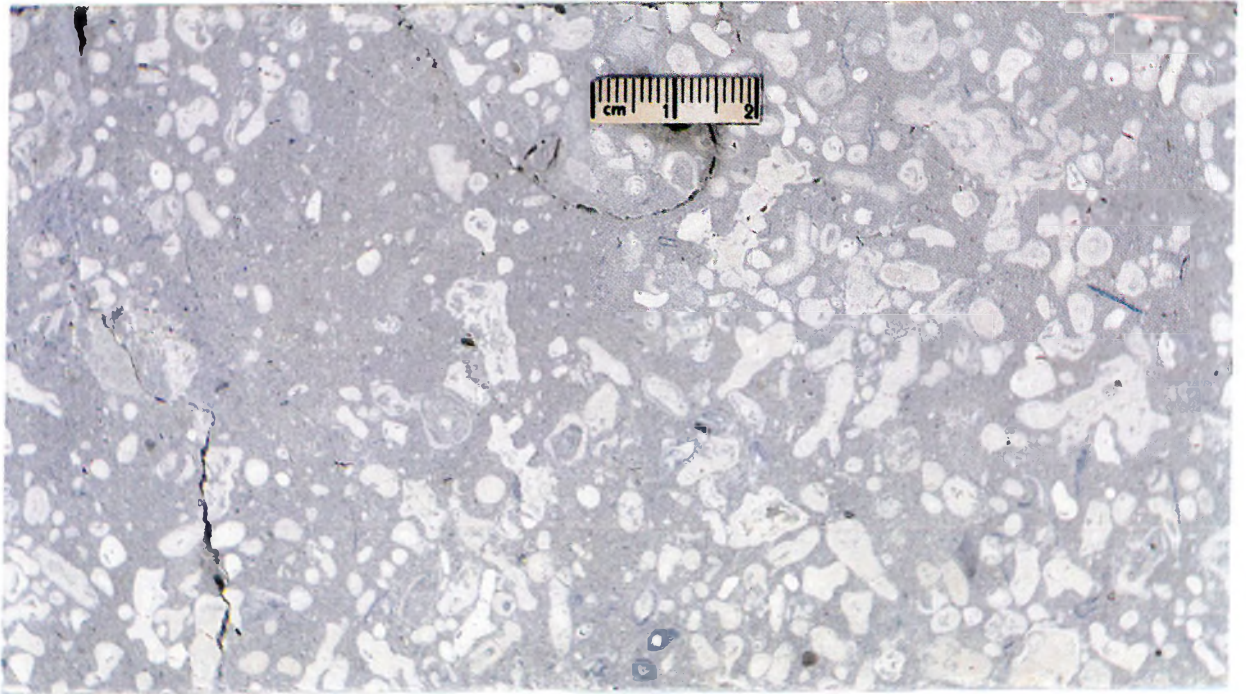
49. ábra. Andezittörmelékes, lithothamniumos homokkő (Sámsonháza 13. sz. fúrás, 68,0). Fotó: MÓZER I. ▲

Fig. 49. Lithothamnium-bearing sandstone with andesite detritus (borehole Sámsonháza 13, 68,0 m). Photo: I. MÓZER

50. ábra. A Sámsonházi Formáció bázisrétege andezit-, Mollusca-, Lithothamnium- és szénült növénymaradványok törmelékével (Nógrádszakál 2. sz. fúrás, 83,5 m). Fotó: MÓZER I. ►

Fig. 50. Basal bed of the Sámsonháza Formation with andesite debris and detritus of Mollusca, Lithothamnium and coalified plant remains (borehole Nógrádszakál 2, 83,5 m). Photo: I. MÓZER





51. ábra. Lithothamniumos márgás mészkő (Sámsonháza 13. sz. fúrás 68.6—70.0 m). Fotó: MÓZER I.

Fig. 51. Lithothamnian marly limestone (borehole Sámsonháza 13. 68.6—70.0 m). Photo: I. MÓZER

Figyelemre méltó egyes fáciesjelző képződmények összvastagságának változása Sámsonháza—Márkháza, illetve Nógrádszakál vonalában. A statisztikus értékelés szerint a durvatörmelék 2,8—0,6—0,2 m, a mészkő 4,8—3,0—0 m, a pelit 0—2,0—19,3 m vastag.

A formáció szervesmaradvány-tartalma igen gazdag. Szénült növénymaradványok elszórta, főleg a pelites képződményekben találhatók (Nsz. 2. sz. fúrás). A lithothamniumok gyakran kőzetalkotó módon jelennek meg.

A puhatestű faunában főleg a kagylók uralkodó mennyiségűek: Ostrea-, Venus-, Cardium-, Aloidis-félék mellett nem túl gyakoriak a Pecten-, Chlamys-, Amussium-töredékek. Gyakoriak a csigák is: Ancilla-, Conus-, Turritella-félék. Bryozoák, korallok néhol szintén kőzetalkotók lehetnek (37. táblázat).

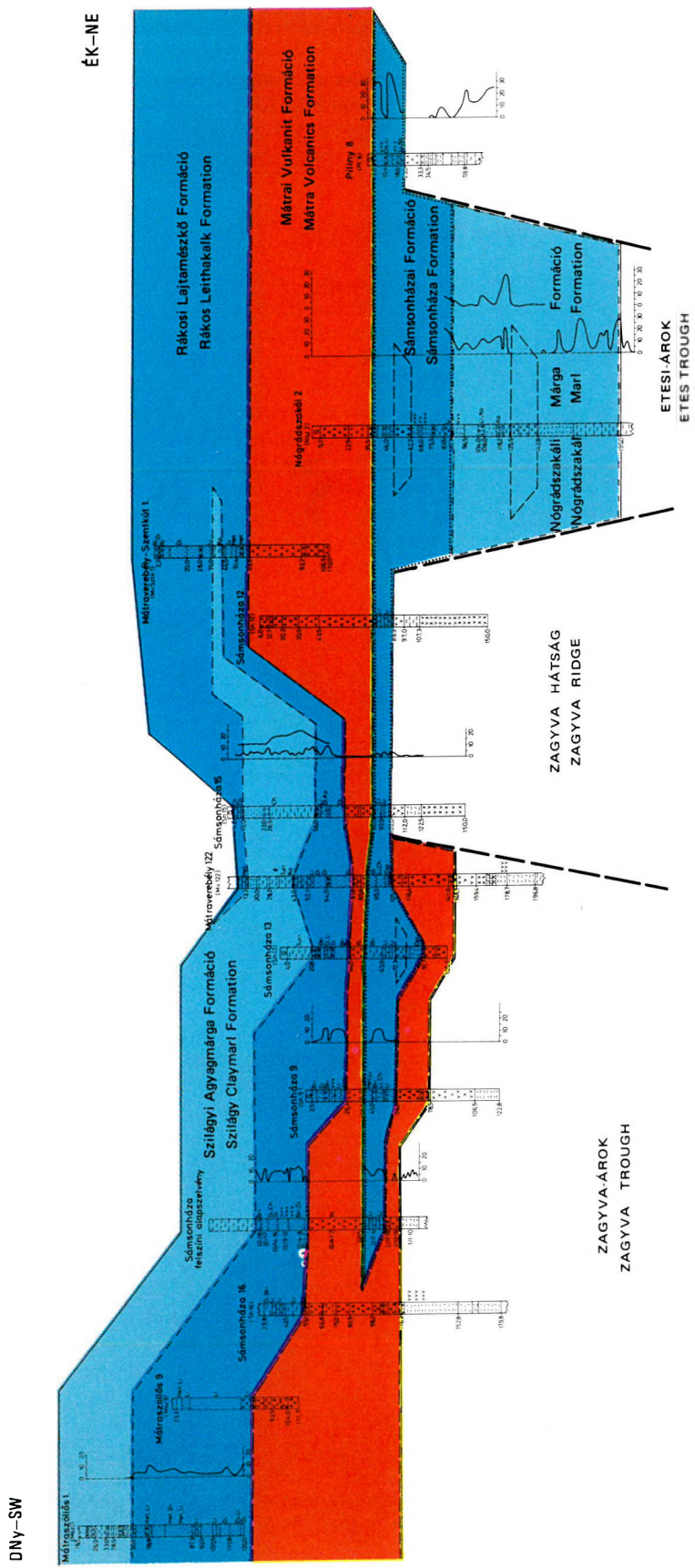
A Foraminifera együttesben az Amphistegina-, Quinqueloculina-, Spiroplectammina-félék, ritkábban a Heterostegina-, illetve nyíltvízi kifejlődésben a Globigerina-, Orbulina-félék gyakoriak (36. táblázat). A gerinceseket halpikkely-töredékek képviselik.

A formáció képződményei tengeri, ezen belül főleg partszegélyi, ÉK-en nyíltvízi—partközeli kifejlődésűek. Települési helyzete változatos, de egyértelmű: medencekifejlődésben konkordánsan települ a Nógrádszakáli Márga Formációra. A peremeken diszkordánsan települ a Tari Dácittufa-, a Föti- vagy a Garábi Slir Formáció képződményein, részben heteropikus fáciese lehet a Nógrádszakáli Márga Formációnak. Transzgressziós, kiékelődő padként penakkordancia mutatható ki a Mátrai Vulkanit Formáció képződményeivel. Laterális összefogozódását a Mátrai Vulkanit Formációval az 52. ábra szemlélteti.

A Sámsonházai Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Sámsonháza Formation

39. táblázat — Table 39

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|-----------------|--------------|------------------------|-------------------|------------------------|
| Nógrádszakál 2. | $py^a M_2 b$ | 38,5—50,0 62,2—87,7 | $mg M_2 b$ | 11,5 } 25,5 } 37,0 |
| Piliny 8. | Q | 3,0—23,0 | $\lambda^l M_2 k$ | 20,0 |
| Sámsonháza 9. | $py^a M_2 b$ | 36,0—56,8 | $py^a M_2 b$ | 20,8 |
| Sámsonháza 13. | $py^a M_2 b$ | 53,3—72,3 79,0—91,7 | $py^a M_2 b$ | 19,0 } 12,7 } 31,7 |
| Sámsonháza 15. | $py^a M_2 b$ | 92,0—103,0 | $\lambda^l M_2 k$ | 11,0 |



52. ábra. A bádeni formációk települési helyzete
 Fig. 52. Mode of superposition of Badenian formations

Fedőjében a területen minden esetben a Mátrai Vulkanit Formáció települ, tehát elhatárolása a fedő felé így egyszerű. A fektől is éles litológiai változás határolja el. Medencekifejlődésben alsó határát a bázison található durvatörmelék adja, melyet új Foraminifera invázió kísér.

A formáció *vastagsága* 10—40 m között változó, átlagosan 20 m körüli (39. táblázat). *Elterjedése* a sóshar-tyán—szentkúti törés zónájától ÉK felé, az Etesi-árok területén jelölhető ki, ösföldrajzi kapcsolatai az országhatáron túl Dél-Szlovákia területén találhatók. Felszínen, a sztratotípus szelvényben (Sámsonháza—Buda-hegy), Márkháza község ÉK-i végén és a pilinyi nagy-vajas-hegyi árokban tanulmányozható.

Mátrai Vulkanit Formáció

A Börzsöny, Cserhát, Mátra területén az első utazók ESMARK J. (1798), ZIPSER K. A. (1817), BEUDANT F. S. (1822) már hírt adnak a magmás képződmények nagy tömegéről. Ők és SZABÓ J. (1858b), FOETTERLE F. (1858), STACHE G. (1866), BÖCKH J. (1866) bazaltnak tartották e képződményeket, mások, főleg az ÉK-i területek vizsgálata alapján [HINTERHUBER O. 1866], FOETTERLE F.—RACKIEWICZ M. (1866)] trachitnak; PAUL C. M. (1866) andezites trachitnak. FUCHS TH. (1871) a pilinyi trachittufa marin faunaelemeit közli.

A cserhádi vulkanitok részletes vizsgálata alapján SCHAFARZIK F. (1892) e képződményeket piroxénandezitnek határozta meg. A vulkáni működés korát SZABÓ J. (1858b) a lajtamészkövel egyidejűnek tartja, nem zárja ki azonban a folyamatos vulkáni működés lehetőségét a „cerithium emelet” idején sem.

Későbbi szerzők egységesen a felső-mediterrán kort fogadják el. SCHAFARZIK F. (1892) megállapítja, hogy a kitörések zöme a felső-mediterrán alsó szinttája (pötzleinsdorfi homok) és felső szinttája (lajtamészkö) közötti időben rögzíthető. ID. NOSZKY J. (1940a) a slír feletti összes vulkanitot alsó-tortonai korúnak tartotta, KUBOVICS I. (1963a), majd VARGA GY. (1966) az alsó vulkáni csoportot leválasztva, csak a középső- és felső vulkáni csoport képződményeit sorolják a tortonaiba.

HÁMOR G. et al. (1974) az új neogén rétegtani nevezéktan bevezetése során a Tari Dácittufa Formáció felett települő vulkanitot badeni korúnak határozta meg, a rétegvulkáni sorozat és az „alsó lajtamészkö” képződését egyidejűnek, a „fedőandeziteket” és a teléreket fiatalabbnak tartva. (Itt említendő meg, hogy a Szanda, Bercel körüli szubvulkáni telérandezitek korát az 1974-ben megjelent nógrád-cserhádi kutatási terület földtani térképe az otnangi emeletben jelöli ki a fekvéviszonyok, illetve a fedő hiánya alapján. Ezt ma már a *K/Ar* radiometrikus koradatok eredményei megcáfolták.)

A formációba soroljuk VARGA GY. (1966) és VARGA GY.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.—FÉLEGYHÁZI ZS. (1974) „középső rétegvulkáni sorozatát” és „felső vagy fedőandezit-összetét”, valamint KUBOVICS I. et al. (1971) „középső vulkanit csoportját” és „felső andezit csoportját”.

A formációt a Mátra hegységről neveztük el (Észak-Magyarország), ahol legteljesebb sorozatban fejlődött ki. A mátrai képződmények egyértelműen párhuzamosíthatók a cserhádiakkal. A formáció részletes leírását VARGA GY.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.—FÉLEGYHÁZI ZS. (1974) adta közre, prioritásukat a formációnévre, áttekintő térképünkön alkalmazott „sztratosorozat” és „fedősorozat” megnevezések indokolják.

A formáció sztratotípusának kijelölése (a Mátra hegység területén) hátralevő feladat. Jelen összefoglalásban csak a Cserhát hegység Galga-árok—Etesi-árok közötti terület vulkanitjainak rövid ismertetését közöljük. A sámsonházai felhagyott köfejtőben levő típusszelvényét az 53. ábrán mutatjuk be.

A Mátrai Vulkanit Formáció átlagos *rétegösszetétele* 23 db fúrás 1033,9 fm magyagának statisztikai értékelése alapján: tufa 56,0%, agglomerátum 32,0%, láva 11,1%, üledékes betelepülés 0,9%.

A formációt egymással váltakozó világosszürke, barnásszürke, zöldes és sárgásszürke színű, változó szemnagyságú, gyakran bentonitosan bontott kötőanyagú andezittufa, lapillis andezittufa, tufaagglomerátum, andezit agglomerátum, hólyagos, salakos szürke andezit; vörös, salakos oxiandezit; sötétszürke—fekete tömött hiperszténes augitandezit; alárendeltebben szürkésfehér riolitos, dácitos, andezites vegyes tufa és tufit alkotja. Az egyes képződmények kémiai összetételét a 40. táblázat mutatja be.

A formáció finomszemű képződményeiben makroszkóposan augit, biotit, horzsakő, néhol pirit, hasadék- és üregkitöltő kalcit, kalcedon ismerhető fel. A lapillik anyaga leggyakrabban amfibolandezit, oxiandezit, horzsakő (54—57. ábrák). A vulkáni bombák maximális nagysága a területen: Tar 35. sz. fúrásban 100 cm; Nógrádszakál 2. sz. fúrásban 25,0 cm; Kozárd 1. sz. fúrásban 15,0 cm; Mátraverebély 122. sz. fúrásban 3—4 cm. Egyes agglomerátum rétegekben lekerekített, többnyire andezitanyagú kavicsok figyelhetők meg (Garáb 2., Sámsonháza 12., 14., Mátraszőlös 9. sz. fúrások), Nógrádszakál környékén alaphegységi eredésű kloritpala-, gneisz-, gneiszgránit-kavicsok is találhatóak. A képződmények túlnyomó része andezitnek minősíthető. Kivételt képeznek a formáció felső részén (a fedő Rákosi Lajtamészkö Formáció alatt közvetlenül) települő, riolitos, riodácitos összetételű savanyú tufák és tufitok (andezit- és horzsakő-lapillikkal) (Tar 35. sz., Sámsonháza 9., 13. sz. fúrások, sámsonházai felszíni feltárás), melyek a formáció mátrai kifejlődésében is ismertek. E betelepülésszerű kifejlődések vastagsága 0,3—20 m körüli, a Sámsonháza 9. sz. fúrásban 27,8—36,0 m és a Mátraverebély 122. sz. fúrásban 84,5—85,3 m mélységben települő rétegek jellegzetes tufagalacsinokat (pelletek) tartalmaznak (58. ábra).



53. ábra. A Mátrai Vulkanit Formáció típuszelvényének részlete, fedőjében a Rákosi Lajtamésző Formáció képződményeivel (Sámsönháza, a falu É-i végén, felhagyott kőfejtő). Fotó: LÉNÁRD T. 1977

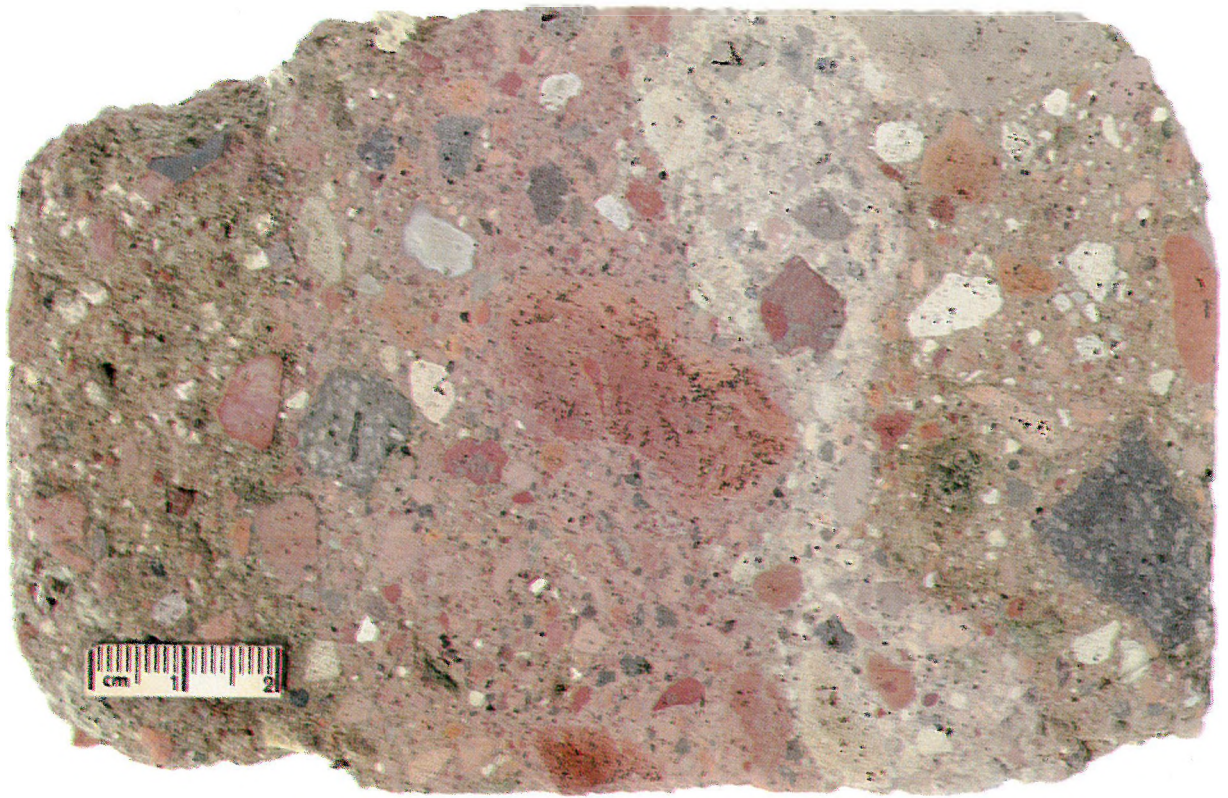
Fig. 53. Detail of the type section of the Mátra Volcanics Formation overlain by the Rákosi Leithakalk Formation (abandoned quarry at the northern end of Sámsönháza village). Photo: T. LÉNÁRD 1977

A Mátrai Vulkanit Formáció képződményeinek kémiai összetétele
Chemical composition of the Mátra Volcanics Formation

40. táblázat — Table 40

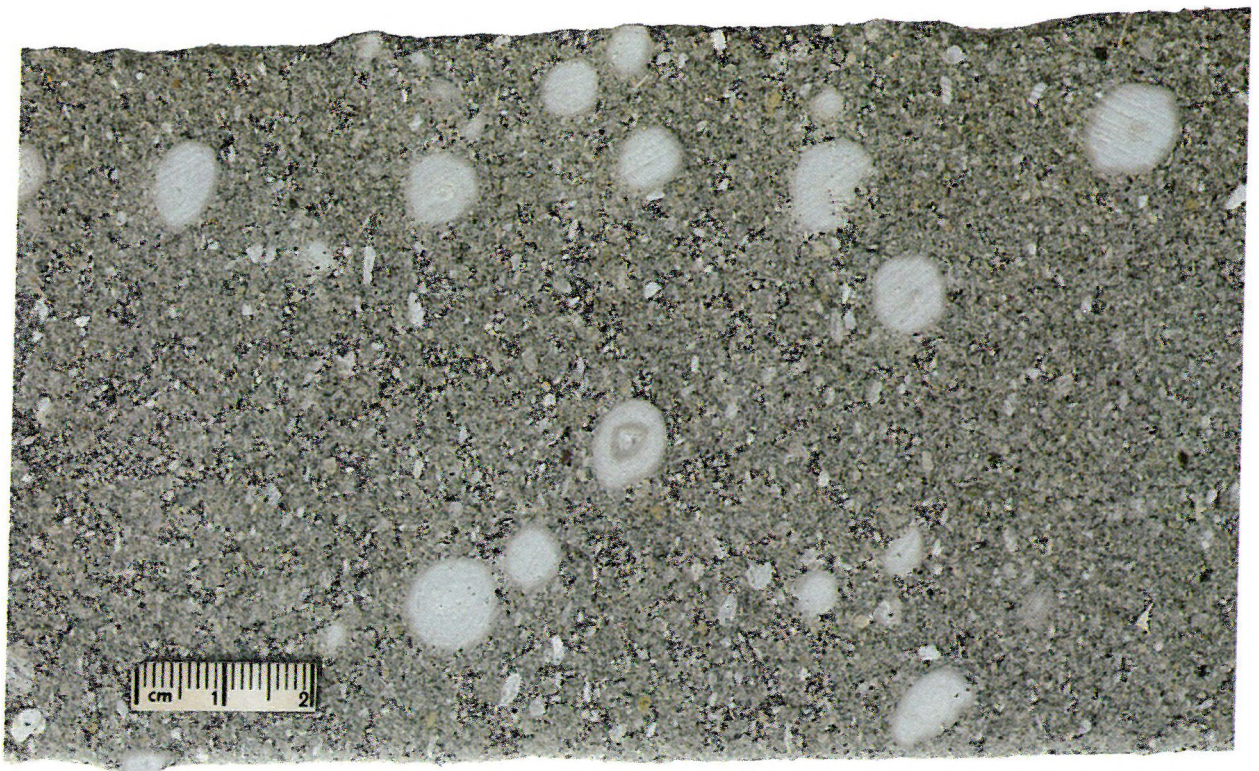
| | Felsőtold | | | | | Herecsény | Pusztavár-hegy | Kutasó I. sz. fúrás | | Hollókő | |
|--------------------------------|------------------------|------------------------|------------------|------------------------------|------------------------|----------------------------|------------------------------|--------------------------------------|-------------|----------------|-------|
| | ÉNy-ra | Szár-hegy DK-i vége | Dobogótető ÉK | Dobogótető | Kopasz-hegy | Ders-hegy Ny (telér) | | 107.4—110.4 | 129.0—131.0 | Zsunypusztá | |
| | üreges amfibol andezit | üreges amfibol andezit | amafitos andezit | hiperszténos augitos andezit | üreges piroxén andezit | hiperszténos augit-andezit | hiperszténos augitos andezit | augit alapanyag hiperszténos andezit | hipoandezit | piroxénandezit | |
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. |
| SiO ₂ | 55,30 | 56,40 | 57,00 | 57,20 | 55,00 | 52,50 | 56,00 | 56,20 | 51,16 | 51,69 | 54,04 |
| TiO ₂ | 1,42 | 1,57 | 1,33 | 1,26 | 1,25 | 1,25 | 1,21 | 1,60 | 1,13 | 1,29 | 1,21 |
| Al ₂ O ₃ | 19,00 | 15,65 | 17,95 | 19,65 | 19,00 | 15,60 | 17,80 | 18,30 | 15,04 | 20,01 | 17,63 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,86 | 4,02 | 0,54 | 2,33 | 3,48 | 5,55 | 5,06 | 5,50 | 3,68 | 2,71 | 2,23 |
| FeO | 3,83 | 4,30 | 5,60 | 2,95 | 2,45 | 4,46 | 3,09 | 1,44 | 4,93 | 4,21 | 5,81 |
| MnO | 0,12 | 0,16 | 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,20 | 0,14 | 0,20 | 0,20 | 0,20 |
| MgO | 1,10 | 3,15 | 2,00 | 2,30 | 2,56 | 3,22 | 2,50 | 2,20 | 10,57 | 10,12 | 2,31 |
| CaO | 8,65 | 6,45 | 7,20 | 8,30 | 9,28 | 8,90 | 7,70 | 8,10 | 3,00 | 2,34 | 8,31 |
| Na ₂ O | 2,54 | 2,30 | 2,72 | 2,48 | 2,49 | 2,40 | 2,46 | 2,70 | 1,58 | 1,31 | 2,67 |
| K ₂ O | 2,01 | 2,20 | 2,32 | 2,24 | 1,71 | 1,23 | 1,56 | 1,84 | 2,61 | 2,85 | 2,22 |
| H ₂ O + | 1,96 | 0,15 | 1,27 | 0,87 | 2,10 | 3,19 | 0,86 | 0,89 | 1,08 | 0,76 | 0,67 |
| H ₂ O - | 1,09 | 0,73 | 1,53 | 0,28 | 0,27 | 1,17 | 1,57 | 0,79 | 1,90 | 1,11 | 1,01 |
| CO ₂ | — | 1,02 | 0,12 | 0,08 | 0,16 | 0,15 | 0,20 | 0,09 | 2,86 | 0,86 | 1,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,23 | 0,30 | 0,27 | 0,23 | 0,04 | 0,24 | 0,18 | 0,17 | 0,17 | 0,19 | 0,23 |
| | 110,11 | 98,40 | 99,95 | 100,29 | 99,92 | 99,97 | 100,39 | 99,96 | 99,91 | 99,65 | 99,54 |

Elemzők: 1—8. IKRÉNYI K. (1969—71), 9—10. DÉR I.-NÉ és SOHA I.-NÉ (1970), 11. EMSZT M. és SOHA I.-NÉ (1971)



54. ábra. Andezitagglomerátum a Tar 35. sz. fúrásból (▲ 359,6 m, ▼ 362,0 m). Fotó: MÓZER I.
Fig. 54. Andesite agglomerate from borehole Tar 35 (▲ 359,6 m, ▼ 362,0 m). Photo: I. MÓZER





Mikroszkópi vizsgálatok eredményeként RAVASZNÉ BARANYAI L. szerint jellemzésük az alábbi:

1. *Andezittufa, lapillis andezittufa.* A Tar 35. sz. (132,0—366,0 m), Garáb 2. (22,9—38,8 m), Nógrádszakál 2. (22,9—38,3 m), Mátraszőlős 9. (74,2—81,9 m), Püspökhatvan 4. (28,0—32,7 m) sz. fúrások, valamint a sámsonházi típuszselvény anyagának vizsgálata alapján megállapítható, hogy a piroklasztitok mindenütt kevert jellegűek: krisztallo-vitro-litoklasztos szövetű, az egyes vulkáni törmelékanyag-típus egymáshoz mért arányának szélsőséges változása mellett. A tufa szemcsemérete 0,02—2,0 mm, max. 5 mm, a lapillis tufák (Püspökhatvan 4., Garáb 2.) szemcseméreti tartománya több cm-ig terjed. A Tar 35. sz. fúrás 234 m vastag andezittufa összetételében max. 2,0 mm-es, viszonylag finom törmelékanyagával tűnik ki. Lapillis andezittufát a Püspökhatvan 4. és Garáb 2. sz. fúrás tárt fel. A Tar 35. sz. fúrásban csak a 180,7—181,0 m-ben észlelt vékony pad agglomerátumos (breccsás) jellegű. Az üvegtörmelék horzsás, hólyagos, salakos szerkezetű, intermedier plagioklász-léceket, ritkán porfiros kristályokat tartalmazva. A kristálytöredékeket intermedier plagioklász, hipersztén, augit, kevés amfibol és igen kevés biotit, szórányosan rezorbeált öszgélyű kvarc képviseli. Litoklasztiként változatos szövetű andezittípusok: felzites, pilotaxitos, mikroholokristályos, ritkábban hialopilites-porfiros vulkáni törmelék gyakori.

A tufafelhalmozódások anyaga gyakran bontott: az agyagásványosodás (montmorillonit, illit) mellett, a Mátraszőlős 9. és Tar 35. sz. fúrás és a sámsonházi felszíni feltárás anyaga fokozott mértékben karbonátosodott is.

2. Az *agglomerátum* a Nógrádszakál 2. (8,3—21,0 m), a Mátraszőlős 9. (104,0—111,7 m), Tar 35. (180,7—181,0 m) sz. fúrásokban breccsás szerkezetű. A cm-es, dm-es nagyságú törmeléket uralkodó mennyiségben andezit, illetve andezit-alapanyag képviseli, melyet többnyire kis mennyiségű finomabb törmelék cementál. Leggyakoribb a salakos szerkezetű porfiros, pilotaxitos szövetű piroxénandezit, ritkábban hialopilites, szferolitós, mikroholokristályos alapanyag és hólyagos-salakos üveg fordul elő. Xenolitiként az alaphegységéből származó kristályos pala, gneisz, gránit figyelhető meg.

3. A *közbeékelődő lávpadok* a Mátraszőlős 9. (82,9—88,5 m), a Püspökhatvan 4. (32,7—58,4 m) sz. fúrásokban kivétel nélkül salakos szerkezetű, porfiros szövetű, pilotaxitos alapanyagú piroxénandezitek. A porfiros elegyrészek: 0,1—3,0 mm nagyságú intermedier plagioklász, hipersztén, augit. Az alapanyagot 0,02—0,1 mm hosszú tűs, léces, táblás plagioklász, kevesebb piroxén (pigeonit) és barna üveg szövetéke alkotja. Az üregek falát barnászöld hidrogél, némelykor montronit, opál, kalcidon szegélyezi; üregkitöltő ásványok a fentiek, de kalcit is gyakori.

A rétegvulkáni összetételbe települő és a főleg vastagabb (de ugyanakkor finomabb szemcseméretű) felhalmozódásokhoz kapcsolódó dacittufa közbetelepülések (Tar 35. sz. fúrás) — külön figyelmet érdemelnek. A nagy vastagságú összetett tengervízben halmozódott fel, és a közbetelepülő savanyúbb piroklasztikus tagok erősen bontott állapotúak.

A formáció képződésményei általában jól rétegzettek, vastagpados kifejlődésűek. A lávpadok vastagsága 0,2 m-től max. 7—8 m-ig terjed. A formációt max. három lávaszint és három piroklasztit szint alkotja, melyeket KUBOVICS I. et al. (1971) a következőképpen jellemeznek (rétegsorban alulról felfelé):

1. *Alsó piroklasztit szint:* tufás andezitagglomerátum, andezittufa (Nagymező-patak, Pusztavár-hegy).
2. *Alsó lávaszint:* bazaltos andezit, bronzit-hipersztén-augitandezit (Cserhátszentiván, ecsegi Somos-malom).
3. *Középső piroklasztit szint:* andezittufa, tufás andezitagglomerátum (Kozárd, É-i vízmosás, Bükk-hegy mély szakadéka).
4. *Középső lávaszint:* pigeonit-augit alapanyagú andezit, bronzit-hiperszténes augitandezit (Cserháti-patak völgye, Középhegy oldala, Dobogó-hegy).
5. *Felső piroklasztit szint:* lapillis-bombás andezittufa agglomerátum (Középhegy, Bézma-hegy, Tepke).
6. *Felső lávaszint:* amafitos és mikroandezit (Bercel, Szanda, Kutasó).

Felvételi munkánk során hat telérandezitet, lávát és egyéb piroklasztitokat tudtunk térképileg elkülöníteni. Térképező sekélyfúrásaink alapján megállapítottuk, hogy max. három lávaszint figyelhető meg (Mátraszőlős 5. sz. fúrás), figyelemreméltó ugyanakkor, hogy az üledékes környezetben (medencében) betelepülve is max. három piroklasztit szint mutatható ki (Sh. 13. és Nsz. 2. sz. fúrások), innen DK felé már csak kettő (Sh. 9. és Mv. 122. sz. fúrások).

A Mátrai Vulkanit Formáció tehát három nagyobb működési fázis által létrehozott sztratovulkáni sorozat. Az utolsó lávaömlés részben subvulkáni állapotban maradt, telérei ÉNy—DK irányú dilatatív hasadékokhoz kötöttek. A telérek szélessége általában 30—50 m, helyenként 100—300 m is lehet. Ez utóbbiaknál gyakori az oszlopos kifejlődés (59. ábra) pl. Szanda, Bercel, Bér.

A formáció változatos fáciesviszonyok között alakult ki. Az ÉNy-i Mátra, a Cserhát és az Osztrovszki-hegység fő tömege területén szárazföldön zajlott le a vulkanizmus, jellegzetes salakláva, rosszul osztályozott, laharjellegű piroklasztit oxidált felszínű képződésményekkel (Bér 4., At. 2., Mv. 5., Szentkút 1. sz. fúrások, és Sámsonházi a Várhegy oldali köfajtó szelvényei). A Mátra és a Cserhát között, Garáb—Márkháza—Piliny—Nógrádszakál környékén a vulkanizmus termékei betelepülnek az üledékgyűjtő medence képződésményeibe.

Az összefogazódásokat (52. ábra) bizonyítják a formáció vulkáni képződésményeiben talált üledékes betelepülések (a Nb. 317. sz. fúrás vulkanitjának bázisán egy *Ostrea*-pad; a Sh. 15. sz. fúrás 83,7—84,0 m közötti molluszkás, tufás homokkő; a Sh. 14. sz. fúrás 8—8,5 m közötti és a Sh. 12. sz. fúrás 43,5—78,1 m közötti tufás mészmárgák; a Garáb 2. sz. fúrás 31,0 méterében települő meszes homokkő; a Nsz. 2. sz. fúrás 38,3—40,5 m közötti aleurit és a vulkanitokban található sok szénült növénymaradvány; a vizalatti pszeudoagglomerátum-képződés a Mv. 122. és Sh. 16. sz. fúrások vulkanitjaiban, és a már említett kavicsképződésmények).



59. ábra. A „fedőandezit” oszlopos elválású telérandezitje (Bercel, kőbánya). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 59. Dyke-andesite of columnar jointing forming the so-called “Overlying Andesite” (quarry at Bercel).
Photo: J. HALMAI 1977



60. ábra. A „fedőandezit” tetejére épített Hollókő-i vár. Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 60. Hollókő Castle upon the “Overlying Andesite”. Photo: J. HALMAI 1977

Az üledékképződéssel egyidejű vulkanizmust bizonyítják az üledékekben talált vulkáni bombák (mátraszőlősi Fehérkő-bányában: felfelé durvuló szemmagyságú bombák a lajtamészőben (VITÁLIS I. 1915); Nógrádszakál melletti Kincsespusztán a riff mészkőben (BARTKÓ L. 1952), a Sh. 15. sz. fúrás 97,0—98,8 m közötti lithothamniuos, meszes, finomszemű homokkőben, valamint a Rákosi Lajtamésző Formációban található vulkanit-betelepülések.

A Mátrai Vulkanit Formáció a Sámsonházai Formáció képződményeire (azzal laterálisan összefogazódva is!), másutt a Garábi Slír-, a Tari Dácittufa-, a Fóti Formáció képződményeire települ diszkordánsan. Fedője mindenütt a Rákosi Lajtamésző Formáció vagy annál fiatalabb képződmények. *Elhatárolása* lefelé és felfelé egyaránt a tengeri üledékes képződmények és a fauna megjelenésével történik.

A formáció *vastagsága* a vulkáni felépítmények területén 3—400 m (41. táblázat), a medencekifejlődés felé csökkenően 90—70—30 m. *Elterjedése* a kutatási területen az ÉNy-Mátrában, Zagyva völgyében, Tepke, Bézma, Cserhátszentiván és Dobogó területén mutatható ki, valamint Nógrádszakál és Püspökhatvan környékén. Jó felszíni feltárásai láthatók Sámsonházán a várhegyi kőfejtőben, a sámsonházai típuszelvényben, a tari Csevicésvölgyben, a nógrádszakáli Várhegyen, Hollókön a Várhegyen (60. ábra), Szanda, Bercel, Bér kőfejtőiben.

A Mátrai Vulkanit Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Mátra Volcanics Formation

41. táblázat — Table 41

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------------------|--|--------------------------------------|---|------------------------|
| Alsótold 1. | ^{mg} M ₃ s | 160,9—180,0 | — | > 19,1 |
| Alsótold 2. | ^a M ₃ s | 135,7—137,3 | — | > 1,6 |
| Bér 3. | ^{dm} M ₂ b | 63,9—90,0 | — | > 26,1 |
| Bér 4. | ^{mg} M ₃ s | 8,6—35,0 | — | > 26,4 |
| Ecseg 1. | ^{dm} M ₂ b | 99,5—120,0 | — | > 20,5 |
| Ecseg 2. | ^{mg} M ₃ s | 62,8—100,0 | — | > 37,2 |
| Garáb 2. | ^{dm} M ₂ b | 22,4—54,4 | — | > 32,0 |
| Kozárd 1. | ^{mg} M ₃ s | 58,7—75,5 | — | > 17,0 |
| Kutasó 1. | ^a M ₃ s | 90,1—130,0 | — | > 39,9 |
| Mátraszőlős 5. | ^a M ₃ s | 63,4—100,0 | — | > 36,6 |
| Mátraszőlős 7. | ^a M ₃ s | 143,5—150,0 | — | > 7,0 |
| Mátraszőlős 9. | ^{dm} M ₂ b | 81,9—111,7 | — | > 29,8 |
| Mátraszőlős 10. | ^{dm} M ₂ b | 367,7—750,5 | — | > 382,8 |
| Mátraverebély 1. (Szentkút) | ^{dm} M ₂ b | 59,6—110,0 | — | > 50,4 |
| Mátraverebély 55. | ^a M ₃ s | 131,0—225,0 | ^{λ₁} M ₂ k | 94,0 |
| Mátraverebély 56. | ^a M ₃ s | 77,0—162,0 | ^{λ₁} M ₂ k | 85,0 |
| Mátraverebély 122. | ^{dm₁} M ₂ b | 81,8—85,3 105,4—146,1 5,2—38,5 | ^{λ₁} M ₂ k | 3,5 40,7 33,3 |
| Nógrádszakál 2. | Q | 50,0—62,2 125,0—142,8 | ^s M ₂ b | 12,2 17,8 |
| Pásztó 6. | ^{mg} M ₃ s | 65,5—82,4 | — | > 16,9 |
| Sámsonháza 9. | ^{dm} M ₂ b | 25,5—36,0 56,8—78,5 | ^{mk} M ₂ b | 10,5 21,7 |
| Sámsonháza 12. | Q | 6,0—78,1 | ^{am} M ₂ b | 72,1 |
| Sámsonháza 13. | ^{dm} M ₂ b | 44,0—53,3 72,3—79,0 | ^{mk} M ₂ b | 9,3 6,7 |
| Sámsonháza 14. | Q | 6,5—75,3 | — | > 68,8 |
| Sámsonháza 15. | ^{dm} M ₂ b | 74,5—92,0 | ^{mk} M ₂ b | 17,5 |
| Sámsonháza 16. | ^{dm₁} M ₂ b | 55,1—116,2 | ^h M ₂ k | 61,1 |
| Sámsonháza 16a. | ^{dm} M ₂ b | 50,6—108,2 | ^h M ₂ k | 47,6 |
| Tar 3. | — | 0,0—141,0 | ^{λ₁} M ₂ k | 141,0 |
| Tar 35. | ^a M ₃ s | 86,6—381,0 | ^{λ₁} M ₂ k | 294,4 |
| Tar 39. | Q | 13,7—220,3 | ^{λ₁} M ₂ k | 206,6 |

Felső-miocén

Rákosi Lajtamészke Formáció

A Nemzetközi Rétegtani Lexikonban (2. kiadás, I. kötet, 9. füzet, „Magyarország”), a Fertőrákosi lajtamészke szerepel, mint meggyökeresedett rétegtani fogalom, azon képződmények megjelölésére, amelyek a jelen munkában Rákosi Lajtamészke Formáció néven szerepelnek.

A formáció elnevezése a nyugat-magyarországi Fertőrákos község (Győr-Sopron megye) római idők óta művelt köfajtájáról történt. Elnevezését az indokolta, hogy az országhatáron belül itt található legtípusosabb kifejlődésben. „Felső lajtamészke”-ként történő értelmezését HÁMOR G. (1878d) publikálta. A Magyar Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága a formáció elnevezését „Rákosi Lajtamészke Formáció”-ra módosította az alábbi indokok alapján:

— Budapest—Rákos területén a formáció fekvő—fedőviszonyai határozottak, elhatárolása egyértelműbb, földtani ismeretessége korszerű,

— prioritását VADÁSZ E. (1906) a „rákosi lajtamészke” megnevezése bizonyítja (p. 268.), a felső lajtamészkeként BARTKÓ L.—KÓKAY J. (1960) említi először,

— tisztázott felszíni alapszelvénye az ún. „Rákosi vasúti delta” bevágásában hozzáférhető,

— a formáció kora, lito-, bio- és kronosztratigráfiája vizsgálatok alapján egyértelműen felső-bádeni.

E munka keretében a Rákosi Lajtamészke Formációnak csak a nógrád—cserháti kutatási területen tanulmányozható kifejlődését mutatjuk be. A formáció kiterjeszthető Észak-Magyarország területére is, mivel — az ősföldrajzi viszonyoktól függően ugyan — elterjedése az ország egész területén általános, nagyjából azonos kőzetkifejlődésben, ahol miocén üledékképződés egyáltalán volt.

A formációba sorolt képződmények faunagazdagságára már SZABÓ J. (1858) felhívta a figyelmet. Az első leírások e képződményt említik lajtamészkeként (STACHE G.—BÖCKH J. (1865), SCHAFARZIK F. (1892), sőt BÖCKH J. (1866) így jellemzi „lajtamészke-emeletét”: „nulliporás mészkő a bazaltok fedőjében”. [A bujái, tepkei „bazaltok”-ról (= andezitek) van szó*.]

ID. NOSZKY J. (1931, 1940a) „valódi lajtamészke”, „felső, igazi lajtamészke csoport”, BARTKÓ L. (1962) „felsőbb, mészköves összlet”, HÁMOR G. (1974) „felső lajtaösszlet” megnevezései egyértelműen jelzik e képződmények rétegsorbéli helyét.

A lajtamészke első részletes leírását VITÁLIS I. (1915, 1942) végezte el a mátraszőlősi Fehérkő-bánya szelvényéről. Tüskésbőrű faunáját VADÁSZ E. (1914) dolgozta fel a Mátraverebély—Szentkút—Meszes-tetői és Mátraszőlős—Fehérkő-bánya lelőhelyekről. Mollusca-faunáját és részben Foraminifera-faunáját STRAUZ L. (1923, 1928, 1929), SZÖRÉNYI E. (1936), BOGSCH L. (1943a, c), CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1954) alapvető munkái közlik.

A biosztratigráfiai vizsgálatok kivétel nélkül felső-mediterrán, később tortonai kormegjelölést eredményeztek. A felvételezők azonban a települési helyzet, a tektogenetikai—fejlődéstörténeti viszonyok egyértelmű képe alapján egységesen fiatalabbnak tartják e képződményeket. Már SCHAFARZIK F. (1892) a felső-mediterrán felső szintjében, ID. NOSZKY J. (1923b) először csak egy részét (a párizs-völgyi konglomerátumot) ugyanoda, majd ID. NOSZKY J. (1940a) és BARTKÓ L. (1962) az összes képződményt a felső-tortonaiba sorolja. HÁMOR G. (1974, 1978d) a bádeni második transzgresszióját annak felső szintjében jelöli meg.

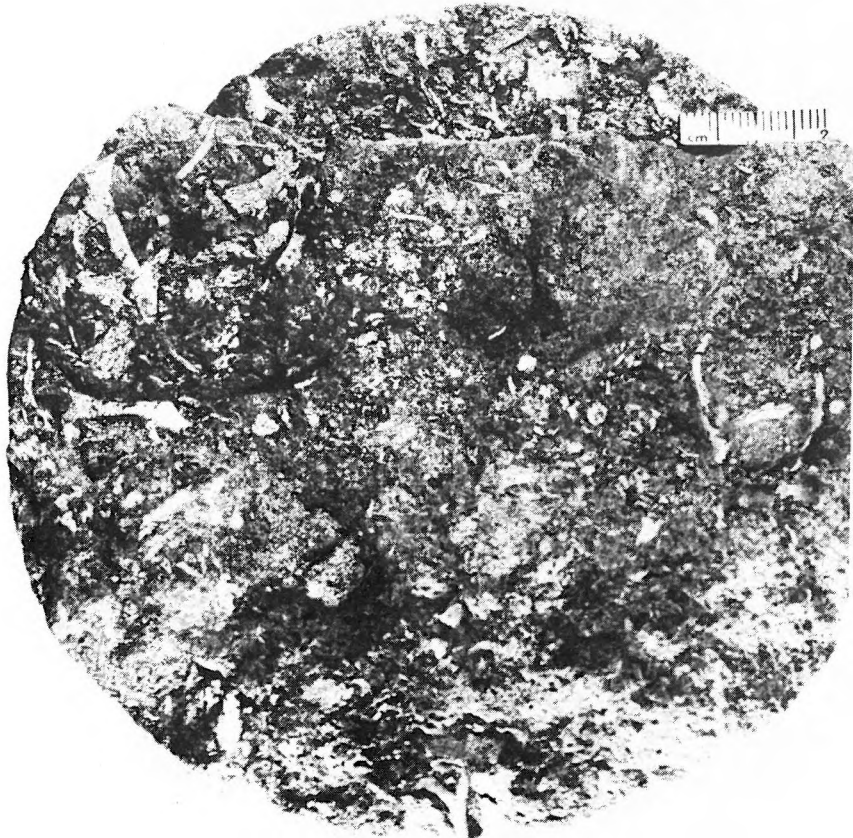
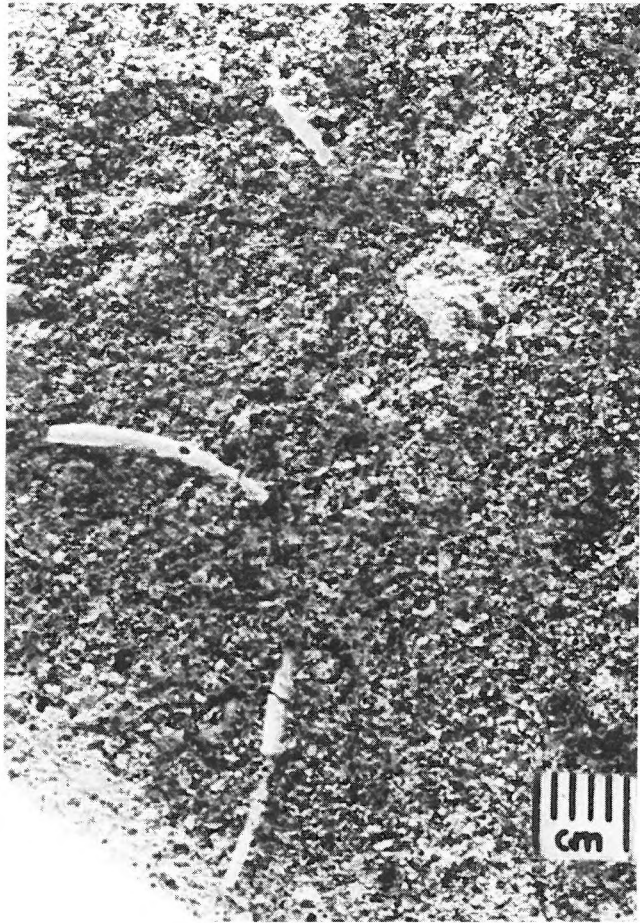
A részletes felvételi munka során az említett képződményeken kívül STRAUZ L. (1923, 1929) sámsónházai „pernas pad”, szentkúti „Szent László rétegek”, „bujái lajtamészke”, HORUSITZKY F. (1942) „gutai mészkő”, „melobesiás mészkő”, CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1954) „ditrupás” rétegek megjelölésű képződményeit is a formációba soroltuk.

A Rákosi Lajtamészke Formációt a kutatási területen a peremektől befelé haladó sorrendben a következő képződmények építik fel: abráziós blokkkavics; homokos kavics; szürkésfehér, változó szemnagyságú, tufás, ditrupás homok, homokkő; sárgásszürke, márgás vagy erősen meszes, finomszemű, kemény homokkő; szürkésárga, meszes, heterosteginás homokkő; tufás márgás homok lithothamnium csomókkal, bryozoákkal; bryozoás—ditrupás mészhomok és mészhomokkő (kalkarenit) (61., 62. ábrák); fehér lithothamniumos mészkő; lithothamniumos—Mollusca-lumachellás mészkő; sárgásfehér apró-molluszkás mészkő; szerpulás mészkő; szürkésárga, molluszkás márgás mészkő; barnásszürke kőzetlisztes, molluszkás márga; meszes, homokos, molluszkás kőzetliszt. Alárendelt összmenyiségben, de a peremen 4—5, a medence belseje felé egy-két betelepülésben, általában savanyú vulkáni tufák, tufitok tarkítják a rétegsort.

A formáció átlagos rétegösszetétele 13 db fúrás 406,8 fm maganyagának statisztikai értékelése alapján: pelit 7,5%, homok és kőzetliszt 69,4%, mészkő 14,7%, kavics 8,4%.

A képződmények térbeli elhelyezkedése alapján megállapítható, hogy a peremen található a törmelékes (kavics, homok), beljebb a zátonymészke képződmények. A formáció képződményei általában jól, padosan rétegzettek.

* A szerző megjegyzése



A formáció kavicsainak alapanyaga nagyrészt andezit. A szemnagyság általában 2—3 cm. A párizs-völgyi blokkavicsban ezek mérete eléri a 30—40 cm-t. Az elszórtan található gneiszgránit, csillámpala, kvarcit görgetegek maximális mérete 0,8—1,5 m is lehet. A homok anyagának egy része abráziós úton került az andezittörmelékbe. Az üledékes rétegek is nagy mennyiségű szórt vulkáni anyagot, andezitlapillit, horzsakövet, tufakvarcot, színes elegyrészeket tartalmaznak. A szinkron vulkáni működés legszebb bizonyítéka a Mv. 122. sz. fúrás 81,8—89,0 méterében feltárt pelletes tufa, amely kizárja az áthalmozás lehetőségét. A homokkövek egy része kvarcból és andezitszemcsékből áll, más része szerves maradványok homokszemnagyságúra felőrölt vázmaradványaiából (kalkarenit). A normális homokkő CaCO_3 tartalma is magas, részben a szerves kötőanyag, részben a szervesmaradvány-tartalom miatt (a Msz. 9. sz. fúrás átlagában 50% körüli). A formáció képződményeiben a fauna túlnyomórészt rendezetlenül és rendezetlenül helyezkedik el.

A formáció jellemző ősmaradványai a Lithothamniumok, Ditrupák, Heterosteginák, néhol az Echinoideák, Bryozoák és Pecten-félék. Mikrofaunáját a 36. táblázat, makrofaunáját a 37. táblázat mutatja be. A makroflóra a Párizs-völgy mellékágából PÁLFALVY I. meghatározása szerint:

Equisetum parlatorii (HEER) SCHIMP., *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER, *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN., *Berberis* sp., *Aristolochia nógradensis* ANDREÁNSZKY, *Platanus platanifolia* (ETT.) KNOBL., *Parrotia pristina* (ETT.) STUR., ?*Prunus* cf. *laurocerasus* L., *Acer palaeotataricum* É. KOV., *Acer* sp., ?*Alnus crebrinervis* É. KOV., *Vitis* sp. vel *Cissus* sp., *Fraxinus* cf. *excelsior* L., *Fraxinus* sp., *Forsythia hungarica* ANDREÁNSZKY, *Phillyrea* cf. *latifolia* L., *Phillyrea* sp., *Cornus praeamomum* É. KOV., *Viburnum* cf. *tinus* L., *Lonicera liphayana* ANDREÁNSZKY, *Ulmus angustissima* ANDREÁNSZKY, *U. bükkensis* ANDREÁNSZKY, *U. pyramidalis* GOEPP., *U. zelkovaeformis* ANDREÁNSZKY, *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BÜZ. et KOTL., *Z. praelonga* (UNG.) BERGER, ?*Diospyros* sp., *Weimannia* sp., *Ostrya antiqua* GRUB., *O. atlantidis* UNG., *Quercus alecejevii* POJARK., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Carya tomentosa* (POIR.) NUTT., *Pterocarya* sp., *Cyclocarya cycloptera* (SCHLECHT.) ILL., *Populus balsamoides* GOEPP., *P. populina* (A. BR.) KNOBL., *P. cf. glandulifera* HEER, *P. cf. tremula* L., *Populus* sp., *Salix haidingeri* ETT. sensu BŰZEK, *S. cf. fragilis* L., *Phoenicites* sp.,

A Rákosi Lajtamésző Formáció tengeri sünjei VADÁSZ E. (1914) meghatározása szerint:

Echinoidea: *Antedon hungaricus* VAD., *A. panonicus* VAD., *A. allardi* LOR., *A. taurinensis* NOELLI, *A. rhodanicus* FONT., *A. fontannesii* LOR., *Actinometra hungarica* VAD., *A. miocaenica* VAD., *Isocrinus hungaricus* VAD., *Ophiuroidea* sp. (ízek), *Astropecten* sp., *Arbacina tenera* LOR., *A. monilis* DESM., *Fibularia pusilla* MÜLL., *Clypeaster scillae* DESM., *C. subfolium* POM., *Echinolampas (Heteroclypeus) semiglobus* LAM., *E. (H.) hungaricus* VAD., *E. cf. semisphaericus* LAM., *Pliolampas* sp., *Schizobryus cruciatus* AG., *Milletia angulosa* MAZ., *Maretia hungarica* VAD., *Prospatangus delphiumus* AG., *Hemipatangus cf. ocellatus* DEFR., *Echinocardium* sp.

A mátraszőlősi Fehérkő-bányában cápa, rája és egyéb halmaradványok, *Notidanus primigenius* fogak, bemosott *Paleomeryx*, *Aceratherium* került elő (VITÁLIS I. 1915, 1942). A nógrádszakáli Párizs-völgyből ID. NOSZKY J. (1930) ugyancsak bemosott *Rhinoceros* maradványt említ.

A formáció képződményeinek fáciese tengeri (kivéve egy-egy tufaszórással feltöltött pocsolját, már szárazföldi tufaképződéssel). Megtalálhatók az abráziós meredekparti, síkparti, litorális és szublitorális kifejlődések, valamint a zátonyos szigettenger egészen sekélyvízi kifejlődései is. A vízmélység igen ritkán haladta meg az átvilágított zóna alsó határát.

A Rákosi Lajtamésző Formáció képződményei területünkön mindenütt a Mátrai Vulkanit Formáció felszínére települnek abráziós diszkordanciával. A formáció fedőképződménye a konkordánsan települő Szilágyi Agyagmarga Formáció, vagy a diszkordánsan települő szarmata szárazföldi, esetleg tengeri képződmények.

Elhatárolása lefelé és felfelé egyaránt a litológiai változásoknál történik. Laterálisan összefogazódik a Szilágyi Agyagmarga Formációval és kis mértékben a Mátrai Vulkanit Formációval. Részbeni egyidejűségüket a már említett jelenségek és a Rákosi Lajtamésző Formáció alsó harmadában többé-kevésbé jól megfigyelhető szintálló, szórt vulkáni anyag jelzi.

A formáció *vastagsága* átlagosan 30—35 m, max. 70—80 méter (42. táblázat).

A formáció területünkön a Nógrádkövesd—Lucfalva ÉK—DNy irányú képzeletbeli vonaltól DK-re, Lucfalva—Szúpatak—Nagybátony vonalától DNy-ra helyezkedik el. *Elterjedése* az Alföld irányában még tisztázatlan. Külön, elszakított, szélső peremi helyzetű foltja található Nógrádszakál környékén.

▲ 61. ábra. Ditrupás meszes homokkő [Szentkút (Mv.) I. sz. fúrás 17,0 m]. Fotó: PELLÉRDY

Fig. 61. Ditrupa-bearing calcareous sandstone [borehole Szentkút (Mv.) I. 17,0 m]. Photo: PELLÉRDY

◀ 62. ábra. Molluszkás, bryozoás homokos mészkő Mátraverebély I. sz. fúrás 48,0 méteréből. Fotó: PELLÉRDY

Fig. 62. Molluscan and bryozoan sandy limestone from borehole Mátraverebély I (48,0 m). Photo: PELLÉRDY

A Rákosi Lajtamésző Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Rákos Leithakalk Formation

42. táblázat — Table 42

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------------------|---|-----------------------|-----------------------------------|------------------------|
| Bér 3. | ^{mg} M ₃ S | 61,0—63,9 | ^{pyα} M ₂ b | 2,9 |
| Buják 1. | ^a M ₃ S | 100,5—136,4 | ^s M ₃ k (?) | 35,9 |
| Ecseg 1. | ^{mg} M ₃ S | 62,5—99,5 | ^{pyα} M ₂ b | 37,0 |
| Garáb 2. | Q | 8,3—22,4 | ^{pyα} M ₂ b | 14,1 |
| Mátraszőlös 1. | ^{am} M ₂ b | 50,5—120,0 | — | > 69,5 |
| Mátraszőlös 9. | ^{λ^t} M ₃ S | 33,3—81,9 | ^{pyα} M ₂ b | 48,6 |
| Mátraszőlös 10. | ^{mg} M ₃ S | 319,5—367,7 | ^{pyα} M ₂ b | 48,2 |
| Mátraverebély 1. (Szentkút) | Q | 0,8—35,8 44,5—59,6 | ^{pyα} M ₂ b | 35,0 } 15,1 } 50,1 |
| Mátraverebély 122. | ^{mg} M ₃ S | 52,1—105,4 | ^{pyα} M ₂ b | 53,3 |
| Sámsonháza 4. | ^{λ^t} M ₃ S | 44,2—62,2 | — | > 18,0 |
| Sámsonháza 9. | Q | 3,5—25,5 | ^{pyα} M ₂ b | 22,0 |
| Sámsonháza 13. | ^{am} M ₂ b | 20,8—44,0 | ^{pyα} M ₂ b | 23,2 |
| Sámsonháza 15. | ^{mg} M ₃ S | 4,6—10,0 56,0—74,5 | ^{pyα} M ₂ b | 5,4 } 18,5 } 23,9 |
| Sámsonháza 16. | ^{am} M ₂ b | 29,8—55,1 | ^{pyα} M ₂ b | 25,3 |
| Sámsonháza 16a. | ^{am} M ₂ b | 19,0—50,6 | ^{pyα} M ₂ b | 31,6 |



63. ábra. A Rákosi Lajtamésző Formáció kalkarenit rétegei a bevágott szerzetesi barlanglakásokkal (Mátraverebély, a szentkúti kolostor mellett). Fotó: HALMAI J. 1977

Fig. 63. Calcarenite beds of the Rákos Leithakalk Formation with the monastic cave-dwellings carved therein (beside the Monastery of Szentkút at Mátraverebély). Photo: J. HALMAI 1977

Legjobb feltárásai a bujái Csirke-hegyen, a mátraszőlösi Fehérvő-bányában, a sámsonházai Várhegyen és a buda-hegyi alapszelvényben, Mátraverebélyen a szentkúti barátlakásoknál (63. ábra) és a nógrádszakáli Párizsvölgyben található.

Szilágyi Agyagmárga Formáció

A formáció elnevezését a Magyar Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága 1977 májusában fogadta el HÁMOR G. (1970) mecseki „turritellás—corbulás agyagmárga összlet”-e szinonimjaként. A formáció elnevezése Szilágy községről (DNY-Magyarország, Baranya megye) történt, mivel e képződmények a Mecsek hegység D-i előterében, illetve Hidas környékén fejlődtek ki legnagyobb vastagságban, gazdag mikro- és makrofaunával.

Az említett határozat szerint a formációba soroljuk tágabb területi értelemben a bádeni (tortonai) üledékképződési ciklus pelites záróösszetét, amely megfelel a buliminás-bolivinás benthosz Foraminifera zónának, és amely az ország miocénnel fedett területén általában kimutatható.

A formációba sorolt képződményeket kutatási területünkön az első bécsi felvételek idején különítették el. STACHE G.—BÖCKH J. (1865) és ANDRIAN F. (1867) „Hernalser Tegel” néven említett képződménye topográfiailag jól fedi a formációt, rétegsori besorolása bizonytalan. ID. NOSZKY J. (1912a) „márkházi turritellás márga”-ját szintén az andezit alá helyezi a felső-mediterránban. Mindkét esetben figyelmen kívül hagyták az akkor rosszul látható dőlésviszonyokat és csak a morfológia alapján történt a besorolás. Elsőként STRAUZ L. (1923) jelöli ki e képződmények helyét „felső tengeri agyagok” néven, majd ID. NOSZKY J. (1940a) ezeket a „lajtamészko legmagasabb szintjei”-ként értelmezi.

Felvételi munkánk során alapszelvény-feltárásokkal és térképező sekélyfúrásokkal tisztáztuk (HÁMOR G. 1971) a „medencekifejlődésű tortonai (bádeni) képződmények” települési és elterjedési viszonyait és ezt térképen is rögzítettük (HÁMOR G. et al. 1974).

A Szilágyi Agyagmárga Formációt a kutatási területen szürke, csillámos, finomhomokos, kőzetlisztes márga; szürke, tömött, apró-molluszkás, kőzetlisztes agyagmárga; barnásszürke, molluszkás—korallós márga; finomhomokos, meszes aleurit alkotja, finomszemű márgás homokkő, kőzetlisztes finomhomok és fehér mészmárga betelepülésekkel. A formáció felső részén (Mátraszőlős 1. sz. fúrás) szürkésfehér diatomás aleurit, sárga és zöldesszürke színű bentonitos agyag települ.

A formáció átlagos rétegösszetétele 5 fúrás 130,2 fm maganyagának statisztikai vizsgálata alapján: agyag 74,6%, kőzetliszt 16,0%, homok 9,2%.

A formáció képződményei általában jól rétegzett, vékonypados kifejlődésűek. Néhol sávós rétegzettség figyelhető meg (Msz. 1. sz. fúrás, 26,6—33,0 m között). A rétegekben a fauna általában összemosott, a legszebb, színes héjú, mikroméretű puhatestűek néhol az iszapfalók járataiban halmozódtak fel (Mv. 122. sz. fúrás, 20,2—28,2 m között).

A homokrétegek alapanyaga kvarc, kvarcit, néhol (pl. Msz. 1. sz. fúrás felső rétegeiben) — valószínűleg a kiemelkedés hatására — feldúsul a tufaeredésű ásványszemcsék mennyisége. A formáció képződményeinek karbonáttartalma 45—50%; a karbonát- és homoktartalom alul és felül (Sh. 15. sz. fúrás adatai alapján) magasabb, a formáció középső része gyakorlatilag homokmentes.

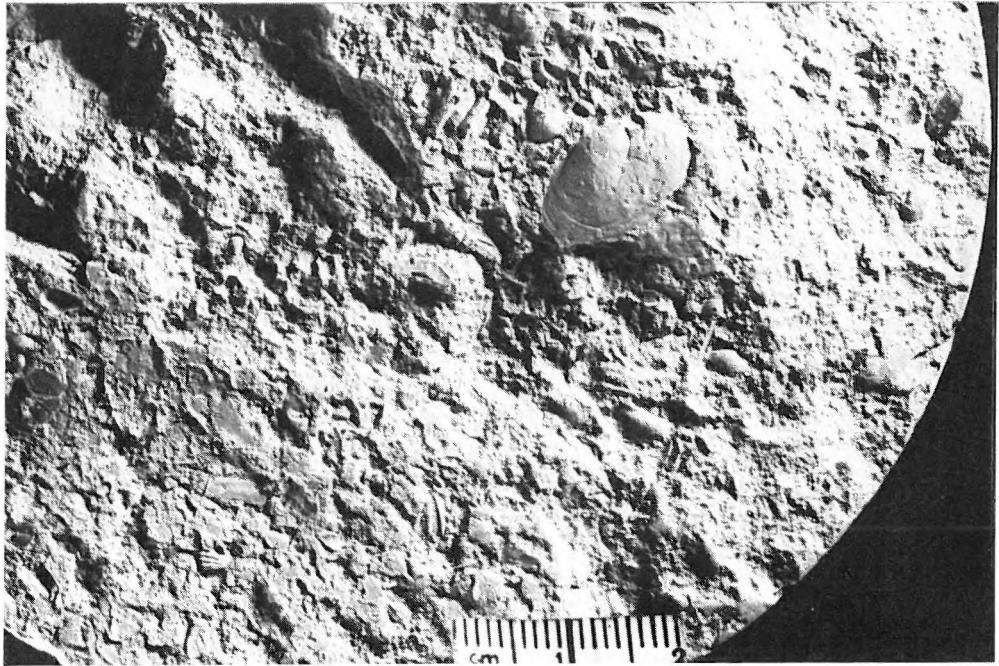
Ezzel párhuzamosan a szénült növénymaradványok a formáció felső részén gyakoribbak (sáslenyomatok, mohaszerű alakzatok találhatók). Itt jelennek meg a Diatoma-félék is (Msz. 1. sz. fúrás, 37,7—38,5 m között). A formáció közepe táján megnő a makrofauna fajszáma és egy-egy magános korall mellett a Loripes-, Leda-, Venus-, Amussium-, Turritella-, Aporrhais-félék gyakoriak (64., 65. ábrák). A fauna általában réteglapokkal párhuzamosan jelenik meg. A Mv. 122. sz. fúrásban találtuk a terület legnagyobb (11 cm) átmérőjű *Amussium cristatum badense* FONT. teknőjét, viszont gyakoriak a törpealakok is. A Foraminiferák közül a Bulimina-, Bolivina-, Globigerina-félék jellemzőek. A formáció Foraminiferáit a 36., makrofaunáját a 37. táblázat mutatja be (utóbbit a Sh. 15. és Pásztó 2. sz. fúrások anyaga alapján).

A formáció tengeri, partközeli—nyíltvízi fáciesben alakult ki, felső része elsekélyesedő, elzáródó lagúnák terméke lehet.

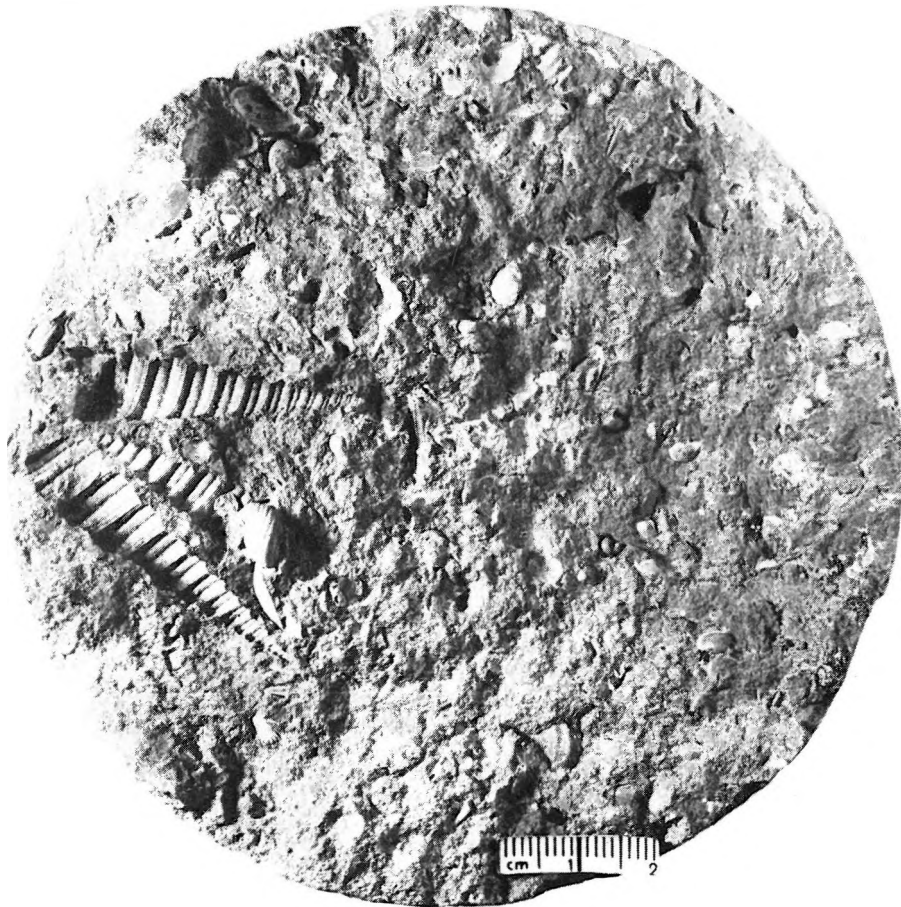
A Szilágyi Agyagmárga Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Szilágy Claymarl Formation

43. táblázat — Table 43

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|--------------------------------|--------------------------------|----------------|---|------------------------|
| Mátraszőlős 1. | Q | 6,0—50,5 | ^{dm} M ₂ b | 43,5 |
| Mátraverebély 1. (Szentkút) | ^{dm} M ₂ b | 35,8—44,5 | ^{dm} M ₂ b | 8,7 |
| Mátraverebély 122. | Q | 4,0—52,1 | ^{dm} M ₂ b | 48,1 |
| Sámsonháza 12. | Q | 6,0—89,4 | ^{λ₁} M ₂ k | 83,4 |
| Sámsonháza 13. | Q | 4,0—20,8 | ^{dm} M ₂ b | 16,8 |
| Sámsonháza 15. | ^{dm} M ₂ b | 10,0—56,0 | ^{dm} M ₂ b | 46,0 |
| Sámsonháza 16. | Q | 0,0—29,8 | ^{dm} M ₂ b | 29,8 |
| Sámsonháza 16a. | Q | 0,0—19,0 | ^{dm} M ₂ b | 19,0 |
| Pásztó 2. | ^{mg} M ₃ s | 270,0—369,2 | ^{dm} M ₂ b | 99,2 |



64. ábra. Molluszkás mészmárga (Mátraverebély 122. sz. fúrás 7,2 m). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 64. Molluscan calcareous marl (borehole Mátraverebély 122, 7,2 m). Photo: PELLÉRDY



65. ábra. Turritellás, corbulás mészkő (Mátraverebély 122. sz. fúrás 42,0—43,0 m). Fotó: PELLÉRDY
Fig. 65. Turritella—Corbula limestone (borehole Mátraverebély 122, 42,0—43,0 m). Photo: PELLÉRDY

A Szilágyi Agyagmárga Formáció képződményei konkordánsan, gyakran üledékfolytonossággal települnek a Rákosi Lajtamészke Formáció képződményein, azzal laterálisan összefogazódva. Fedőjében, az összefogazódás miatt, néhol a Rákosi Lajtamészke Formáció képződményei konkordánsan, másutt szarmata édesvízi durvatörmelék vagy mészkő képződmények települnek diszkordánsan (pl. a sámsönházi alapszelvény K-i végén). Elhatárolása lefelé litológiai alapon (a törmelék üledékek megjelenése), felfelé részben litológiai, részben faunisztikai alapon egyértelmű. Problémát jelenthet, diatomás fáciesek esetén a formáció felső határának megállapítása.

A formáció *vastagsága* 30—50 méter, a D-i előtérben Pásztó környékén esetleg 100 m körüli (43. táblázat).

Elterjedése Mátraszőlős—Márkháza—Sámsönháza—Hasznos községek által határolt területen és ettől DNY-i irányba nyitott medence területén mutatható ki, valószínűsíthető kapcsolatokkal Tura—Hatvan és az alföldi területek felé. Jó feltárási láthatók a márkházi Kakukk-hegy tetején és Sámsönházánál a Buda-hegy alapszelvényének K-i végén. Ez utóbbit területi típusszelvényként tartjuk számon.

* * *

A bádeni emeletbe tartozó formációk litológiáját, üledékciklusait az V. mellékleten foglaljuk össze. Települési helyzetét az 52. ábra mutatja.

Szarmata emelet

Galgavölgyi Formációcsoport

E formációcsoport keretében tárgyaljuk a Rákosi Lajtamészke-, ill. Szilágyi Agyagmárga Formációk tengeri kifejlődésű zárórétegei és a congeriás—melanopsisos rétegek között települő, változatos kifejlődésű (de sohasem normális sósvízi, tengeri) üledékes és vulkáni eredetű képződményeket.

A formáció felsósvízi képződményeit SZABÓ J. (1858b) említi először „cerithiumos rétegek” néven. ANDRIAN F. (1867) a congeriás rétegek alatti édesvízi képződményeket is felismerte. BÖCKH J. (1866) már részletesebb leírását adja a cerithiumos rétegeknek Vanyarc környékéről (homok, agyag, mészkő) és a sok vulkanitbetelepülés láttán arra a következtetésre jut, hogy a „bazalt”-vulkanizmus esetleg a „cerithium emeletben” is folytatódik. (Ezt egyébként már SZABÓ J. is feltételezte egy Szirák melletti „trachit”-képződmény alapján.)

A szarmata emelet három fontosabb litológiai egységét (tengeri, szárazföldi és tufás) először ID. NOSZKY J. (1912a, 1931, 1940a), majd HORUSITZKY F. (1942), BARTKÓ L. (1962) különíti el, települési helyzetüket — jó feltárási hiányában — jelen sorok írója is a felsorolás sorrendjében fogadta el — helytelenül.

A képződmények rétegtani megítélése egyben egységes: a hazai szarmata általában, és így a kutatási területen sem, képviseli a teljes kelet-európai szarmatát. SCHRÉTER Z. (1912) a teljes összletet a congeriás—melanopsisos rétegekkel együtt miocénbe (alsó-szarmataként), ID. NOSZKY J. (1940a) ugyanezt pliocénbe (szarmáciai és meotiai) helyezi. NOSZKY koncepciójának alapja, hogy a szárazföldi, durvatörmelék rétegeket a „lyrceás homokok” helyettesítő fáciesének tartotta. JÁMBOR Á. (1970), HÁMOR G. et al. (1974) az új neogén rétegtani nevezéktan értelmében a melanopsisos—congeriás rétegek alatti összletet (miocén) szarmatába sorolják be. BODA J. (1974) „Kozárdien alemelet” megnevezéssel a Kelet-Paratethys volhynien alemeletével azonosítja a tengeri képződményeket.

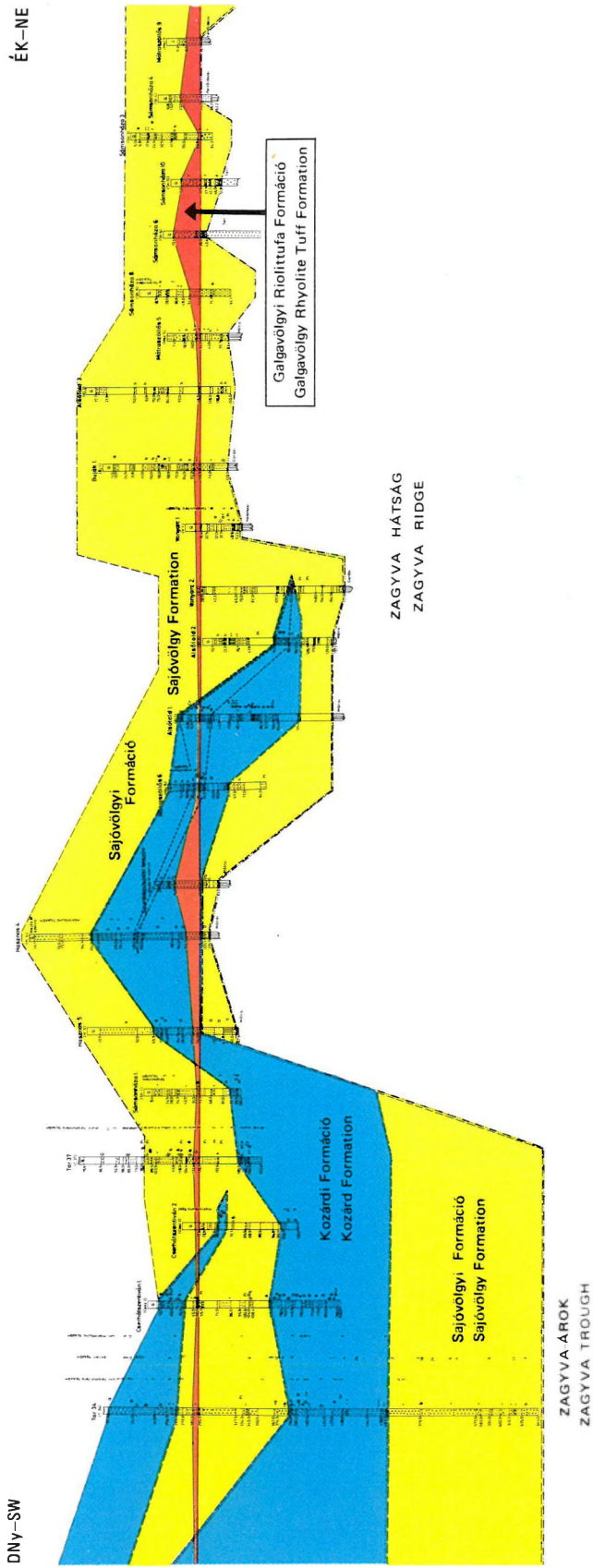
A nógrád—cserháti terület feldolgozása során a részletesen feltárt és feldolgozott rétegsort három formációra tagoltuk, melyek egyidejűleg, heteropikus fáciesekben képződtek a szarmata idején: ezek a Sajóvölgyi Formáció, a Kozárdi Formáció és a Galgavölgyi Riolittufa Formáció.

Sajóvölgyi Formáció

A formáció elnevezését a Magyar Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága 1977 májusában hagyta jóvá. Az elnevezést a Bükk hegység körül, a Borsodi-medence területén levő, nagy vastagságú és területi elterjedésű szárazföldi—folyóvízi—tavi—mocsári, általában törmelék eredetű „szarmata delta” indokolja és tágabb értelemben a hazai hegységperemi, azonos kifejlődésű — a tengeri és vulkáni bádeni és pannóniai képződmények között települő — képződményekre használjuk. A formációnév az észak-magyarországi Sajó folyó nevéből képzett.

A kutatási területen a formációba soroltuk ANDRIAN F. (1867) congeriás képződmények alatti édesvízi képződményeit, ID. NOSZKY J. (1931, 1940a) „magas szarmata terresztrikus képződményeit”, BARTKÓ L. (1952) „felsőbb szárazföldi—mocsári csoportját”, HAJÓS M. (1968) szurdokpüspöki és hasznosi „alsó (édes—aligsósvízi) diatomaföld-összlet”-ét, és HÁMOR G. (1974) „szarmata szárazföldi összlet”-ét.

A Sajóvölgyi Formációt területünkön általában zöldesszürke, szürkészöld agyag, bentonitos agyag, agyagos aleurit, mészcsomás-mészes aleurit, finomhomokos kőzetliszt, változó szemnagyságú homok, kavicsos homok, konglomerátum, alárendelten áthalmazott tufitszinórok, diatomaföld, diatomás meszes agyag, bentonit, meszes agyag rétegek építik fel. Figyelemreméltó, hogy a kontinentális kifejlődésre jellemző tarka színű (vörös, lilás, zöld) képződményeket csak az At. 2. számú fúrás tárta fel, a formáció kavicsrétegeiben.



66. ábra. A szarmata formációk települési helyzete
 Fig. 66. Mode of superposition of Sarmatian formations

A Sajóvölgyi Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Sajóvölgy Formation

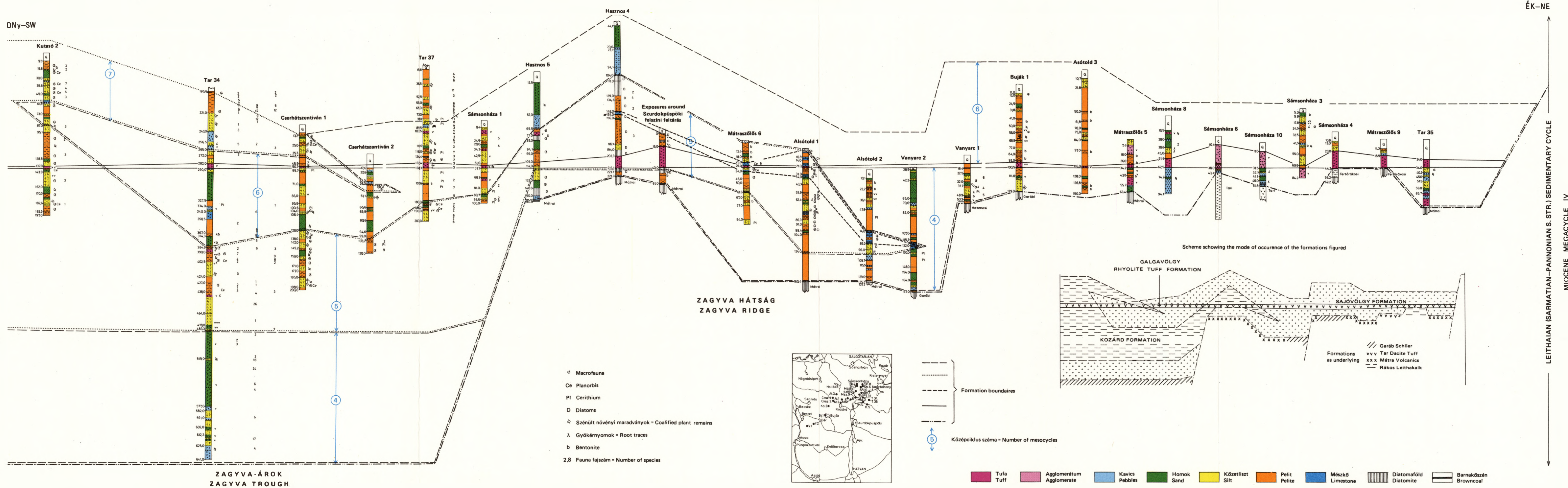
44. táblázat — Table 44

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|---------------------------|---|----------------|---|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Alsótold 1. | ^{mg} M ₃ S | 124,6—160,9 | ^{pyα} M ₂ b | 36,3 |
| Alsótold 2. | Q | 10,1—74,0 | ^{mg} M ₃ S | 63,9 |
| | ^a M ₃ S | 105,0—135,7 | ^{pyα} M ₂ b | 35,7 |
| Alsótold 3. | Q | 10,7—116,0 | ^{λ¹} M ₃ S | 105,3 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 117,4—150,0 | — | > 32,6 |
| Bercel 6. | Q | 2,5—23,2 | ^a M ₃ S | 20,7 |
| | ^a M ₃ S | 24,0—50,0 | — | > 26,0 |
| Buják 1. | Q | 11,0—94,8 | ^a M ₃ S | 83,8 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 100,5—129,0 | ^s M ₂ k | 28,5 |
| Cserhátszentiván 1. | ^{mg} M ₃ S | 35,3—50,7 | ^{λ¹} M ₃ S | 15,4 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 52,0—128,0 | ^{mg} M ₃ S | 76,0 |
| Cserhátszentiván 2. | Q | 17,6—36,0 | ^{mg} M ₃ S | 18,4 |
| | ^{mg} M ₃ S | 44,7—103,2 | ^{mg} M ₃ S | 58,5 |
| Hasznos 4. | Q | 44,1—104,0 | ^{mg} M ₃ S | 59,9 |
| | ^{mg} M ₃ S | 216,1—227,7 | ^{pyα} M ₂ b | 11,6 |
| Hasznos 5. | Q | 13,5—69,5 | ^{mg} M ₃ S | 56,0 |
| Hasznos 6. | PI | 22,0—150,0 | — | > 128,0 |
| Kutasó 1. | Q | 6,5—90,1 | ^{pyα} M ₂ b | 83,6 |
| Kutasó 2. | ^{mg} M ₃ S | 61,8—87,0 | ^{mg} M ₃ S | 25,2 |
| | Q | 7,4—30,0 | ^{λ¹} M ₃ S | 22,6 |
| Mátraszőlős 5. | ^{λ¹} M ₃ S | 34,2—63,4 | ^{pyα} M ₂ b | 29,2 |
| | ^{mg} M ₃ S | 61,6—100,0 | — | > 38,4 |
| Mátraszőlős 6. | ^{mg} M ₃ S | 78,5—143,5 | ^{pyα} M ₂ b | 65,0 |
| Mátraszőlős 7. | Q | 11,2—18,5 | ^{λ¹} M ₃ S | 7,3 |
| Mátraszőlős 9. | PI | 142,5—150,0 | — | > 7,5 |
| Pásztó 5. | PI | 62,0—150,0 | — | > 88,0 |
| Sámsonháza 1. | ^{λ¹} M ₃ S | 57,3—89,4 | ^{mg} M ₃ S | 32,1 |
| Sámsonháza 2. | Q | 10,8—75,0 | — | > 64,2 |
| Sámsonháza 3. | Q | 5,0—69,8 | ^{λ¹} M ₃ S | 64,8 |
| Sámsonháza 4. | Q | 10,8—23,0 | ^{λ¹} M ₃ S | 70,0 |
| Sámsonháza 6. | ^{λ¹} M ₃ S | 38,0—43,4 | ^{λ¹} M ₂ k | 5,4 |
| Sámsonháza 7. | Q | 16,2—113,5 | — | > 97,3 |
| Sámsonháza 8. | Q | 18,5—51,6 | ^{λ¹} M ₃ S | 33,1 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 62,5—94,1 | — | > 31,6 |
| Sámsonháza 10. | ^{λ¹} M ₃ S | 31,5—51,8 | ^{λ¹} M ₂ k | 20,3 |
| Sámsonháza 11. | PI | 51,8—90,5 | ^{λ¹} M ₃ S | 38,7 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 92,5—100,0 | — | > 7,5 |
| Szurdokpüspöki (felszíni) | ^{λ¹} M ₃ S | 40,0—61,0 | ^{pyα} M ₂ b | 21,0 |
| Tar 34. | ^{mg} M ₃ S | 265,0—282,0 | ^{λ¹} M ₃ S | 17,0 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 288,0—384,8 | ^{mg} M ₃ S | 96,8 |
| | ^{mg} M ₃ S | 483,3—641,0 | — | > 157,7 |
| Tar 35. | ^{λ¹} M ₃ S | 34,0—82,2 | ^{pyα} M ₂ b | — |
| Tar 37. | PI | 81,2—132,4 | ^{λ¹} M ₃ S | 51,2 |
| | ^{λ¹} M ₃ S | 138,2—181,0 | ^{mg} M ₃ S | 42,8 |
| Vonyarc 1. | Q | 16,4—57,2 | ^{amα} M ₂ k | 40,8 |
| Vonyarc 2. | Q | 28,5—177,0 | ^s M ₂ k | 146,5 |

Szarmata korú formációk litológiája és üledékciklusai a nógrád-cserhádi területen Lithologies and sedimentary cycles of the Sarmatian beds in the Nógrád-Cserhát area

VI. melléklet – Supplement VI.

(plotted by G. Hámor, 1978)



így néhol feküjében és fedőjében egyaránt ez található (66. ábra). Az ösföldrajzi szituációtól és az esetleges pannóniai kori lepusztítástól függően, helyenként (pl. Tar 37. sz. fúrás) fedőjében közvetlenül — látszólagos üledékfolytonossággal — pannóniai formációk települnek.

Elhatárolása az idősebb formációktól a makrofauna hiánya, illetve litológiai jellegei miatt egyszerű. A Kozárdi Formációtól a felsősvízi szarmata makrofauna megjelenése, illetve kimaradása alapján különíthető el. Ez azonban csak jól feltárt szelvények esetében végezhető el egyértelműen, mivel a Kozárdi Formáció is tartalmaz helyenként 1—2 m vastag planorbisos betelepüléseket.

A formáció *vastagsága* 100—150 m, max. vastagsága (Tar 34. sz. fúrás) 280 m körüli (44. táblázat). *Elterjedése* a tengeri medenceperemen a Cserhát, Mátra, Bükk D-i előterében, az Ózd—Egercsehi-árokban és a Sajó-völgyben ismert, D felé az alföldi medencék területén még nem tisztázott.

Jó felszíni feltárásai ritkák, s csak a sámsönházi Szálláska-völgy, a vanyarci Macskaárokpuszta és Hasznos környékén található.

A formáció alapszelvényének kijelölése és feldolgozása még hátralevő feladat.

Galgavölgyi Riolittufa Formáció

E címző alatt tárgyaljuk a korábbiakban országosan „felső riolittufa” néven említett képződményeket.

ID. NOSZKY J. (1927) képződményeit a tengeri és szárazföldi szarmatában egyaránt felismerte Kozárdon, Szurdokpüspökön, illetve a Zagyva-völgyben, és ide sorolta a gyöngyössolymosi és lőrinci rioliterupciókat is. „Felső riolittufa” összefoglaló néven SCHRETER Z. (1912) említi először e képződményeket és ez rétegtani fogalomként meggyökeresedett a hazai szakirodalomban. A kutatási területen HÁMOR G. (1974) térképezte fel elterjedését és megállapította heteropikus fáciesekben képződött voltát.

A formáció elnevezése a Galga-patak (Észak-Magyarország) völgyéről történt, főleg a galga-völgyi szarmata név asszociációs lehetőségei miatt. (A kézenfekvőbb „Zagyvavölgyi” elnevezés ugyanilyen okok miatt nem célszerű.) A formációt a Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága 1977 májusában fogadta el hivatalos litosztratiográfiai egységként.

A riolittufa (riodácittufa) tömege szürke, sárgásszürke, zöldesszürke színű, változó szemnagyságú, általában biotitos kőzet. A horzsakőtörmelék szemnagysága 0,2—10,0 cm között változik, Keleten durvábszemű. A Tar 35. sz. és Msz. 6. sz. fúrásokban összesült, ignimbrites kifejlődését is feltárták. A formáció alsó részén (vagy a fáciesviszonyoktól függően, egészében) gyakori a bentonitos elbontás, (az egész rétegben, pl. a Buják 1. sz. fúrásban, vagy lencsésen, fészkekben, pl. az Alsótold 3. sz. fúrásban). A tufa általában jól osztályozott, a tengeri kifejlődésben jól rétegzett (At. 1. sz. fúrás), néhol max. 2 cm nagyságú tufagalacsinokat (pelleteket) is tartalmaz.

A formáció helyenként agglomerátumos kifejlődésű (Sh. 1., 6., 7., 10. és Tar 37. sz. fúrások). Az agglomerátum anyagának mintegy 10—20%-a andezitlapilli. Szemnagyságuk általában 1—3 cm, max. 10 cm. Az agglomerátum és a tufák szemnagysága nagy vonalakban ÉK-ról DNy felé finomodik. A bombák polimikt andezitanyaga a Mátrai Vulkanit Formáció több kőzettípusával azonos. A tufaszórás hasadécai mindenütt a Mátrai Vulkanit Formáción vezetnek keresztül, így feltételezhető, hogy ezek a kirobbanáskor felszakított mellékközetek. Az agglomerátumos tufák vizsgálata tehát nem erősítette meg a szarmata andezit-vulkanizmus valószínűségét.

A Sh. 7. sz. fúrás 54,0—57,3 m mélységből származó típusos riodácittufa vékonycsiszolata RAVASZNÉ BARANYAI L. szerint vitro-kristallo-litoklasztos szövetű piroklasztit.

A vulkáni törmelék mérete a vékonycsiszolatban 0,05—2,0 mm között változik, a durva szemnagyság uralkodó. (A kőzetben makroszkóposan cm-es nagyságrendű mállott horzsakő fehér foltokban észlelhető.) A vitroklasztos törmelék teljes mértékben agyagásványosodott. A litoklasztit dacitos összetételre utal. A kőzet szövete porfiros—hialopilites. A kristálytörődékeket túlnyomó részben plagioklász (ikerlemezes, zónás, intermedier) képviseli, szórványosan kvarc is észlelhető. A kis mennyiségű színes elegyrész kizárólagosan biotit. A járulékos ásványokat apatit, cirkon és magnetit képviseli. Foltokban kevés karbonát észlelhető (kalcit).

A piroklasztit néhol szénült gyökérmaradványokat (Tar 37., Sh. 1. sz. fúrások), másutt halpikkely- és meghatározhatatlan Mollusca-héjtörődékeket (Hasznos 5. sz. fúrás), Szurdokpüspökön pedig Foraminiferákat, Diatomákat és Mollusca-héjtörődékeket tartalmaz. ID. NOSZKY J. (1940a) krokodil koponyát említ Sámsönházáról.

A Galgavölgyi Riolittufa Formáció a szarmata formációk minden fáciesében képződött; egyaránt megtalálható a szárazföldi (heglábi, folyóvízi, tavi-, mocsári és delta), valamint a tengeri (parti zátony, külső lagúna, nyíltvízi) kifejlődésekben. A tufa általában légi szállítás útján került az üledékgyűjtőbe, néhol (a vélt kitörési hely, a szentkúti törés zónája közelében) ártufa formájában található meg. A Sh. 7. sz. fúrás anyagán megfigyelhető jellegzetes változata a folyóvízbe került ártufa (sárfolyó, tufasár).

Az eredeti feltörési hely egy ponton ismert, Mátraverebélyen a Szentkúti forrástól É-ra, az út és K-i kanyarulatában, ahol a Rákosi Lajtamészkö Formációban felnyílt diaklázis 1,5—3 m széles csatornájában megrekedt tufaagglomerátum látható (67. ábra).



67. ábra. A Rákosi Lajtamészke Formáció képződményeit áttörő tufaagglomerátum (Mátraverebély, a szentkúti forrástól É-ra). Fotó: HALMAI J. 1977

Fig. 67. Tuff-agglomerate piercing the Rákos Leithakalk Formation (N of Szentkút spring at Mátraverebély). Photo: J. HALMAI 1977

A Galgavölgyi Riolituffa Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation

45. táblázat — Table 45

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|---------------------------|--------------------------------|----------------|--------------------------------|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Alsótold 1. | ^{mg} M ₃ S | 21,0—23,9 | ^{mg} M ₃ S | 2,9 |
| Alsótold 3. | ^a M ₃ S | 116,0—117,4 | ^a M ₃ S | 1,4 |
| Bercel 5. | Q | 2,0—33,0 | — | > 31,0 |
| Bercel 6. | ^a M ₃ S | 23,2—24,0 | ^a M ₃ S | 1,8 |
| Cserhátszentiván 1. | ^a M ₃ S | 50,7—52,0 | ^a M ₃ S | 1,3 |
| Hasznos 4. | ^{mg} M ₃ S | 202,3—216,1 | ^{mg} M ₃ S | 13,8 |
| Hasznos 5. | ^{mg} M ₃ S | 109,0—114,0 | ^{mg} M ₃ S | 5,0 |
| Kutasó 2. | ^{mg} M ₃ S | 137,9—138,1 | ^{mg} M ₃ S | 0,2 |
| Mátraszőlős 5. | ^a M ₃ S | 30,0—34,2 | ^a M ₃ S | 4,2 |
| Mátraszőlős 6. | ^{mg} M ₃ S | 29,0—31,0 | ^{mg} M ₃ S | 2,0 |
| Mátraszőlős 9. | ^a M ₃ S | 18,5—33,3 | ^{dm} M ₂ b | 14,8 |
| Sámsonháza 1. | PI | 54,0—57,3 | ^a M ₃ S | 3,3 |
| Sámsonháza 3. | ^a M ₃ S | 69,8—84,2 | — | > 14,4 |
| Sámsonháza 4. | ^a M ₃ S | 23,0—44,2 | ^{dm} M ₂ b | 21,2 |
| Sámsonháza 6. | Q | 10,4—38,0 | ^a M ₃ S | 27,6 |
| Sámsonháza 8. | ^a M ₃ S | 51,6—62,5 | ^a M ₃ S | 10,9 |
| Sámsonháza 10. | Q | 11,0—31,5 | ^a M ₃ S | 20,5 |
| Sámsonháza 11. | ^a M ₃ S | 90,5—92,5 | ^a M ₃ S | 2,0 |
| Szurdokpüspöki (felszíni) | ^{mg} M ₃ S | 15,0—40,0 | ^a M ₃ S | 22,0 |
| Tar 34. | ^a M ₃ S | 282,0—288,0 | ^a M ₃ S | 6,0 |
| Tar 35. | Q | 24,0—34,0 | ^a M ₃ S | 10,0 |
| Tar 37. | ^a M ₃ S | 132,4—138,2 | ^a M ₃ S | 5,9 |

A formáció képződményei a Sajóvölgyi és a Kozárdi Formációk rétegeiben települnek penakkordásan. Kivételesen idősebb miocénre települve is megtalálható a Sh. 6. sz. fúrásban. Fekü és fedőképződményeitől közettani alapon határolható el.

A formáció *vastagsága* általában 2—5 m, a kitörési hely közelében 10—30 m, nyíltvízi kifejlődésben pár deciméter (45. táblázat).

Elterjedése a szarmata formációk területéhez kötött, a kiemelt és lepusztult területek kivételével, az ország egész területén kimutatható. A kutatási területen legjobb felszíni feltárása az említett szentkúti „tufatelér”, ezt tekintjük a formáció alapszelvényének. Tanulmányozható még Sámsonházától K-re a hegyorom, Bér és Vanyarc körül. Jó szelvényeit tárták fel Sámsonháza 4. és 7. sz. fúrások.

Kozárdi Formáció

A formációt a Magyar Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága 1977 májusában fogadta el. Prioritása a BODA J. (1974) által „kozárdien alemelet”-ként bevezetett kozárdi felszíni szelvényhez fűződik.

A formáció elnevezése Kozárd községről történt (Nógrád megye, Észak-Magyarország), ahol a faluból Alsótoldra vezető országút K-i oldalával párhuzamos árokban, a temetőtől felfelé, alapszelvénytípusú feltártuk és ennek D-i végén mélyült a Kozárd I. sz. fúrás. A formációnevet — tágabb értelemben — országosan a tiszta marin, illetve vulkanitokból álló bádeni és az édesvízi pannóniai formációk között elhelyezkedő felsősvízi—tengeri képződményekre használjuk. A kutatási területen a formációba soroljuk a régi kutatók (STACHE G.—BÖCKH J. etc.) „cerithiumos rétege”-it; SCHRÉTER Z. (1912) erviliás rétegeit; ID. NOSZKY J. (1940a) alsó-szarmáciai tengeri képződményeit, BARTKÓ L. (1952) „alsóbb tengeri csoport”-ját, HÁMOR G. (1974) „szarmata tengeri összlet”-ét, HAJÓS M. (1968) szurdokpüspöki és hasznosi „torton” „felső tengeri diatomaföld-összlet”-ét és természetesen BODA J. (1974) kozárdien alemeletbe sorolt képződményeit.

A Kozárdi Formációt a kutatási területen zöldesszürke molluszkás agyagmárga, hydrobiás—cerithiumos márga, csillámos—finomhomokos aleurit, bentonitos agyag, mészmárga, molluszkás, oolitos, cerithiumos durva-mész, meszes homok, alkotja, alárendelten zöldesszürke, mészcsofos-mészeres agyagos aleurit, diatomaföld, homok, kavicsos homok, bentonit, agyagos barnaköszén betelepülésekkel.

Átlagos *rétegösszetétele* 19 fúrás 1543,0 fm maganyagának statisztikai értékelése alapján: pelit 76,1%, pszammit 16,4%, pszefit 2,4%, mészkő 5,0%.

A mészkőképződmények természetesen a peremi kifejlődésben, a pelitek a medencebeli fejlődésben uralkodó mennyiségűek. A többé-kevésbé zárt lagúnákban mészes-mészcsofos aleurit, bentonit, diatomaföld a jellemző.

A formáció képződményei jól, vastagpadosan, padosan, gyakran sávosan—levelesen rétegzettek; mikrorétegzettség — különösen a diatomás képződményekben — gyakori. Utóbbiakban iszapmozgási nyomok láthatók, különösen a mélymedence peremi részein (Cserhátszentiván I., Msz. 3. sz. fúrások). A lagúna-képződményekben autigénbreccsa rétegek (68. ábra), időszakos hínárosodást jelző gyökérnyomok láthatók. A puhatestű ősmaradványok nyíltvízi kifejlődésben a réteglapok felszínével párhuzamosan helyezkednek el, a kagylók sokszor dupla teknővel jelennek meg. Néhol (vanyarci köfejtő) a Carithiumok a hullámverés által orientáltak, ugyanitt a zátony legyezőszerűen kinyíló rétegzése is látható a nyíltvíz irányában. Szép üledékköltési jelenségek észlelhetők a bujái homokfejtőben, abráziós parti kifejlődésben, pl. idősebb formációk áthalmozása, hullámörvény, hullámfodrosság mega- és mikrométerekben, autochton (álló) helyzetben kovásodott cédrustörzsek. Ez utóbbira már BOGSCH L. (1943a) felhívta a figyelmet.

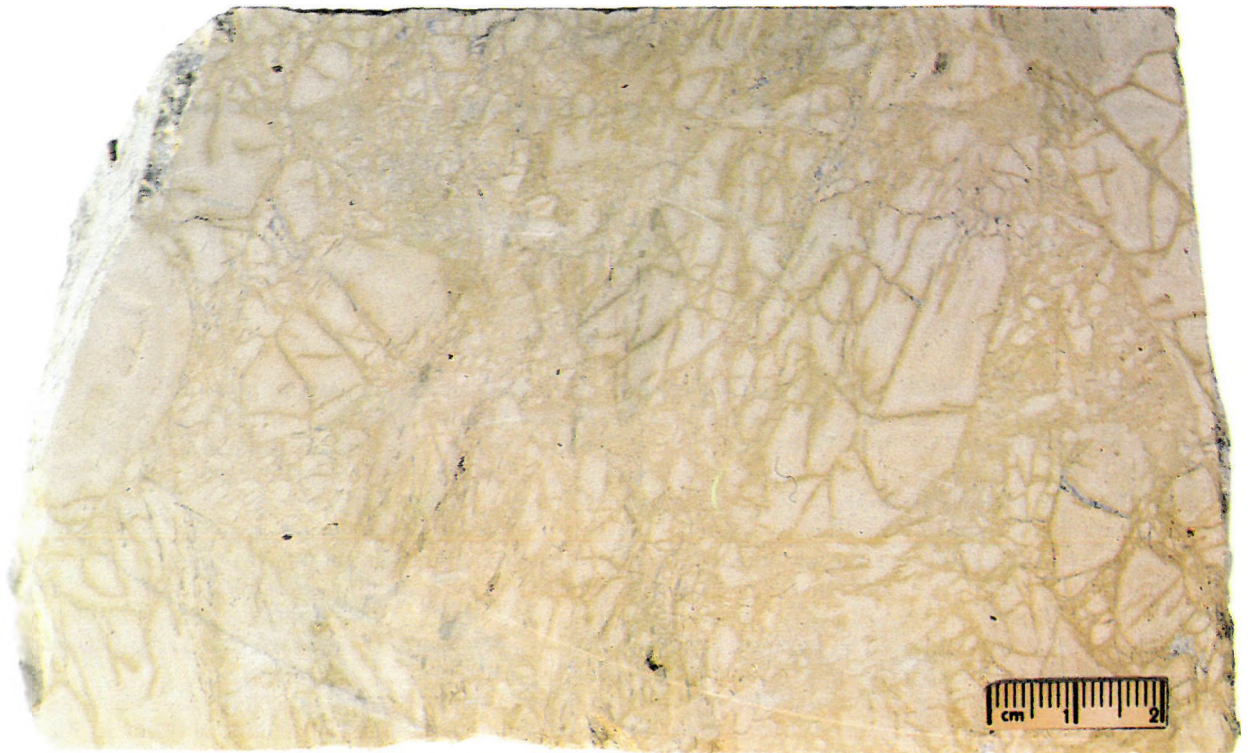
A formáció képződményeinek közettani vizsgálata azonos eredményt hozott a szárazföldi kifejlődésekkel: a durvatörmelék több mint 95%-a andezit eredésű, jól kerekített, max. 3 cm nagyságú kavics, kevés kvarckavicsal. A közepesen gyakori homokbetelepülések fele nagyrészt andezit, ritkábban riolit—dácittufa eredetű. Az áthalmozás a kerekítettség, bentonitosodás, rétegzettség, faunataralom alapján, minden esetben bizonyított. Néhol bentonitminőségű halmiolitikusan bontott, áthalmozott réteget tártak fel a Msz. 6., At. 1., Kozárd I. sz. fúrások.

A Sajóvölgyi Formációhoz hasonlóan, további vizsgálatot igényelnek egyes közettani érdekességek: rostos mészkő, dolomitmárga (?), kovaszalagos mészkő (?) (Kutasó 1., 2., Msz. 3., Msz. 6., At. 1. sz. fúrások).

A Kozárdi Formáció szerves maradványokban (egyedszámban) gazdag. Néhol kimutathatóan áthalmozott idősebb faunaelemek találhatók benne (Lithothamnium-, Bryozoa-, Mollusca-maradványok (Buják), gyakran (úgyszólván minden vizsgált fúrás-szelvényben) a buliminás—bolivinas zóna Foraminiferái).

A már említett bujái fatörzsek mellett, néhol gyökérnyomokat, szénült növénymaradványokat tartalmaz. A formáció pelites képződményeiből Buják környékén gyűjtött makroflóra PÁLFALVY I. szerint:

Gleichenites hungaricus PÁLF., *?Platanus platanifolia* (ETT.) KNOBL., *Daphnogene polymorpha* (A. BR.) ETT., *D. bilinica* (UNG.) KVAC. et KNOBL., *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN., *Ceratonia emarginata* A. BR., *Podogonium oehningense* (KOEN) KIRCHH., *P. lyellianum* HEER., *Sophora europaea* UNG., *Cercis* cf. *siliquastrum* L., *Daphne protogea* ETT., *Rhus* cf. *coriaria* L., *Acer* cf. *cappadocicum* WEB., *A. tricuspidatum* BRONN., *Sapindus falcifolius* A. BR., *S. ungeri* ETT., *Celastrus pyrrhae* ETT., *Rhamnus oehningense* HEER., *R.* cf. *alternus* L., *Zizyphus paradisiacus* (UNG.) HEER., *Cornus praeamomum* É. KOV., *Byttneriphyll-*



68. ábra. Diatomit breccsia (Hasznos 5. sz. fúrás 121,5 m). Fotó: MÓZER I.
Fig. 68. Diatomite breccia (borehole Hasznos 5, 121,5 m). Photo: I. MÓZER



69. ábra. A Kozárdi Formáció andezitre települő bázisrétegei (Buják, kőfejtő a község K-i végén). Fotó: HALMAI J. 1977
Fig. 69. Andesite-overlying basal beds of the Kozárd Formation (quarry at the end of Buják village).
Photo: J. HALMAI 1977

luliaefolium (A. BR.) KNOBL. et KVAC., *Myrsine celastroides* ETT., *M. doryphora* UNG., *M. formosa* HEER, *Myrsine* sp. (cf. *M. variabilis* BL.), *Bumelia oreadam* UNG., *Diospyros* cf. *lotus* L., *Diospyros brachysepala* A. BR., *Ulmus minuta* GOEPP. sensu KNOBL., *U. pyramidalis* GOEPP., *Laurentina pinnatifida* GR., *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BÜZ. et KOTL., *Celtis occidentalis* É. KOV., *C. caucasica* WILLD., *C. trachytica* ETT., *Betula dryadum* BRONGT., *B. prisca* ETT., *Alnus cercopaefolia* (ETT.) BERGER, *A. ducalis* (GAUD.) KNOBL., *A. feroniae* (UNG.) CZ., *A. cf. glutinosa* GARTN., *A. kefersteini* (GOEPP.) UNG., *A. nogradensis* VARGA, *Carpinus grandis* UNG., *Ostrya antiqua* GRUBOV., *Fagus haidingeri* É. KOV. sensu KNOBL., *F. cf. orientalis* LIPSKY, *Quercus* cf. *hispanica* FER., *Q. mediterranea* UNG., *Q. pontica-miocenica* KUBÁT, *Q. pseudocastanea* GOEPP., *Q. cf. castaneaefolia* C. A. MEY., *Q. cf. libani* OLIV., *Juglans juglandiformis* (STERNB.) GIEB., *Carya seffaefolia* (GOEPP.) KR., *Pterocarya paradisiaca* (UNG.) ILJ., *Populus balsamoides* GOEPP., *P. populina* (BRONGT.) KNOBL., *Myrica elongata* SAP., *M. lignitum* (UNG.) SAP., *Salix angusta* A. BR., *S. varians* GOEPP., *S. longa* A. BR., *S. haidingeri* ETT. sensu BÜZEK, *Smilax sagittifera* HEER sensu HANTKE, *Phragmites oehningensis* A. BR., *Typha latissima* A. BR.

Szurdokpüspöki és Hasznos környékéről HAJÓS M. (1968) gazdag Diatoma-flórát közöl, ugyaninnen ZALÁNYI B.

Cytheridea mülleri MÜNST., *C. acuminata* BOSQUE, *C. punctillata* BRADY, *C. hungarica* ZAL., *Cythereis* sp., *Macrocypris* sp. Ostracoda-faunát határozott meg.

A tengeri fáciesű képződményekben gyakoriak a halpikkelyek, halmaradványok, cápa fogak.

A formáció Foraminifera faunáját (az áthalmozott formákon kívül) Elphidium-, Nonion-, Miliolina-félék jellemzik, kevés faj nagy egyedszámú előfordulásaival (46. táblázat).

A makrofaunát a jellegzetes brakkvízi cardiumos, cerithiumos—hydrobiás, musculusos faunaegyüttesek képviselik (47. táblázat). Figyelemreméltó, hogy egyes fáciesek peremi részein édesvízi betelepülésekben Planorbis-, Galactocychus-, Lymnaea maradványok is előfordulnak (Sámsonháza).

A Kozárdi Formáció képződményei (az említett betelepülésektől eltekintve) tengeri—félsósvízi fáciesben képződtek. Ezen belül megtaláljuk az abrázios meredekparti (Buják) (69. ábra), a partszegélyi zátonyöv (Mátra-szőlős—Kozárd—Alsótold—Vanyarc), a belső lagúna (Hasznos—Szurdokpüspöki—Alsótold) és a sekélytengeri—nyíltvízi (Tar—Kutasó—Cserhát D-i előtér) fácieseket. E heteropikus fáciesek laterálisan összefogazódnak, figyelemre méltó a durvamészke eddig elképzelnél kisebb tömege (VI. melléklet).

A Kozárdi Formáció általában a Sajóvölgyi Formációra települ konkordánsan, ritkábban (Kozárd, H. 5. sz. fúrás, Buják) annak hiányával a Mátrai Vulkanit Formációra diszkordánsan. ÉK-i irányban összefogazódik a Sajóvölgyi Formációval (66. ábra), néhol fedőjében is az található. Az ősföldrajzi helyzettől függően nyíltvízi kifejlődésben fedője az üledékfolytonossággal, konkordánsan települő alsó-pannóniai összlet. *Elhatárolása* mindkét irányban a jellegzetes brakk faunaelemek megjelenésével, illetve eltűnésével történik.

A formáció *vastagsága* 80—120 m, max. vastagsága (Tar 34., Kutasó 2. sz. fúrások) mintegy 170 m (48. táblázat). *Elterjedése* a Cserhát, Mátra, Bükk D-i peremén és öbleiben, illetve a D-i előtérben ismert, itt lehatárolatlanul. A Sajóvölgyi Formációnál kisebb területen mutatható ki.

Jó felszíni feltárásai láthatók a kozárdi alapszelvényben, Vanyarcon, Bujákon és a Szurdokpüspöki diatoma-földbányában. A formáció alapszelvénye a Kozárd I. sz. fúrással kiegészített kozárdi felszíni feltárás.

A Kozárdi Formáció Foraminifera-faunája
Foraminiferal fauna of the Kozárd Formation

46. táblázat — Table 46

| Fajok — Species | Kozárdi alapszelvény | Kozárd 1. sz. fúrás 5,1—58,7 m | Ecség, Sándor-hegy | Ecség 2. sz. fúrás | Ecség — Buják közti vízmosás | Mátraszőlős 2. sz. fúrás 9,5—100,0 m | Sámsónháza 1. sz. fúrás 89,4—100,0 m | Tar 34. sz. fúrás 195,6—265,0 m és 384,8—483,3 m | Tar 37. sz. fúrás 180,0—203,0 m | Szurdokpüspöki* |
|------------------------------------|----------------------|--------------------------------|--------------------|--------------------|------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--|---------------------------------|-----------------|
| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
| <i>Spiroplectamina carinata</i> | | | | | | | | x | | |
| <i>Quinqueloculina implexa</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>seminula</i> | x | | | | | | | | x | |
| — <i>costata</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>subcarinata</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>reussi</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>odessae</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>circularis</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>akneriana</i> | x | | | | | | | x | | |
| — <i>collaris</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>pseudocostata</i> | x | x | | x | | x | | x | | |
| <i>Massilina secans</i> | x | | | | | | | | | |
| <i>Spiroloculina okrojantzki</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>tenuis</i> | | | | | | | x | | | |
| <i>Hauerina compressa</i> | x | | | | | | | | | |
| <i>Triloculina lauta</i> | x | | | | | | | | | |
| — <i>consobrina</i> | x | | | | | | | x | x | |
| — <i>inflata</i> | x | | | | | | | x | | |
| — <i>gibba</i> | x | | | | | x | | | | |
| <i>Nodophthalmidium sarmaticum</i> | x | | | | | | | | | |
| <i>Nodobaculariella ovalis</i> | | | | | x | | | | | |
| <i>Nubecularia cristellaroides</i> | x | | | | | | | | | |
| <i>Dentalina elegans</i> | | | | | | | | | | x |
| — <i>communis</i> | | | | | | | | x | | |
| <i>Nodosaria dina</i> | | | | | x | | | | | |
| <i>Lagena vulgaris</i> | | | | | | | | | | x |
| <i>Globulina spinosa</i> | | | | | | | | | | x |

* Többnyire áthalmazott formák — Mostly redeposited forms

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
|----------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|
| <i>Nonion commune</i> | | | | | x | | | | x | x |
| — boueanum | | | | | | | x | x | | x |
| — granosum | | | x | x | x | | | x | | x |
| — tuberculatum | | | | | | | | x | | |
| <i>Astrononion stelligerum</i> | x | | | | | | | | | |
| <i>Elphidium listeri</i> | | | | | x | | | x | | |
| — rugosum | x | | | | | | | | | |
| — flexuosum | x | | | | | | | | | |
| — persciturum | | | | | x | | | | | |
| — josephinum | x | | | | | | | | | |
| — macellum | x | | | | | | | | | |
| — georgium | x | | | | | | | | | |
| — reginum | x | | | | | | | | | |
| — hauerinum | x | x | x | x | x | | | | x | |
| — minutum | | | | | | | | x | | |
| — macellum var. aculeatum | x | | | x | | | | | | |
| — minimum | | x | | | | | | | | |
| — aculeatum | x | x | | | x | x | | | | |
| — crispum | x | | | | | x | | x | x | |
| — advenum | x | | | | | x | | | | |
| — fichtellianum | | | | | | | | x | | |
| <i>Bulimina elongata</i> | | | | | | | | x | | x |
| — inornatus | | | | | | | x | | | |
| — pyrula | | | | | | | | | | x |
| — buchiana | | | | | | | x | | | |
| — inflata | | | | | | | | | | x |
| <i>Buliminella elegantissima</i> | | | | | x | | | | | |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> | | | | | | | | x | | x |
| <i>Bolivina punctata</i> | | | | | x | | x | x | | x |
| — plicatella | | | | | | | x | | | |
| <i>Reussella spinulosa</i> | | | | | | | | | | x |
| <i>Discorbis valvulata</i> | x | | | | | | | | | |
| — obtusa | x | | | | | | | | | |
| <i>Eponides haidingerii</i> | | | | | | | | x | | |
| <i>Rotalia papillosa</i> | | | | | | | | | | x |
| — beccarii | x | x | x | x | x | x | | x | x | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. |
|---------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|
| <i>Asterigerina planorbis</i> | | | | | | | | × | | |
| — <i>rosacea</i> | | | | | | | | | | × |
| <i>Cassidulina subglobosa</i> | | | | | | | | | | × |
| <i>Globigerina quadrilobata</i> | | | | | | | | | | × |
| — <i>inflata</i> | | | | | | | | × | | |
| — <i>bulloides</i> | | | | | | | × | × | | × |
| — <i>trilocularis</i> | | | | | | | | × | | |
| — <i>regularis</i> | | | | | | | | | | × |
| <i>Globigerinoides triloba</i> | | | | | | | | | | × |
| <i>Orbulina universa</i> | | | | | | | | | | × |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | | | | | × | | | × | | × |
| — <i>dutemplei</i> | | | | | | | | | | × |

Vizsgálók: 1. BODA J., JANKOVICH I., 1—10. KORECZNÉ LAKY I.

A Kozárdi Formáció makrofaunája
Megafauna of the Kozárd Formation

47. táblázat — Table 47

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. | | |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|--|
| <i>Lamellibranchiata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Modiolus incrassatus</i> | X | | | | X | | | X | | | | | | | | | | | X | | | X | | | | | | |
| — <i>sarmaticus</i> | X | | X | X | X | X | | | | | | | | | | | X | X | X | | | | | | | | | |
| <i>Loripes cf. dentatus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>cf. dujardini</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | | | | | | |
| <i>Cardium vindobonense vindobonense</i> | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | | | | | | | | | X | X | X | | | | | | | |
| — <i>sublatisulcatum</i> | | | | | | | | | | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>plicatum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>latisulcum</i> | | | | X | | | | | | | | X | | | | | | | | | | X | | | X | | | |
| — <i>edule</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | | |
| — <i>cf. gleichenbergense</i> | | | | X | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>plicatofittoni</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — <i>politioanei suessiforme</i> | X | | X | | X | | X | | | | | | | | | | | | | | X | | | | | | | |
| — <i>gracile</i> | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>inopinatum</i> | | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Irus (Paphirus) gregarius dissitus</i> | | | X | X | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Irus (Paphirus) gregarius</i> | x | | x | x | x | x | | x | | x | x | | x | x | x | x | | | x | | x | | | | | |
| — (<i>Paphirus</i>) <i>gregarius ponderosus</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ervilia trigonula</i> | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>dissita dissita</i> | x | | x | | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>dissita podolica</i> | x | | | | | | | x | | x | x | | x | | | | | x | x | | | x | | | x | |
| — <i>dissita crassa</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Donax dentinger</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | | | |
| <i>Macra vitaliana eichwaldi</i> | | x | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | x |
| — <i>vitaliana</i> | | | | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | x | | | | |
| — <i>podolica</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — cf. <i>podolica</i> | | | | | | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — cf. <i>andruszowi</i> | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Abra reflexa</i> | x | x | | | x | x | | x | | | | x | | | | | | | x | x | | x | | | | x |
| — <i>abra</i> var. <i>pellucida</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Solen subfragilis</i> | x | | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Gastropoda</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Calliostoma anceps joanneum</i> | | | | | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>anceps anceps</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>poppelacki</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>sturiacum</i> | x | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>gutenbergi</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>angulatum</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | |
| — <i>gradaespirum gradaespirum</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>orbignyanum praeforme</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Calliostoma orbignyianum moesiense</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| — papilla | x | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Gibbula hoernesii</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — picta | x | | x | | x | | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — picta picta | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | |
| — depressa | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — biangulata | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Rissoa inflata inflata</i> | | | | | | | | x | | | | | | | | | x | | x | | | | | | | |
| — inflata sarmatica | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — mucronata | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — angulata | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — acuticosta | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — laevi | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mohrenstermia inflata</i> | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — pseudoinflata | x | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — multicostata | x | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — hydrobioides | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Mohrenstermia pseudoangulata politoanei</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — styriaca | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| — restecostata | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — globosa | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — graecensis | | | | | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Terebralia lignitarum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Moesia soceni</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Pirenella picta picta</i> | x | x | | x | x | x | x | x | x | | | | | | | | | x | x | x | | | | | | |
| — <i>picta mitralis</i> | x | | | x | | | x | | | x | | | | | | | | x | | x | | | | | | x |
| — <i>nodosoplica</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>soceni</i> | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>disjuncta</i> | | | | | | | | | | x | | | | | | x | | | | | | | | | | |
| <i>Cerithium rubiginosum rubiginosum</i> | | | | x | x | x | x | x | | | | | x | | | x | | x | x | x | | | | | | x |
| — <i>mediterraneum</i> | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ocenebrina sublavata sublavata</i> | | | | x | x | x | | x | | | | | x | | | x | | | | | x | | | | | |
| <i>Potamides (Terebralia) bidentata lignitarum</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | |
| <i>Mitrella saripta</i> | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Dorsanum duplicatum duplicatum</i> | | | | x | x | x | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | |
| — <i>opinabile</i> | | | | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>seminovale</i> | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Clavatulula dodderleini dodderleini</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Retusa truncatula</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Acteocina lajonkaireana lajonkaireana</i> | x | x | x | | | x | x | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| — <i>lajonkaireana okeni</i> | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | |
| <i>Clithon (Vittocliton) pictus pictus</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | x | | | | | x |
| — <i>(Vittocliton) pictus anomalus</i> | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>(Vittocliton) pictus striatus</i> | x | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Theodoxus (Theodoxus) socci</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Valvata pseudoadeorbis</i> | x | | | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Fajok — Species | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. | 8. | 9. | 10. | 11. | 12. | 13. | 14. | 15. | 16. | 17. | 18. | 19. | 20. | 21. | 22. | 23. | 24. | 25. | 26. |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| <i>Valvata soecni wiesenensis</i> | x | | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Hydrobia frauenfeldi</i> | x | | | x | x | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | x | |
| — <i>stagnalis stagnalis</i> | x | | x | | | | x | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | |
| — <i>stagnalis suturata</i> | x | | | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>socieni</i> | x | | | | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — <i>pectinata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>hörnesi</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | x | |
| <i>Caspia cf. microtesta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Pseudamnicola acutecarinata prisca</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Bithynia tentaculata</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Carychium minimum</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Limnaea subovata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Gyraulus cornus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| — <i>cornus solidus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x |
| <i>Monacha punctigera</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Bryozoa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Lepralia montifera</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Vermes</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Spirorbis heliiformis</i> | x | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | x |
| <i>Algae</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Acicularia conica</i> | | | x | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | |

Vizsgálatok: 6., 8. SCHAFARZIK F. 1920., 25., 26. SÜMEGIY J. 1924., 10—16. HORUSITZKY F. 1937., 23. SCHRÉTER Z. 1960., 1., 3—5., 7., 9., 17., 19—20., 24. JANKOVICH I. 1968—71., 2., 18., 21. BOHNE HAVAS M. 1968—71., 1., 22. BODA J. 1971

A Kozárdi Formációt feltáró fontosabb fúrások
Some important boreholes intersecting the Kozárd Formation

48. táblázat — Table 48

| Fúrás | Fedő | Mélységköz (m) | Fekü | Formáció vastagság (m) |
|---------------------------|-------------------|----------------|-------------------|------------------------|
| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Alsótold 1. | Q | 2,4—21,0 | $\lambda^1 M_3 S$ | 18,6 |
| | $\lambda^1 M_3 S$ | 23,9—124,6 | $^a M_3 S$ | 100,7 |
| Alsótold 2. | $^a M_3 S$ | 74,0—105,0 | $^{mg} M_3 S$ | 31,0 |
| Bér 3. | Q | 5,0—61,3 | $^{pya} M_2 b$ | 56,3 |
| Bér 4. | Q | 6,0—8,6 | $^{pya} M_2 b$ | 2,6 |
| Cserhátszentiván 1. | Q | 13,2—35,3 | $^a M_3 S$ | 22,1 |
| | $^a M_3 S$ | 128,0—200,0 | — | > 72,0 |
| Cserhátszentiván 2. | $^a M_3 S$ | 36,0—44,7 | $^a M_3 S$ | 8,7 |
| | $^a M_3 S$ | 103,2—120,0 | — | > 16,8 |
| Ecseg 1. | Q | 8,6—62,5 | $^{dm} M_2 b$ | 53,9 |
| Ecseg 2. | Q | 9,0—62,8 | $^{pya} M_2 b$ | 53,8 |
| Hasznos 4. | $^a M_3 S$ | 104,0—202,3 | $\lambda^1 M_3 S$ | 98,3 |
| | $^{mg} M_3 S$ | 69,5—109,0 | $\lambda^1 M_3 S$ | 39,5 |
| Hasznos 5. | $\lambda^1 M_3 S$ | 114,0—155,0 | $^{pya} M_2 b$ | 41,0 |
| | Q | 5,1—58,7 | $^{pya} M_2 b$ | 53,6 |
| Kozárd 1. | Q | 9,5—61,8 | $^a M_3 S$ | 52,3 |
| | $^a M_3 S$ | 87,0—137,9 | $\lambda^1 M_3 S$ | 50,9 |
| Kutasó 2. | $\lambda^1 M_3 S$ | 138,1—197,0 | — | > 58,9 |
| | Q | 9,5—100,0 | — | > 90,5 |
| Mátraszőlős 2. | PI | 71,3—100,0 | — | > 28,7 |
| Mátraszőlős 3. | Q | 0,5—29,0 | $\lambda^1 M_3 S$ | 28,5 |
| | $\lambda^1 M_3 S$ | 31,0—61,6 | $^a M_3 S$ | 30,6 |
| Mátraszőlős 6. | Q | 17,5—78,5 | $^a M_3 S$ | 61,0 |
| Mátraszőlős 7. | PI | 40,6—100,0 | — | 59,4 |
| Mátraszőlős 8. | Q | 0,0—319,5 | $^{dm} M_2 b$ | 319,5 |
| Mátraszőlős 10. | Q | 0,0—52,1 | $^{dm} M_2 b$ | 52,1 |
| Mátraverebély 122. | Q | 14,5—65,5 | — | > 51,0 |
| Pásztó 6. | PI | 50,2—150,0 | — | > 99,8 |
| Pásztó 9. | $^a M_3 S$ | 89,4—100,0 | — | > 10,6 |
| Sámsonháza 1. | Q | 4,6—5,5 | $^{dm} M_2 b$ | 0,9 |
| Sámsonháza 15. | — | 0,0—15,0 | $\lambda^1 M_3 S$ | 15,0 |
| Szurdokpüspöki (felszíni) | — | 0,0—15,0 | $\lambda^1 M_3 S$ | 15,0 |
| Tar 34. | PI | 195,6—265,0 | $^a M_3 S$ | 69,4 |
| | $^a M_3 S$ | 384,8—483,3 | $^a M_3 S$ | 98,8 |
| Tar 37. | $^a M_3 S$ | 181,0—203,0 | — | > 22,0 |

A terület ösföldrajzi rekonstrukciójának kutatástörténeti előzményei

A nógrád-cserháti terület első ösföldrajzi adatait KUBINYI F. (1854) szolgáltatta a kor divatos neptunista felfogása alapján. Nógrád megye földtani leírásában írja (p. 61): „A megye déli részét Heves és Pest megyék felől szinte a vulkánok tüze hajdani alakjából kivetkőztette, s trachitkő tömegeket s hegyeket származtatott. Ezen tömegekhez és hegyekhez a víz durva mészkőből (Grob-Kalk) álló telepeket fektetett”... Az említett helynevekből (Ecseg, Buják, Szőlős, Kozárd) kideríthetően a felső-miocén ösföldrajzi képét ábrázolja... „midőn ezen hegyek a Mátrával együtt vízzel körülvéve a magyarországi nagy rónának Duna s Tisza mellékeit a Vaskapuig tenger borította”. Másutt (Ipoly bal partján, Kalonda, Tarnócz, Litke) „víz által felhalmozott homokos és agyagos tömegekből (Molasse)” az oligocén „özönvíz” ösföldrajzi képét vázolja fel.

A bécsi első földtani felvétel végrehajtói jelentéseikben a harmadidőszaki képződmények kőzetjellegei, néha faunataralma alapján számos fáciesgenetikai azonosságra (molassz. slir. durvamészkö) és konkrét ösföldrajzi kapcsolatokra utaltak; ezek döntő része bajorországi (alpi előtér) és bécsi-medencei kifejlődési területekre vonatkozik.

ID. NOSZKY J. (1906—1940) kiváló monografikus munkássága főleg az alapvető rétegtani problémák megoldására irányult; ösföldrajzi—fejlődéstörténeti rekonstrukciói a vertikális tömbmozgás bizonyításáig, tengerszcillációk kimutatásáig jutottak el. Legnagyobb eseményként a szarmata regressziót tartja nyilván. Ennek statikus szemléletét valószínűleg maga is felismerve adja közre „Paleogeográfiai térképvázlatok a Magyarföld harmadkori fejlődéstörténetéhez” c. művét, melyben a nógrád—cserháti területet kitűnően illeszti be a Kárpát-medence „cattien”, „felső helvétien”, „tortonien” és „felső pannon” ösföldrajzi képebe. E négy részre tagolás is a főbb események helyes felismerését bizonyítja. Tenger-elterjedési vázlata fő vonásaiban követi SZALAY T. (1940) É-i és D-i, egymástól hátsággal elválasztott (ÉK—DNy irányú) „tengerbarázdáit”, mindketten DK-i (aldunai) ösföldrajzi kapcsolatot, onnan érkező miocén transzgressziót tételeznek fel.

A terület ösföldrajzi képének jelentős továbbfejlesztése STRAUZ L. (1923, 1925, 1928, 1929 etc.) munkásságának eredménye. Fáciestanulmányai a biofáciések aprólékos feldolgozására alapozott bathymetrikus fáciesövek kimutatására irányultak és számos részlettel gazdagították egy-egy lelőhely környékének fácies-rekonstrukcióját. Ezen túlmenően egyes területrészek tortonai kori ösföldrajzi képét is felvázolta, különös tekintettel az É-i (ipoly-völgyi) vagy D-i (alföldi) ösföldrajzi összeköttetés lehetőségeire. Hasonlóan értékes részatokat szolgáltatott NOSZKY J., ROZLOZNIK P. (1939) az alsó-miocén Ny-i elterjedési határára (Galga-vonal), HORUSITZKY F. (1942) a nógrádi alsó-miocén üledékgyűjtő ÉNy—DK irányú ösföldrajzi kapcsolataira, CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I., BÁLDI T. egyes időszakok bioprovincia-kapcsolataira, VITÁLIS S. (1961) a cardiumos rétegek közép-nógrádi ösföldrajzára, a szentelepek elterjedésére és kifejlődési viszonyaira, BARTKÓ L. (1962) a barnaköszén-képződési időszak ösföldrajzi viszonyaira.

Figyelemre méltó, hogy a legtöbb problémát a megismerés története folyamán a heteropikus fáciesek egyidejűségének felismerése, ill. elismerése okozta. Ezek egyidejűségének megállapítása a gyakran változó rétegtani megítélés szerint történt — sajnos nem fordítva.

A területtel Ny felé határos pestvidéki terület ösföldrajzi adatait JÁMBOR Á. (1969), a Börzsöny környékét HÁMOR G. (1974b) foglalta össze. Az ország területét bemutató miocén ösföldrajzi térképvázlatok (HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969, JÁMBOR Á.—RADÓCZ GY. 1970, HÁMOR G.—SZENTGYÖRGYI K. 1981) a fáciesviszonyok és ösföldrajzi viszonyok együttes ábrázolásával rögzítik a nógrád—cserháti kutatási területre is az ismeretek fejlődését.

Szerző 1978-ban a MFT ösföldrajzi anketáján mutatta be Észak-Magyarország ösföldrajzi térképsorozatát, melynek szerkesztésében HALMAI J. és FORGÓ L. kollégái működtek közre. Ennek továbbfejlesztett, végleges változatai képezik e fejezet térképmellékleteit. E feladat megoldásában jelentős segítséget jelentett az R.C.M.N.S. Paratethys Munkabizottságának működése, amelynek időközönként közreadott jelentései és térképváltozatai tartalmazzák a térben és időben néha változott magyar álláspontot is. (CICHA I.—SENEŠ J.—TEJKAL J. 1967; SENEŠ J. 1970; PAPP A.—SENEŠ J.—STEININGER F.—RÖGL F.—MÜLLER C. 1978).

A közvetlenül határos dél-szlovákiai terület neogén ösföldrajzi térképeinek (VASS D.—KONECNY V.—SEFARA J. et al. 1979) szerkesztőivel a közvetlen és állandó kapcsolat szintén jelentősen elősegítette a paleogeográfiai szintézis elkészítését.

Módszertani kérdések

A kvantitatív ősföldrajzi kiértékelési módszert a Mecsek hegység miocénjének kutatása során alakítottuk ki (HÁMOR G. 1971). Tektogenetikai továbbfejlesztését az 1969. évi Neogén kollokvium magyarországi miocén bemutató tanulmányai (HÁMOR G. 1972, 1973) eredményezték. A nógrád—cserhádi terület kutatása kapcsán a módszer főleg a tengeri molassz jellegű képződmények értékelésével, az üledékföldtani jelenségek statisztikus értékelésével, a laterális fáciesátmenetek nagyságrendjének megállapításával, a fácies-átmenetek tektonikai értelmezésével egészült ki. Az észak-magyarországi miocén ősföldrajzi térképsorozatának (HÁMOR G.—HALMAI J.—FORGÓ L. 1978) szerkesztésekor főleg a bio-, lito-, geofáciesek térképi és szelvénymenti ábrázolástechnikai kérdéseit oldottuk meg.

A módszer próbáját a Máza D-i feketeköszén-kutatás miocén kontinentális (folyóvízi—mocsári) fedősorozatának vizsgálata, a duznoki (Borsodi-medence) kutatási terület paralikus barnaköszén-formációjának feldolgozása során végeztük el. Nemzetközi szinten ellenőriztük felhasználási lehetőségeit a szocialista országok Tudományos Akadémiái közötti együttműködés során, a Molassz Munkabizottság munkálatai keretében.

A módszer leírását, változó léptékű kiértékelési rendszerét, a módszer kialakítása során nyert üledékföldtani, tektonikai eredményeket a „The quantitative methods of palaeogeographical reconstruction” c. munkában foglaltuk össze (HÁMOR G. 1983).

A módszer továbbfejlesztésének útja a laboratóriumi vizsgálati eredmények azonos szempontú feldolgozása és az összes adatok számítógépi kiértékelési lehetőségeinek megteremtése.

Az orogén ciklusok fejlődéstörténeti és ősföldrajzi rekonstrukciója

Szávai orogén ciklus

Oligocén végi események

Az oligocénben a kiscelli emelet idején mutatható ki a területen a maximális tengerelőtérés és a legnagyobb vízmélység. Az egri emelet kezdetén ez azonos területi elterjedésű, bár a Kiscelli Agyag Formációhoz viszonyítva a Szécsényi Slír Formáció sekélyebb vízmélységet jelez. A nógrád—cserhádi terület ekkor a NyDNy—KÉK irányú, nagy észak-magyarországi paleogén depresszióknak (esetleg a cserhátaljai—salgótarjáni—ózdai depressziósornak) a része.

Az üledékgyűjtőből kiemelkedett a Bükk hegység, a Darnó-rendszeren át nyakszerű taggal, a K-i kiemelt területekhez illeszkedő félszigetként. Bizonytalan a Ny-i Mátra aljzatának ősföldrajzi pozíciója; a jelenlegi ismereteink szerinti oligocén üledékhiány miatt lehetséges, hogy kiemelt, lapos hátságként egzisztált már ebben az időben is. A kutatási területen csak a sekélytengeri—nyíltvízi amussziomos—bathysiphonos „slírkifejlődésű” képződmények ismertek. A csatlakozó partközeli, sekélyvízi cyrenás (polymesodás) agyagok—homokok Ny-i irányban, a Naszály-törésvonaltól, ill. a Pilis-törésvonaltól Ny-ra található. K-i irányban a Bükk hegység peremén a partszegélyi—síkperti kifejlődést az Egri Formáció molluszkás homok, homokos agyagmárga és lepidocyclinás—lithothamniumos zátonyjellegű képződményei képviselik.

A szávai orogén ciklus kompresszív fázisának 1. üteme egyidejűleg lassította le az üledékképződéssel addig lépést tartó üledékgyűjtő aljzatának süllyedését és kezdte kiemelni a szárazföldi háttérrel. Ennek során figyelemre méltó, hogy az üledékgyűjtő megelőzőleg (a kiscelli idején) DNy-i irányban dőlő tengelye ÉK-i dőlésbe billent át. Legtovább (esetleg az eggenburgi emelet végéig) maradt meg a tengeri környezet a vizsgálati területtől ÉK-re és É-ra; erre utal a folyamatos egri—eggenburgi(?) üledékképződést esetleg bizonyító Szécsényi Slír Formáció, Putnoki Slír Formáció és talán a glaukonitos homok—homokkőösszetlet (Pétervásárai Homokkő Formáció) (BÁLDI T. 1983).

Az üledékgyűjtő területe előzőkhöz képest kisebb; a D-i nagy kiemelt szárazulat (Duna-balparti rögök, D-Cserhát, Mátra, Bükkalja Sajó-vonaltól K-re lévő területek) és az E-i kiemelt szárazulat (Börzsöny, Korponai-hegység, Vepor) között helyezkedik el, a Bükk hegység kiemelt sziget. A dunántúli kifejlődési területhez Nagymaros—Balassagyarmat vonalában keskeny tengerszoroson át kapcsolódik.

Az egyidejű heteropikus fáciesek sora ekkor nagyobb áttekintésben: dunántúli kontinentális, folyóvízi—mocsári képződmények (Csatkai Formáció); félsósvízi, tympanotonusos, esztuárium- és lagúna fáciesek (Kovačov, Diósjenő, Balassagyarmat, Fót, Szentendre, Rétság, Herencsény, Sajó-völgy); partszegélyi, síkperti sekélytengeri kifejlődés (Pétervásárai Homokkő Formáció); nyíltvízi partközeli kifejlődés (Szécsényi Slír Formáció).

A szávai orogén ciklus hatására az üledékanyagban fokozatosan, de gyorsan 95% fölé emelkedik a homoktartalom. Ezeket a — néhol sávosan rétegzett, rövid időtartamot reprezentáló — alsó szakaszokat egyes szerzők a Szécsényi Slír Formáció és a Pétervásárai Homokkő Formáció összefogazódásának értékelték, pedig csak a két formáció vertikális üledékátmenetét reprezentálják.

A Pétervásárai Homokkő Formáció jelentős vastagsága (200—600 m) ellenére kiegyenlített aljzatú, teljesen sekély (5—30 m) vízben képződött. A homok anyagának döntő része feltehetően a Vepor kristályos alaphegységéből (É-ről) származik, amely áramlásos szétterítéssel homogenizálódott. Ez magyarázná a helyenként gyakori biotit-, klorittartalmat és az ezidőben még autigén glaukonitképződést. A megszokottnál erősebb áramlási energiát az üledékgyűjtő tengelyirányának átbuktatása, az aktív mélymedence helyének áthelyeződése indokolhatja.

Az üledékanyag szállítócsatornái (folyóvízi vagy delta kifejlődésben) nem ismertek. A peremek, ill. a háttérlagúnák előtt jelentős vastagságú homok turzások, időnként felszínre kerülő, cementálódó homokhátak, lencsék, óriás konkréciók gyakoriak. Parti hullámvéres kereszttrétegzés több nagyságrendben is megfigyelhető, orientációja — így a partvonal —, különösen a D-i partvonal helyzete rögzíthető (1. térkép). A folyamat regresszív jellegét bizonyítja, hogy a peremi részekben a homok-homokkőpadok átlagos képződésmennyiség-vastagsága nagyobb mint a medence irányában. A felsorolt adatok gyakorisága alapján a nyílttengeri-sekélyvízi üledékgyűjtő parti sávja Balassagyarmat—Nógrádmegyer—Sóshartyán—Salgótarján—Maconka—Nagybátony—Szorospaták—Parád—Pétervására vonalában jelölhető ki, ÉK-felé nyitottan. Az üledékgyűjtő biofáciések szempontjából szegényes; a partközeli részen ritkán iszapfalók nyomai (bioturbáció), féregmászási nyomok („hieroglifák”) figyelhetők meg. Feltételezhető, hogy a faunaszegénységet a víz sótartalmának jelentős csökkenése, hideg áramlatok okozták.

A *szávai orogén ciklus kompresszív fázisának 2. üteme* teljesen megállítja az üledékgyűjtő aljzatának süllyedését és meggyorsítja a háttér kiemelkedését. Megkezdődik az ózd—pétervásárai tábla területének kiemelkedése, az üledékképződés maradék-üledékgyűjtőkre korlátozódik; a Duna-balparti rögök Ny-i előtere, a Nagymaros—Balassagyarmat közötti szoros, a Becskei öblözet, távolabb a Sajó-árok É-i része, a bükki D-i előter keskeny sávja területére (2. térkép).

A terület nagy részén a tengeri üledékképződés viszonylag gyorsan, átmenet nélkül szűnik meg. A távolabbi területeken, a későbbi árokszerkezetek egyes pontjain maradék üledékgyűjtők egzisztálhattak (Szécsény, Parád, Putnok). A feltöltődött üledékgyűjtő felszínén, a glaukonitos homokkővön száradási repedések keletkeznek. A kiemelkedő háttérről DK-i irányú folyóvízi szállítás útján törmelékűvek rakódnak le Diósjenő. Balassagyarmat környékén; ÉNy-i irányú szállítás útján Becske, Kiskér térségében. A kavicsanyag mennyisége előzőhöz képest mintegy 10-szeresére növekszik, szemnagysága a 4 cm-t is eléri. A feltöltődő terület elmocsarasodik, ártéri homok, mocsári zöld agyag képződik. Szanda, Becske, Kiskér környékén, a Börzsönyalján barnaköszéntelegekkel és zsinórokka (Becskei Formáció). A fauna édesvízi—mocsári (Congeria-, Unio-félék). A teljes szárazrakerülést gyökérnyomok, Helix-fauna bizonyítja, majd ismételt folyóvízi behordódás következik (2. térkép narancssárga felülnyomása).

Miocén kezdeti események

A *szávai orogén ciklus kompresszív fázisának 3. üteme* ismét a háttér-feltorlódás erősödését és ennek következtében az előtérdepressziók kialakulását eredményezi.

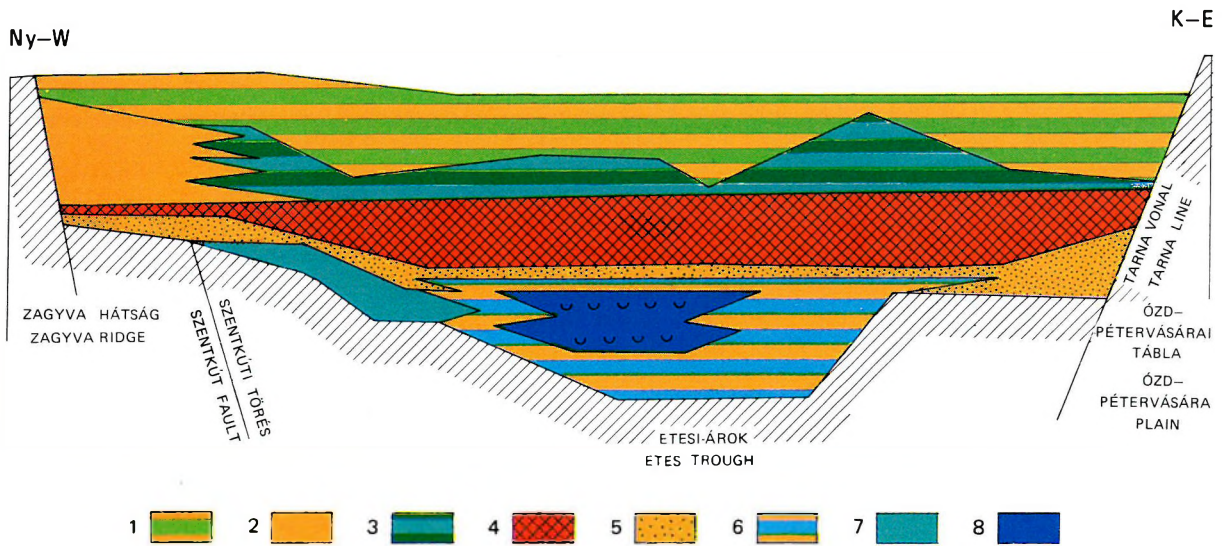
A kérdéssel foglalkozó külföldi szerzők véleménye egybehangzó tekintetben, hogy ezidőben perialpi—perikárpáti kapcsolat alakult ki hozzávetőleg Ny—K-i irányban a mediterrán térség és az Indopacafikum között.

Eltérések és nagy bizonytalanság főleg a Kárpát-medence, azon belül is Magyarország területének megítélésében mutatkozott. SZALAI T. (1940) a Duna—Tisza közén — DNy-Tiszántúlon át D felé nyitott üledékgyűjtőt ábrázol. Mások É felé nyitott, a szlovákiai kifejlődések D-en zárt öbleiként mutatják be területünket (SZENTES F. in VADÁSZ E. 1960; HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969; PAPP A.—SENEŠ J.—STEININGER F. et al. 1971; BÁLDI T. 1982). Az É-olaszországi ösföldrajzi összeköttetés lehetőségét CICHA I.—SENEŠ J.—TEJKAL J. (1967) és SENEŠ J.—MARI-NESCU F. (1974) veti fel. Az É-Magyarországon—É-Tiszántúlon—É-Erdélyen át húzódó ÉNy—DK irányú kiterjedést először ROGER J. és ANDRUSOV D. adatai felhasználásával HORUSITZKY F. (1942) ábrázolta; majd a DNy felől csatlakozó kontinentális kifejlődésekkel kiegészítve HÁMOR G.—SZENTGYÖRGYI K. (1981) bizonyította. Ennek lemeztectonikai, ösföldrajzi-faciológiai értelmezését HÁMOR G. (1983) végezte el, pontosítva a szávai orogén ciklus kronoztratigráfiai helyzetét. E felfogás szerint nem zárható ki, hogy az ország területének Dunától Ny-ra eső részén és az Alpok K-i előtérében egyidejűleg szárazföldi durvatörmelék üledékképződés folyt.

A nógrád—cserháti területen az orogén ciklus megelőző ütemében kialakult (beszűkült) üledékgyűjtő annyiban módosult, hogy a nagymaros—balassagyarmati tengerág kissé délebbre, Budafok—Püspökhatvan—Bercel vonalába helyeződött át. A D-i, kiemelt szárazulathoz már hozzá tartozik a Bükk hegység; ennek ÉNy-i előtere és az Ózd—Pétervásárai tábla között kialakult az Ózd—Egercsehi-árok. A megerősödött kompresszív ütem hatására tehát a parketta-szerűen illeszkedő idősebb szerkezeti egységek ÉK-i, É-i előtereiben alakultak ki azok az előtérdepressziók, árkos szerkezetek, amelyekbe az eggenburgi tenger transzgredált DK-felől (Sajó árok, Ózd—Egercsehi-árok, Etesi-árok, Mohorai-árok stb.). E szerkezetek keskenyek, átmérőjük mindössze 20—30 km és aszimmetrikusak (a Ny-i és D-i szárazulatok előtérében hirtelen mélyülnek, É, ÉK felé ellaposodnak). A terület ÉNy felé az Ipoly—Nyitra—Vág-völgy; DK felé a Sajó-kapu tájékán az ÉK-tiszántúli flis(?) periszinklinális üledékgyűjtőjén át az észak-erdélyi eggenburgi üledékgyűjtőhöz mutat ösföldrajzi kapcsolatot (81. ábra).

A keskeny üledékgyűjtő vályúk nem utólagos térrövidülés eredményei: az összes árok részletben megtalálható a teljes laterális geo-lito-biofáciés sor. E fáciésövek alapján rekonstruálható az eredeti ösföldrajzi kép (70., 71. ábra).

Az eggenburgi formációk diszkordánsban, általában eltérő fáciésben települnek az idősebb képződményeken. A fáciések szabályos megjelenése elegyengetett térszínre enged következtetni. Konkordáns vagy penakkordáns település és esetleges üledékfolytonosság valószínűsíthető a Szécsényi Slir Formáció elterjedési területén, ahol a formáció képződése az egri—eggenburgi idején folyamatos lehetett (vö. az Ilinyi Agyagmárga Tagozat folyamatos kifejlődését feküjéből).

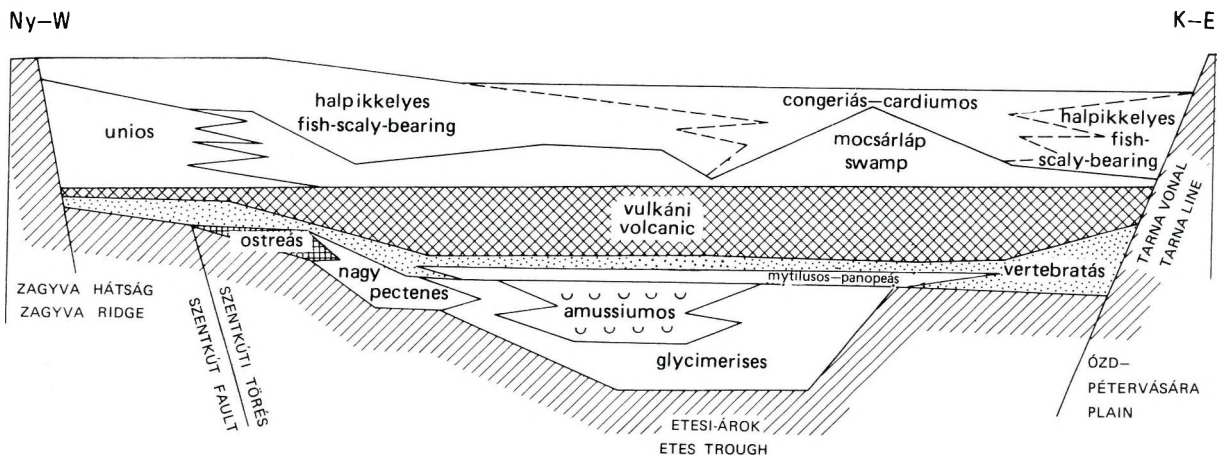


70. ábra. Az eggenburgi és ottngangi formációk geofáciái a nógrád—cserhádi területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1979)

1. Mélytavi—félsósvízi lagúna, 2. folyóvízi—ártéri. 3. limnikus—paralikus, 4. vulkáni, 5. folyóvízi, 6. partközeli és delta, 7. partszegélyi, 8. nyíltvízi fácies

Fig. 70. Geofacies of the Eggenburgian and Ottnangian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1979)

1. Deep lakewater, brackish-water lagoon, 2. fluvatile—alluvial, 3. limnic—paralic, 4. volcanic, 5. fluvatile, 6. nearshore- and deltaic, 7. littoral, 8. open marine facies



71. ábra. Az eggenburgi és ottngangi formációk biofáciái a nógrád—cserhádi területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1979)

Fig. 71. Biofacies of the Eggenburgian and Ottnangian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1979)

A partszegélyi övben a Budafoki Homok Formáció Berceli Homok- és Szorospataki Homokkő Tagozatai képződtek. Az abráziós parti berceli kavicsos homok kavicsainak maximális szemnagysága 2—3 cm. Területi elhelyezkedése, anyag és szemcse nagysága alapján megállapítható, hogy a Becskei Formáció folyóvízi törmelék-kúpjainak anyagát halmozta fel. Biofáciájában az Ostrea (Anomia)-félék uralkodóak (Mohora, Bercel). A rétegzettség vastagpados, konkreció, néhol hullámveréses keresztretegzettség figyelhető meg (Kisterenye).

A partszegélyi—szublitorális övben képződött Szorospataki Homokkő Tagozatban („nagypectenes” rétegek) a kavics apróbb szemű (1—1,5 cm), a képződmények vékonypadosak, uralkodó a zöld szín, s néhol sávos rétegzettség is előfordul (Nagybátony). Bárna környékén kloritfoszlányok találhatók benne. A nagy Pectenek néhol „muschelplaster”-szerűen rendezettek, Cardium—Pitaria kísérőfaunával (Salgótarján, Nagybátony).

A partközeli—síkpárti—sekélyvízi kifejlődést az Ordaspusztai Homok Tagozat változó szemcsenagyságú, de főleg finomszemű, kissé agyagos, vastag homokrétegei képviselik. A makrofaunában a *Glycimeris*—*Cardium*-félék uralkodnak. A csekély áramlási energiát bizonyítják a kagylók együtt maradt féltekői. A nyíltvízi kifejlődéssel (Illyi Agyagmárga Tagozat) való összefogadódását sávós vagy mikrorétegzett aleurit betelepülések és az előkerült Foraminifera-fauna bizonyítja.

A parttávolsági, nyíltvízi fáciesövet képviselő illyi agyagmárgában az Amussium—*Aturia*-félék megjelenése, 44 új Foraminifera taxon megjelenése, illetve 36 taxon kihalása jellemző. A fáciesöv Szécsény, Illy, Püspökhatvan környékén helyezkedett el. Az orogén ciklus kompresszív fázisának 4. üteme e nyíltvízi képződmények maximális elterjedését, helyenként túlterjedő települését tette lehetővé.

Az eggenburgi transzgresszió rövid ideig tartott, mivel képződményeinek összvastagsága a területen 100 m alatt marad.

A szávai orogén ciklus kompresszív fázisa idején, a háttér-területeken, a feszültségek takarós áttolódásokban oldódtak fel (Alpok—Kárpátok). Hasonló tendenciájú esemény a területhez legközelebb a Darnó-zóna területén játszódott le: az akkor lejátszódott pikkelyes feltolódásban az eggenburgi tengeri képződmények még résztvesznek, a fiatalabb kontinentális képződmények már nem.

A dilatatív fázis 1. üteme a háttér további emelkedését, a tengeri kapcsolatok megszűnését, az árokstruktúrák ismételt beszakadását eredményezte.

A háttér emelkedése következtében a Kárpát-medencébe a miocén történetének legnagyobb tömegű durvatörmelék anyaga kezdett beszállítódni. A tengeri kapcsolatok megszűntét a Kárpátok külső ívén az alsó-miocén evaporitképződés jelzi. A Kárpát-medencén belül az árokrendszerek szárazföldi durvatörmelékkel töltődtek fel.

Magyarország területén ekkor általánosan kontinentális, főleg folyóvízi üledékképződés folyt. A félkörben kiemelt kelet-alpi, mura—dráva-völgyi (Lavanttal, Szlovénia, Zágrábi-hegység, Papuk-hegység) észak-bácskai (Fruska-Gora, Mecsek—Villány) területek törmeléke K, ÉK, É irányba szállítódott. Az észak-dunántúli üledékszállító csatorna akkumulációs területén a Csatkai Formáció képződményei, a dél-dunántúli, délföldi területen a Szászvári Formáció alsó tagozatának képződményei reprezentálják ezt az eseményt több ezer km² kiterjedésű, 2—600 m vastag törmelékű felhalmozódásokkal.

A nógrád—cserháti területen ekkor rakódtak le a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció üledékei. Elterjedési területe gyakorlatilag a preformált árkok területére korlátozódik (2. térkép) (Galgá-árok—Ipoly-völgy—Etesi-árok). Tovább ÉK felé az Ózd—Egercsehi-árok és a Sajó-árok területén is megtalálható.

A szávai orogén ciklus dilatatív fázisának 1. üteme a területen a tengeri üledékgyűjtőben egyre erősödő folyóvízi törmelékanyag beszállítással jelenik meg. Az így kialakuló deltaképződmény a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció bázisán jelenik meg, a tordasi rétegek formájában. A tordasi rétegek az eggenburgi tengeri üledékgyűjtő legmélyebb részein, az Etesi-árok közepén, Salgótarján—Mátraszele—Parád vonalában fejlődtek ki. A tengeri fekképződmények ujjszerűen fogazódnak össze a sekélyvízi fáciesű, *Mytilus*—*Arca*—*Pholadomya* kagylókat és ritkán *Rotalia*—*Elphidium*-féléket tartalmazó finomhomokos—csillámos, felsővízi és folyóvízi homokos—kavicsos képződményekkel. Delta-keresztrétegzettség, lencsés kiemelkedés gyakori. Felfelé a szárazföldi képződmények válnak uralkodóvá, majd kizárólagossá. Végül az üledékgyűjtő területét a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció képződményei töltik fel. A változó szemnagyságú (max. 30—40 cm átmérőjű görgetegek) törmelékanyag zöme É-ről, Szlovákia területéről szállítódott D felé, a szemnagyság ui. ebben az irányban csökken; az anyag zöme az újpaleozóos, ún. „Federata-kvarcit”-ből származik. A kavics anyagának homogenitása, szemnagysága, lekerekítettsége, iszap-zagy kötőanyaga, a kovásodott uszadékfák lekerekítettsége nagy energiájú, távoli (30—50 km-nél távolabbi) folyóvízi szállítást tételez fel. Azonban a törmelékanyag egy kisebb részének a D-i („köztes tömeg”) területéről való származása sem zárható ki. Erre utal az a néhány átkovásozott, kontakt hatást mutató eocén nummuliteszes mészkőkavics, melyek a Mátra aljzatából, Recsk környékéről származhatnak. Ezt a megelőző, oligocén végi morfológiája is alátámasztja. Ellentmondás viszont, hogy e jól kerekített kavicsok max. szemnagysága 20 cm.

A folyóvízi kifejlődés fáciesövei — a sodorvonalbeli, parti, ártéri, kiszáradó ártéri fáciesövek — az üledékgyűjtő területén belül kimutathatók. Ezek néhol rekonstruálhatóak is a jellegzetes kavics, homokos tarka agyag, mészkonkréciós agyag elterjedése, vastagságviszonyai alapján.

Az árokstruktúrák feltöltődése után az üledékgyűjtő tere megnövekszik. Az árok peremi részein a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció túlterjedő módon, üledékhiánnyal települ idősebb képződményeken. Az üledékgyűjtő expanziója a kutatási területen az Etesi-árok DK-i peremén mutatható ki, Sámsonháza—Márkháza—Sóshartyán D-Nógrádsípek körül. Ehhez az orogén ütemhez tartozó feltöltődés legjobb példája az Etesi-árok ÉK-i peremén, Ipolytarnóc környékén rekonstruálható. Itt a kavicsokkal, homokkal, tarka agyaggal feltöltődött ártéri területen gazdag aljnövényzetű galériaerdők települtek. A pocsolyák néhány centiméteres vizében hullámfodros (ripple mark) felszínű iszapos homokpadok képződtek. Szárazra kerülve, ezek egyikén őrződtek meg a korabeli gerinces fauna benyomódott lábnyomai. A madarak, ős-orrszarvúk, szarvasok, ragadozók itteni itatóhelye — esetleg közeli forrásnál levő itatóhelyhez vezető útja — konzerválódott e rétegfelszíneken. A homokpadokat ismételtelen előntötte az áradás, mivel lábnyomok három réteglap felszínén figyelhetők meg. E lábnyomokat és a gazdag flóra levél-, ág-, fatörzs-maradványait vulkáni tufa temette be és konzerválta. E világhírű rétegek az irodalomban „ipolytarnóci lábnyomos homokkő” néven ismeretesek.

A Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció képződésének kezdetét tehát a „tordasi rétegek”, befejeződését pedig az „ipolytarnóci rétegek” jelzik. Figyelemre méltó, hogy az Ipolytarnócon teljesen hiányzó csontmaradványok a formáció más lelőhelyein megtalálhatók: *Prodinotherium* zápfog Zagyvapálfalváról, lábszárcsont a Salgóvár alól, *Rhinocerotidae* agyar pedig Nemtől került elő. A korabeli nagy szárazföldi gerinces faunavándorlást jelzik az észak-alpi előtér (Svájc, Ausztria) és a kárpáti előtér (Szovjetunió, Románia) azonos korú lábnyomos rétegei (KORDOS L. 1985).

A szávai orogén ciklus dilatatív fázisának 2. üteme a nagy ösföldrajzi kereteket változatlanul hagyta. A húzásos erőhatások a tengeri üledékgyűjtők területén az üledékgyűjtő kisebb mérvű expanzióját eredményezhették (ha az ottnangi tengeri képződményei túlterjednek az eggenburgi tengeri képződményeken). Nyitott kérdés, hogy újabb tengeri kapcsolatok létrejöttek-e és jelentősen eltérő bioprovinciák faunaelemei jelennek-e meg ebben az ütemben. Figyelemre méltó tény, hogy az Alpok—Kárpátok É-i előtere ekkor is kompresszív hatás alatt volt; húzásos erőhatások a stájerországi Lavanttal—Balaton vonal—Rozsnyó—Dukla vonal—Lvov vonalától D-re bizonyíthatók. A megelőzőleg kialakult (főleg ÉK—DNy irányú) szerkezeti rendszerek dilatative megnyíltak és e régióban nagy tömegű savanyú, riolitos-dácitos lávatufa került a felszínre.

Magyarországon ennek bizonyítéka az ún. „alsó riolittufa” (Gyulakeszi Riolittufa Formáció), amely a Zalai-medencében, É-Somogyban, a Mecsek É-i előterében, a közép-magyarországi vulkáni hátságon, az Etesiarók és a Sajó-árok között és a Bükk hegység D-i peremén mutatható ki. Jellegei mindenütt azonosak, ösföldrajzi jellemzését a nógrád—cserháti területhez kapcsolva mutatjuk be.

A nógrád—cserháti területen a riolittufa elterjedése az ÉNy—DK csapású Etesiarókra és ennek DK-i folytatásában a Tarna-árokra korlátozódik. Ez azt jelenti, hogy sem az ezektől DNy-ra lévő cserháti területre, sem az ÉK-re lévő Ózd—Pétervársárai-tábla területére nem terjed ki. A kitörési hasadék feltehetően az Etesiarók DNy-i határtörése volt, az ún. sóshartyán—szentkúti vonal.

A tufa nyitott hasadékon tört elő, ezt bizonyítják, hogy

— a formációban a kirobbant, légi úton szállított portufa elenyésző mennyiségű (4—5%),

— a közettömeg közel 90%-a összesült, ignimbritesedett horzsaköves ártufa,

— az üledékes közbetelepülések hiányoznak. A 3—4 egymást gyorsan követő vulkáni ciklust 2—3 agglomerátum betelepülés választja el,

— a tufa csak a morfológiailag mélyebb helyzetű részeket töltötte fel, viszkozitása miatt lejtésirányban hömpölygő tufaár formájában; kirobbanó és légi úton szállított hamueső a magasabb helyzetű részekben is lerakódott volna.

— végül, de nem utolsó sorban a 100 m körüli vastagságú, mintegy 1000 km² területet (Szlovákia területét is) befedő tufatömeg 100 km³ anyagmennyisége nem jöhetett felszínre 1—2 szállítókörtön.

A tufaáradat D-ről ÉNy, É felé haladt. Ezt a megelőző és követő paleomorfológiai viszonyok mellett valószínűvé teszi az is, hogy a kitörési helytől távolabbi Ipolytarnócon a tufa által betemetett levélmaradványok csak kissé pörkölődtek meg. A vulkáni működés gyors lefutású, epizódyszerű volt; ez megállapítható a *K/Ar* radiometrikus koradatok kis szórása, az ipolytarnóci lábnyomok fosszilizálódási módja, a tufaszórás közvetlenül megelőző és követő idő teljesen változatlan környezeti viszonyai és a változatlanul folytatódó üledékciklus alapján. A legnagyobb változást két jelenség okozta: egyrészt a tufa elegyengette az üledékgyűjtő aljzatának megelőző egyenetlenségeit, másrészt kedvező talajt biztosított a későbbi rendkívüli dús vegetációnak.

A szávai orogén ciklus dilatatív fázisának utolsó, 3. üteme sem változtatott a kialakult nagyszerkezeti kereteken. A húzásos erőhatások a már kialakult árokstruktúrák lezökkenésében nyilvánultak csak meg. Ezekbe az alpi és kárpáti előterek és Erdély területén újabb tenger, az ottnangi idő tengere nyomult be (82. ábra).

Stájerország, Ny-Magyarország, É-Jugoszlávia területén folytatódott a szárazföldi üledékképződés: a folyóvízi üledékek előzőleg feltöltött, tufával elegyengetett felszíni területek elmosarasodtak. Nagy kiterjedésű édesvízi köszénmocsarak fejlődtek ki Sopron, K-i és Ny-i Mecsek, DNy-Bakony területén. ÉK-Magyarországon és D-Szlovákiában a nagyszerkezeti egységek között már megelőzőleg kialakult Dacov-Lom-i árok (Modrý-Kamen)—Etesiarók—Ózd-Egercsehi-árok—Sajó-árok területén kezdetben szintén édesvízi mocsári, de időben fiatalodva egyre tengeribb, paralikus köszénlápok alakultak ki. Ez az árokrendszer ÉNy felé zárt és szlovákiai végződésén egyértelműen az egész idő alatt édesvízi kifejlődésű. A rendszer DK-i része ekkor a legtengeribb kifejlődésű: Miskolc—Sajószentpéter—Duzsnok körül a barnaköszéntelepek köztes meddői DK felé növekvő számú, 5—7 tengeri, ostreás—pitariás betelepülést is tartalmaznak.

A rendszer középső részén helyezkedik el a nógrád—cserháti terület, ami így természetesen átmeneti kifejlődésű. A területen az Etesiarók lezökkenése összefüggő vízfelületet, elmosarasodást eredményezett. A 3. középciklus során fejlődött ki végül a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció. A fekükképződményekről (riolittufa) már SCHRÉTER Z. (1937), a formáció képződményeiről ID. NOSZKY J. (1930—31) megállapította, hogy hiányoznak a Galga-vonaltól Ny-ra.

A szávai orogén ciklus dilatatív fázisának 3. üteme idején az üledékképződés — a riolittufa kitörés epizódja után — változatlan nagyszerkezeti keretben és fáciesviszonyok mellett folytatódik. Az ÉK—DNy irányú keresztmetszetét tekintve aszimmetrikus (DNy-on mélyebb) Etesiarók DNy-i zónájának a feltöltődése tovább folytatódott Egyházasgerge—Sóshartyán—Nógrádsipek—K—Salgótarján—Nagybátony vonalában. A szárazföldi—folyóvízi kifejlődésű kavics-homok-tarka agyag képződmények alkotják a Salgótarjáni Barnaköszén Formá-

ció Nógrádmegyeri Tagozatát. Az üledékképződés folyamatosságát a nógrádi területen már régen meggyökeresedett „alsó tarka agyag” (= Zagypalfalvai Tarkaagyag Formáció) és „felső tarka agyag” (= Nógrádmegyeri Tagozat) megjelölés is tükrözi. E tarka agyagokat a közbetelepült riolittufa választja csak el egymástól (pl. Egyházasgerge I. sz., Nógrádsípek I. sz. fúrások). A környék korábban gazdag gerinces faunája is túlélte a vulkáni működést: a Nógrádmegyeri Tagozat képződményeiből Mastodon (Bunolophodon), Prodinotherium, Rhinoceros csontmaradványok kerültek elő Testudo, Trionyx kíséretében.

Az ÉK-i irányban laposan kifutó aljazatú Etesi-árok ÉK-i zónájában, egyidejűleg feltöltődő ártéri-édesvízi-mocsári környezetben a legalsó, III. sz. barnaköszénteleg képződik, amely már a formáció Kisterenyei Tagozatához tartozik. A tagozat a szorosabb értelemben vett barnaköszénösszletet és közvetlen fedőjét (vizslási homok-, mátranovákai agyagmárga rétegek) foglalja magába. A III. barnaköszénteleg a benne talált, álló helyzetben szénült fatörzs alapján autochton (BARTKÓ L. 1962). Ez a telep fejlődött ki a legnagyobb vastagságban a területen, kivéve ahol rovására a Nógrádmegyeri Tagozat teresztrikus képződményei találhatók.

A két kifejlődés heteropikus voltát bizonyítja, hogy

- mindkettő a Gyulakeszi Riolittufa Formációra települ,
- a Nógrádmegyeri Tagozatban található barnaköszén zsinórok, a szénült növényi maradványok gyakorisága (Nógrádsípek I. sz. fúrás),
- az ún. „etesi homokvonaltól” É-ra, a III. telepben egyre vastagodó homokbetelepülés,
- a Kisterenye 483., 485., 486., 487. sz. fúrások közötti területen a Nógrádmegyeri Tagozatban Ny felé csak szénzsinór, K felé 40—50 cm-re, majd a több méterre kivastagodó III. telep figyelhető meg,
- Nagybátony—Szorospatak körül SZENTIRMAI I. (1965) a III. telep minőségének romlását mutatja ki, ezt a sok beáramló terrigén anyaggal magyarázza,
- a III. telep közvetlen fedője változó szemnagyságú homok-féleségekből áll.

Az orogén ciklus további szakaszán a feltöltődés, törmelékanyag szállítás megszűnt, így a Nógrádmegyeri Tagozat képződése is. Az árokszerkezet újabb kismértékű lezökkenése még a II. telep képződése előtt történt: az első tengeri ingresszióra utaló nyomok ekkor jelennek meg a szorosabb értelemben vett Etesi-árok területén: tengeri csillag, Diatomák. Mizerfa (Pál-hegy) környékén (Bartkó L. 1967.), 52% tengeri elemet tartalmazó Diatomaceae-flóra Ipolytarnóc környékén (Hajós M. 1985). A köszénmocsár területe e lezökkenés alkalmából kissé kiterjedt (a II. sz. telep a peremeken helyenként valamivel nagyobb elterjedésű). Az Etesi-ároktól DNy-ra, azzal párhuzamosan, gáttal elválasztva kialakult egy ÉNy—DK-i lefutású kísérő árok. Nagybárcány—Garáb között. Itt a II. teleppel kezdődik az üledékképződés (Nagybárcány 5. sz. fúrás). Ez a lezökkenés egyrészt azt eredményezte, hogy a peremeken felszínre került riolittufa néhol bemosódott az üledékgyűjtőbe és 1—2 cm vastag áthalmazott tufazsinórok formájában megtalálható a II. barnaköszéntelegben. Másrészt újabb lehetőség nyílt a tengeri ingressziók felerősödésére. A felsősvízi környezetben dűsan tenyészett Congeria-fauna jellegzetes fedője a II. telepnek. Az Etesi-árok már említett aszimmetrikus képe ez idő tájt is megfigyelhető: a DNy-i meredekparton (Nagybátöny körül) congeriás mészkő-padok, az ÉK-i síkparton (Mátranovák körül) rétegzéssel párhuzamosan rendezett Congeria-teknőkből álló, agyagos kötésű lumachella gyakori.

A II. telep fedőképződményei sorában a gyakori sávós rétegzettség, a laminit az ottngai üledékciklus kulminációs pontját jelezheti. Ez a legnyugodtabb idő a ciklus üledékképződésében.

A további feltöltődés során képződött I. telep az előzőknél már kisebb területi elterjedésű, de egyben a legtengeribb kifejlődésű is. Ez a következő jelenségekben nyilvánul meg:

— az I. telep nem terjed ki az Etesi-árok ÉNy-i területére. BARTKÓ L. (1962) kimutatta az I. telep térbeli folyamatosságát megszakító KÉK—NyDNy irányú szigetsorokat, melyek szerintünk az üledékgyűjtő ÉNy-i parti homoktúrszásai

- ugyanakkor DNy-on kissé túlterjedő településű és minőségi viszonyai is itt a legkedvezőbbek,
- csak e képződmények fedik az Etesi-árok és a Garábi-árok közötti kiemelt szentkúti hátat,
- a Garábi-árok Ny-i oldalán túlterjedő módon szintén csak az I. telep fejlődött ki,
- az I. telepnek már a feküjében is található Teredo fúrásai nyomok (BARTKÓ L. (1962),
- a telep közvetlen fedőjében található „életnyomos rétegek” (VITÁLIS S. 1961) és a magasfedő „cardiumos rétegek” (vizslási homok- és mátranovákai agyagmárga rétegek) már a teljes, bár felsősvízi tengerelöntés nyomai heteropikus fáciesekben. Ez utóbbi rétegek ugyanakkor a szávai orogén ciklus utolsó ütemének végét jelző eseményeket is prezentálják.

Az utolsó barnaköszénteleg képződése után a paralikus mocsárláp mély lagúnaiban „cardiumos pala” (mátranovákai agyagmárga rétegek) képződik. Az egyes réteglapokon tömegesen megjelenő Cardium-félék csupán 1—2 faj nagy példányszámú egyedei. A ciklus végi feltöltődést-vízmélységcsökkenést (esetleg már az óstájer orogén ciklus háttéremelő, első kompresszív hatását) a rákövetkező, mindössze pár deciméteres vízmélységet jelző cardiumos homok (vizslási homok rétegek) bizonyítja. E Cardium-, Congeria-faunát tartalmazó réteglapok gyakran limonit-kicsapódástól sárgásbarnák. Néhol parti keresztarétegzés is megfigyelhető. A ciklusvégi kiemelkedést, szárazrakerülést az „életnyomos rétegek” iszapfaló és iszaplakó szerkezetei, kisodródott uszadékfákon élő fűrőkgagylók (Martesites, Teredo, Pholas) fúrásai nyomai, agyagcserepek bizonyítják (70., 71. ábra).

Az Etesi-árok területén ÉK-en (Etes—Modrý-Kamen között) és DNy-on (Nádújfalu—Pétervására) kezdődött meg leghamarabb a kiemelkedés. Az üledékgyűjtő feltöltődése legtovább a középső, Nagybatony, Kisterenye, Kazár, Vizslás körüli részeken tartott. Ez egyben időben az utolsó bizonyítéka az Etesi-árok részaránytalanszerkezetének és első bizonyítéka lehet a következő, óstájer orogén ciklus medenceformáló hatásának. Az említett középső területen alakul ugyanis ki az etesi árokstruktúrára merőlegesen — a következő orogén idején — a Zagyva-árok üledékgyűjtője.

A Salgótarjáni Barnaköszén Formációval kapcsolatban három vitatott kérdésben kívánjuk kutatásaink eredményeit összefoglalni:

a) *Az ősföldrajzi kapcsolatok kérdése*

A nógrád—cserhádi terület ősföldrajzi kapcsolatait még BARTKÓ L. (1962) is ÉNy-i irányúnak ítéli meg. A bizonytalanságot a Pétervására—Parád—Bükkszék közötti terület okozza, ahol a későbbi lepusztulás miatt a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció közvetlenül nem tanulmányozható. Szerintünk a DK-i tengeri kapcsolatot bizonyítják, hogy:

— az Etesi—Ózd-Egercsehi—Sajó-árok szerkezeti rendszerének felismerésével a paleomorfológiai feltételek adottak,

— az Etesi-árok ÉNy-i folytatásában lévő Dacov-Lom-i árok területén, Modrý-Kamen (Kékkő) környékén a formáció kiemelkedik, ősföldrajzilag rekonstruálható körülmények miatt (VASS D. et al. 1979),

— a DK felől transzgredáló tenger modelljét a nagy áttekintésű, Észak-Erdélytől a Sajó-völgyön át Kékkőig terjedő ősföldrajzi kép rekonstrukciója valószínűsíti,

— a nógrád—cserhádi területen a szerkezeti rendszer felismerése, ehhez kapcsolódva az elterjedés pontosítása és a fáciesövek térbeli vizsgálata DK-ről ÉNy-ra, Etes vonaláig hatoló, többszöri és időben erősödő ingressziók után állandósult tengerelöntést bizonyít.

b) *A heteropikus fáciesek kérdése*

ID. NOSZKY J. (1935) első megállapítása után szerzők egységesen a „helvétii” barnaköszénösszletet és a slírt egyidejű heteropikus fáciesekben képződöttnek tartják. BARTKÓ L. (1962) ezt már redukálja a cardiumos homok és a slír heteropikus egyidejűségére. Vizsgálataink alapján megállapítottuk, hogy a barnaköszénösszlet heteropikus fáciese kizárólag csak a „felső tarka agyag” (a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció azonban tagozatként ezt is tartalmazza). A formáció fekvésétől jól elhatárolható, a fedőjét alkotó chlamysos homok-homokkő- és slírösszletekkel nem egyidejű. Utóbbiak fiatalabbak, új üledékciklus termékei, regionálisan túlterjedve, helyenként eróziós és/vagy szögdiszkordanciával települnek az idősebb képződményeken. Összefogazódást, laterális fáciesátmenetet még feltételezni sem lehet fekvőképződményeikkel.

c) *Az oncophorás rétegek*

A Középső-Paratethys neogén rétegtanával foglalkozó szerzők többsége az ottngangi üledékciklust záró, regresszív képződményként, endemikus formaként értelmezi az oncophorás (rzehakiás) rétegeket. Az előzőekben bemutatott fejlődéstörténet a kutatási területen is igazolja e regressziót és sikerült is BARTKÓ L. (in ČECHOVIČ V.—HANO V.) nyomán feltárt szelvényben Kazáron és Szécsényfelfaluban megtalálni e rétegeket. A következő fejezetekben bemutatandó települési helyzetük, összefogazódó heteropikus fáciesek, valamint a szlovákiai, romániai ősföldrajzi analógiák alapján meg kellett állapítanunk, hogy ezek új faunahullám, új földtani nagyciklus termékei; sem egyidejű heteropikus, sem korszakban nem állnak a Salgótarjáni Barnaköszén Formációval, hanem annál fiatalabb, kárpáti korú képződmények.

A szávai orogén ciklus összefoglalása

A szávai orogén ciklus az egri emelet felső harmada idején kezdődött és az ottngangi emelet végén fejeződött be. Kezdeté így 26—25 millió év, vége 19 millió év tájékára tehető. Időtartama mintegy 6—7 millió év.

A kutatási területen a ciklus kompresszív fázisának 4 üteme, dilatatív fázisának 3 üteme mutatható ki. A kompresszív és dilatatív fázis közötti fordulópont, a feszültségek feloldódásának és a leglátványosabb szerkezeti elemek felszakadásának időpontja 20 millió év tájékára tehető.

A szávai orogén ciklust az afrikai és eurázsiai lemezek közeledése, első neogén kollíziója és ismételt eltávolodása jellemzi.

A kompresszív ütem az afrikai lemez ütközőponthoz közeli területein regionális metamorfózist (THÖNI 1981), ettől ÉK-re háttérdomborulatot és előtérdepressziók sorát hozta létre. A nógrád—cserhádi területen a kompresszív fázis 1. és 2. üteme befejezte az ÉK—DNy irányú paleogén üledékgyűjtő feltöltését, 2—4. üteme pedig ezt szétördelve ÉNy—DK uralkodó irányú előtérdepressziókat hozott létre. A ciklus dilatatív fázisának 1., 2. és 3. ütemében ezek húzásos-árkos szerkezetekké fejlődtek tovább. Ez a nagyszerkezeti determinált ősföldrajzi kép az eggenburgi—ottngangi idején gyakorlatilag változatlan maradt.

A lemezmozgások geodinamikai eseményei a területen pontosan követhetők. Az oligocénvégi eseményeket a lassan, fokozatosan, több ütemben növekvő nyomás határozza meg. Ez az aljzatsüllyedés megszüntét, az oligocén

földtani nagyciklus regresszív szárnyának kifejlődését (két regresszív középciklus a Pétervásárai Homokkő Formáció és Becskei Formáció) a paleogén üledékgyűjtő feltöltődését — nagyrészt szárazzakerülését — eredményezte. Az üledékgyűjtő ÉK-i részén azonos feltöltődési tendencia mellett a tengeri környezet fennmaradt. A tenger visszahúzódása a feltételezhető flis-üledékgyűjtő felé K-i, DK-i irányban történt.

A miocén kezdeti eseményeket a maximális nyomásállapotot következtében a lánchegységek előterében formálódó előtérdepressziók új rendszere determinálja. A szakaszosan ismét meginduló aljzatsüllyedés következménye két erőteljes transzgressziós középciklus (Budafoki Homok Formáció, Szécsényi Slír Formáció). Ezt követően az orogén ciklus kulminációja játszódik le: a feszültségek töréses feloldódása. Ez gyors háttéremelkedést, epizodikus feltöltődéses regressziót (regressziós középciklus a Zagyvapálfalvai Formáció), helyenként szárazzakerülést eredményezett (Ipolytarnóc). Ezt követően a húzásos árokstruktúrákban ismételt transzgresszió indult meg (Salgótarjáni Barnaköszén Formáció transzgresszív középciklusa). A ciklus kulminációja idejéhez aktív vulkáni tevékenység kapcsolódott („alsó riolituffa”).

Az orogén ciklus *ősföldrajzi—faciológiai eseményei* a következők: A szávai orogén ciklus nagyszerkezeti—ősföldrajzi szempontból azonos keretek között zajlott le. A kontinentális méretekben ÉNy—DK irányítottágú szerkezeti rendszer a nógrád—cserháti területen is uralkodó. A paleomorfológiai viszonyokat paleogén képződményekből álló lapos hátságok között beszakadt árkos szerkezetek jellemzik. A legnagyobb szállítási távolságok a ciklus kulminációs pontja (az eggenburgi—ottnangi határ) közelében a szárazföldi—folyóvízi feltöltődés idején alakultak ki (30—50 km). A morfológiai szintkülönbség ekkor az 1000 métert is elérhette, előzőleg és utána a ciklus folyamán 100—200 m szintkülönbség valószínűsíthető.

A tengeri üledékgyűjtő vízmélysége BÁLDI T. (1983) szerint az oligocén végi slírösszletek képződése idején 200—300 m. Az eggenburgi bázisképződmények képződése idején 3—15—30 m, az eggenburgi transzgresszió maximális elterjedése idején ismét 200—300 m. Az ottnangi idejére hasonló adatokkal — a normális sósvízi kifejlődés hiánya miatt — a területen nem rendelkezünk.

Az őszéghajlatot az egeri korszak idején hűvös humid klíma jellemzi, holarktikus, arktotercier növénytakarókkal (NAGY E. 1981). Az eggenburgi—ottnangi idején meleg, párás trópusi-szubtrópusi a klíma páfrány, pálma, fenyő, Taxodium-félékkel (HABLY L. 1985). Ekkor az évi középhőmérséklet legalább 20 °C. Az eggenburgi vége felé meleg, száraz, ariditásra hajlamos epizód valószínűsíthető a területen a szárazföldi tarka agyagok, a kavicsok sivatagi máza, a Kárpátokon kívüli területeken a sóképződés alapján.

Az orogén ciklus legfontosabb *tengeri eseménye* az új, indopacifikus puhatestű fauna megjelenése (nagy Pectenek). A transzgresszió DK felől történt globális méretekben, ezt a fáciesövek elrendeződése helyileg is alátámasztja. A víz sótartalma a normálisnál magasabb, hipersalin (BÁLDI T. 1983). Az áramlási viszonyokat — az üledékgyűjtő szerkezetéből, az üledékjellegekből, a faunamaradványok elhelyezkedéséből következően, valamint a homoktartalom és annak vastagsági kifejlődése alapján — nagy energiájú közegre jellemzőnek tartjuk.

A kedvező éghajlati körülmények ellenére hiányzó korallak, egyéb zátonyalkotók szintén rosszul átvilágított, magas zagyttartalmú, áramló vizet valószínűsítene. Az üledék képződés mindvégig molassz—slír jellegű volt.

A ciklus kiemelkedő *szárazföldi eseménye* a gerinces faunában az előormányosok megjelenése (Ipolytarnóc, nógrádi terület). Az eggenburgi—ottnangi határ táján történt a legnagyobb tömegű durvatörmelék beszállítódása (folyóvízi szállítás útján) a területre és a Pannóniai-medencébe egyaránt. A szávai orogén ciklus legnagyobb üledék képződési sebessége (2,4 cm/100 év) Magyarországon belül a nógrád—cserháti területen mutatható ki, azaz e környék aljzata volt a legmobilisabb (HÁMOR G. 1984).

A szávai orogén ciklus *szerkezeti elemei* a területen ÉNy—DK-i irányú törések. E törések több ütemben jöttek létre és egymással párhuzamos árokrendszereket alakítottak ki (pl. Garábi-árok, Galga-árok), vagy egy kezdeti árokstruktúra laterális bővüléséhez járultak hozzá párhuzamos vetőrajokkal (pl. Etesi-árok). A távolabbi környéken (Recsk) pikkelyes szerkezetalakulás is történt. A töréses szerkezetalakulás fő időpontja az alsó- és felső-eggenburgi határára tehető, ottnangi kezdeti felújulásokkal. A távolabbi területeken a ciklus kompresszív fázisában nagy gyűrt formák is kialakultak („szávai redők”).

Diszkusszió

Az ősföldrajzi rekonstrukció természetéből adódóan egyes kérdések vitathatók. A további kutatások irányát is megjelölő problémák a következők:

a) A terület közeli, DK-i ősföldrajzi kapcsolatai tisztázatlanok a flis üledékgyűjtőhöz, illetve nem bizonyított a flisképződés áthúzódása az alsó-miocén idejére. A távolabbi ősföldrajzi kapcsolatok terén CÍCHA—SENEŠ—TEJKAL (1967) által először felvetett, SENEŠ—MARINESCU (1974), de még RÖGL—STEININGER (1983) által is valószínűsített dunántúl—adriai közvetlen kapcsolat ma már kizárható (HÁMOR G. 1981, 1983, 1984).

b) Az üledékciklusok szárazföldi formációinak kronosztratigráfiai besorolása problematikus. Az eggenburgi—ottnangi határnak a riolituffa bázisán történő konvencionális kijelölése (Bratislava, 1975) valószínűleg téves; célszerűbbnek tűnik az ottnangi transzgressziós ciklus szárazföldi bázisképződményének, illetve heteropikus szárazföldi képződményének tekinteni a Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációt. (Ezt ui. csak egy vulkáni epizód választja el — mesterségesen — a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció Nógrádmegyeri Tagozatától.)

c) Az ősföldrajzi kiértékelés egyik fő nehézsége, hogy az „oncophorás” képződményeket egyes szerzők (RÖGL—STEININGER 1983) az ottnangi üledékciklus regresszív szárnyához sorolják. E képződmények és heteropikus faunaasszociációik a teljes szelvények szerint egyértelműen fedőjükkel, a fiatalabb, kárpáti korú sorozatokkal fogazódnak össze (HÁMOR G. 1971c; NAGYMAROSI—HORVÁTH 1979c), tehát azokkal egyidejűek.

d) Külön megítélést igényel a palinszasztikus ősföldrajzi rekonstrukció kérdése. BÁLDI T. (1983) 100 km nagyságrendű, transzkurrens vetők menti vízszintes elmozdulást tételez fel Észak-Magyarországon az egri végén—eggenburgi elején. Ilyen események lehetősége nem zárható ki egyértelműen a szávai orogén ciklus fejlődéstörténetéből. Részletes bizonyításuk azonban a jövő feladata. Adott időszak ősföldrajzi rekonstrukciója statikus képpel is elkészíthető.

Stájer orogén ciklus

A stájer orogén ciklus két, korábban önállóan tartott fázisból (stájer I, stájer II, vagy ó- és újstájer) — az e munkában alkalmazott nevezéktan szerint alciklusból — áll. Tárgyalását ezen alciklusok szerint mutatjuk be — előrebocsátva —, hogy a közlendők konklúziójaként javasoljuk a továbbiakban egységes stájer orogén ciklusként használni a fogalmat. Meggyőződésünk ugyanis, hogy ez alkalommal egy orogén ciklus eseményei ismétlődtek meg, felerősödvé. Ennek lefutása során sem a nagyszerkezeti viszonyok, sem az ősföldrajzi kapcsolatok, sem az ökoszisztémái viszonyok nem változtak lényegesen. Az összevonást indokolja továbbá az NN 4—NN 5 zónák nehezen elválasztható volta (helvét—torton határviták), a köztük elhelyezkedő epizodikus magmás működés lokális volta, az alciklusokhoz sorolható szerkezeti formák, elemek hiánya.

Az orogén ciklus ősföldrajzi képe megítélésében a legfőbb nehézség, hogy szerzők eltérő idő-kivágatokban publikálják ősföldrajzi vázlaikat (beleértve az oncophorás rétegeket, vagy anélkül). Adott idő-együttes ábrázolására nincs irodalmi példa. Ennek ellenére európai áttekintésben a külföldi szerzők (CICHA I.—SENEŠ J.—TEJKAL J. 1967; SENEŠ J. 1976; SENEŠ J.—MARINESCU F. 1974; STEININGER F.—RÖGL F.—MÜLLER C. 1978; RÖGL F.—STEININGER F. 1983) véleménye egyezik három fontos tényezőben:

a) a perialpin kapcsolatok megszűntek Ny-i irányban;

b) a kárpáti régióknak közvetlen kapcsolata van az észak-adriai medencén át a Mediterráneummal;

c) a Kárpát-medence többé-kevésbé egységesen előtört terület, kivéve a Dunántúli-középhegységet és a tág értelemben vett Apuseni-hegységet.

Ugyanakkor teljesen figyelmen kívül maradt az a tény, hogy magyar szerzők (ID. NOSZKY J. 1929; SZENTES F. in VADÁSZ E. 1960; HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969; HÁMOR G.—SZENTGYÖRGYI K. 1981) világosan kimutatták: két, egymással nagyjából párhuzamos, ÉK—DNY irányú üledékgyűjtő létezett az ország területén. Ezeket a közép-magyarországi vulkáni hátság választja el egymástól és csak DNY-on, a Zala—Dráva depresszió területén érintkeznek. A D-i üledékgyűjtő a Dráva—Száva-medence—Zala—Mecsek—Békési-süllyedék területén át Erdélyig, az É-i üledékgyűjtő Stájerország—Dunántúli-középhegység D-i előtere—Cserhát—Bükk É-i előtér vonalon K—Szlovákiáig terjedt.

A nógrád—cserhádi terület régebbi megítélése is eléggé ellentmondásos: ID. NOSZKY J. (1929) É—ÉK felőli, VITÁLIS I. (1935) D-i ősföldrajzi kapcsolatokat tételez fel.

Az *ostájer orogén alciklus* időtartama a kárpáti emelet nagy részét kitölti. Lefutása során nagy vastagságú molassz—slír jellegű üledéksorok képződtek. Az alciklus kompresszív fázisának 1. üteme során a terület ősföldrajzi képe teljesen megváltozik. Az Etesi-árokra merőlegesen (ahhoz annak közepe táján csatlakozva) kialakul az ÉK—DNY irányú Zagyva-árok. Ez szerkezeti szempontból nyomás alatt álló keskeny depresszió, amely DNY-on a Galga-vonalig terjed, ott érintkezik az eltérő szerkezeti rendszerhez tartozó Pesti-táblával. ÉK-en az Etesi-árok—Ózd—Egercsehi-árok—Sajó-árok korábban kialakult rendszerébe csatlakozik, amely a szintén újonnan kialakult Cserhát—Hernádi-árkon keresztül érintkezik a kelet-szlovákiai depresszióval (83. ábra).

A transzgresszió DNY-i irányból ÉK felé halad előre térben és időben. Az első ütem intenzív aljzatsüllyedéssel kezdődik, így az üledékciklus első rétegei („oncophorás rétegek” = Egyházasgergei Homokkő Formáció, Kazári Homokkő Tagozata) ingresszív jellegűek. A transzgresszió első ütemének területi elterjedését (4. térkép) e rétegek topográfiai elhelyezkedése határozza le: képződményei az É-i szárazulat (Romhány—Szécsényi-sziget) D-i (Szendaváralja-É) és ÉK-i peremén (Szécsényfelfalu); továbbá az Ózd—Pétervásárai kiemelt tábla DNY-i peremén (Kazár, Kisterenye, Mátranovák) és távolabbi, DK-i peremén (Sajómercse) találhatók.

A fokozódó nyomás hatására az üledékgyűjtő É-i szárnya (Romhány—Szécsényi-sziget) kevésbé, D-i szárnya (a Mátra aljzata) erőteljesebben emelkedett. Ennek eredménye kettős: a meredek falú D-i partról kis szállítási távolságú, lekerékítetlen kloritpala-törmelék került a bázisrétegekbe. A laposabb kifizetésű É-i partról főleg az eggenburgi Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációból származó felaprózódott és tovább görgetett kvarcitkavics, ritkábban abráziósparti triász mészkő kavics. Ezt az aljzatmorfológiát valószínűsíti a tömegében homokból, homokkőből álló Egyházasgergei Homokkő Formáció vastagsági kifejlődése is. Figyelemre méltó, hogy a medencszerkezet fejlődésénél említendő szárnyoldali aszimmetria, eltérő idejű kibillenés már ekkor is megmutatkozik: az első ingresszió ÉK-i irányú. A kavicsos bázisrétegeket Lucfalva, Becske, Acsa környékén É-i irányú transzgressziós ciklusok hozták létre.

A cikluskezdő formáció diszkordánsan, általában túlterjedve települ az idősebb miocén, vagy még idősebb képződményeken. Néhol eróziós diszkordancia is megfigyelhető (szentkúti törési zóna). Az orogén alciklus ezen

ütemére általában jellemző az üledékanyag fekihöz viszonyított jelentős minőségi és szemnagysági változása (a magas kavics és homokmennyiség), a transzgresszív kisciklusok uralkodó mennyisége, a parti keresztregtegzettség és a sávos rétegzettség, új faunaegyüttesek megjelenése (congeriás—cardiumos—oncophorás, anadarás—paphiás, chlamysos asszociációk). A laterális fáciesort esztuárium—laguna—partszegélyi (meredekparti—sikparti) — partközeli kifejlődés alkotja (72., 73. ábra).

Az orogén alciklus *dilatatív fázisának 1., 2. és 3. ütemei* teljesen azonos, ciklikusan ismétlődő eseményeket eredményeztek. A medencealakulás most már húzásos vetők, tengelyiránnyal párhuzamosan és attól egyre távolabb kialakuló vetőrajok következtében fejlődött tovább. A háttér emelkedése megállt és a medencealjzat süllyedése egyre táguló térben, ciklikusan folytatódott. A folyamatos transzgressziót ezen ütemek során a három középciklusban képződött Garábi Slír Formáció képviseli. Ekkor az üledékek fokozatosan finomabb szeművé válnak. A maximális tengerelöntés idején már agyag, agyagmárga az uralkodó. A finomhomok, közetliszt, agyagos közetliszt és tiszta pelit jól rétegzettek. Az áramlási viszonyokat a transzgresszív kisciklusok magas száma, egyenlőtlen aljzat jellemzi („előtér-vályúk”). A makro- és mikrofauna normális sósvízi és fokozatosan egyre gazdagabb (brissopsisos—psammobiás—tellino, nautilusos—korallós—amussiumos—vaginellás asszociációk). A partközeli sekélyvízi és nyíltvízi kifejlődés uralkodóvá válik. A folyamatos ciklikus medencealakulást az említett, táguló körökben húzásos-beszakadásos-töréses preformáció, a térben kifelé eltolódó fáciesövek, az időhatárokon áthúzódó (fiatalodó) formációk jelzik. Egyes erősebb transzgresszív középciklusok képződményei túlterjedő módon települnek, bár ennek nagyságrendje csak 1–2 km. E transzgressziós ütemek a peremeken települő, „alsó riolituffából” ismételt tufát halmoznak át a Garábi Slír Formációba. Az egyes ütemek statisztikus üledékföldtani vizsgálata alapján kiválóan rekonstruálható e medencefejlődés mechanizmusa. Az összvastagság, a ciklusvastagság, az iszapmozgási nyomok gyakorisága, a biofácies-változások mennyiségi értékelése bizonyítékokat szolgáltatott a medencetengely irányában történt kéregmozgásra és a medencetengelyre merőleges szárnyakon jelentkező kibillenésekre, az időben változó aszimmetrikus medence-keresztmetszetre (HÁMOR G. 1983).

Már a kárpáti emelet idején jelentkeznek az *újtájérorogén alciklus kompresszív fázisának 1. üteme*. Hatására a medencealjzat süllyedése megáll. Az üledékgyűjtő feltöltődik, majd nagyrésze szárazra kerül. Az ennek során lejátszódó 5. kárpáti középciklus terméke a Főti Formáció. Ez a kárpáti korú földtani nagyciklus záró középciklusa. A kutatási területen a maradék-üledékgyűjtők a Zagyva-árokban lévő medencetengely körül alakultak ki, ÉK—DNy irányban. Az előzőleg DNy-ra dőlő medencetengely dőlésiránya ÉK-ire fordult, s ez egyben a regresszió irányát is meghatározta.

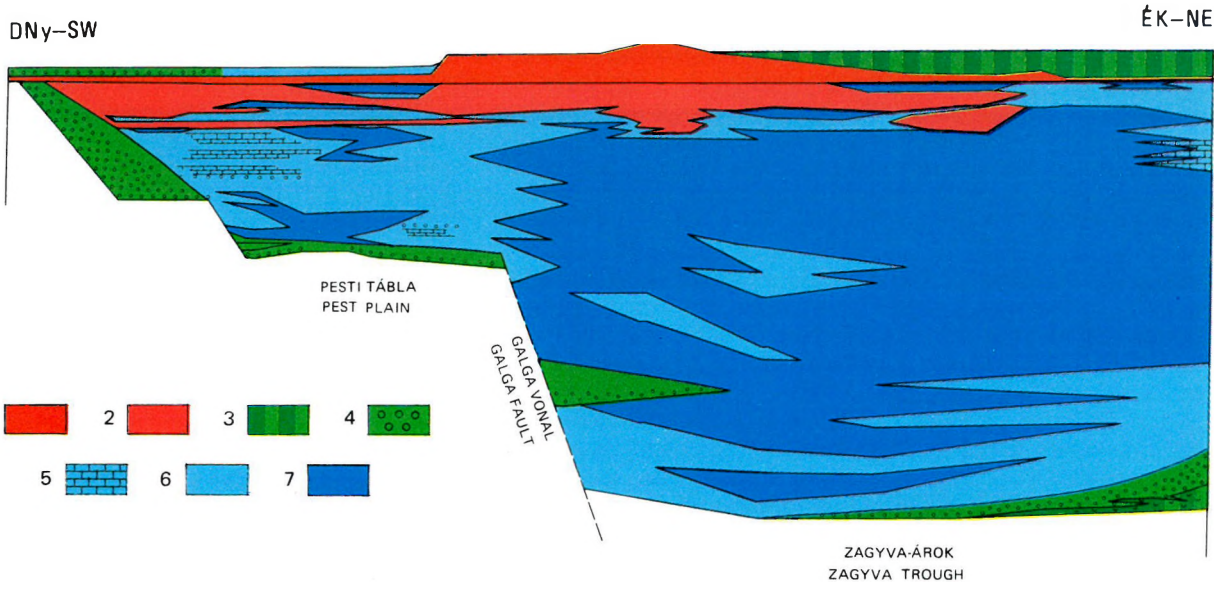
A Galga-vonaltól Ny-ra, a Pesti-tábla területén peremi zátonyokkal feltöltött, sekélyvízű szigettenger alakult ki (Fót, Mogyoród, Püspökhatvan, Acsa) bryozoás—balanuszos kalkarenit, homokos mészkő, homokkő képződményekkel. ÉK felé sekélyvízű, időnként szárazra kerülő homokpadokkal tagolt, néhol hipersalin lagunában finomhomokos-pelites képződmények keletkeztek (Galgaguta—Buják—Tar vonalában). A feltöltődést és regressziót az élővilág elszegényedése (a Foraminifera fajsám 15—5-re csökken, ismét megjelennek a Congeria-félék), a felfelé növekvő homoktartalom, a felszínre került képződményekből áthalmozott iszapfoszlányok, a regresszív kisciklusok túlsúlya, dolomitosodás, gipszsinórok jelzik. Nyíltvízi—sekélyvízi és valószínűleg folyamatosan normális sósvízi kifejlődés csak az Ipoly-medencében, Nógrádszakál környékén maradt fenn, ahol a Garábi Slír Formáció vertikálisan a Nógrádszakáli Márga Formációba megy át.

Az *újtájérorogén alciklus kompresszív fázisának 2. ütemében* a tovább emelkedő perem és a szűkülő üledékgyűjtő határán, ÉK—DNy irányú hosszanti, peremi törések alakulnak ki. Ezek mentén zajlott le az időszak legfontosabb eseménye: a második neogén magmás tevékenység. Ekkor képződött a Hasznosi Andezit Formáció. A nyomás alatti kirobbanás tényét a vulkanoklasztit uralkodó tömege, a kisebb vulkáni törmelékkepek bizonyítják. A vulkáni anyag mintegy lefényképezte a pillanatnyi ösföldrajzi és fáciesviszonyokat: a már korábban említett aszimmetrikus üledékgyűjtő miatt a DK-i peremen (ÉK-i Mátra, Szirák) tengeralatti vulkanizmus játszódott le. Mandulaköves, glaukonitos, pszeudoagglomerátumos lávapadok keletkeztek. Az ÉNy-i peremen sekély vízbe szóródott és azt feltöltő, néhol üledékekkel összefogazódó, kvázi lávamentes piroklasztitok található (Mogyoród, Püspökhatvan, Bercel, Alsótold).

Az egyidejű üledékképződést édesvízi-mocsári kifejlődés, feldolgozott vulkáni anyag, a Diatomák helyenkénti feldúsulása jellemzi (Litke). A fauna néhány nagy fáciesváltozást tűrő fajra és édesvízi Lymnea-, Planorbis-félékre redukálódik. A teljes szárazrakerület gyökérnyomok, fosszilis talajzónák, száradási nyomok bizonyítják.

Gyakorlatilag szárazföldi környezetre rakódott már le a vulkáni működés második fázisában a Tari Dácittufa Formáció. Ennek légi úton szállított anyaga a felszín morfológiai egyenetlenségeit, vagy a maradék üledékgyűjtőt végleg feltölti. (Ilyen csökkentsósvízbe hullott, faunás tufit csak Tar—Mátraverebély környékén fejlődött ki.) Az explózió kitörési centrumai ismeretlenek, egy szerkezeti csomópont menti centruma valószínűsíthető Tar község környékén, ahol a tufa ignimbrít kifejlődésű. Ennek az óriási energiájú vulkáni kitörésnek a termékei („középső riolituffa” a régebbi irodalomban) gyakorlatilag az egész ország területén kimutathatók. Az esemény időpontja a tufából készült K/Ar radiometrikus vizsgálatok alapján $16,4 \pm 0,8$ millió évben jelölhető meg.

Az *újtájérorogén alciklus dilatatív fázis 1. üteme* e vulkáni paroxizmust követő ismételt beszakadásban nyilvánul meg. E beszakadás során az ország területén említett két üledékgyűjtő közül az É-i üledékgyűjtő É-i szárnya került mélyebbre, így a II. miocén (alsó-bádeni) transzgresszió üledékképződési súlypontja a mura—dráva—észak zalai területtől elágazva, a Kisalföld—Börzsöny perem—Ipoly-medence vonalában helyezkedett el.

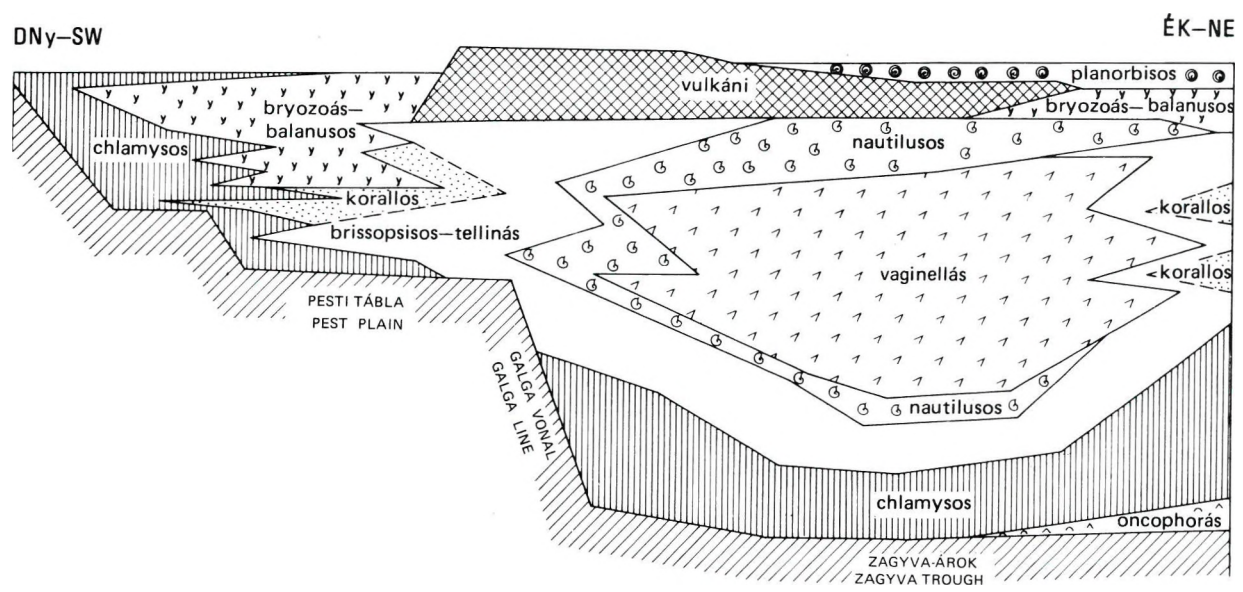


72. ábra. A kárpáti formációk geofáciái a nógrád—cserháti területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1978)

1. Vegyes kifejlődésű vulkanit („középső riolituffa”), 2. szubmarin rétegvulkáni fácies, 3. partszegélyi, felsősvízi esztuárium, 4. abráziós parti kifejlődés, 5. partszegélyi meszes kifejlődés, 6. partközeli síkparti kifejlődés, 7. nyíltvízi kifejlődés

Fig. 72. Geofacies of the Karpatian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1978)

1. Volcanics of varied facies (“middle rhyolite tuff”), 2. submarine stratovolcanic facies, 3. littoral, brackish-water estuarine facies, 4. abrasional shoreline facies, 5. littoral calcareous facies, 6. nearshore beach facies, 7. open marine facies



73. ábra. A kárpáti formációk biofáciái a nógrád—cserháti területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1979)

Fig. 73. Biofacies of the Karpatian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1979)

Ezt igazolni látszik az említett területeken képződött Bádendi Agyag Formáció, a Bajtava Slír Formáció nagy vastagsága, a néhol túlterjedő, fekében üledékhányos település, továbbá az a tény, hogy a Galga-vonal és az Etesi-árok között hiányoznak az alsó-bádendi képződmények (84. ábra).

A Cserhát ösföldrajzi képét ekkor tehát a Galga-vonal és a szentkúti törés közötti kiemelt helyzetű, ÉNy—DK irányú Zagyva-hátság határozza meg, amely a K-Cserhátot elhatárolja a Budapest környéki területektől. Üledékképződés csak az Etesi-árok ÉNy-i részén, Sámsonháza—Piliny vonalától ÉNy-ra mutatható ki.

Az üledékgyűjtő tengelyiránya itt É-i dőlésű, az ösföldrajzi és nyíltvízi kapcsolatok az Ipoly-medence—Börzsöny-perem—Kisalföld irányába mutatnak. Az ország területére DNy-ról behatoló transzgresszió képződményei a Börzsöny peremén (Ipolydamásd, Vámosmikola) és öbleiben (Szokolya, Hont), valamint az Ipoly völgyében található. Ez utóbbinak DK-i öble lehetett Nógrádszakál—Piliny—Sámsonháza környéke. Ezt először ID. NOSZKY J. (1923) tétélezte fel, helyesen. DK felé az alsó-bádeni transzgresszió képződményei kiemelkednek.

Ennek a dilatatív ütemnek a képződménye a Nógrádszakáli Márga Formáció. Ez Nógrádszakál község környékén konkordánsan, üledékfolytonossággal azonos fáciesben fejlődik ki a Garábi Slír Formációból. Az eltérés csak a Foraminifera-együttesben, ill. az új Foraminifera taxonok megjelenésével mutatható ki. A formáció egésze transzgresszív középciklus, felső részén azonban kezdődő kiemelkedést jelző regresszív kisciklusok is megjelennek.

Már az alsó-bádeni idején jelentkezik a *lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 1. üteme*. Az előbb említett regresszív tendenciák ennek az ütemnek a hatására felerősödnek. A medencealjzat süllyedése megállt, megkezdődött a medence feltöltődése. Az ösföldrajzi keretek gyakorlatilag változatlanok maradtak és Nógrádszakál—Piliny—Sámsonháza környékére korlátozódott az üledékképződés. Az üledékgyűjtő vize elsekélyesedett, lokális kavics-betelepülések jelennek meg, majd fokozatosan zátonyos szigettenger alakul ki, nagyrészt lithothamnium-szegélyzátonyokkal. A zátonyok között sekélyvízi—partközeli finomhomok padok található Pecten-faunával.

Az üledékciklus végén — feltöltődéses szétterülés miatt — az üledékgyűjtő kis mértékben expandál: a peremeken, az idősebb képződményekre is túlterjedve törpefaunás, homokos lumachella („Szent László” rétegek, Sámsonháza), Ostrea-lumachella (Tar 37. sz. fúrás körzete), vagy aprókavicsos, lithothamnium törmelékes homokkő rétegek települnek (Tar, Csevicés-völgy). E felsorolt képződmények alkotják a Sámsonházai Formációt („alsó lajtamésző” az irodalomban). Már képződésével egyidejűleg megindul a Kárpát-medence legaktívabb magmás tevékenysége, az intermedier (andezit) vulkanizmus, amely a későbbi ütemekben éri el paroxizmusát. Az üledékgyűjtő DK-i peremén — Sámsonháza, Tar környékén — már a tengeri környezetet is elérte, képződményei a Sámsonházai Formációval összefogazódva jelennek meg.

A stájer orogén ciklus összefoglalása

A stájer orogén ciklus ismétlődő, de azonos eredményű orogén események sorából áll. Ezért ó- és újstájer alciklusokra bontva is tárgyalható, bár ez végeredményben nem is szükséges.

A stájer orogén ciklus a kárpáti emelet bázisán kezdődött és az alsó-bádeni alemelet felső harmada idején fejeződött be. Kezdeté így 19 millió év, vége 15 millió év tájékára tehető, időtartama tehát mintegy 4 millió év.

A kutatási területen a pulzáló orogén ciklus két kompresszív fázisának 3 üteme és két dilatatív fázisának 4 üteme mutatható ki. A megismétlődés választópontján lezajlott vulkáni működés időpontját a *K/Ar* radiometrikus mérések alapján 17 millió évben jelöljük meg.

A stájer orogén ciklust — az afrikai és eurázsiai lemezek szávai végi kis mértékű eltávolodása után — rotáció jellemzi. Az afrikai lemez óramutató járásával ellenkező irányú forgása az eurázsiai lemez peremén ÉK—DNy irányú — kezdetben nyomásos, de később döntően húzásos — medencealakulattá fejlődő árokszerkezeteket hozott létre. E szerkezetek Ny felé, a Mediterráneum irányában egyre nyitottabbak. Ez a négy egymással közel párhuzamos árokszerkezet München—Bécs—Krakkó, Graz—Budapest—Lwov, Tuzla—Zágráb—Pécs—Békés—É-Erdély és Belgrád—D-i Kárpátok előtere vonalában mutatható ki. Az orogén ciklus második alciklusában az árokszerkezetek képződése megismétlődött, némelyik kimutathatóan kissé északabbra tolódott és aszimmetriája kibillenve megváltozott. A nagyszerkezeti—ösföldrajzi keretek gyakorlatilag változatlanok maradtak a kárpáti—alsó-bádeni folyamán.

A lemezmozgás geodinamikai eseményei: A kárpáti emeletet egy teljes földtani nagyciklus képviseli, amely az óstájer orogén alciklus kompresszív fázisa 1. ütemének, dilatatív fázisa 1., 2., 3. ütemének és az újstájer orogén alciklus kompresszív fázisa 1. ütemének a terméke.

A háttér kiemelkedés és az előtér süllyedés együttes hatása hozta létre az Egyházasgergei Homokkő Formációt, a ciklikusan húzásos medencealakulás a Garábi Slír Formációt, az ismét felerősödő nyomás hatására megszünt aljzatsüllyedés—feltöltődés a földtani nagyciklust lezáró regresszív Fóti Formációt. Az Egyházasgergei Homokkő- és a Garábi Slír Formációk intramontán molassz jellegűek. A Fóti Formáció az első lokális és epizodikus megjelenése az epikontinentális kifejlődésnek.

A kárpáti—bádeni határon az erősödő kompresszió feszültségeit intermedier, majd savanyú magmás működés vezette le (Hasznosi Andezit Formáció és Tari Dácittufa Formáció).

Az utóbb említett három formációban megtestesülő események nem tekinthetők kontinentális méretűnek, főleg a peremeken játszódtak le. Mivel a kiemelkedés nem regionális esemény, a mélymedencék fejlődése zavartalanul folytatódott, a molassz-üledékképződés megszakítatlan. Ezt a kutatási területen a Garábi Slír Formációra folyamatos üledékképződéssel települő Nógrádszakáli Márga Formáció; Magyarország távolabbi területein az ugyanígy települő Bádeni Agyag Formáció (Dunántúli-középhegység) vagy az oszthatatlan Tekerési Slír Formáció reprezentálja (DNy-Magyarország, Mecsek hegység).

Ezek a tények szolgáltatják annak a lehetőségét, hogy a kárpáti—alsó-bádeni idő eseményeit egységes stájer orogén ciklusként értelmezzük, ill. vonjuk össze. Medenceterületeken így a földtani nagyciklus folyamatosnak tekinthető a kárpáti kezdetétől az alsó-bádeni végéig.

Az igazi regionális kiemelkedést már a lajtai orogén ciklus kompresszív fázisa okozza az alsó-bádeni végén. Hatására az aljzatsüllyedés megállt, a molasszképződés — egy időre — befejeződött, általánossá vált az epikontinentális kifejlődés, majd később a teljes kiemelkedés.

A zátonyképződményekkel jellemezhető üledékképződés eredménye az ún. „alsó lajtamészkö”, a területen a Sámsonházi Formáció. A kárpáti—alsó-bádeni geodinamikai események tehát egy süllyedéssel kezdődött, normális tengerelöntéssel folytatódott és teljes kiemelkedéssel záródott földtani nagyciklust eredményeztek. Ilyen értelemben az alsó-bádeni tulajdonképpen a kárpáti üledékciklus regresszív szárnya [ezt már ID. NOSZKY J. (1922) és STRAUZ L. (1925) is felvetette] és gyakorlatilag fél üledékciklust képvisel a területen.

Az orogén ciklus ösföldrajzi-faciológiai eseményei a következők: Az alp-kárpáti-dinári rendszeren belül az üledékgyűjtők szerkezeti rendszere ÉK—DNy irányítottaságú volt. A magyarországi üledékgyűjtők Stájerországon, É-Jugoszlávián, az Adriai-medencén át közvetlen kapcsolatban voltak a DNy irányban egyre inkább szétnyíló Földközi-tengeri üledékgyűjtővel. A paleogeomorfológiai viszonyokra lapos, viszonylag kevés törmelék szolgáltató hátságok, ritkán abráziós magaspárt és egyenlőtlen aljzatú mélymedencék jellemzők. Ezek keresztmetszete aszimmetrikus: D-i szárnyuk mélyebb és meredekebb aljzatú, É-i szárnyuk általában laposan kifutó. Mivel eleve mobilis kéregrészek fölött jöttek létre, időben É felé kissé eltolódnak. Ez lokális medencetengely dőlésirány változásokkal, az üledékképződés súlypontjának áthelyeződésével járt együtt. Nagyon jellemző a vertikális és laterális irányban egyaránt gyors fáciesváltozás és gyakori összefogazódás. Az anyagszállítás nagy energiájú tengeri közegben, áramlásos szétterítés útján történt.

A tengeri üledékgyűjtők vízmélysége a maximális transzgresszió, a slírösszletek képződése idején 300—400 méter, ez a cikluszáró réteggépződmények képződése idején 5—20 méterre csökken. A sótartalom a ciklus kezdeti transzgresszió idején (oncophorás rétegek) 18—19‰ (ČTYROKÝ 1968), később normális sósvízi kifejlődés uralkodik, amely a kárpáti végi lokális hiperszalin epizódtól eltekintve — az alsó-bádeni végéig változatlan. A ciklus kezdeti turbulens, magas zagyatartalmú, rosszul átvilágított tengert a kárpáti végétől zátonyképződésre alkalmas víz váltja fel.

Az öséhajlatot a kárpáti idején meleg, szubtrópusi klíma jellemzi (NAGY E. 1981). Ez a kárpáti végén meleg, száraz, majd az alsó-bádeni idején (PLANDEROVÁ et al. in PAPP A. et al. 1978) meleg, nedves szubtrópusiba vált át. RÖGL F.—STEININGER F. (1984) ezt az egyértelmű hőmérsékletemelkedést az indopacifikus Praeorbulinák és Echinoideák megjelenése alapján valószínűsíti.

Az orogén ciklus legfontosabb *tengeri eseményei* a DNy-ről, a Mediterráneum térségből megismétlődő transzgressziók. A kárpáti kezdeti új faunainvázióval atlanti-boreális Oncophora- (Rzehakiák) atlanti-mediterrán Pectinidea- és cetfélék jelennek meg a Paratethys-régióban. A bádeni kezdetén játszódik le az Orbulina-félék világméretű „robbanásos” migrációja és az alsó-bádeni idején válik uralkodóvá a területen a mediterrán fauna (korallak, Pectinidák, Echinoideák).

A faciesviszonyokat az orogén ciklus kezdetén az öves medencekifejlődés, a ciklus végén az uralkodóvá váló zátonykifejlődés jellemzi. (Kezdetben övzátonyok, majd szegélyzátonyok.)

A ciklus két jelentős *epirogén eseménye* az interciklikus kiemelkedés, regresszió a kárpátien végén (amely Tuzlánál és K-Szlovákiában a sóképződésig jutott el (amelynek magyarországi eseményeit Szerző 1970-ben és jelen munkában foglalja össze) és az ezzel részben egyidejű, részben ezt követő második neogén magmás tevékenység (intermedier andezit és savanyú riodácit-vulkanizmus).

Figyelemre méltó, hogy a stájer orogén ciklus legkisebb üledékképződési sebessége éppen a nógrád—cserháti területen mutatható ki: 2,2 cm/100 év (HÁMOR G. 1984).

A stájer orogén ciklus *szerkezeti elemei* az ÉK—DNy irányú mélymedencék és ezek törései. A törésszerkezetalakulás fő időpontja a kárpáti végére tehető. A távolabbi területeken (K-Alpok K-i előtere) gyűrt formák is kialakulhattak a ciklus során (a „stájer főslír” „stájer redői”), bár megítélésünk szerint ezeket inkább a lajtai orogén ciklus hozta létre.

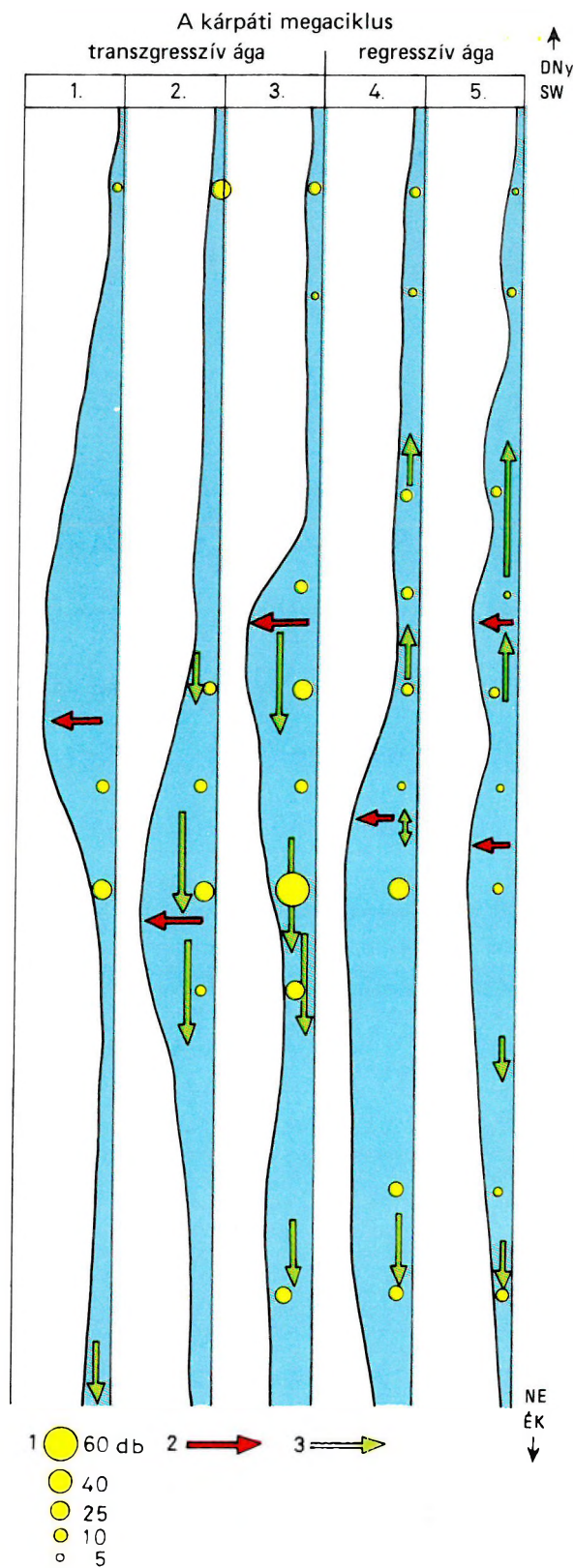
Diszkusszió

A stájer orogén ciklus ösföldrajzi rekonstrukciójának vitatott kérdései:

a. az oncophora-invázió megjelenési időpontja. Megoldási javaslatunkat a 178. oldalon adtuk.

b. Az ún. „alsó lajtamészkö” és a „felső lajtamészkö” felismerésének és meghatározásának kérdése. A közel azonos közetkifejlődés, valamint a biosztratigráfiai elhatárolás hiánya miatt csak jól feltárt (többnyire fúrás) szelvényekre alapozott részletes tanulmányok alapján különböztethetők meg. Ennek következtében eseménytörténeti kiértékelésük a különböző területeken nem egységes és különösen nehéz ott, ahol a közöttük települő köszén, evaporit vagy vulkáni képződmények hiányoznak és egy, a lajtamészkö sorozat bármely réteglapján feltételezhető üledékhiány helyettesíti ezeket. Az irodalomban gyakori összevonások, általánosítások helyett a lajtamészkötestek fekvő és fedőképződményeikhez való viszonyának aprólékos vizsgálata, mennyiségi, üledékföldtani értékelés-

| Lelőhely Locality | méter thickness | | Középciklusok Mesocycles | | | | |
|------------------------------------|------------------------------|-------|-----------------------------|-------|-------|-------|------|
| | number of species fajszám | | Mesocycles | | | | |
| | | | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
| Mogyoród 1. | vastagság | | 5 | 8 | 28 | 24 | 9 |
| | makrofauna | | | | | | |
| | Foraminifera | | 1-3 | 20-25 | 15 | 15-20 | 3-5 |
| Fót 1. | vastagság | | 19 | 22 | 36 | 38 | 33 |
| | makrofauna | | | | | | |
| | Foraminifera | | | | 5 | 4-6 | 3-5 |
| Püspök- hatvan 4. | vastagság | | ? | 18 | 33 | 36 | 26 |
| | makrofauna | | | | | | |
| | Foraminifera | | | | | | |
| Galga- guta (felszíni) | vastagság | | | | | >10 | 72 |
| | makrofauna | | | | | 13 | 26 |
| | Foraminifera | | | | | 16-18 | 5-15 |
| Vanyarc 1. | vastagság | | | 30 | 48 | 45 | |
| | makrofauna | | | | | | |
| | Foraminifera | | | 10-20 | 13-15 | 3-5 | |
| Garáb 1. | vastagság | | >32 | 146 | 42 | 90 | |
| | makrofauna | | 10 | 18 | 10 | 13 | |
| | Foraminifera | | 10-12 | 40 | 20 | 10-15 | |
| Tar 35 | vastagság | 135 | 73 | 129 | 62 | 68 | |
| | makrofauna | | | | | | |
| | Foraminifera | 5-10 | 10-12 | 8-10 | 3-5 | 5-6 | |
| Nagybátony 317. | vastagság | 95 | 122 | 120 | 135 | 90 | |
| | makrofauna | 0 | 17 | 24 | 4 | - | |
| | Foraminifera | 20-40 | 40-60 | 55-60 | 30-35 | 8-10 | |
| Mátra verebély 79. | vastagság | 34 | 133 | >42 | | | |
| | makrofauna | 0 | 19 | <2 | | | |
| | Foraminifera | 5 | 10-12 | 25 | | | |
| Sámsonháza 15 | vastagság | | | | | >12 | |
| | makrofauna | | | | | 6 | |
| | Foraminifera | | | | | | |
| Piliny 8 | vastagság | | | | >36 | 67 | |
| | makrofauna | | | | | | |
| | Foraminifera | | | | 20-25 | 10-12 | |
| Litke 17. | vastagság | | | >84 | 120 | 52 | |
| | makrofauna | | | 12 | 14 | 9 | |
| | Foraminifera | | | 25 | 20-25 | 15-20 | |
| Égyházas- gerge (felszíni) | vastagság | 41 | | | | | |
| | makrofauna | 13 | | | | | |
| | Foraminifera | | | | | | |
| A ciklusok átlagolt Averagi: | vastagsága | 55 | 68 | 72 | 55 | 51 | |
| | makrofauna | 13 | 17 | 19 | 10 | 13 | |
| | Foraminifera | 8-14 | 18-24 | 23-24 | 16-19 | 7-10 | |



74. ábra. A kárpáti középciklusok vastagságának, makrofaunájának és Foraminiferáinak horizontális változása

1. Foraminifera fajszám, 2. az üledékvastagság optimuma, 3. a makrofuna vándorlásának mértéke és iránya

Fig. 74. Thickness of the Karpatian mesocycles, lateral variation of their megafauna and Foraminifera

1. Number of foraminiferal species, 2. optimum of sediment thickness, 3. extent and direction of megafaunal migration

A kárpáti üledékciklusok időbeli változása (összesített adatok)

49. táblázat

| | | Feldolgozott fúrások | Egyházasgergei Formáció | Garábi Slír Formáció | | | Fóti Formáció |
|--------------------------------------|----------------------------------|--------------------------|--|---|--|--|--|
| | | | 1. középciklus | 2. középciklus | 3. középciklus | 4. középciklus | 5. középciklus |
| | | | Nb.317.327. T.35.39.40. Sh.16 Kt.483. Mv.79.122. NSz.3 — | Nb.317.327. T.35.39.40. Sh.16 Kt.483. Mv.79.122. NSz.3. G.1. — | Nb.317.327. T.35.39.40. Sh.16 Kt.483. Mv.79.122. NSz.3 G.1. Li.17 | Nb.317.327. T.35.39.40. Sh.16 Kt.483. Mv.122. — G.1. Li.17. | Nb.317.327. T.35.39.40. Sh.16 — Mv.122. — G.1. Li.17. |
| Átlagos ciklusvastagság (m) | | | 92 | 120 | 97 | 128 | 81 |
| Átlagos képződményvastagság (m) | | | 13,4 | 23,6 | 26,0 | 25,8 | 7,6 |
| Kisciklusok | transzgresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 2 | 2 | 1 | 3 | 1 |
| | | átlagvastagság (m) | 44 | 56 | 46 | 54 | 56 |
| | regresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 0 | 1 | 1 | 0 | 2 |
| | | átlagvastagsága (m) | 0 | 30 | 45 | 0 | 26 |
| Karbonátbetelepülés gyakorisága | | | 7 | 9 | 11 | 8 | 9 |
| Kőzetösszetétel % | kavics | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | homok | | 58,1 | 11,5 | 15,6 | 7,8 | 23,4 |
| | kavics + homok | | 58,1 | 11,5 | 15,6 | 7,8 | 23,4 |
| | kőzetliszt | | 38,5 | 66,1 | 58,3 | 61,1 | 47,4 |
| | homok + kőzetliszt | | 96,6 | 77,6 | 73,9 | 68,9 | 70,8 |
| | agyag (incl. mészkő) | | 3,2 | 22,2 | 26,0 | 31,0 | 29,0 |
| Spec. üledékjellegek gyakorisága | kavicsbetelepülés | | 10 | 1 | 2 | 0 | 2 |
| | laminit | | 12 | 20 | 13 | 12 | 5 |
| | iszapmozgás | | 3 | 11 | 24 | 10 | 15 |
| | tufa, áthalmazott tufa, bentonit | | 3 | 3 | 3 | 17 | 20 |
| | bioturbáció | | 9 | 14 | 11 | 9 | 2 |
| Litológiai eventek száma | maximális | | 12 | 11 | 17 | 20 | 17 |
| | minimális | | 4 | 4 | 4 | 3 | 3 |
| | átlagos | | 7 | 8 | 7 | 9 | 8 |
| Fúrasonkénti átlagos | makrofauna fajsza (db) | | 1 | 13 | 18 | 22 | 5 |
| | Foraminifera fajsza (db) | | 20 | 33 | 38 | 38 | 17 |
| | Foraminifera ciklus (db) | | 2 | 2 | 4 | 3 | 2 |
| Spec. ősmaradványok gyakorisága (db) | Brissopsis | | 2 | 5 | 12 | 10 | 4 |
| | korall | | 0 | 1 | 3 | 4 | 1 |
| | Nautilus | | 1 | 0 | 4 | 2 | 1 |
| | Pteropoda | | 1 | 2 | 5 | 6 | 0 |
| | Pecten | | 6 | 1 | 1 | 3 | 0 |
| | iszapfaló | | 9 | 14 | 11 | 9 | 2 |
| Bioeventek száma | maximális | | 5 | 8 | 9 | 13 | 8 |
| | minimális | | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 |
| | átlag | | 3,4 | 3,7 | 5,0 | 4,5 | 3,3 |

A kárpáti üledékciklusok térbeli változása (összesített adatok)

50. táblázat

| | | FÁCIÉSÖVEK | | | | |
|---------------------------------------|---|--------------------------|--------------------------|-------------------------------------|---|----|
| | | partközeli | előtér-depresszió | partközeli | parttávoli | |
| | | parttávolsági hányados | | | | |
| | | > 75 | > 50 | > 25 | < 25 | |
| Feldolgozott fúrások | | — Kt 483. Mv. 122. | — Sh. 16. Nb. 327. | T. 35 T. 40 Nb. 317. G. 1. | NSz. 3. T. 39. Li. 17. Mv. 79. | |
| | Átlagos képződményvastagság (m) | 5,7 | 12,0 | 14,7 | 17,6 | |
| Kisciklusok | transzgresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 1 | 2 | 2 | 5 |
| | | átlagvastagsága (m) | 53 | 64 | 47 | 46 |
| | regresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | átlagvastagsága (m) | 33 | 29 | 31 | 40 |
| Karbonáttelepülés gyakorisága | | 12 | 1 | 7 | 11 | |
| Kőzetösszetétel % | kavics | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | homok | 41,3 | 27,2 | 32,8 | 35,9 | |
| | kavics + homok | 41,3 | 27,2 | 32,8 | 35,9 | |
| | kőzetliszt | 50,2 | 56,0 | 45,8 | 26,8 | |
| | homok + kőzetliszt | 91,5 | 83,2 | 78,6 | 62,7 | |
| | anyag (incl. mészkő) | 8,8 | 16,6 | 21,1 | 37,2 | |
| Spec. üledékjellegék gyakorisága | kavicsbetelepülés | 3 | 3 | 3 | 4 | |
| | laminit | 18 | 10 | 15 | 6 | |
| | iszapmozgás | 12 | 17 | 15 | 3 | |
| | tufa, áthalmazott tufa, bentonit | 6 | 10 | 12 | 7 | |
| | bioturbáció | 6 | 16 | 8 | 7 | |
| Litológiai eventek száma | maximális | 41 | 32 | 39 | 19 | |
| | minimális | 16 | 25 | 21 | 11 | |
| | átlagos | 28 | 28 | 31 | 15 | |
| Fúrasiénti átlagos | makrofauna fajszám (db) | 24 | ? | 12 | 12 | |
| | Foraminifera fajszám (db) | 58 | ? | 36 | 31 | |
| | Foraminifera ciklus (db) | 12 | ? | 9 | 7 | |
| Spec. oszmaradványok gyakorisága (db) | Brissopsis | 13 | 8 | 5 | 12 | |
| | korall | 3 | 2 | 0 | 3 | |
| | Nautilus | 1 | 0 | 4 | 2 | |
| | Pteropoda | 5 | 6 | 0 | 2 | |
| | Pecten | 4 | 1 | 0 | 3 | |
| | iszapfaló | 6 | 16 | 8 | 7 | |
| Bioeventek száma | maximális | 25 | 12 | 27 | 28 | |
| | minimális | 12 | 4 | 12 | 1 | |
| | átlag | 18 | 8 | 20 | 17 | |
| Átlagvastagságok (m) | 1. középciklus max. vastagsága az egyes fáciesövekben | × | × | 117 | × | |
| | 2. középciklus max. vastagsága az egyes fáciesövekben | × | 165 | × | × | |
| | 3. középciklus max. vastagsága az egyes fáciesövekben | 126 | × | × | × | |
| | 4. középciklus max. vastagsága az egyes fáciesövekben | × | × | × | 157 | |
| | 5. középciklus max. vastagsága az egyes fáciesövekben | 165 | × | × | × | |
| | Összes vastagság az egyes fáciesövekben (m) | 483 | 627 | 520 | 486 | |

sük, a laterális fáciesátmenetek feltárása sokat segíthet e probléma megoldásában. A megoldás alapvető axiómája: a Bádeni Agyag Formáció (vagy a bádeni agyag típusú képződmények) heteropikus fáciese az „alsó lajtamészko”; az NN 6 zónába tartozó molluszkás—foraminiferás agyagok (Szilágyi Agyagmarga Formáció) heteropikus fáciese a „felső lajtamészko”.

c. Fentiek alapján az alsó-bádeni képződmények (általánosan) túlterjedő települése nem bizonyítható.

d. Némelyek (STEVANOVIC P. szóbeli közlése) kétségbevonják a Dinaridákon keresztül létezett közvetlen mediterrán kapcsolatokat. Ezt a kapcsolatot véleményem szerint a congeriás—oncophorás faunainvázio (HÁMOR G. (1971); a SLISKOVIC által a dinári terület intramontán üledékgyűjtőből leírt endemikus faunák, RITZKOVSKY és JIRIČEK (in RÖGL F.—STEININGER F. 1983) adatai, és a fáciesövek topográfiai elhelyezkedése alapján kialakult áttekintő ösföldrajzi kép egyértelműen bizonyítja.

Lajtai orogén ciklus

A lajtai orogén fázis a stájer orogén fázisok utáni újabb földtörténeti. szerkezetalakulási események jelölésére szolgál, melyek az alsó-bádeni végén kezdődtek, a középső—felső-bádeni—szarmata és alsó-pannoniai idején át tartottak a rodáni orogén fázisig.

A „lajtai orogén fázis” fogalmát a Szerző 1977-ben a KBGA XI. Kongresszusán (Kiev) vezette be és 1978-ban publikálta. Ugyanakkor a Kárpát-medencében a középső-bádeni idején lezajlott „sössági krízist” és a rendkívüli aktív magmás tevékenység jelentős részét (az andezit-telérektől eltekintve) a stájer orogén fázis postorogén eseményeként értelmezte. Az orogén rendszerek ciklusvizsgálata alapján azonban ma már egyértelműen megállapítható, hogy mindkét esemény a lajtai orogén ciklus kezdeti fázisában történt.

A lajtai orogén ciklus ösföldrajzi képének megítélése irodalmi adatok alapján nehéz, mivel több szerző (KÖRÖSSY L. 1978, HÁMOR G.—SZENTGYÖRGYI K. 1981) a legutóbbi időkig a bádeni egészét — egy időegységként — összevontan mutatja be. Először STEININGER F.—RÖGL F.—MÜLLER C. (1978) mutatta be elkülönítve az alsó—középső—felső-bádeni ösföldrajzi képet. Szerzők a vulkáni eseményeket teljesen figyelmen kívül hagyva, még a középső-bádeni idején is közvetlen tengeri kapcsolatot tételeznek fel a Kárpát-medence és a Mediterráneum között az Adriai-medencén át. A dinári kapu elzáródását először SENEŠ J. és MARINESCU F. (1974) mutatta ki a felső-bádeni végi—szarmata kezdeti időre.

Jelenlegi, részletes ösföldrajzi térképekkel megalapozott ismereteink szerint a Kárpát-medence már a középső-bádeni idején izolálódott az Adriai-medencétől, a Dinaridák kezdődő kiemelkedésével. A *lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 1. üteme* kiemelkedést, regionális regressziót eredményezett. Ennek kezdeti eseményeit rögzítettük „A stájer orogén ciklus”-t tárgyaló fejezetben (p. 181) a Cserhát területére. Ny-Magyarországon ez a kiemelkedés az „alsó lajtamészko” felső rétegének kavicsos-breccsás kifejlődésében és oszcilláló barnaköszéntelepek képződésében nyilvánult meg (Hidas, Herend, Szentgál, Várpalota stb.). A Bécsi-medencében elképzelhető helyenként folyamatos üledékképződés elszegényesedett faunával. A Kárpát-medence középső részén feltehetően teljes szárazrakerülés, a K-i területrészeken (Erdély) és a Kárpátok külső ívén lagúnafáciesű evaporitképződés jelzi az azonos előjelű eseményeket.

Joggal felmerül a kérdés, mivel indokolhatók a viszonylag közeli területek — Erdély és Ny-Magyarország — eltérő paleoklimatológiai viszonyai: a humid klímát bizonyító barnaköszénképződés és a száraz, szubtrópusi klímát igénylő evaporitképződés. Ezek közelítő magyarozatát abban látjuk, hogy a Dunától Ny-ra levő területek az afrikai lemez, az erdélyi területek az eurázsiai lemez szegélyén, akkor még a jelenleginél távolabb voltak egymástól. A közelebb kerülés, alátörődés, kéregbeolvadás eredménye lehet a köztés területek rendkívül nagy tömegű, kontinensperem és szigetív közötti andezitvulkanizmusa (PANTÓ GY. és PÓKA T. szóbeli közlése 1984-ben), Közép-Szlovákia—Kelet-Magyarország és Erdély területén.

Ezt a vulkanizmust a *lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 2. üteme* hozta létre. A vulkanizmus kezdeti időszakában Észak-Magyarország területe nagyrészt szárazulat volt (Zagyva-hátság, Mátra aljzata, Ózd—Pétervásárai tábla, ózd—borsodi terület stb.), így itt a vulkanitok szárazföldi képződményekre települtek. A Kisalföld keleti peremén, valamint az Ipoly-völgyben, ill. ezek DK-re nyúló öbleiben (Szokolya, Hont, Etesi-árok) létező üledékgyűjtők peremén a tenger alatti vulkáni működés anyaga bádeni korú tengeri képződményekre települ, illetve azokkal összefogazódik (Sámsonházai Formáció) (84. ábra.).

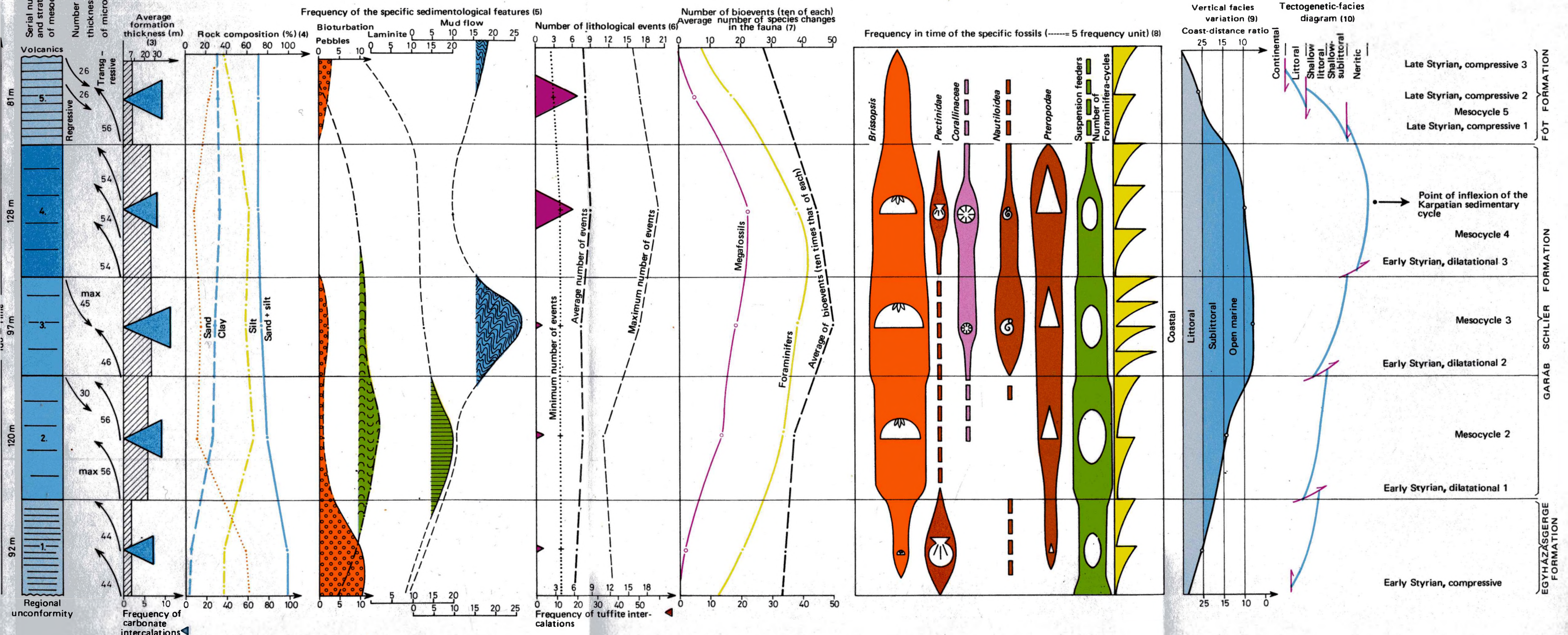
A pilinyi „Trachittuffe” tengeri fauna-elemeit FUCHS TH. már 1871-ben közli. SCHAFARZIK F. 1892-ben ösföldrajzi leírását adta a vulkáni és üledékes sorozatok egyidejűségének. BARTKÓ L. 1952-ben a Nógrádszakál, Kincsespuszta környéki alsó-bádeni zátonymészko-be hullott vulkáni bombákat, VARGA GY. 1971-ben a mátraszőlősi „tengeralatti tortonai andezitet” írta le. Vizsgálataink során a vulkáni működés kezdetén zátonyképződményekre hullott vulkáni bombát a Sámsonháza 15. sz. fúrásban; vulkáni képződmények között települő tengeri üledékeket a Garáb 2., Sámsonháza 12., 14., 15. sz. fúrásokban; vízbe ömlött pszeudoagglomerátumokat a Mátraverebély 122., Sámsonháza 16. sz. fúrásokban észleltünk.

A Mátrai Vulkanit Formációt az orogén ciklus kompresszív fázisa hozta létre. A nyomás alatti kirobbanást a piroklasztikum uralkodó tömege (88%) és szemnagysága, a nagyszerkezeti törésvonalak találkozási pontjain ülő kitorrészi centrumok igazolják. A vulkáni működés három, szakaszosan egymást követő vulkáni ciklusban zajlott

A kárpáti üledékciklus időbeli változása (középciklusonként, kvantitatív adatokkal)

Variation in time of the Karpatian sedimentary cycle (according to mesocycles, upon quantitative determinations)

(plotted by G. HÁMOR, 1978)

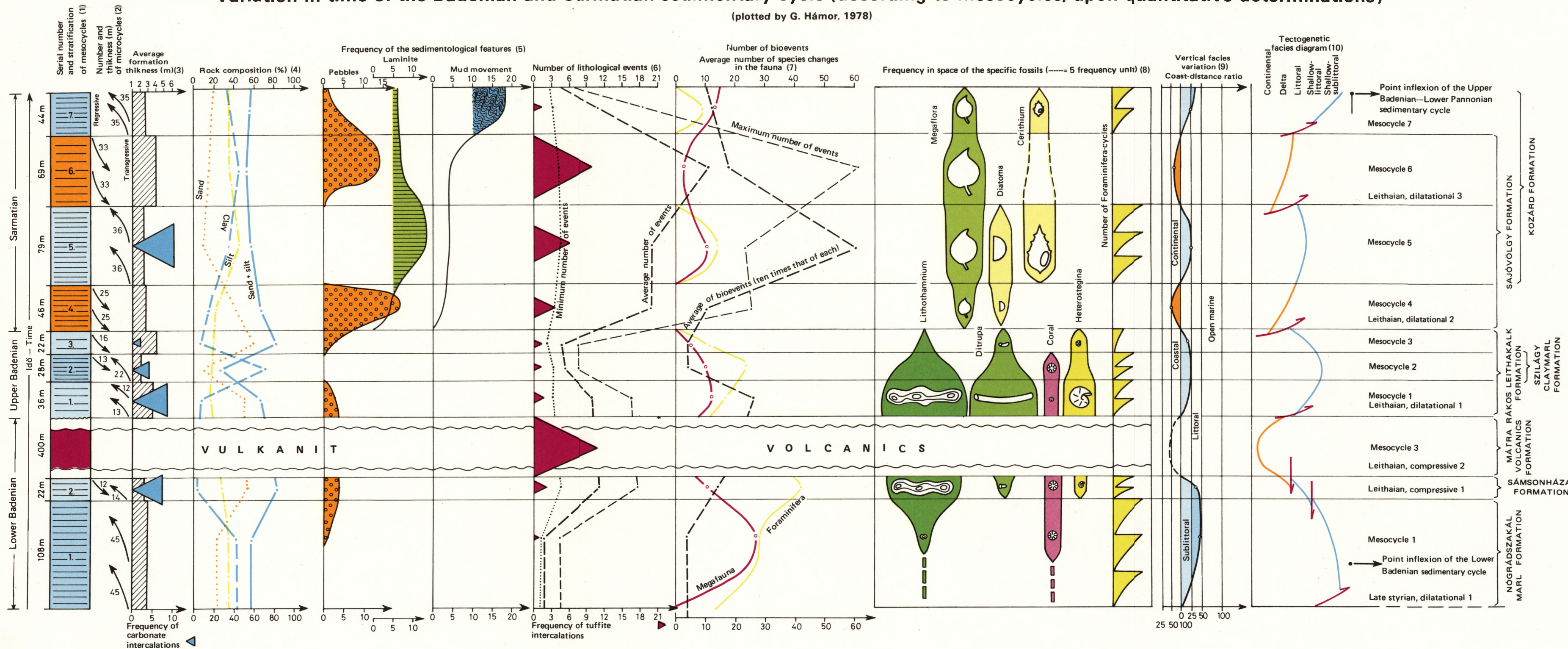


(1) Középciklusok sorszáma, rétegzettsége, (2) kicsiklusok száma és vastagsága, (3) átlagos képződményvastagság (m), (4) kőzetösszetétel %, (5) specifikus üledékjelleg gyakorisága, (6) litológiai események száma, (7) bioesemények száma, (8) specifikus ősmaradványok gyakorisága időben (— = 5 gyakorisági egység), (9) vertikális fáciesváltozás, (10) tectogenetikai fácies

A bádeni és szarmata üledékciklusok időbeli változása (középciklusonként, kvantitatív adatokkal)

Variation in time of the Badenian and Sarmatian sedimentary cycle (according to mesocycles, upon quantitative determinations)

(plotted by G. Hámor, 1978)

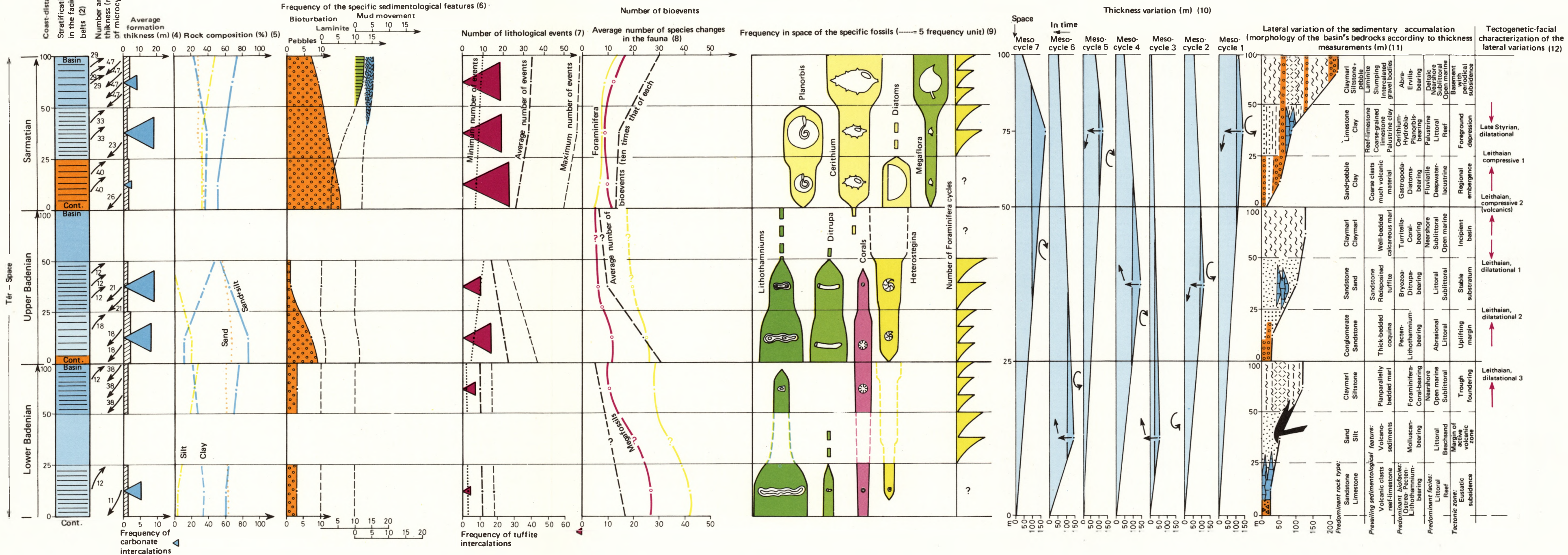


(1) Középciklusok sorszáma, rétegzettsége, (2) kisciklusok száma és vastagsága, (3) átlagos képződményvastagság (m), (4) kőzetösszetétel %, (5) specifikus üledékjellegek gyakorisága, (6) litológiai események száma, (7) bioesemények száma, (8) specifikus ősmaradványok gyakorisága időben (= 5 gyakorisági egység), (9) vertikális fáciesváltozás, (10) tectogenetikai fáciesdiagram

A bádeni és szarmata üledékciklusok térbeli változása (laterális fáciesövenként, kvantitativ adatokkal)

Variation in space of the Karpatian sedimentary cycle (according to lateral facies belts, upon quantitative determinations)

(plotted by G. Hámor, 1978)



(1) Parttávolsági hányados, (2) rétegzettség a fáciesövekben, (3) kisciklusok száma és vastagsága (m), (4) átlagos képződményvastagság (m), (5) kőzetösszetétel %, (6) specifikus üledékjellegek gyakorisága, (7) litológiai események száma, (8) bioesemények száma, (9) specifikus ősmaradványok gyakorisága térben (= 5 gyakorisági egység), (10) vastagság változása térben, időben, (11) az üledékkifejlődés laterális változása (a medencealjzat morfológiája vastagságadatok alapján), (12) a laterális változások tektonogenetikai fácies-jellemzése

| Uraikódó kőzettípus: | homokkő mésző | homok kőzetliszt | agyagmárga aleurit | konglomerátum meszes homokkő | homokkő homok | agyagmárga | homok, kavics agyag | mésző agyag | agyagmárga aleurit, kavics |
|------------------------|--|------------------------------|--|---------------------------------|--|--|--|---------------------------------------|---|
| Uraikódó üledékjelleg: | volkánai törmelék zátonymésző | volkano- szediment | planparalel rétegződésű márga | vastagpados lumachella | mészhomokkő áthalmazott tufit zátonymésző | jól rétegzett mész márga | rétégzetlen durva törmelék sok vulkánai anyag | durvamésző mocsári agyag | laminit iszapmozgás kavics betelepülések |
| Uraikódó biofácies: | ostréák pectenes lithothamniumos | vagyos Mollusca- fauna | foraminiferás korallós | pectenes lithothamniumos | bryozoás ditrupás | turritellás corbulás | édesvízi csigás diatomás | cerithiumos hydrobiás planorbis | abrás enillás |
| Uraikódó fácies: | partszegélyi zátony | partszegélyi síkperti | partközeli nyíltvízi szublitórális | abrázios partszegélyi | partszegélyi szublitórális | partközeli szublitórális nyíltvízi | folyóvízi mélytavi | mocsári partszegélyi zátony | délti partközeli szublitórális nyíltvízi |
| Tektonikai zóna: | eusztatikus süllyedés | aktív vulkán öv pereme | árkos be- szakadás | emelkedő perem | stabil aljzat | kezdődő medencealjzat | regionális háttérrel- kedés | előtér- depresszió | szakaszosan süllyedő medencealjzat |

le. Az anyag döntő tömege andezit, helyenként dácit (ÉNy Mátra) és riolit (déli Mátra) kúpokkal. Utóbbiak savanyú tufái 10–30 cm vastag zsinórokban települnek az andezitösszletben (Tar, Sámsonháza körül, a Mátra több pontján). A vulkáni működés termékei (pados láva, salakos láva, a teljes szemnagysági skálát tükröző agglomerátum, tufa és ezek vegyes képződményei) ciklikusan ismétlődnek. Az így létrejött sztratovulkáni sorozat vastagsága 300 és 100–200 méter között változik. Figyelemre méltó, hogy a kitorési helyek a megelőző stájer orogén ciklusban kialakult, ÉK—DNy irányú szerkezeti rendszerekhez kapcsolódnak. A nógrád—cserhádi területen három ilyen egymással párhuzamos rendszer mutatható ki: az ÉNy-i, dobogói, a középső, bézmai és a DK-i, tepkei rendszer. A vulkáni sorozat ÉNy felé az Ipolyvölgy és DNy-ra a Pesti tábla irányában, a fent leírt vulkanoszediment képződményekkel ékelődik ki a tengeri üledékgyűjtő peremén. DK-re a Mátra területén a formáció már vastagabb, 1200—1400 méter (szintén ÉK—DNy irányú szerkezetekhez kapcsolódva): a Mátra D-i, DK-i előterében, a Jászsági-medence területén pedig már 3000 métert is elérhet.

Megemlítendő, hogy ettől D-re, az ugyancsak ÉK—DNy irányú „közép-magyarországi hátság” területén a bádeni vulkanitok vastagsága kisebb, 100 méter körüli (RAVASZ Cs. 1984). A paleomorfológiai viszonyokat ennek a kiemelt területnek az ÉNy-i peremén húzódó, 1000—2000 m magas vulkáni középhegység jellemzi, amely ÉNy felé lejtő 40—50 km széles dombvidéki terület közvetítésével érintkezik a korabeli tengeri üledékgyűjtővel.

A lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 3. üteme alakítja ki a felső miocén végleges nagyszerkezeti és orográfiai képét.

Az afrikai lemez mindjobban közeledik az eurázsiai lemezhez. Ez az alpi—kárpáti—dinári—balkáni rendszer felboltozódásának, kiemelkedésének felgyorsulásában nyilvánul meg. A nagy takarórendszerek feltorlódásával kialakul a Kárpátok egységes íve, ettől az időponttól válik többé-kevésbé egységes (bár szigethegységekkel tarkított) üledékgyűjtővé a Kárpát-medence. Az egységesség arra vonatkozik, hogy a jól lehatárolt üledékgyűjtőnek csak DK-en, a negotini kapun át volt összeköttetése a kelet-európai területekkel, és az üledékgyűjtő lejtésiránya nagy vonalakban DK irányú.

Medencealakulás értelmében természetesen szó sincs egységességről: az aljzat minőségének, mobilitásának, a mikrokontinensek rotációjának, elhelyezkedésének függvényében ÉNy—DK irányú árokszerkezetek alakultak ki a nyomás irányára merőlegesen (mint a szávai orogén ciklus idején, de azokhoz viszonyítva térben eltolódott helyzetben).

Magyarországon három, egymással párhuzamos árokszerkezet alakult ki: Ny-on a Mura—Dráva—Zala-árok, középtűt a Vardar-árok (ennek részletei a makó—hódmezővásárhelyi-árok, Zagyva-árok stb.) és K-en a Szatmári-árok. A ciklushoz tartozó üledékek ezeken a területeken fejlődtek ki a legnagyobb vastagságban, de a közöttük lévő területeken is kimutathatók az előző miocén képződményeknél nagyobb elterjedésben. Ennek kettős magyarázata lehet: vagy a kiemelkedő környezetből visszavonult tenger változatlan víztömege expandált és kisebb vízmélység mellett nagyobb területeket öntött el, vagy az euxin-kaszpi területről érkező tenger transzgressziója okozta a jelenséget. Ez utóbbi magyarázat valószínűbb: már a bázisrétegekben megjelennek a K-i faunaelemek, a Modiolus-, Musculus-, Ervilia-, Donax-, Cerithium-félék (I. melléklet). Ez a kép feloldja az általános regresszió és az ennek ellenére is kimutatható transzgresszív jelenségek közötti ellentmondást.

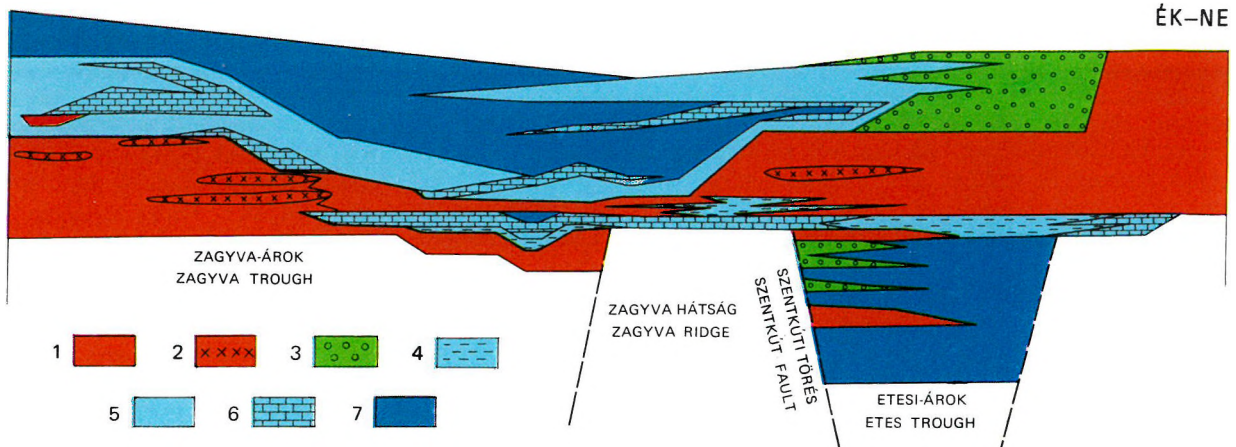
A lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 3. üteme során az alp-kárpáti hegységrendszer regionális kiemelkedésének hatása a kutatási területen lokális méretekben szintén kimutatható. A területtől É-ra levő részek kiemelkedtek, maradék üledékgyűjtő területként csak az ÉNy—DK irányú Etesi-árok országhatártól kb. Salgótarjánig terjedő része egzisztált tovább. Ez északra nyúlványa volt a mai Cserhát déli peremén (Zagyva-árok) és a Mátra déli peremén kialakult ÉK—DNy irányú előtérdepresszióknak. É felé az Ipoly völgyével a tengeri összeköttetés megszűnt (korábban az Ózd—Egercsehi- és Sajó-árok területén is). Az előterek üledékgyűjtő tengelyének lejtésiránya a megelőző újstájer alciklus idejéhez viszonyítva 180°-ot fordult, mérleghinta-szerűen. Ezt már STRAUZ L. (1929) bujádi munkája során is megállapította: „A felsőmediterrán határát itt északon volt valós megvonni, így a tengerrész az Alföld felé bírt volna folytatással, az Ipoly-völgy vidékét borító tenger felé azonban nem.” A kép összhangban van GAŠPARIK J.—VASS D.—SEFARA J. (1978) Dél-Szlovákia területére kialakított ösföldrajzi képével. Az ösföldrajzi képet a fációsövek elhelyezkedése is alátámasztja, amely a vulkanizmust megelőző időhöz képest egymás fölött eltolódott, eltérően orientált fációsörökben, ellentétes előjelű fációsöveket mutat (75. ábra). Ez azt jelenti, hogy a regresszív alsó-bádeni végi és az ugyancsak regresszív szármata zátonyképződmények az aljzathoz vagy a peremhez közvetlenül csatlakoznak. A felső-bádeni transzgressziós zátonyképződmények kavicsos-homokos zátonysorok felett és a peremektől beljebb, nagyobb lagúnákban vagy akár a hemipelágikumban fejlődtek ki. A biofációs övek sorrendje: ostreás, chlamysos—heterosteginás, lithothamniumos, ditrupás—bryozoás, turritellás—corbulás (76. ábra).

A kompresszív fázis során kialakult előtérdepressziók peremi részén transzgresszív abráziós konglomerátum található. A törmelékanyag a peremet felépítő kőzetekből származik. A Zagyva-árok területén ez uralkodóan andezit. Az Etesi-árokban Nógrádszakál—Párizs-völgy körül egzotikus — a közeli területekről ismeretlen — kristályos aljzathoz származó granitoid és metamorf blokk-kavics tarkítja e képet.

Tekintettel a beágyazó homok-homokkő tengeri (ostreás—pectenes) faunájára, a durva törmelék nagy mennyiségű, folyó által behordott és az abráziós szegélyen tovább aprózódott képződménynek tartjuk. Az összes kifejlődési területen — a medence irányában — a peremhez széles partszegélyi—partközeli homok-homokkő, kalkarenit zóna csatlakozik, helyenként lithothamniumos—korallós zátonymészkövel.

DNy-SW

ÉK-NE



75. ábra. A bádeni formációk geofáciái a nógrád—cserhádi területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1978)

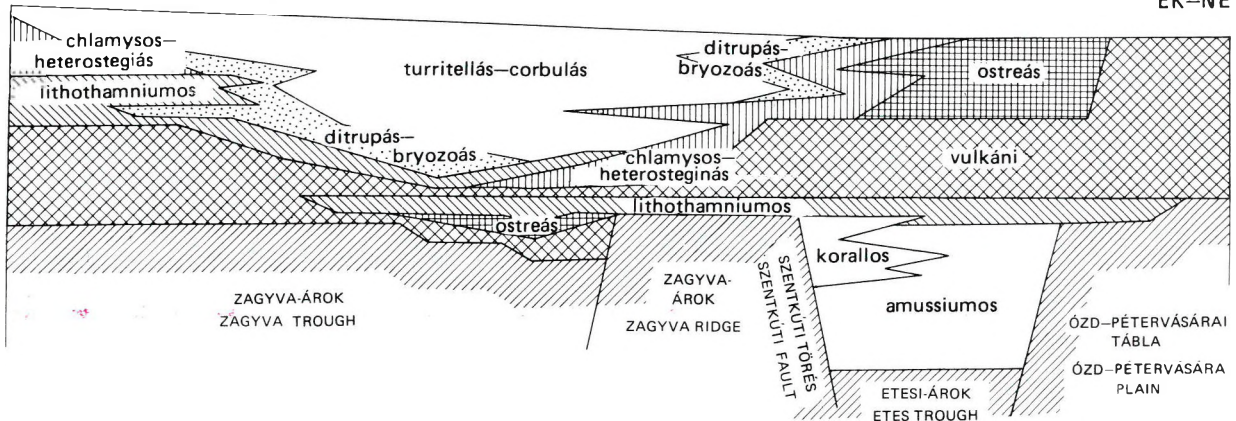
1. Szárazföldi rétegvulkáni kifejlődés, 2. ugyanazok lávpadjai, 3. abrasiós parti kifejlődés, 4. partközeli vulkanosediment kifejlődés, 5. partközeli—síkperti kifejlődés, 6. zátonykifejlődés, 7. nyíltvízi kifejlődés

Fig. 75. Geofacies of the Badenian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1978)

1. Terrestrial stratovolcanic facies, 2. lava flows of the former, 3. abrasional shoreline facies, 4. nearshore volcano-sedimentary facies, 5. nearshore—beach facies, 6. reef facies, 7. open marine facies

DNy-SW

ÉK-NE



76. ábra. A bádeni formációk biofáciái a nógrád—cserhádi területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1979)

Fig. 76. Biofacies of the Badenian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1979)

A nagy áramlási energiát a kőzetanyag jó osztályozottsága, a felőrölt fauna mennyisége, a síkperti keresztregtegzettséget mutató formák léptéke bizonyítja. A homok nagy része az andezit féleségek felaprózódott törmeléke. Ezek a Rákosi Lajta mészkő Formációba sorolt képződmények a D felé kibillent sztratovulkáni andezit déli peremére települnek Vanyarc, Bér, Buják, Kozárd, Mátraszőlős, Mátraverebély vonalában.

A vulkáni működés a peremeken egyre csökkenő intenzitással tovább folytatódott, mint ezt már VITÁLIS I. a mátraszőlősi Fehérkő-bánya szelvényében bebizonyította (1915). Erre utal a 77a. ábra és a IX. melléklet vulkáni képződmények időbeli gyakoriság-változásra vonatkozó része is. A vulkáni képződmények gyakorisága ugyanakkor térben, a medence irányában gyorsan csökken.

Az előtérdepresszió (az ÉK—DNy irányú Zagyva-árok) területén nyíltvízi kifejlődésben, meszes—márgás—agyagos képződmények (Szilágyi Agymárga Formáció) rakódnak le. Az időbeli fácieseltolódás függvényében ezek az É, ÉK felé előrenyomuló tenger partszegélyi képződményeinek fedőjében, néhol azzal összefogazódva is megjelennek (Márkháza stb.). Az ütem rövid időtartamát jelzi a képződött formációk csekély vastagsága (90—130 m).

Az orogén ciklus kompresszív fázisának vége két eseménnyel rögzíthető:

— a nyomás csökkenésének hatására megáll a háttér emelkedése és az előtér aljzatsüllyedése. A kiegyenlítő-dött helyzetben, a kedvező paleoklimatológiai viszonyok hatására — elsősorban a háttér és a medenceperem határán — bepárlódó vizű lagúnák jöttek létre (pl. Szirák környékén 20–40 cm vastagságú anhidrit zsinórok fejlődtek ki) (85. ábra).

— a dilatatív fázis határán a feszültségek törésekben oldódnak fel, kis mértékű kezdeti dilatációval. Ezekbe a 2–5 m (maximum 15–20 m) széles, táguló hasadékokba tör fel a bádeni vulkáni ciklus utolsó képződménye: a bázikus telérandezit. E több kilométer hosszú, közelítőleg ÉNy—DK irányú telérek a Cserhát területén, Hollókő, Endrefalva, Bér, Szendeváralja, Bercel környékén jól tanulmányozottak (KUBOVICS et al. 1974). Érdekes, hogy e telérek a medenceperem peremi töréséből indulnak és a kiemelt háttéren (ÉNy-on) futnak át, illetve ékelődnek ki.

A lajtai orogén ciklus dilatatív fázisának 1. üteme tehát a feszültségoldó törések menti elmozdulásokban jelenik meg. Az üledékgyűjtő területek gyakorlatilag stabilak „kvázi mozdulatlanok” maradtak: a mozgás a háttér-régiók emelkedésének meggyorsulásában nyilvánul meg. A kiemelt háttérről szállítódik a Kárpát-medencébe a miocén történetének második legnagyobb tömegű durvatörmelék-anyaga. Az esemény hasonlóan játszódott le, mint a szávai orogén ciklus dilatatív fázisának kezdetén, az eggenburgi végi nagy lepusztulás alkalmával. A durva törmelék vagy a szárazföld területén az üledékszállító csatornáknak, vagy a szárazföld peremi törmelékkúpokban, másutt deltaképződményekben rakódott le.

Nyugat-Magyarországon a K-i Alpokból K-re, Észak-Magyarországon a Kárpátokból D-re szállítódott a törmelék. Az ország más területein, főleg (a szintén emelkedő) szigethegységek törmelékanyaga jelenik meg. Észak-Magyarország fő törmelék szállító csatornája a Sajó-árok területén alakult ki. Ebből részben a Sajó-árok D-i részére, részben az Ózd—Egercsehi-árokba, DNy felé szállítódott a törmelék. Ekkor (már a szarmata idején) képződött a Sajó völgyi Formáció (86. ábra).

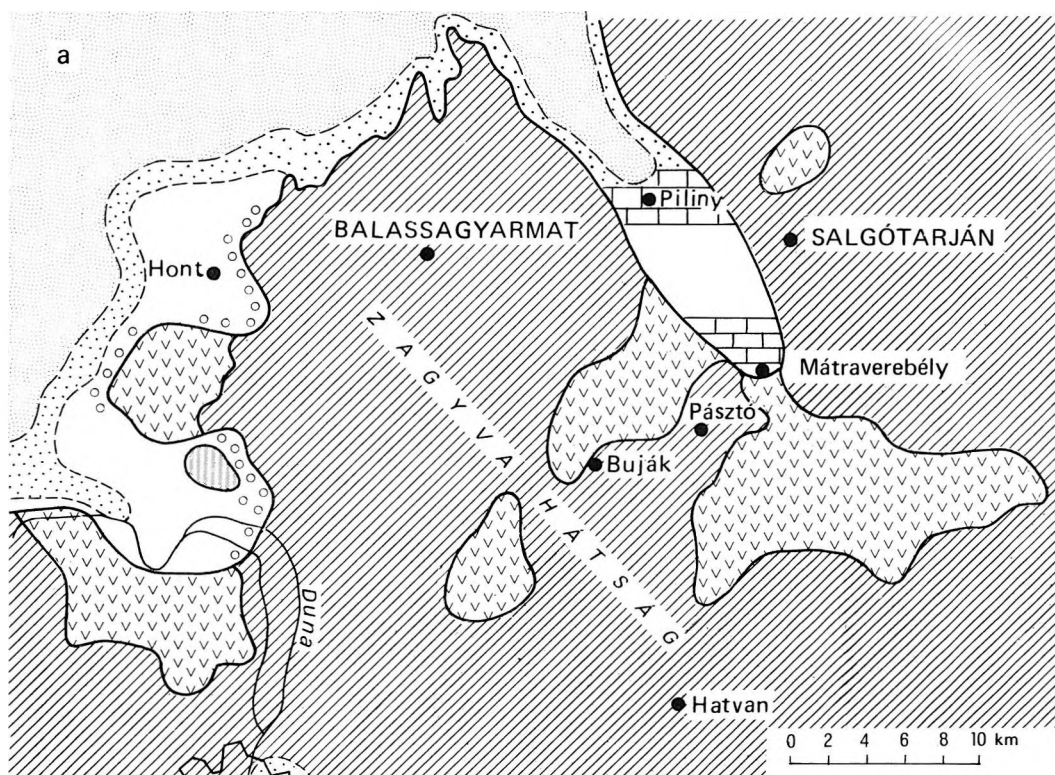
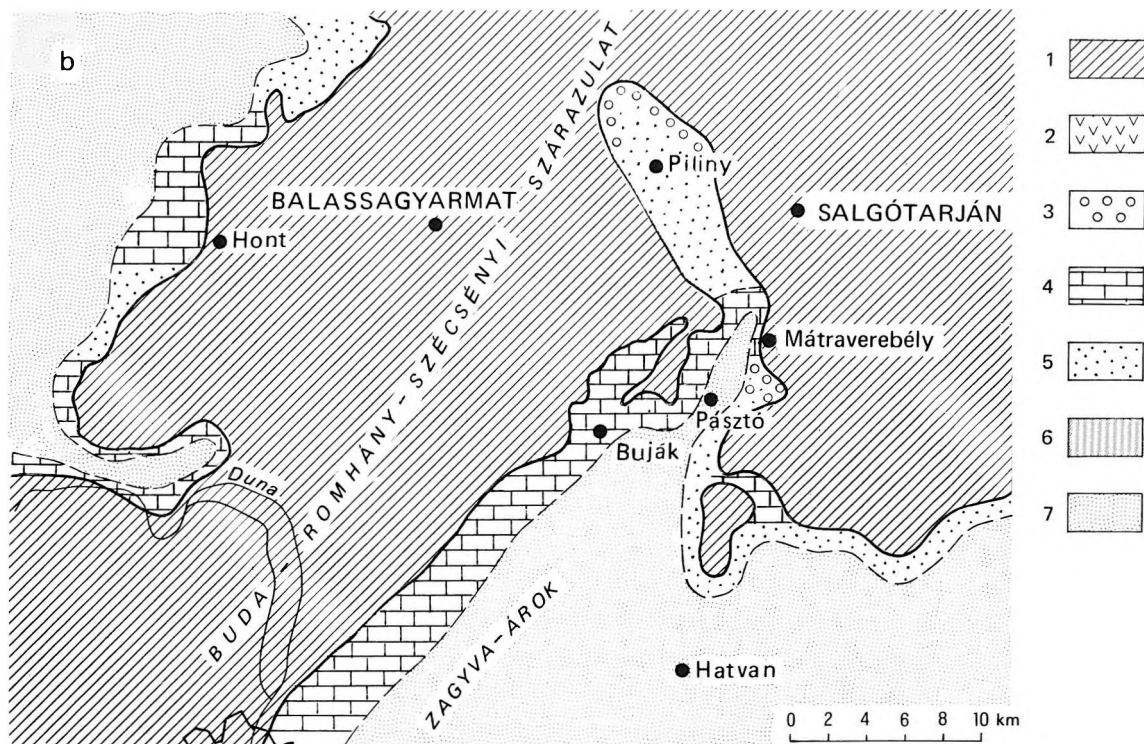
A nógrád—cserháti területen az ÉK—DNy irányú Zagyva-árokba zúdult a kiemelt peremek törmeléke. Az árok ÉNy-i partján Bér—Bokor, Felsőtold, Sámsonháza környékén, DK-i partján Tar, Hasznos környékén fejlődtek ki a legnagyobb szárazföldi törmelékkúpok, a csatlakozó delta-összletekkel (78a. ábra). A durva-törmelék jelentős része e képződményekben a peremet felépítő andezit-összletekből származik. A Zagyva-árok központi része felé mennyisége lecsökken, végül kiékelődik. Érdekes, hogy a teresztrikumok anyagát ID. NOSZKY J. (1927, 1940) a déli „őspannóniai szárazulatból” származtatja, ennek azonban minden részletvizsgálat ellentmond.

Ahol intenzív törmelékanyag beszállítás nem volt (főleg állékony, andezitanyagú aljzaton), ott a folyóvízi kifejlődésekkel laterálisan összefogazódva édesvízi kőszénlapok, mocsarak (Vonyarc, Alsótold), mélytavi üledékgyűjtők (Hasznos, Felsőtold, Szurdokpüspöki) alakultak ki.

A folyóvízi fáciesű képződmények sodorvonalbeli kifejlődésében a durva törmelék uralkodik. Ennek heterogén, rosszul osztályozott, alig kerekített közetanyaga rövid szállítási távolságra utal. Helyenként (Sámsonháza, Szálláska-völgy) gyakoriak a kovásodott uszadék fatörzs és ágmaradványok. ID. NOSZKY J. (1940) e képződményből Crocodilus-maradványokat is említ. Az artéri üledékek homokos-agyagos kifejlődésűek. Néhol jellemző a mészsomós tarka aleurit. A biofáciesben Planorbis-félék uralkodóak. A mocsári fácies általában agyagos, kisebb patakok által beszállított, kavicsos-homokos zsinórokkal tarkított sorozatában gyakoriak a szénült növényi maradványok, gyökérványok, néhol földes-fás barnakőszén és szenes agyag zsinórok. A nyíltabb vízfelületű tavi kifejlődésben a kőzetliszt és agyag uralkodó mennyiségű, a képződmények jól rétegzettek, néhol laminitképződés is megfigyelhető. A biofáciesre jellemzőek a kovavázú egysejtűek, és a halpikkelyek. Az összes édesvízi kifejlődés vertikálisan és laterálisan összefogazódik a tengeri képződményekkel. Az édesvízi kifejlődések vastagsága a területen széleskörűen változó (150–250 m).

A lajtai orogén ciklus dilatatív fázisának 2. ütemében a töréses rendszerek melletti vertikális mozgás tovább folytatódik. A lassuló (de még kimutatható) háttéremelkedés mellett új jelenség, hogy az üledékgyűjtő területek aljzata is mobilizálódik, az árkos beszakadások fejlődése felgyorsul. Ennek következtében a kompresszív fázis 3. ütemének első transzgresszióját egy második követi. Ezzel a transzgresszióval vált uralkodóvá a Kárpát-medencében az euxin-kaspi, ún. „brakkvízi” kifejlődés és jellegzetes fauna-asszociációi. Nem izolálódott (felső-bádeni) tengeri üledékgyűjtő „brakkosodásáról”, „kiédesedéséről” van tehát szó, hanem eltérő sőtartalmú tengervíz keveredik a mediterrán tenger maradék-üledékgyűjtőinek vizével. Ezt a modellt Magyarországon az a tény is igazolja, hogy K-en, a Szatmári-árok területén ismert a legvastagabb szarmata kifejlődés (Hidasnémeti 1. sz. fűrésben közel 1000 méter), ettől Ny-ra általában 100–200 méter. Ny-on (Bécsi-medence, kelet-alpi előtér) ez a transzgresszió kiékelődik a peremeken.

A nógrád—cserháti területen a leszakadás az ÉK—DNy irányú Zagyva-árok központi részei felé erősödött meg, de a transzgresszió az e rendszerrel nagyjából párhuzamos, hegyközi „medencék” területeire is előrehatolt (bokor—alsótoldi, ecseg—kozárdi, szurdokpüspöki medencék). Ekkor képződött a Kozárdi Formáció. A formációt medencekifejlődésben nyíltvízi agyag-agyagmárga sorozatok alkotják cardiumos—irusos—abrács biofáciesekkel. A parthoz közelebb agyagos homok, homok, mészmárga képződött cardiumos—modiolusos és rissós—hydrobiás biofáciesekkel. A peremeken (sokszor közvetlenül az andezitre települve) molluszkás durvamészkből, oolitos homokos mészkőből álló szegélyzátányok alakultak ki, cerithiumos biofáciessel. Klasszikus abráziós partszegély figyelhető meg Buják község ÉK-i részén: az andezitre a hullámtorlódásos öv durva törmeléke települ „örvénykátlanokkal”, álló helyzetben letarolt fák kovásodott maradványaival (BOGSCH L. 1943). Két helyen, Tar

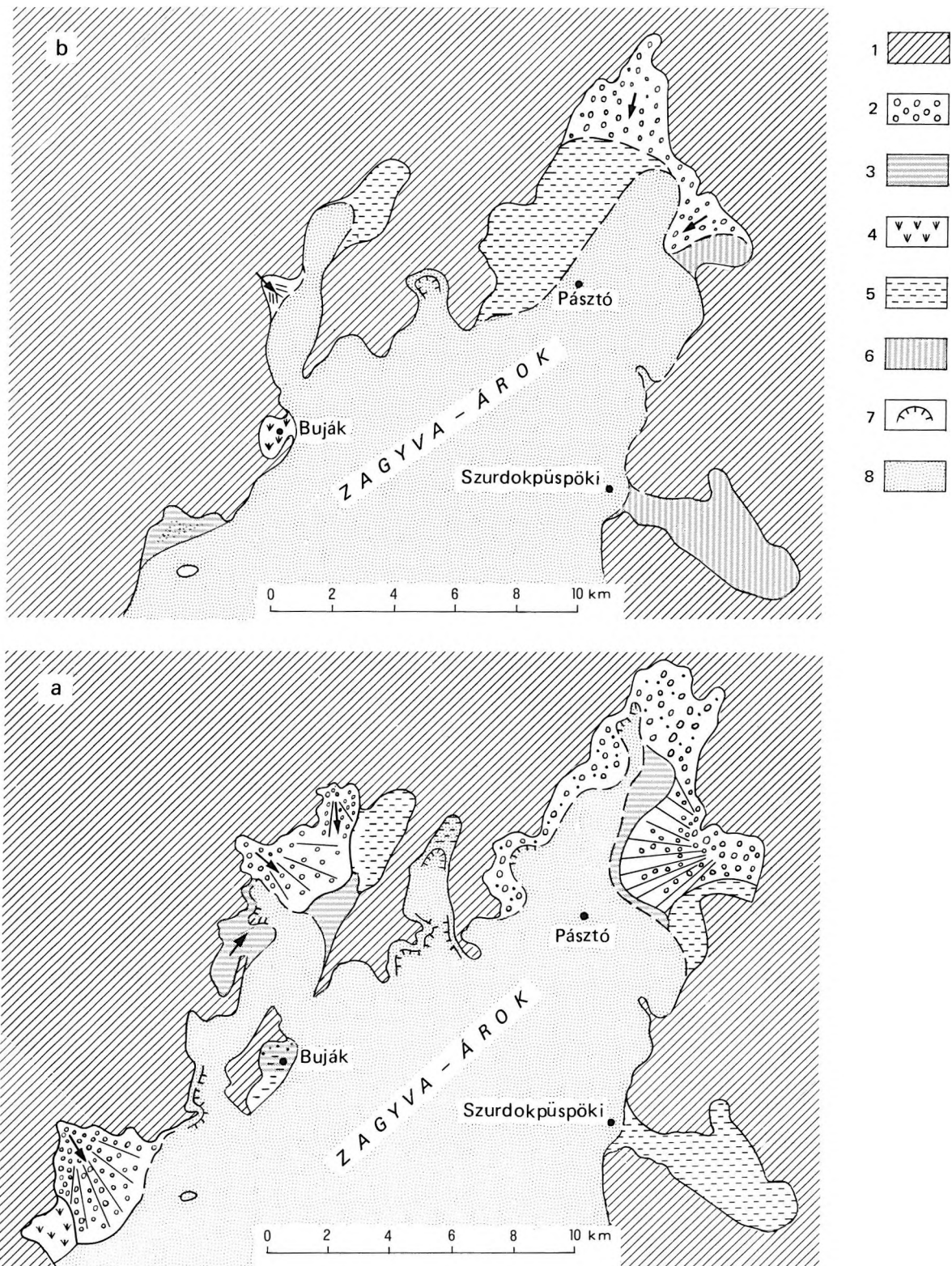


77. ábra. A bádeni ösföldrajzi képe (a) a vulkanizmus előtt és (b) a vulkanizmus után

1. Szarazulat, 2. szárazföldi rétegvulkáni terület, 3. abrázíós part, 4. zátony, 5. partközeli—síkperti terület, 6. laguna, 7. sekélytengeri—nyíltvízi terület

Fig. 77. Palaeogeographic pattern of the Badenian (a) prior to and (b) after volcanism

1. Landmass, 2. terrestrial stratovolcanic area, 3. abraded shore, 4. reef, 5. nearshore—beach area, 6. lagoon, 7. shallow-water—open marine area

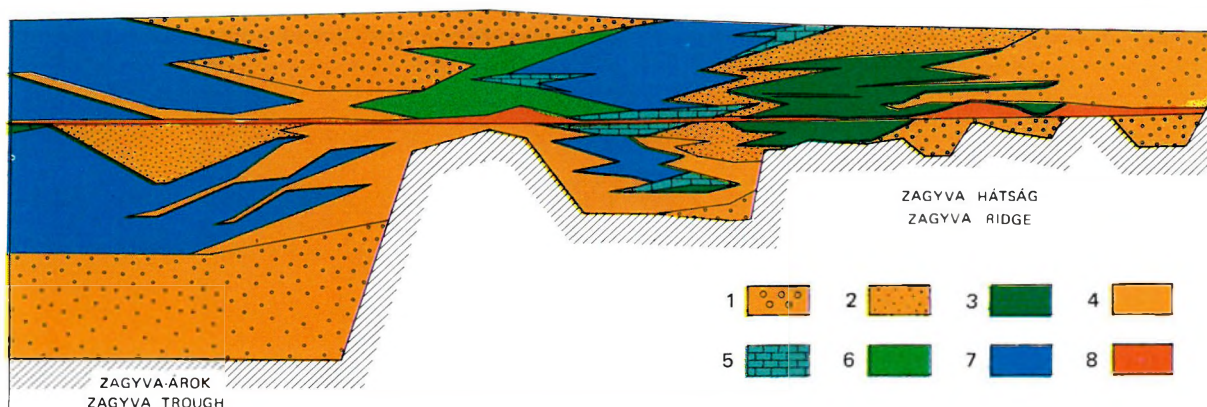


78. ábra. A szarmata ősföldrajzi képe (a) a „felső riolitufa” szórás előtt és (b) után

1. Szárazulat, 2. folyóvízi terület, 3. folyóvízi–delta terület, 4. mocsári, 5. mélytavi terület, 6. lagúna, 7. zátony, 8. nyíltvízi terület

Fig. 78. Palaeogeographic pattern of the Sarmitian (a) prior to and (b) after “upper rhyolite tuff” ejection

1. Landmass, 2. fluvatile area, 3. fluvatile-deltaic area, 4. swamp area, 5. deep lake area, 6. lagoon, 7. reef, 8. open marine area

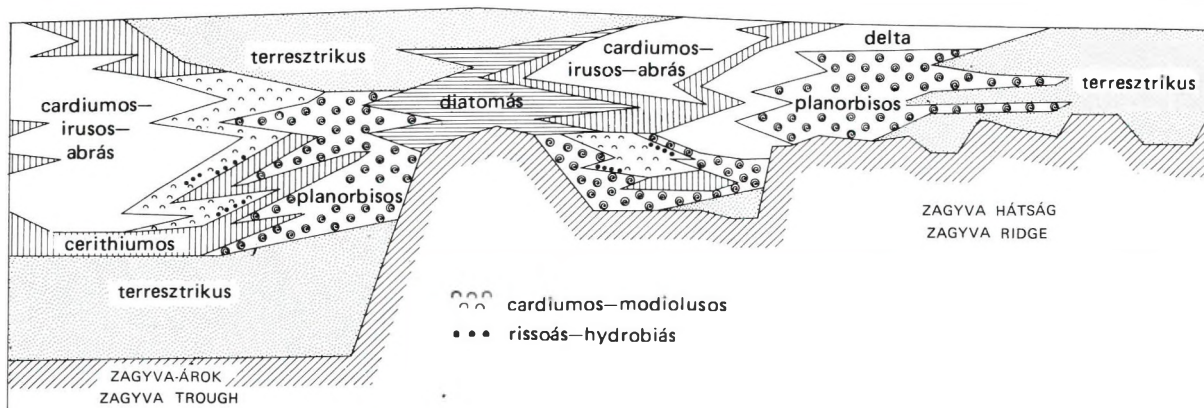


79. ábra. Szarmata formációk geofáciái a nógrád—cserhádi területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1978)

1. Folyóvízi kifejlődés, 2. delta kifejlődés, 3. mocsári-, 4. mélytavi-, 5. partszegélyi-, 6. lagúna-, 7. nyíltvízi kifejlődés, 8. vegyes kifejlődésű vulkanit („felső riolittufa”)

Fig. 79. Geofacies of the Sarmatian formations in the Nógrád—Cserhát area (plotted by G. HÁMOR, 1978)

1. Fluvatile facies, 2. deltaic facies, 3. palustrine, 4. deep lakewater, 5. littoral, 6. lagoonal, 7. open marine facies, 8. volcanics of varied facies (“upper rhyolite tuff”)



80. ábra. Szarmata formációk biofáciái a nógrád—cserhádi területen. (Szerkesztette: HÁMOR G. 1979)

Fig. 80. Biofacies of the Sarmatian formations in the Nógrád—Cserhát area (Plotted by G. HÁMOR, 1979)

és Szurdokpüspöki községektől Ny-ra e szegélyzónák mögötti tengeri lagúna is kimutatható. A lagúnák részben vagy időszakosan elzárt vízében gazdag Diatoma-flóra alakult ki. A lagúnák (Hasznos 5. sz. és nyomokban a Kutasó 1., 2., Cserhátszentiván 1., Mátraszőlős 3., Szirák 1. sz. fúrásokban) bepárolódó vízében gipsz-anhidrit zsinórok képződtek, néhol kén-nyomokkal (Kutasó 1. sz. fúrás).

A lajtai orogén ciklus dilatatív fázisának 2. üteméhez kapcsolódott a szarmata idejének vulkáni működése. Magyarországon ekkor a legaktívabb vulkáni működés a Szatmári-árok (Tokaji-hegység és a Nyírség) területén volt. Itt 1000 m nagyságrendű savanyú és intermedier sztratovulkáni sorozat képződött.

A nógrád—cserhádi területen (és az ország Ny-i részén) ezt a magmás ciklust az ún. „felső riolittufa” (Galgavölgyi Riolittufa Formáció) képviseli. Egy kitérés hasadéka is ismerjük Mátraverebélénél (67. ábra). A Rákosi Lajtamésző Formáció dilatációs hasadékaiban feltörés közben megkezdett agglomerátumos-xenolit tufa telérszerűen helyezkedik el. A tufaszórás termékei 10–20 m vastag tufalepel formájában az egész területen kimutathatók. Egyszeri kitérésről lévén szó, a tufa rögzítette a kitérés pillanatában volt és a szórás utáni ösföldrajzi képet, a fázisok elhelyezkedését stb. Ennek alapján készült két ösföldrajzi pillanatkép (78. ábra) és

két szelvény (79., 80. ábrák). A tufaszórás után az üledékképződés majdnem változatlan területi elrendezésben folytatódott. Fontosabb eseményként említhető meg a szárazföldi háttér ismételt kisebb emelkedése (a tufa fölött megismétlődő folyóvízi-deltaképződmények a 6. középciklusban) és a geokémiai viszonyok kedvező változásával rohamos fejlődésnek induló Diatoma-flóra. A 2. dilatatív ütemben képződött üledékek vastagsága 100—150 méterre tehető. A pannóniai korszak idején (ez már a 3. dilatatív ütem) változatlan ösföldrajzi keretekben azonos fácies elrendezésben ismét felgyorsult az üledékképződés a Zagyva-árokban is. A ciklus lefutásának csak a rodáni orogén fázis kompresszív hatása vet véget.

A 4. dilatatív ütemben képződött sorozat vastagsága a területen csak 200—300 m. Megjegyezzük, hogy ez idő tájt képződtek az Alföld egyes részein a több ezer méter vastagságú pannóniai összletek.

A lajtai orogén ciklus összefoglalása

A lajtai orogén ciklus a globális lemezmozgások, az alp—kárpáti régió fejlődéstörténete és a neogén földtörténet rétegtan szempontjából kiemelkedő fontosságú esemény.

A lajtai orogén ciklus az alsó-bádeni alemelet felső harmada idején kezdődött és a pontusi emelet kezdetén fejeződött be. Kezdeté így 15. millió év, vége 5,5. millió év tájékára tehető, időtartama tehát 9,5 millió év. A ciklus kompresszív fázisának három, dilatatív fázisának szintén három üteme mutatható ki. A dilatatív fázis második ütemében lezajlott vulkáni működés időpontja (értelmezési nehézségekre tekintettel) a 12—13. millió évre tehető.

A lajtai orogén ciklust az afrikai és eurázsiai lemezek közeledése és ütközése, majd időben és K felé ismételt eltávolodása—kinyílása jellemzi. Ekkor válik szét végérvényesen a Tethys maradványa (a Mediterráneum) a Paratethystől. Ekkor alakul ki az Alpok, Kárpátok, Dinaridák mai orográfiai képe. A nyomás irányára merőleges ÉNy—DK irányú árokrendszerek közül három a Kárpát-medencén belül (Dráva, Vardar, Szatmári-árok), egy a Kárpátok K-i előterében mutatható ki. Ezek az árokrendszerek az alábukó makrolemezek érintkezési „varratvonalai”-t jelző mobilis, „beszívódó” kéregrészek felett alakultak ki (HÁMOR G. 1984). Az orogén ciklus idején szétnyíló K-i szerkezetek ismét indopacifikus kapcsolatokat valószínűsítene a Fekete-tenger—kaukázusi előterek—Kaspi-tenger vonalában. A nagyszerkezeti—ösföldrajzi keretek gyakorlatilag változatlanok maradtak az orogén ciklus lefutása alatt, kivéve az aktív magmás tevékenység miatti — nem regionális — változásokat.

A lemezmozgások legfontosabb geodinamikai eseményei a kéregbeolvadást követő magmás tevékenységi maximumok. A stájer ciklus posztorogén vulkáni paroxizmusát a lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 2. üteme „szabadította fel” a középső-bádeni idején (bádeni vulkanitok). A lajtai orogén ciklus színorogén vulkáni paroxizmus a dilatatív fázis 2. üteméhez köthető (szarmata vulkanitok). Nyitott kérdés még a pannóniai kori bazaltvulkanizmus lemeztektonikai értelmezése.

Az orogén ciklus másik két fontos geodinamikai eseménysora: az alsó-bádeni utolsó harmadában kezdődött regresszív félciklus továbbfejlődése a lagúna-állapoton (barnaköszén- és evaporitképződés) keresztül a teljes szárazra kerülésig. Ez a lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 1. és 2. ütemében történt. A lajtai orogén ciklus kompresszív fázisának 3. üteme és dilatatív fázisának 1., 2., 3. üteme teljes földtani nagyciklust alakított ki. A kompresszió eredményezte az előtéri bázisformációkat (Rákosi Lajtamészke Formáció és a Szilágyi Agyagmár-ga Formáció) a felső-bádeni idején, a dilatatív fázisok a Sajóvölgyi és a Kozárdi Formációt a szarmata idején, és a pannóniai rétegösszletet.

Mindezek a formációk főleg epikontinentális kifejlődésűek. Molassz jellegű üledékek a pannóniai sorozatban jelennek meg ismét, a ciklus vége felé.

A neogén orogén ciklusok közül a legintenzívebb a lajtai orogén ciklus: az üledékképződés sebessége a Pannóniai-medence egyes részein 5,3 cm/100 év. Peremi helyzete miatt a nógrád—cserhádi területen ez csak 1,3 cm/100 év.

Az orogén ciklus ösföldrajzi—faciológiai eseményei: A már izolálódott Kárpát-medence üledékgyűjtő-rendszere DK-i irányban mutat kapcsolatot a Gétai depresszió—Fekete-tenger közvetítésével az aralo-kaspi területek felé. A paleomorfológiai viszonyokat nagy vonásokban az üledékgyűjtő és a szárazföldek szegélyén kialakult, vulkáni kőzetekből álló középhegységek jellemzik az É-i medenceperemen. A három kb. párhuzamos ÉNy—DK-i irányú árokrendszer D-en, Észak-Bácska—Erdély vonalában egyesül. Az üledékgyűjtő aljzatát néhol tenger alatti háta, gátak szabdalják. Ezek részben megakadályozzák a nagyjából DK felé lejtő területen a mediterrán tenger-reliktumok „lefolyását”, lecsapolódását az euxin-kaspi területre, másrészt az onnan érkező megújuló transzgressziók közül a legerősebbek lépnek csak be a Kárpát-medence területére.

Figyelemre méltó, hogy a mély árkok közötti hátságok is állandóan, vagy időközönként vízzel borítottak. A legkeletebbi árok (Szatmári-árok) a szarmata vulkáni paroxizmus idején feltöltődik vulkanitokkal.

Az árkok közötti hátacon sekélyvízű (max. 20—30 m vízmélység) szigettengeri környezet, az árkok területén a ciklus vége felé egyre mélyebb vízi, nagy energiájú áramlásos környezet alakult ki. A ciklus kezdetén jól átvilágított tiszta víz, és evaporit-, valamint zátonyképződésre alkalmas meleg, száraz éghajlat a jellemző. Az evaporitképződés az orogén folyamán egyre jobban a Pannóniai-medence középpontja felé tolódik el: a felső-bádeni—szarmata korú gipsz—anhidrit—kéntelepek a déli Cserhát—Dunántúli-középhegység déli előtere—Tengelic félkör ívére korlátozódnak. A ciklus végén a klíma hideg és nedvessé válik (NAGY E. 1984).

A bádai és szarmata üledékciklusok időbeli változása (összesített alapadatok)

51. táblázat

| | | Alsó-bádai | | Felső-bádai | | | Szarmata | | | | |
|--------------------------------------|---------------------------------|--------------------------|---------------------------------------|--|---|--|--|-------------------------------------|--|---|----|
| | | 1. közép-ciklus | 2. közép-ciklus | 1. közép-ciklus | 2. közép-ciklus | 3. közép-ciklus | 4. közép-ciklus | 5. közép-ciklus | 6. közép-ciklus | 7. közép-ciklus | |
| | | Feldolgozott fúrások | | | | | | | | | |
| | | Nsz.2 | Nsz.2. Sh.9.12. 13.15. Pi.8. | Sh.4.9. 13.15.16. Mv.1.122. E.1. Bj.1. | Sh. felsz. 13.15. Mv.122. Msz.1. | Sh.4.9. 13.15.16. Mv.1.122. E.1. Msz.1.9. Bj.1. | Sh.10.11. T.35. V.1.2. E.1. H.6. | T.34. At.1. Ko.1. Msz.5.6. | Sh.1.2.3.4. At.2.3. Bj.1. H.5. T.37. Csz.2. | Msz.3.8. Csz.1. Ka.2. T.34. E.2. B.3. Pi.9. | |
| Átlagos ciklusvastagság (m) | | 108 | 22 | 36 | 28 | 22 | 46 | 79 | 69 | 44 | |
| Átlagos képződményvastagság (m) | | 3,3 | 2,7 | 3,6 | 2,1 | 3,9 | 2,6 | 2,5 | 4,0 | 2,7 | |
| Kisciklusok | transzgresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 2 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 |
| | | átlagvastagsága (m) | 45 | 14 | 18 | 22 | 25 | 31 | 36 | 37 | 35 |
| | regresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 2 | 0 | 2 | 0 |
| | | átlagvastagsága (m) | 0 | 12 | 12 | 13 | 16 | 25 | 30 | 33 | 0 |
| Karbonátbetelepülés gyakorisága | | 0 | 7 | 8 | 4 | 2 | 0 | 11 | 0 | 0 | |
| Kőzetösszetétel % | kavics | 0 | 3,7 | 8,4 | 0 | 4,2 | 20,4 | 1,0 | 3,0 | 3,6 | |
| | homok | 23,0 | 53,9 | 51,5 | 9,2 | 60,0 | 42,7 | 10,4 | 16,2 | 19,2 | |
| | kavics + homok | 23,0 | 57,6 | 58,9 | 9,2 | 64,2 | 62,9 | 11,4 | 19,2 | 22,8 | |
| | kőzetliszt | 34,2 | 28,0 | 17,9 | 16,0 | 20,9 | 23,8 | 47,1 | 36,4 | 37,9 | |
| | homok + kőzetliszt | 57,2 | 81,9 | 69,4 | 25,2 | 80,9 | 66,5 | 57,5 | 52,6 | 57,1 | |
| | agyag (incl. mészkő) | 42,8 | 14,4 | 22,2 | 74,6 | 14,8 | 12,9 | 41,4 | 44,3 | 39,1 | |
| Specifikus ül. jell. gyakorisága | kavicsbetelepülés | 1 | 4 | 3 | 0 | 2 | 19 | 0 | 14 | 0 | |
| | laminit | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 13 | 7 | 6 | |
| | iszapmozgás | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 4 | 4 | 9 | |
| | tufa, áthalmazott tufa. betonit | 1 | 6 | 5 | 3 | 3 | 10 | 17 | 29 | 3 | |
| Litológiai eventek száma | maximális | 2 | 17 | 16 | 7 | 7 | 36 | 35 | 54 | 18 | |
| | minimális | 1 | 4 | 3 | 3 | 2 | 3 | 4 | 4 | 3 | |
| | átlagos | 1 | 10 | 9 | 5 | 4 | 20 | 20 | 29 | 10 | |
| Fúrásokénti átlag | makrofauna fajsza (db) | 27 | 11 | 17 | 25 | 12 | 0 | 10 | 3 | 12 | |
| | Foraminifera fajsza (db) | 29 | 42 | 12 | 10 | 5 | 0 | 15 | — | 9 | |
| | Foraminifera ciklus (db) | 3 | 2 | 2 | 2 | 1 | 0 | 3 | — | 2 | |
| Specifikus ősmaradványok gyakorisága | Lithothamnium | 1 | 15 | 19 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | korall | 2 | 2 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Ditrupe | 0 | 1 | 15 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Ostrea | 0 | 3 | 1 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Bryozoa | 0 | 2 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Heterostegina | 0 | 1 | 6 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Diatoma | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 12 | 0 | 0 | |
| | makroflóra | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 8 | 16 | 17 | 5 | |
| | Planorbis | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 5 | 9 | 1 | |
| | egyéb Mollusca | 0 | 2 | 1 | 2 | 2 | 6 | 61 | 5 | 10 | |
| | Cerithium | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 22 | 0 | 5 | |
| Biológiai eventek sz. | maximális | 6 | 28 | 52 | 7 | 7 | 19 | 119 | 31 | 23 | |
| | minimális | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 5 | 1 | |
| | átlag | 3 | 14 | 26 | 4 | 4 | 10 | 61 | 18 | 12 | |

| | | | FÁCIÉSÖVEK | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|---|------------|---------------------------------------|-------------|---------------|--|--------------------------|---|--|-----------|
| | | | nyíltvízi | | | partközeli | | | part-szegélyi | | | |
| | | | parttávolsági hányados | | | | | | | | | |
| | | | alsó-bádai | | | felső-bádai | | | szarmata | | | |
| | | | > 50 | < 50 | > 25 | < 50 | > 50 | < 25 | > 50 | < 50 | < 25 | |
| Feldolgozott fúrások | | | Nsz.2 | | Sh.9.12.13.15. felszíni Mv.122. Pi.8. | | Mv.122 Msz.1. | Sh.4.9.13.15.felsz Msz.9. Mv.1. E.1. G.2 Bj.1. Pi.felszíni | T.34. Ka.2. At.1. Csz.1. | E.1. V.2. B.3. Ko.1. Msz.6. At.2.3. T.37. | Sh.1.3.4.10.11.16. T.35. Bj.1. H.5.V.1. Msz.2.3.8. | |
| Átlagos képződményvastagság (m) | | | 2,8 | ? | 2,8 | ? | 2,6 | 4,1 | 3,9 | 2,4 | 3,4 | |
| Kisciklusok | transz-gresszív | átlagos száma (db/fúrás) | 3 | ? | 1 | ? | 2 | 2 | 4 | 1 | 1 | |
| | | átlagvastagsága (m) | 38 | ? | 11 | ? | 21 | 18 | 47 | 23 | 40 | |
| | reg-reszív | átlagos száma (db/fúrás) | 1 | ? | 1 | ? | 3 | 1 | 3 | 2 | 2 | |
| | | átlagvastagsága (m) | 12 | ? | 12 | ? | 12 | 18 | 29 | 33 | 26 | |
| Karbonátbetelepülés gyakorisága | | | 0 | ? | 5 | ? | 9 | 8 | 4 | 9 | 2 | |
| Kőzetösszetétel % | kavics | | 3,8 | ? | 5,1 | ? | 1,8 | 0 | 4,1 | 2,1 | 13,3 | |
| | homok | | 55,2 | ? | 57,8 | ? | 58,6 | 67,8 | 25,0 | 26,5 | 18,7 | |
| | kavics + homok | | 59,0 | ? | 62,9 | ? | 60,4 | 67,8 | 29,1 | 28,5 | 32,0 | |
| | kőzetliszt | | 17,4 | ? | 4,1 | ? | 4,1 | 19,2 | 43,8 | 32,9 | 32,6 | |
| | homok + kőzetliszt | | 72,6 | ? | 61,9 | ? | 62,7 | 87,5 | 68,8 | 59,4 | 51,3 | |
| | agyag (incl. mészkő) | | 23,5 | ? | 33,0 | ? | 35,3 | 12,4 | 27,0 | 38,3 | 35,2 | |
| Specifikus üt. jell. gyakorisága | kavicsbetelepülés | | 3 | ? | 3 | ? | 1 | 7 | 9 | 12 | 15 | |
| | laminit | | 0 | ? | 0 | ? | 0 | 1 | 12 | 7 | 3 | |
| | iszapmozgás | | 0 | ? | 0 | ? | 0 | 1 | 5 | 3 | 2 | |
| | tufa, áthalmazott tufa, bentonit | | 7 | ? | 4 | ? | 9 | 16 | 22 | 22 | 26 | |
| | Litológiai eventek száma | | 14 | ? | 15 | ? | 24 | 33 | 57 | 56 | 52 | |
| Fúrasonkénti átlag | maximális | | 2 | ? | 3 | ? | 9 | 5 | 9 | 8 | 6 | |
| | minimális | | 8 | ? | 9 | ? | 16 | 19 | 33 | 32 | 29 | |
| | átlagos | | 27 | ? | 11 | ? | ? | 25 | 9 | 8 | 7 | |
| Fúrasonkénti átlag | makrofauna fajszám (db) | | 29 | ? | 42 | ? | ? | 12 | 9 | 6 | 12 | |
| | Foraminifera fajszám (db) | | 3 | ? | 3 | ? | 2 | 3 | 2 | 2 | 0 | |
| | Foraminifera ciklus (db) | | | | | | | | | | | |
| Specifikus ősmaradványok gyakorisága | Lithothamnium | | 2 | ? | 14 | ? | 5 | 10 | 0 | Diatoma 0 5 | | |
| | korall | | 2 | ? | 1 | ? | 1 | 2 | 7 | makroflóra 1 1 | | |
| | Ditrupea | | 0 | ? | 1 | ? | 7 | 11 | 0 | Planorbis 9 5 | | |
| | Ostrea | | 0 | ? | 3 | ? | 1 | 5 | 12 | egyéb Mollusca 3 2 | | |
| | Bryozoa | | 0 | ? | 2 | ? | 0 | 7 | 14 | Cerithium 6 6 | | |
| | Heterostegina | | 0 | ? | 1 | ? | 4 | 3 | x | x | x | |
| Biológiai eventek sz. | maximális | | 7 | ? | 25 | ? | 13 | 12 | 27 | 26 | 23 | |
| | minimális | | 7 | ? | 2 | ? | 7 | 4 | 14 | 5 | 5 | |
| | átlag | | 7 | ? | 13 | ? | 10 | 8 | 26 | 15 | 14 | |
| Átlagvastagságok | A középciklusok maximális vastagsága | KÖZÉPCIKLUS SZÁM | 1. | 97 m | x | x | x | 70 m | x | x | x | |
| | | | 2. | 38 m NSz.2 | x | x | x | 45 m Mv.122 | x | x | x | |
| | | | 3. | x | x | x | x | x | 57 m Mv.1 | x | x | x |
| | | | 4. | x | x | x | x | x | x | x | 145 m V.2. | x |
| | | | 5. | x | x | x | x | x | x | 124 m At.1. | x | x |
| | | | 6. | x | x | x | x | x | x | x | x | 140 m H.5 |
| | | | 7. | x | x | x | x | x | x | 186 m Ka.2 | x | x |
| | | | Összes vastagság az egyes fáciesövekben | | | 120 | ? | 22 | ? | 98 | 33 | 224 |

Az orogén ciklus legfontosabb *tengeri eseményei* a DK-ről, az euxin-kaszi területéről megismétlődő transzgressziók. A már a felső-bádeni idején megjelenő új faunainvázió hozza be a Kárpát-medence területére a „konkai” vagy „veszeljanka” típusú euxin-kaszi faunaelemeket, melyek a szarmata idején uralkodóvá válnak. A területen a felső-bádeniben újonnan fellépő plankton Foraminiferák nem mutathatók ki.

A ciklus jelentős *epirogén eseménye*: az alsó-bádeni végi feltöltődés révén elmocarasodás vagy evaporitképződés; másutt nagy kiterjedésű vulkáni hegységek kialakulása.

A ciklus legfontosabb *szárazföldi eseménye* a nógrád—cserháti területen a Rhinoceroszok (ID. NOSZKY J. 1930—31) és Tapirok megjelenése (VITÁLIS I. 1942. KRENNER alapján). Lemeztektónikai szempontból döntő a hominoid főemlősök megjelenése: a Devinska Nova Ves-i (Dévényújfalú) *Pliopithecus vindobonensis* (STEININGER F.—RÖGL F. 1983) a ciklus elején és a *Rudapithecus* megjelenése a ciklus végén. Távolsági összefüggés: a Hipparion-félék ellenkező irányú vándorlása.

A lajtai orogén ciklus *szerkezeti elemei* az ÉNy—DK irányú haránttörések, az azok között kialakult árkok, illetve hátságok. A nyomásos zónákban az erre merőleges ÉK—DNy-i törések is kiújulhattak, alárendeltebb szerkezeti árkokat hozva létre (Zagyva-árok, Kiskunhalasi-árok, Derecskei-árok, esetleg a Kisalföld).

Diszkusszió

A lajtai orogén ciklus ösföldrajzi rekonstrukciójának vitatható kérdései:

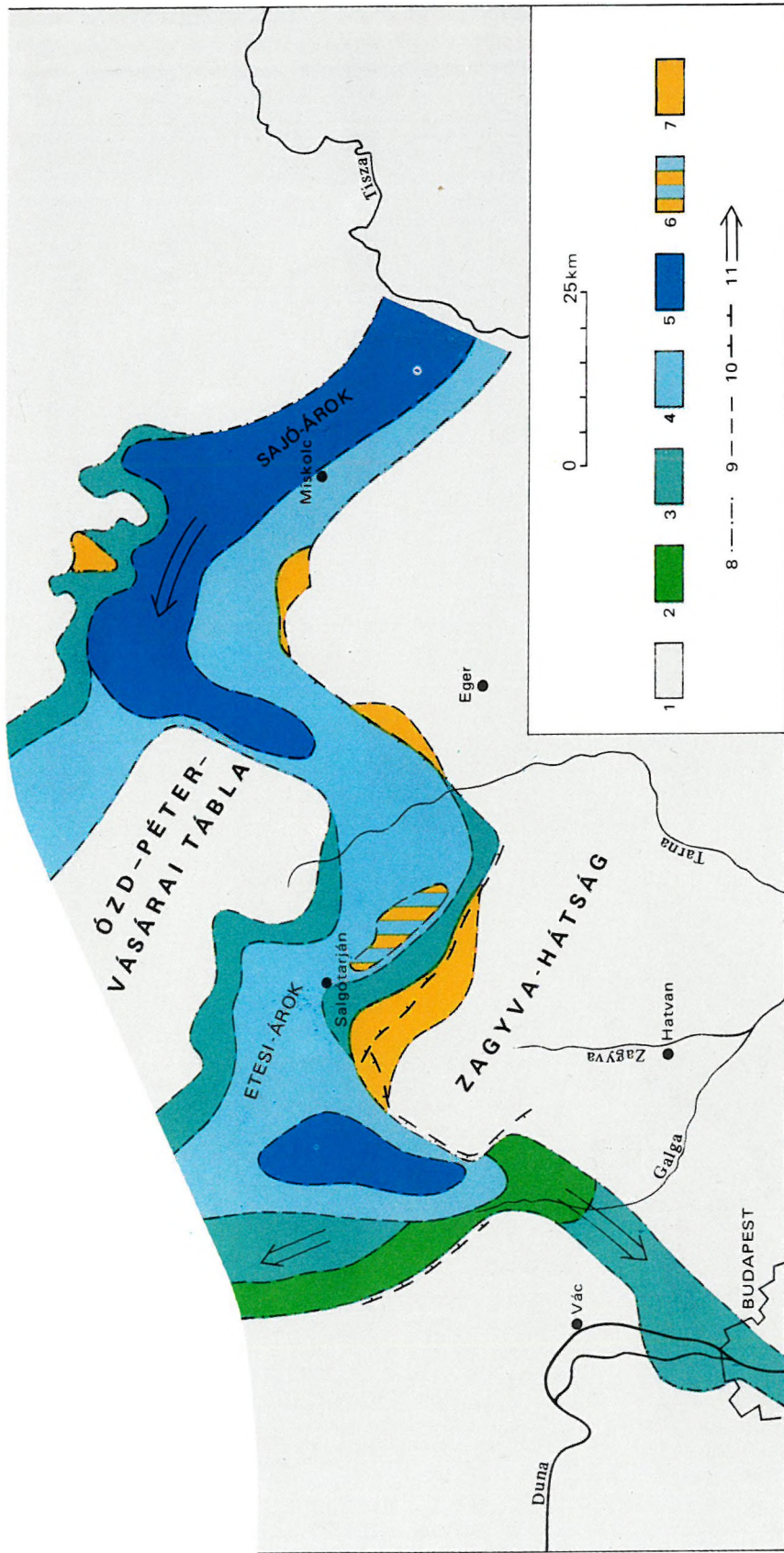
a) Biosztratigráfiai szempontból megoldatlan az „alsó lajtamészkö” és a „felső lajtamészkö” elkülönítése. A probléma részletesebb kifejtését lásd a „stájer orogén ciklus diszkussziójának” b. pontjában.

b) Legutóbbi időkig sokan úgy vélik, hogy a Kárpát-medencének a Ny-i Mediterráneumhoz csatlakozó ösföldrajzi kapcsolatai csak a szarmata idején szűntek meg. STEININGER F.—RÖGL F. (1983) a középső-bádeni idején is, KÓKAY J.—MÜLLER P. (1984) még a felső-bádeni idején is közvetlen összeköttetést tételez fel az Adriai-medencén át. Szerző szerint az alsó-bádeni végén az összeköttetés megszakadt, a középső-bádeni idején a dinári—kelet-alpi—kárpáti ív és a közbezárt (tágabb értelemben vett) Pannóniai-medence három oldalról elszigetelődött, csak DK-i részén volt közvetlen kapcsolata a tengerrel.

c) Előbbi kérdéshez kapcsolódóan tisztázatlan néhány paleobiogeográfiai probléma is. Szerző, valamint KÓKAY J.—MÜLLER P. (1984) adatai szerint a K-i faunaelemek első inváziója már a felső-bádeni idején megtörtént. Kérdés, hogy ezekkel együtt indopacifikus elemek is vándoroltak-e Ny felé, vagy csak az euxin-kaspi fauna robbanásszerű elterjedéséről van szó. Külön figyelmet érdemlő, megoldandó kérdés a nannoplankton, a plankton Foraminiferák, a pteropodás—radiolariás asszociációk származása, a tengeri gerincesek eltérő vonásainak kimutatása, a flóraprovinciák lehatárolása, a „pannóniai fauna endemizmusa” (vagy új faunahullámként történő értékelése) stb.

d) Az új megvilágítás alapján revízió alá kell venni az alp-kárpáti takarórendszerek kialakulásának időrendjét és időpontjait. Elfogadva azt a főleg csehszlovák geológusok által bizonyított nézetet, hogy a takaróképződés kora a szávai orogén ciklustól kezdve K felé fiatalodik, be kell bizonyítani, hogy a legintenzívebb takaró-áttolódások az alsó-bádeni után, a lajtai orogén során zajlottak le, és ezzel egyidőben alakultak ki a nagymélységű, felső-bádeni—szarmata—pannóniai üledékekkel kijelölt előtérdepressziók. Különösen fontos e kérdés vizsgálata a Magyar Medence aljzatában.

e) Az előző két fejezetben összefoglaltak alapján megállapítható, hogy az „attikai fázis” fogalmának használata az alp-kárpáti régióban és köztes területein indokolatlan.

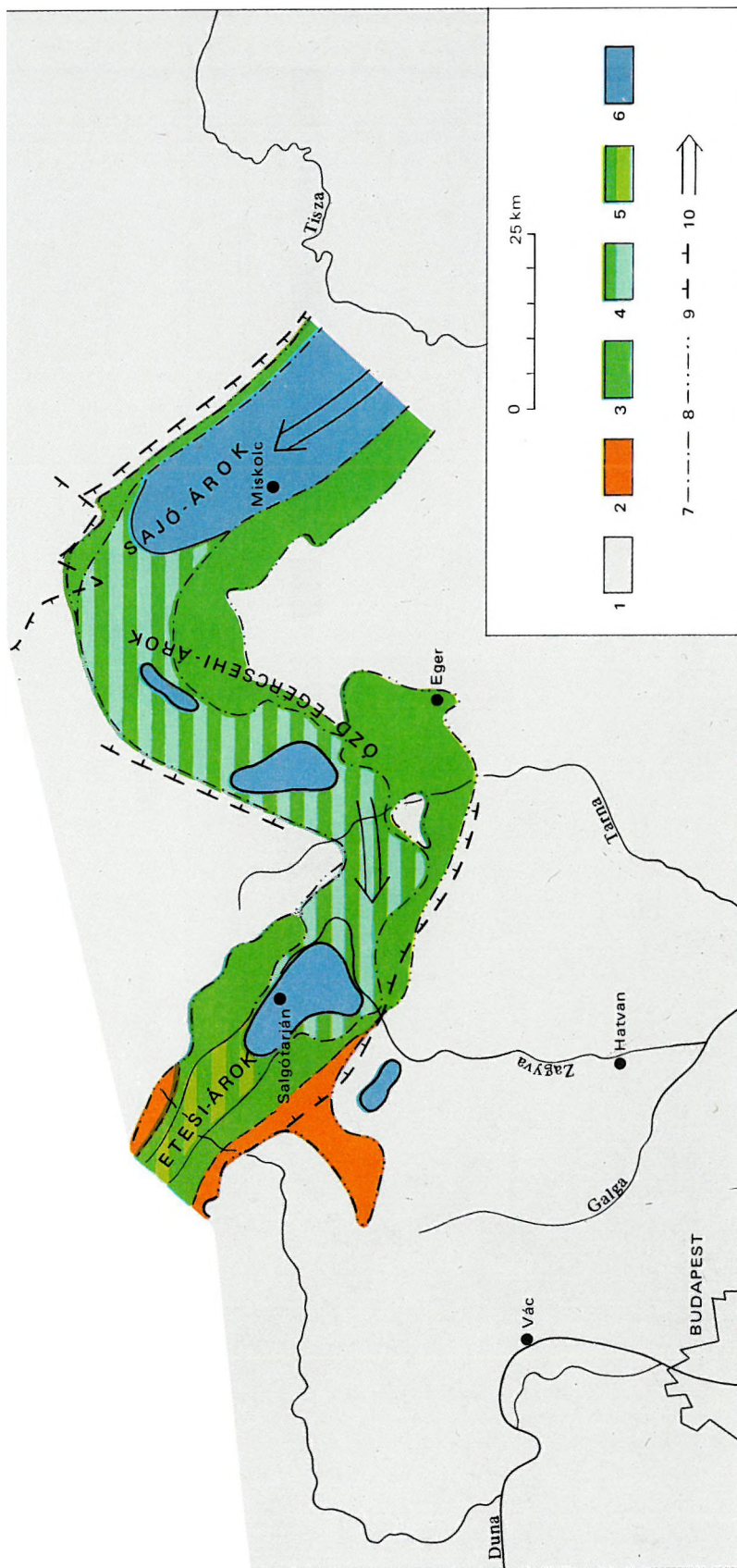


81. ábra. Észak-Magyarország ösföldrajzi térképe az eggenburgi idején

1. Szárazulat, 2. abráziós parti-, 3. partszegélyi-síkparti, 4. partközeli-, 5. nyíltvízi-, 6. ciklusvégi delta üledékek, 7. ciklusvégi folyóvízi üledékek, 8. tengeri üledékgyűjtő határa, 9. fácieshatár, 10. fontosabb lövészonát, 11. transzgresszió iránya

Fig. 81. Palaeogeographic map of the Eggenburgian in North Hungary

1. Landmass, 2. abrasional shore, 3. littoral-beachsand, 4. nearshore, 5. open marine, 6. cycle-ending deltaic deposits, 7. cycle-ending fluvialite deposits, 8. boundary of marine sedimentary basin, 9. facies boundary, 10. major fault, 11. direction of transgression

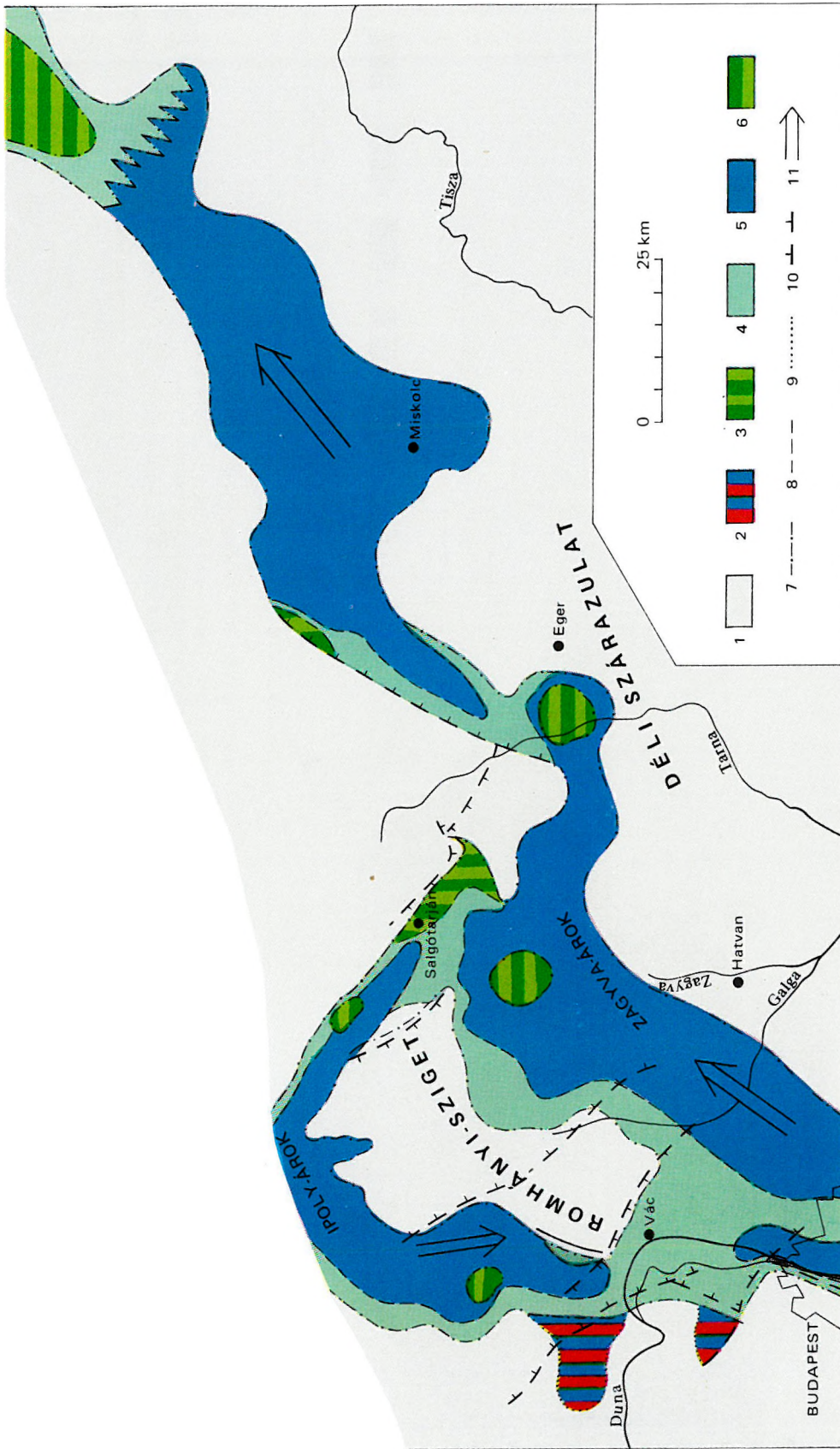


82. ábra. Észak-Magyarország ősföldrajzi térképe az ottngian idején

1. Szárazulat, 2. folyóvízi üledékek, 3. édesvízi kőszénmocsár, 4. paralicus kőszénmocsár, 5. fedő lagúna üledékek, 6. fedő nyíltvízi üledékek, 7. tengeri üledékgyűjtő határa, 8. fácieshatár, 9. fontosabb törésvonal, 10. transzgresszió iránya

Fig. 82. Palaeogeographic map of the Ottngian in North Hungary

1. Landmass, 2. fluvialite deposits, 3. coal-marsh, 4. paralic coal swamp, 5. overlying lagoonal deposits, 6. overlying open marine deposits, 7. boundary of marine sedimentary basin, 8. facies boundary, 9. major fault, 10. direction of transgression

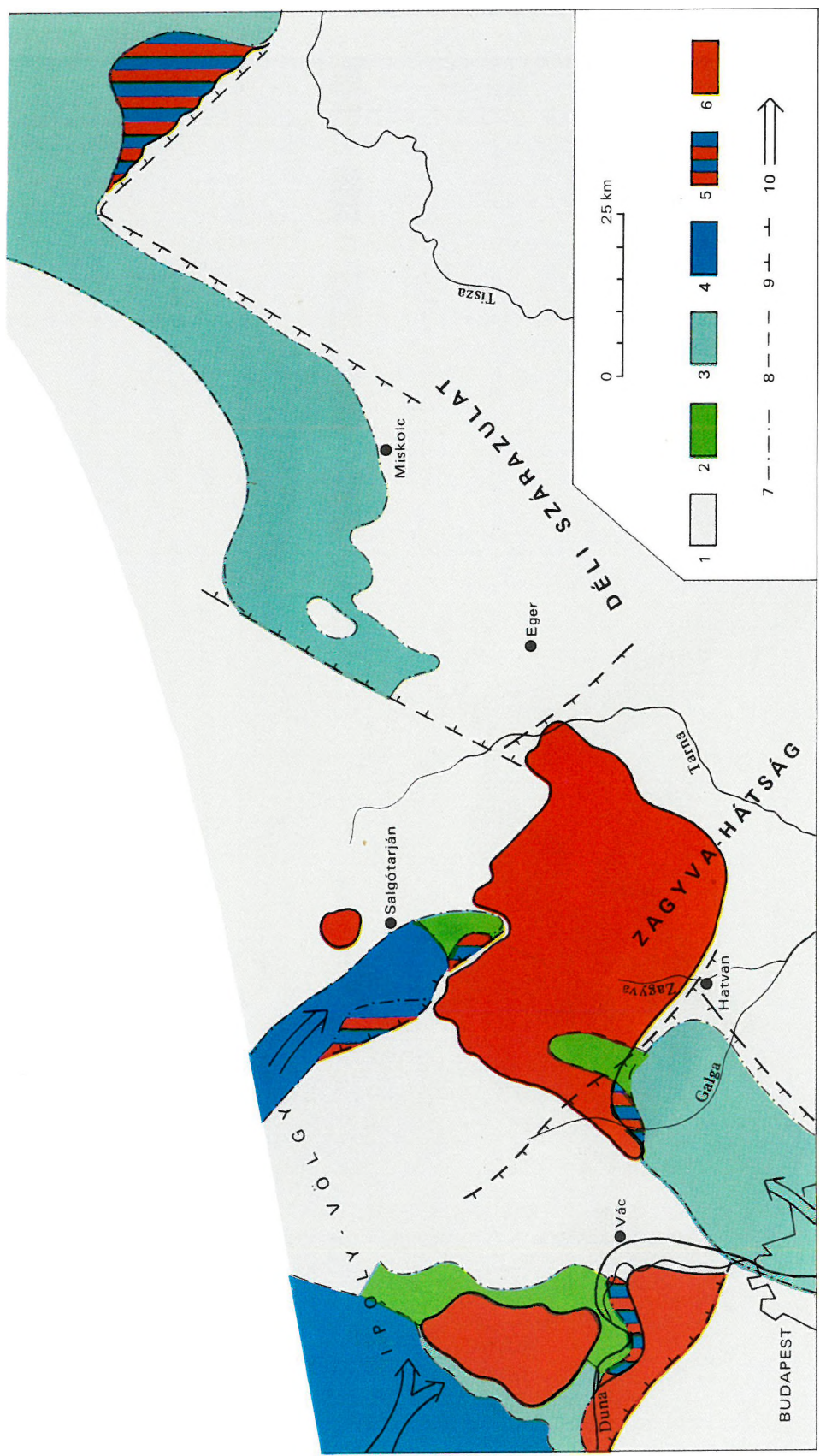


83. ábra. Észak-Magyarország ösföldrajzi térképe a kárpáti idején

1. Szarazulat, 2. vulkanoszedimentek, 3. esztuárium, 4. partszégyél-síkparti-, 5. nyíltvízi-, 6. ciklusvégi lagúna üledékek, 7. tengeri üledékgyűjtő határa, 8. fácieshatár, 9. vulkanoszedimentek felszíni elterjedése, 10. fontosabb törésvonal, 11. transzgresszió iránya

Fig. 83. Palaeogeographic map of Karpatian in the North Hungary

1. Landmass, 2. volcano-sedimentary deposits, 3. estuary, 4. littoral—beachsand, 5. open marine, 6. cycle-ending lagoonal deposits, 7. boundary of marine sedimentary basin, 8. facies boundary, 9. boundary of volcano-sedimentary deposits, 10. major fault, 11. direction of transgression

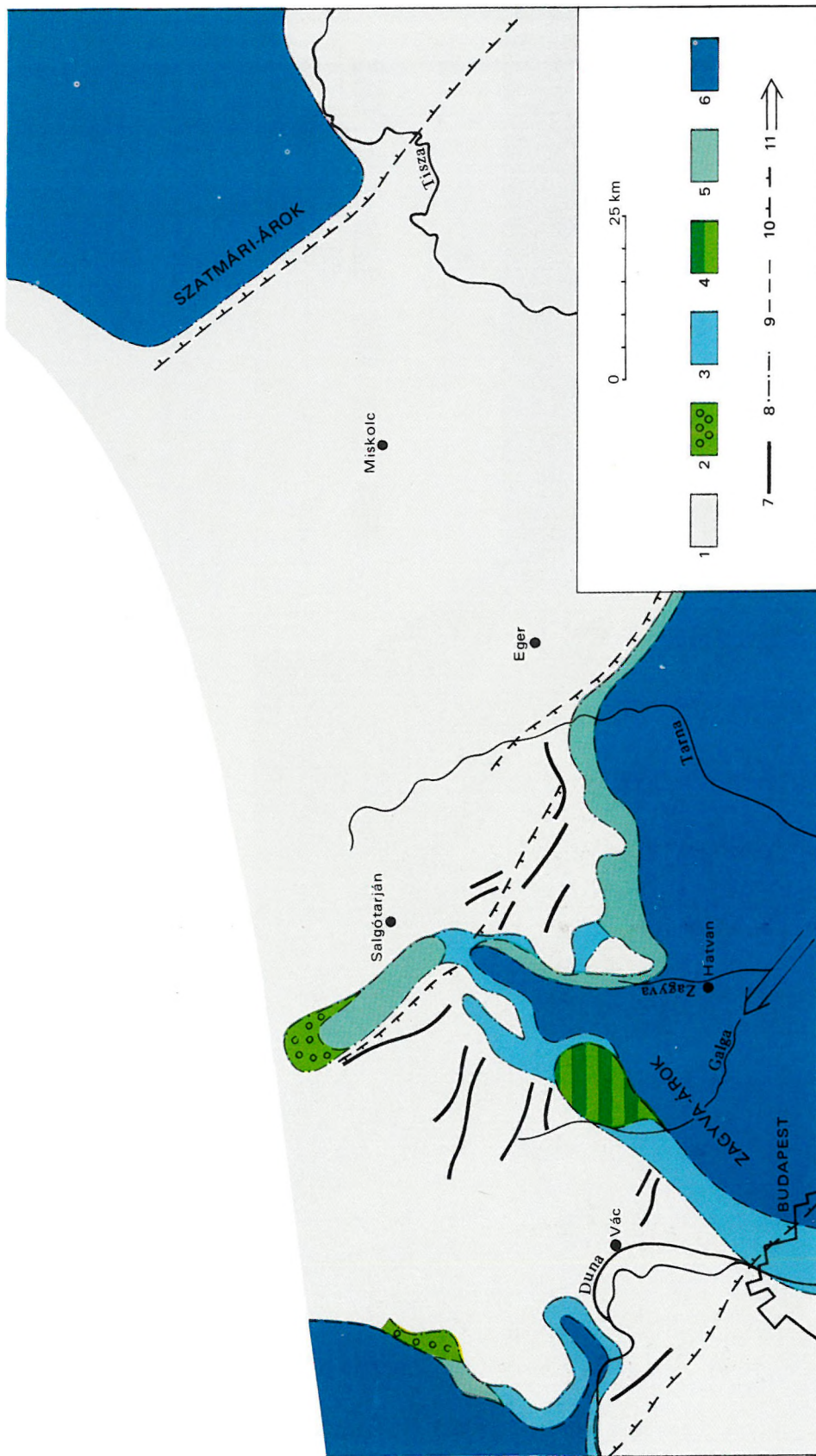


84. ábra. Észak-Magyarország őstüdráji térképe az alsó- és középső-bádeni idején

1. Szarazulat, 2. abrázions part-, 3. puitszegélyi—sikparti-, 4. nyíltvízi üledekek, 5. vulkanoszedimentek, 6. szingenetikus andezit-vulkanizmus, 7. tengeri üledegyűjtő határa, 8. fácieshatár, 9. fontosabb törésvonal, 10. transzgresszió iránya

Fig. 84. Palaeogeographic map of the Early and Middle Badenian in North Hungary

1. Landmass, 2. abrasional shore, 3. littoral—beachsand, 4. open marine deposits, 5. volcano-sedimentary deposits, 6. syngenetic andesite volcanism, 7. boundary of marine sedimentary basin, 8. facies boundary, 9. major fault, 10. direction of transgression

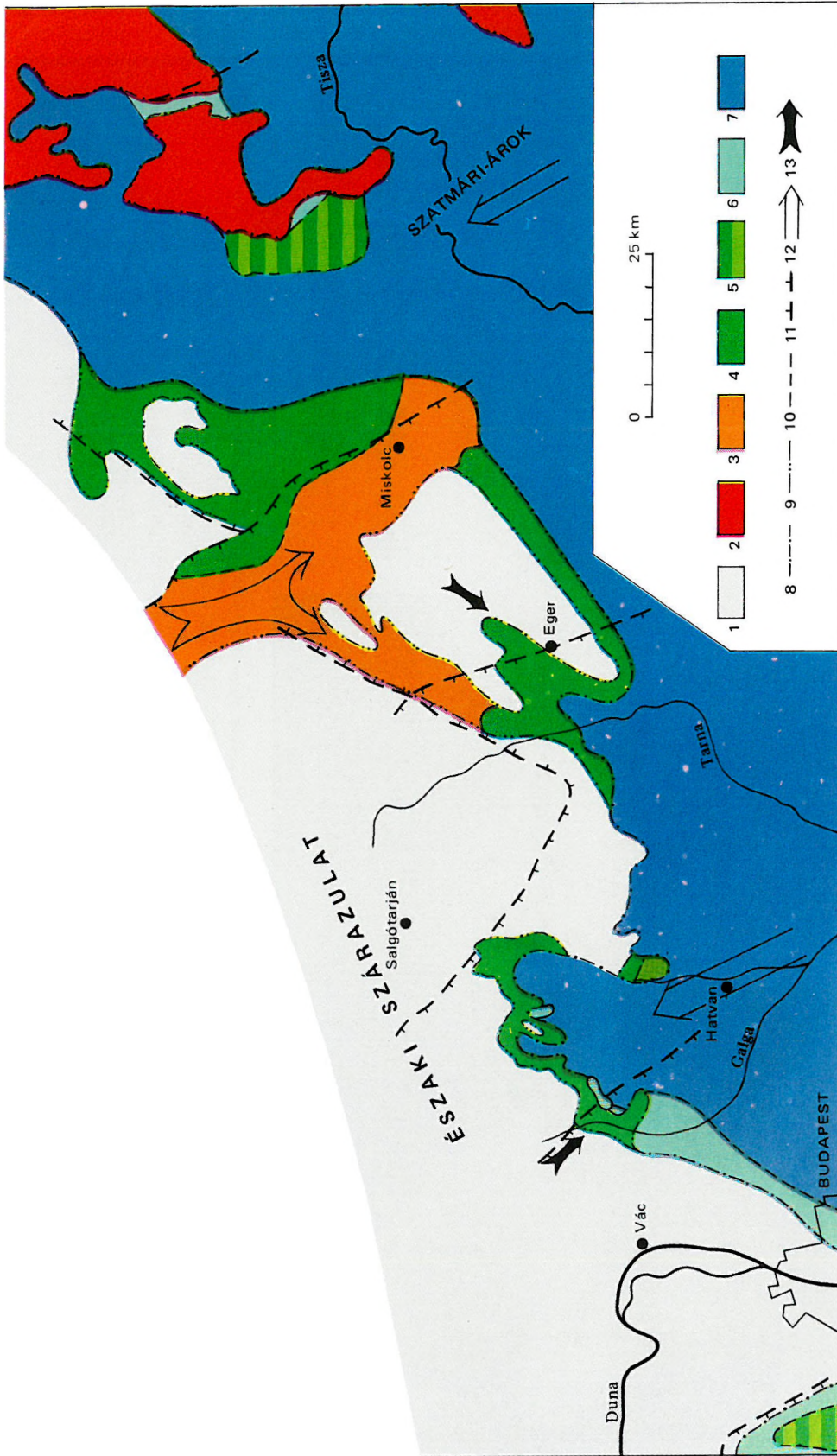


85. ábra. Észak-Magyarország ősföldrajzi térképe a felső-bádeni idején

1. Szárazulat, 2. abrasziós parti-, 3. zátony-, 4. lagúna-, 5. partiszegélyi-síkparti, 6. nyíltvízi üledékek, 7. szingenetikus andezittelérek, 8. tengeri üledékgyűjtő határa, 9. fácieshatár, 10. fontosabb törésvonal, 11. transzgresszió iránya

Fig. 85. Palaeogeographic map of the late Badenian in North Hungary

1. Landmass, 2. abrasional shore, 3. reefal, 4. lagoonal, 5. littoral-beachsand, 6. open marine deposits, 7. syngenetic andesite dykes, 8. boundary of marine sedimentary basin, 9. facies boundary, 10. major fault, 11. direction of transgression



86. ábra. Észak-Magyarország ősföldrajzi térképe a sarmata idején

1. Szárazulat, 2. vulkáni terület, 3. folyóvízi törmelékűp, 4. édesvízi, moocsári-, 5. lagúna-, 6. partszegélyi-, 7. nyíltvízi üledékek, 8. tengeri üledékgyűjtő határa, 9. szárazföldi üledékgyűjtő határa, 10. fácieshatár, 11. fontosabb törésvonal, 12. transzgresszió iránya, 13. törmelékállítás iránya

Fig. 86. Palaeogeographic map of the Sarmatian in North Hungary

1. Landmass, 2. volcanic area, 3. fluvial fan, 4. freshwater marshy, 5. lagoon, 6. littoral, 7. open marine deposits, 8. boundary of marine sedimentary basin, 9. boundary of continental sedimentation area, 10. facies boundary, 11. major fault, 12. direction of transgression, 13. direction of sediment transport

A nógrád—cserhádi terület miocén rétegtana közel másfél évszázados fejlődést tükröz. E fejlődés az egymást követő iskolák munkájának eredménye.

A terület miocén rétegtani vitái elsősorban a területen belüli gyors vertikális és horizontális fáciesváltozásokból; a lito-, bio-, kronosztratigráfiai elemek keveredéséből és abból adódtak, hogy egy-egy szerző általában egyet ismert a három eltérő felépítésű kifejlődési terület közül [a Galga-vonaltól Ny-ra levő, a Galga-vonal és az Etesi-árok közötti terület, és az Etesi-árok (az ún. „nógrádi medence”)]. Ezen ismereti hiányok, a kronosztratigráfiai szemlélet és módszer erőltetése okozták azokat a több évtizedes (nem egy esetben generációkat érintő és egyes elemeiben máig is kiható) vitákat, melyekről a terület miocénje nevezetes. A teljesség igénye nélkül említjük meg a felmerült problémák közül: az oligocén—miocén, helvét—torton határvitákat; az ún. „aequiptenes rétegek” korának vitáját és ennek következményeként a barnakőszéntelepes összlet és slírösszlet heteropikus egyidejűségének felvetését; a szarmata szárazföldi és tengeri képződmények települési viszonyait; a vulkanitok korának megítélését stb.

A problémák egy részének tisztázásában döntő jelentőségük voltak CSEPREGHYNE MEZNERICS I. Pectinidae-félékre alapozott biosztratigráfiai eredményei, BARTKÓ L.-nak a rétegsorrend megismerésére vonatkozó munkássága. Előrelépést jelentett a Középső-Paratethys regionális kronosztratigráfiai skálájának hazai adaptációja, különösen az egri (oligocén—miocén) átmeneti emelet és a kárpáti emelet fogalmának bevezetése. Előbbi hatásfokát rontja az a körülmény, hogy BÁLDI T. az oligocén—miocén határ megvonását újabban az egri emeleten *belül* szorgalmazza.

Rétegtani munkánkat a komplexitás igényével; a lito-, bio-, kronosztratigráfia állandó kölcsönhatásában, a kvantitatív-sztratigráfia és event-sztratigráfia célkitűzéseivel végeztük. A munka során nagy súlyt helyeztünk a kontinentális—marin—magmás események egyenértékű rétegtani megítélésére; a marin területek peremi és medence-kifejlődésének izokronitására; a formációk térbeli és időbeli kiterjedésének vizsgálatára és tektonogenetikai értelmezésére; továbbá a *K/Ar* módszerű radioaktív kormeghatározásra és (bár egyelőre csak kezdeti eredményekkel) a magnetosztratigráfiára. Kialakítottuk a szedimentológiai, biosztratigráfiai adatok mennyiségi kiértékelésének rendszerét. Az eredmények próbájaként megszerkesztettük a terület 1:50 000 méretarányú, formáció-részletességű földtani térképét és ősföldrajzi rekonstrukcióját.

A munka három fontosabb rétegtani eredménye: elkészült a terület litosztratigráfiája (formációrendszere); megtörtént ennek beillesztése a regionális kronosztratigráfiai skálába; kialakult a globálisan is alkalmazható kronosztratigráfiai egységek felállítására vonatkozó javaslat.

1. Az egri és pannóniai korú képződmények közötti miocén 18 *hézagtalannal illeszkedő*, a követelményeknek mindenben megfelelő *formáció* építi fel (I. melléklet). E formációk kutatástörténete, nevezéktana, határai, térbeli elterjedése, mennyiségi közettani összetétele, üledékföldtani jellegei, ősmaradvány-tartalma, fáciesviszonyai jól jellemezhetők és felszíni vagy fúrás alapszelvényekkel feltártak. A formációrendszer összhangban van az orogén ciklusok fejlődéstörténetével és az adott idő paleobiogeográfiai, paleoklimatológiai, paleogeográfiai képével.

A formációk jellemzését és rétegtani megítélését 16-féle módszerrel hajtottuk végre; az 53. táblázaton bemutatott tízféle biosztratigráfiai és két geokronológiai módszeren kívül a települési helyzet, a közettani, mennyiségi üledékföldtani viszonyok vizsgálatával, fáciesgeotektonikai és ciklusvizsgálatokkal. Az egyes formációkat (kifejlődésüktől függően) minimálisan 5—6 (vulkanitok), optimálisan 8—9, maximálisan 12 módszerrel vizsgáltuk és értékeltük ki a a táblázatban idézett munkatársaimmal.

A formációk adatait az I. melléklet (rétegtani) települési helyzetét a 70—73., 75—76., 79—80. ábrák, biosztratigráfiai, geokronológiai adatait az 53. táblázat mutatja be.

A formációként és fáciesövenként elvégzett kvantitatív biosztratigráfiai és litosztratigráfiai kiértékelés alapján a táblázatban közöltek a következőkkel egészíthetők ki (54. táblázat):

- az egyes formációk kvantitatív biosztratigráfiai módszerekkel jól jellemezhetők,
- az egyes formációk összes taxonszáma azt tükrözi, hogy az alsó-eggenburgiban, kárpátiban, alsó- és felső-bádeniban megújuló transzgressziók során a legerősebb a felső-bádeni kezdetén (Rákosi Lajtamészko Formáció) zajlott le. Figyelemre méltó, hogy a peremi kifejlődésekben az összes taxonszám időben négyeszeres

**A nógrád—cserháti terület lito-, biosztratigráfiai,
Litho- and biostratigraphical and geochronological data and**

| Litosztratigráfia (HÁMOR G. 1984) | | Biosztratigráfia | | | | | | | |
|---|--|---|---|--|---|---|--|--------------|--|
| Formáció- csoport | Formáció | Palynológiai zonáció NAGY E 1985 | Makroflóra zonáció HABLY L. 1985 | Diatoma zonáció HAJÓS M. 1985 | Nannoplankton zonáció (MARTINI) NAGYMARÓSI A 1985 | Foraminifera zonáció (BLOW) KORECZNÉ LAKY I. 1985 | Benthosz foraminifera zonáció (CICHA) (divers) | | |
| Galgavölgyi Formációcsoport | <i>Kozárdi Formáció</i> | PN 9 | Zelkova zelkovae- folia Quercus kubinyii Lauraceae | zóna | Anaulus simplex | NN 6—7 ↑ | N 13—14 ↑ | CPN 10 | |
| | <i>Galgavölgyi Riolittufa Formáció</i> | | | | | | | | |
| | <i>Sajóvölgyi Formáció</i> | | | | | | | | |
| Lajtai Formációcsoport | <i>Szilágyi Agyagmárga Formáció</i> | ↑ Coniferae invázió PN 8 | | | Navicula pinnata | NN 6—7 | N 12 | CPN 9 | |
| | <i>Rákosi Lajtamésző Formáció</i> | | | | | | | | |
| | <i>Mátrai Vulkanit Formáció</i> | PN 7 | | | Actinocyclus ingens | NN 5 ↑ | | | |
| | <i>Sámszonházai Formáció</i> | PN 6 | | | | | N 9 | | |
| | <i>Nógrádszakáli Márga Formáció</i> | | Parotia pristina Quercus pontica miocaenica | zóna | Actinocyclus ingens | NN 5 | N 8 | CPN 6—7—8 | |
| Cserháti Formációcsoport | <i>Tari Dácittufa Formáció</i> | | | | | | | | |
| | <i>Hasznosi Andezit Formáció</i> | | | | | | | | |
| | <i>Fóti Formáció</i> | | | | Surinella costata Coscinodiscus pannonicus | NN 4—5 | N 8 | | |
| | <i>Garábi Slír Formáció</i> | PN 5 | | | Raphoneis parilis | | N 7 | | |
| | <i>Egyházasgergei Homokkő Formáció</i> | | | | | NN 4 ↑ | | CPN 5 | |
| Nógrád—borsodi Formációcsoport | <i>Salgótarjáni Barnakőszén Formáció</i> | PN 4 | Platanus neptuni kihal | | Raphoneis subtilissima | | | | |
| | <i>Gyulakeszi Riolittufa Formáció</i> | | Platanus neptuni Engelhardtia orsbergensis Laurophyllum Calamus noszkyi | zóna | | | | | |
| Budafoki Formációcsoport | <i>Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formáció</i> | PN 3 | | | | | | | |
| | <i>Putnoki Slír Formáció</i> | | | | NN 3 ↑ | | | | |
| | <i>Budafoki Homok Formáció</i> | PN 2 | | | | | N 5 | | |
| Egri Formációcsoport | <i>Beckeai Formáció</i> | | | | | | | | |
| | <i>Egri Formáció</i> | PN 1 | | | | | | | |
| | <i>Pétervásárai Ho- mokkő Formáció</i> | | | | | NN 3 | | | |
| | <i>Szécsényi Slír Formáció</i> | | | | | NN 2 NN 1 | | | |

| Biosztratigráfia | | | Geokronológia | | Kronozstratigráfia | | | |
|---|--|---|--|--|--|----------------|---------------------------------------|------------|
| Pectinidae zonáció BALDI I., BOHNÉ HAVAS M., HALMAI J., KÓKAY J. 1985 | Kontinentális gerinces zonáció (MEIN) KORDOS L. 1985 | Egyéb fontos faunaelemek (divers) | <i>K/Ar</i> radiometri- kus kor (millió év) BALOGH KADOSA 1984 | Magnetosztrati- gráfia D. ELSTON— LANTOS M. 1984 | Regionális kronozstratigráfia (Paratethys) | | Javasolt globális szuperetázsok | |
| | | Nodophtalmi- dium Nubecularia Borelis megjelenése ▲ | 13,7 ± 0,8 | | Szarmata | | Felső-miocén | Kaspi |
| | | Charcharodon—Myliobatis dominanciája | | | | | | |
| P. leythaianus P. aduncus | MN 6—7 | Modiolus Musculus Ervilia Cerithium megjelenése ▲ | | | Bádeni | Felső | Középső-miocén | Mediterrán |
| | | | | 14,5 ± 0,4 | | CSC | | |
| | | | | | | Alsó | | |
| Ch. elegans Ch. revolutus | MN 5 | Heterosteginák megjelenése ▲ | | | Kárpáti | Középső-miocén | Mediterrán | |
| | | | | 16,4 ± 0,8 | | | | |
| | | | 17,3 ± 1,2 | | | | | |
| Fl. pasinii P. expansior A. cristatum badense | MN 5 | Bryozoák dominanciája | | | CSC | Középső-miocén | Mediterrán | |
| | | | Hexanchus Hypoprion Squatina Rzehakia ▲ | | | | | |
| | MN 4a | | | | Ottngangi | Alsó-miocén | Atlanti | |
| | | | 19,6 ± 1,4 | | | | | |
| | MN 3b | | | | Eggenburgi | Felső | Alsó-miocén | Atlanti |
| | | | | | | Alsó | | |
| Ch. palmata P. duodecim lamellatum Ch. gigas L. denudatum | MN 3b | Hemipristis Isurus Lamna | | | C6/C6A | Egri | Egri | |
| | | | Dominan- cia | | | | | |

A nógrád–cserhádi terület fáciesövének és formációk szerint összesített kvantitatív biosztratigráfiai és litosztratigráfiai alapadatai
Integrated basic quantitative biostratigraphic and lithostratigraphic data of the Nógrád–Cserhát area as grouped by facies zones and formations

54. táblázat – Table 54

| | Partszegélyi kifejlődés | | | | | Medencekifejlődés | | |
|--|-------------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------------|------------------|----------------------|------------------------------|------------------------------|
| | Budafoki Homok Formáció | Egyházasgergei Hkó. Formáció | Sámsönházai Formáció | Rákosi Lajtamészko Formáció | Kozárdi Formáció | Garábi Slír Formáció | Nógrádszalkai Marga Formáció | Szilágyi Agyagmarga Formáció |
| Összes taxon (Mollusca + Foraminifera) | 120 | 139 | 220 | 400 | 180 | 360 | 291 | 93 |
| ebből Mollusca | 87 | 98 | 110 | 338 | 104 | 86 | 134 | 54 |
| Foraminifera | 33 | 41 | 110 | 62 | 76 | 274 | 157 | 39 |
| Kizárólag az adott formációban megtalálható Mollusca és Foraminifera taxonok száma | 83 | 81 | 54 | 257 | ? | 240 | 139 | 19 |
| ebből Mollusca | 55 | 79 | 23 | 252 | ? | 61 | 62 | 14 |
| Foraminifera | 28 | 2 | 31 | 5 | ? | 179 | 77 | 5 |
| Homok % | 67,5 | 58,2 | 53,9 | 46,2 | 16,4 | 17,8 | 23,0 | 9,2 |
| Kavics % | 7,4 | 1,2 | 3,7 | 8,4 | 2,4 | – | – | – |
| Agyag % | 5,2 | 0,5 | 28,0 | 7,5 | 76,1 | 23,8 | 42,8 | 74,6 |

növekedést, medence-kifejlődésekben ugyanez kb. 4:1 arányú csökkenést mutat. Az üledékanyag statisztikus értékelése jól korrelál e megállapításokkal: a legerősebb felső-bádeni transzgressziót a kavics-százalék legmagasabb értéke (8,4%) tükrözi; peremi kifejlődésben a százalékos homoktartalom időben 4:1 arányú folyamatos csökkenést; medencekifejlődésben az agyagtartalom időben háromszoros növekedést mutat,

— ezt kiemeli az összes Mollusca taxonszám és kizárólag a felső-bádeni bázisán (a Rákosi Lajtamészko Formációban) található Mollusca taxonok magas száma,

— a — méretét tekintve — másik nagy transzgresszió a kárpáti idejéhez kötődik, és a medencekifejlődés kiugróan magas Foraminifera taxonszámában, valamint a kizárólag a Garábi Slír Formációban megtalálható Foraminifera-taxonok számában tükröződik. Figyelemre méltó, hogy a medencekifejlődésekben az összes Foraminifera taxonszám és a kizárólag egy formációban megjelenő Foraminifera taxonok száma időben hetedére, ill. harmincadára csökken.

2. A regionális kronosztratigráfiai rendszerbe sorolás fontosabb indokait emelet, ill. alemelet összefoglalásban mutatjuk be (53. táblázat).

a) Az *eggenburgi* emelet alsó határát regionális diszkordancia a „nagypectenek” megjelenése jelzi. Felső határa a Gyulakeszi Riolittufa Formáció bázisa. Fejlődéstörténetére fél földtani nagyciklus jellemző.

A PN 3 zóna a Foveotriteles rueterbergensis megjelenésével, a Laevigatosporites pseudodiscordatus kihalásával, a Foveotriteles pessinensis kizárólagos elterjedésével jellemezhető. Az N 5 (Blow) zóna a teljes tengeri időtartamra kiterjed (Budafoki Homok Formáció, Putnoki Slír Formáció). Tengeri gerinces zonációban jellemző a Hemipristis, Isurus, Lamna-félék dominanciája. Az eggenburgi végén szubtrópusi makroflóra és a Proboscidea (MN 3b zóna) jelennek meg. Az alsó-eggenburgi tengeri és a felső-eggenburgi szárazföldi kifejlődés részben heteropikus voltát a deltafáciesű, makrofaunával jellemzett tordasi rétegtag bizonyítja. Vitatható kérdés a Pétervásárai Homokkő- és a Budafoki Homok Formáció glaukonitos homokkő kifejlődése esetén az alsó határ megvonása. Mindkét formáció az NN 3 nannozóna elemeit tartalmazza.

Az ottngangi emelet idejéhez történő átmenetet és rokonsági kapcsolatot a folytatódó üledékciklus az áthúzó Platanus neptuni—Engelhardtia orsbergensis—Laurophyllum—Calamus noszkyi flórazóna bizonyítja.

b) Az *ottngangi* emelet alsó határát a 19,6 ± 1,4 millió év előtti epizodikus riolittufaszórás eseményével jelöljük ki, konvencionális alapon (Bratislava, 1975). Ez — elterjedési területein belül — kitűnő időjelző a rétegtani kérdések megítéléséhez. Felső határát a paleotrópusi elemek egy részének (pl. Platanus neptuni) és a Proboscidea-féléknek a kihalása, illetve a következő transzgresszió által okozott diszkordancia jelzi.

Fejlődéstörténetére az alsó-miocén földtani nagyciklusnak felső-eggenburgi idején megkezdődött második félciklusa jellemző. (Feltöltődés—elmocsarasodás barnaköszénképződéssel, a ciklus végén félsósvízi *Cardium*-félék dominanciájával).

A PN 4 zónát a *Salixipollenites helveticus*, *S. densibaculatus* és *Myricipites* fajok dominanciája jellemzi. A *Rhaphoneis subtilissima* diatomazóna a szubtrópusi környezet fennmaradását bizonyítja. Az MN 4a zónába tartozó szárazföldi gerinces fauna a túlélő *Gomphotherium*, *Prodeinotherium* mellett *Zygodontodon*, *Dinotherium*, *Palaeochoerus*, *Rhino* I—II. alakokkal bővül ki.

A fáciesviszonyok miatt a területen nannoplankton- és foraminifera-zónák nem mutathatók ki. A Salgótarjáni Barnaköszén Formáció felső részén található ingressziók nyomai azonban távkorrelációt tesznek lehetővé a formáció borsodi, sajóvölgyi részén kimutatott NN 3 és CPN 4 zónákkal.

c) A kárpáti emelet alsó határát regionális diszkordancia, az új üledékciklus bázisképződésményei: a *Chlamys*-félék és a tengeri gerincesek (23 taxon) tömeges megjelenése, valamint a *Rzehakia*-félék és a *Helicosphaera ampliaptera* (NN 4 zóna) együttes megjelenése jelöli ki. Felső határa regionálisan kimutatható interciklikus epizodikus vulkáni működés befejeztével húzható meg. (Tari Dácittufa Formáció: $16,4 \pm 0,8$ millió év). Ennek hiányában — a Fóti Formáció teljes feltöltődést bizonyító édesvízi—szárazföldi képződésményeinek fedőjében megjelenő újabb tengeri képződésmények bázisán vonható meg a határ. Nyílttengeri, folyamatos üledékképződés esetén a felső határ kijelölésének lehetőségeit a d) pont tartalmazza.

A kárpáti emelet fejlődéstörténetére egy teljes földtani nagyciklus jellemző, a transzgresszió kezdetével — maximális tengerelőntéssel — majdnem teljes feltöltődéssel és ciklusvégi kiemeléssel — vulkanizmussal. A PN 5 zónát a *Rudolphisporites* fajok, a *Phaeocerosporites transversus*, *Ricciaesporites hungaricus* kizárólagos elterjedése jelzi. A makroflóra a tengeri környezet miatt értékelhetetlen. A *Rhaphoneis parilis* és a *Surinella costata*—*Coscinodiscus pannonicus* diatomazónák már szubtrópusi—mediterrán klímát jeleznek. A Foraminifera-gazdagságot 6 *Globigerina*, 6 *Globorotalia* és 6 *Uvigerina* taxon kizárólagos megjelenése mutatja a területen. Ennek ellenére a ciklusnak csak alsó kétharmada sztratifikálható pontosan az NN 4, N 7 és CPN 5 zónák alapján. (Ennek okára visszatérünk.) A *Flabellipecten pasinii*—*Pecten expansior*—*Amussium cristatum* badense *Pectinidae*-zóna a ciklus egészét kitölti. Figyelemre méltó a ciklus végén a Fóti Formációban a Bryozoa-k dominanciája (16 taxon) és az első, részben szubmarin andezitvulkanizmus (bár csak lokális) rétegtani jelentősége ($17,3 \pm 1,2$ millió év).

d) Az alsó-bádeni alemelet idején a terület egy részén üledékhány mutatható ki a kárpáti végi kiemelkedés miatt. Nyíltvízi, folyamatos üledékképződés esetén alsó határa a *Heterostegina costata*, *H. simplex*, *Orbulina bilobata*, *O. suturalis*, továbbá 1 *Globigerina*, 5 *Globigerinoides*, 1 *Globoquadrina* új taxon, és néhány benthosz Foraminifera megjelenésével vonható meg.

Az időszakot egy transzgresszióval megújuló és kiemelkedésig fejlődő fél földtani nagyciklus jellemzi, bár felfogható e szakasz az előző földtani nagyciklus regresszív ágának is.

A PN 6 zóna a *Bifacialisporites grandis*—*Mecsekisporites miocaenicus*—*M. aequus*—*M. zengővárkonyensis* dominanciájával és kihalásával jellemzi az alsó-bádenit. A *Parrotia pristina* (uralkodó)—*Quercus pontica* miocaenica (első fellépés) flórazóna — szintjelző értékén túl — a folyóparti flóra előtérbe kerülését, azaz a szárazföldi terület növekedését bizonyítja. Az ide sorolt formációk korát a biztosan kimutatható NN 5 nanno- és N 9, CPN 7—8 foraminifera-zónák mellett a *Chlamys elegans*, *Ch. revolutus* *Pectinidae*-zóna határozza meg. Az *Actinocyclus ingens* áthúzódiatomazóna elsősorban a szubtrópusi—mediterrán klíma továbbélését támasztja alá.

e) A középső-bádeni alemelet idejét gyakorlatilag teljesen kitölti az andezitvulkanizmus. Alsó és felső határának megvonása litológiai alapon történik. Rétegtani besorolása az NN 5 nannozónával való összefogozódása, számos *K/Ar* módszerű radiometrikus kormeghatározás ($14,5 \pm 0,4$ millió év) és fekü—fedőképződésményei alapján történt. Távkorrelációja rendkívül nehéz, mivel a neogén történetének lemeztektonikai, orográfiai szempontból ez a legforradalmibb időszaka. A kárpáti régió belül, a vulkáni tevékenység zónájától Ny-ra félsósvízi—paralikus—mocsári barnaköszénformációk, K-re hipersalin—lagunáris evaporitok nehezítik a biosztratigráfiai alapú korrelációt. Ez utóbbiakkal megegyező kifejlődésű nyomokat a Szirák 2. sz. fúrás (1981) e területen is feltárt, az andezit fedőjében.

f) A felső-bádeni alemelet idején a gyakori új elemek és események megkönnyítik az időszak rétegtani kiértékelését. Alsó határát az üledékes képződésmények megjelenése, regionális diszkordancia, bázisképződésmények jelzik. Az élővilágban a *Coniferae* pollenek, a *P. leythaianus*—*P. aduncus* *Pectinidae* zóna és legfőképpen a kaspi—brakk puhatestű fauna megjelenése (*Modiolus*, *Musculus*, *Ervilia*, *Cerithium* taxonok) jelzik a rendkívüli változásokat.

A felső-bádeni emelet a pannóniai végéig húzódó III. miocén földtani nagyciklus transzgresszív félciklusa. Felső határát peremi kifejlődésben a szárazföldi szarmata képződésmények megjelenésével, medencekifejlődésben a nannoplankton és plankton Foraminifera-k kimaradásával, illetve a kaspi—brakk *Mollusca*- és Foraminifera-együttesek teljes uralomra jutásával vonjuk meg.

A felső-bádeni kort a lombhullató, arktotercier elemek dominanciája (*Populus populina*, *P. balsamoides*—*Salix*—*Ulmus* flórazóna) a *Navicula pinnata* diatomazóna: az NN 6—7, N 12, CPN 9 zónák, a bázison található MN 6—7 szárazföldi gerinces zóna határozza meg, továbbá a *Charcharodon*—*Myliobatis* tengeri gerincesek ekkori dominanciája.

g) A szarmata emelet alsó határa az f) pontban foglaltak szerint, felső határa a Foraminiferák döntő hányadának kihalásával, illetve a jellegzetes pannóniai faunák megjelenésével vonható meg.

Fejlődéstörténete a III. miocén földtani nagyciklus transzgressziós ágának ismétlődő középciklusával jellemezhető. A transzgressziókkal egyidejű háttéremelkedés következtében a szárazföldi és tengeri formációk többszörösen összefogazódnak. Ez lehetővé teszi előbbieket rétegtani besorolását is. A PN 9 zónát jellemzi a Tsugaepollenites helenensis első, a Manikinipollis tetradiodes kizárólagos volta és az Echinatisporites cserhatensis, E. longechinus kihalása. A Zelkova zelkovaefolia—Quercus kubinyii—Lauraceae flórazóna és az Anulus simplex diatomazóna a közelkeleti, Kelet-mediterrán rokonságú, melegkedvelő fajok előretörését bizonyítja. A bizonyos nehézségekkel kimutatható NN 6—7, N 13—14, CPN 10 zónák mellett a harmadik riolittufaszórás radimetrikus kora (Galgavölgyi Riolittufa Formáció $13,7 \pm 0,8$) és makroflóra vizsgálatok alapján a bujáki flórára (Kozárdi Formáció) kiszámított 13,3 millió év (KORDOSNÉ SZAKÁLY M. 1984) szolgáltatott a szarmata rétegtani besorolásához további adatokat.

A nógrád–cserhádi terület kronosztratigráfiai egységeként összesített kvantitatív biosztratigráfiai alapadatai
Integrated basic quantitative biostratigraphic data of the Nógrád–Cserhát area as grouped by chronostratigraphic units
 55. táblázat – Table 55

| | Engenburi | Kárpáti | Alsó-bádeni | Felső-bádeni | Szarmata |
|---|--------------|---------|-------------|--------------|----------|
| | Formációkban | | | | |
| Összes Mollusca + Foraminifera taxon száma | 134 | 496 | 387 | 437 | 180 |
| ebből Mollusca | 101 | 209 | 192 | 364 | 104 |
| Foraminifera | 33 | 287 | 195 | 73 | 76 |
| Az idősebb kronosztratigráfiai egységhez képest új Mollusca + Foraminifera taxonok száma | ? | 441 | 235 | 311 | 141 |
| ebből Mollusca | ? | 186 | 155 | 301 | 101 |
| Foraminifera | ? | 255 | 80 | 10 | 40 |
| Kizárólag az adott kronosztratigráfiai egységben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma | ? | 382 | 210 | 269 | 141 |
| ebből Mollusca | ? | 190 | 87 | 259 | 101 |
| Foraminifera | ? | 192 | 123 | 10 | 40 |

h) A kronosztratigráfiai egységeként elvégzett kvantitatív biosztratigráfiai értékelés alapján megállapítható (55. táblázat), hogy:

— a miocén két erős transzgressziója a kárpáti és a felső-bádeni idején történt, mint azt az összesített taxonszámok tükrözik,

— ezt a kárpáti és felső-bádeni transzgressziót az akkor újonnan fellépő taxonok nagy száma, továbbá a kizárólag egy kronosztratigráfiai egységben található taxonok számának legmagasabb értékei is bizonyítják,

— az alsó- és felső-bádeni mindhárom vizsgált tényező alapján egymástól jól elkülöníthető biosztratigráfiai alapon is,

— a kárpáti nagy transzgresszió utáni szarmata elszegényedés kimutatható.

Javaslat a globális szuperetázsok felállítására

Munkánk végén el kellett jutnunk megfigyeléseink, adatsoraik, az újonnan felismert összefüggések—törvényszerűségek absztrakciójáig. Ki kellett szűrni mindazt, amit a lokális adottságok, fáciesviszonyok befolyásolhatnak vagy határozhatnak meg. Csak jelentőségének határáig vettük figyelembe a geológia módszereivel megfoghatatlan epizódokat, a különleges, egyedi jelenségeket. Végül, de nem utolsósorban, az analitikus munka minél nagyobb részletességű tagolást igénylő szakasza után, a szintézisben olyan mértékig kellett az összevonásokat végrehajtani, hogy egyre táguló körökben, egyre nagyobb üledékgyűjtő térben is érvényes megállapításokig

eljuthassunk. A Pannóniai-medencén belüli, a Kárpát-medencén belüli, majd a perialpin—perikárpáti területet is felölelő, végül az egész eurázsiai—észak-afrikai orogén szisztémára érvényes geodinamikai, biosztratigráfiai, geokronológiai, kronosztratigráfiai rendszer kialakításának célkitűzésével — részben a nógrád—cserhádi terület vizsgálata, részben távolabbi területek tanulmányozása útján — a következő eredményre jutottam (53. táblázat):

a) 24—5,5 millió év közötti időt kitöltő miocén három szuperetázsra tagolható: alsó-miocén, középső-miocén és felső-miocén.

b) A többféle értelmezésben már forgalomban levő alsó—középső—felső-miocén fogalom revíziója és újra fogalmazása időszerű és indokolt.

c) A Középső-Paratethys regionális rétegtani nevezéktana alapján az alsó-miocén időtartama az eggenburgi—ottnangi; a középső-miocén időtartama a kárpáti—alsó-bádeni—középső-bádeni; a felső-miocén időtartama a felső-bádeni—szarmata—pannóniai idejére terjed ki.

d) Az alsó-miocén új szuperetázs számára az *atlanti*, a középső-miocén új szuperetázs számára a *mediterrán*, a felső-miocén új szuperetázs számára a *kaspi* elnevezést javaslom.

A szuperetázsok elnevezésével az adott idő tényleges ősföldrajzi—fauna-rokonsági kapcsolatait is érzékeltetni kívánom.

A teljesség igénye nélkül, összevonási javaslatomat az alábbiak indokolják:

1. Tudománytörténeti és kutatástörténeti tény, hogy a neogén sztratigráfia az összes határhkérdések megoldásában, vagy egyes rétegek korkérdésének eldöntésében évszázados erőfeszítések ellenére sem jutott közmegegyezéssel nyugvópontra. A nagy számban alkalmazott újabb és újabb módszerek sokat segítettek ismereteink bővítésében, de jelentős számban új problémákat is felvetettek. Több kutatási területen azt tapasztaltuk, hogy a viták statisztikus gyakorisággal a cikluszáró rétegekhez, formációkhoz kötődnek. A nógrád—cserhádi területen ennek példájául most csak az egri ciklusvégi Pétervásárai Homokkő Formációt, az eggenburgi ciklusvégi Zagyvápálfalvai Tarkaagyag Formációt (ipolytarnóci rétegek), az ottnangi ciklusvégi barnaköszet és a Cardiumos-rétegeket, a kárpáti ciklusvégi Fóti Formációt említjük. Ezek különlegességük, kis területi elterjedésük, paleontológiai gazdagságuk vagy extrém ősföldrajzi helyzetük miatt indokolatlanul sok figyelmet kaptak és elterelték a figyelmet az igazi nagy, régiókat és hosszabb időtartamot átfogó földtani nagyciklusok lefutásáról. A földtani nagyciklusokat globális méretű geodinamikai, lemezmozgási események, ezeket az interciklikus, epizódyszerű eseményeket (vagy középciklusokat) az egyes orogén övek regionális méretű orogén eseményei határozzák meg. Regionális érvényűnek és értékűnek tekinthető tehát továbbra is a Középső-Paratethys, a Keleti-Paratethys, a Mediterrán régió kronosztratigráfiai rendszere. Ezek közötti korreláció céljaira és esetleges globális korreláció megalapozására azonban csak a döntő eseményeket tükröző, nagyobb időegységet tartalmazó kronosztratigráfiai egységek alkalmasak.

2. A geodinamikai események meghatározó jelentőségével és szerepével ma már mindenki egyetért. A lemezmozgások neogénkori eseményei, az ezekhez kapcsolódó orogén ciklusok és ennek következtében a földtani nagyciklusok lefutása nagy áttekintésben tisztázott és alátámaszja a miocén háromosztatuságát (HÁMOR G. 1984.). E szerint az alsó-miocén idején Afrika és Eurázia közeledése, ütközése (esetleg kollíziója) játszódott le. Ez iniciálta a szávai orogén ciklust és alakította ki az eggenburgi—ottnangi idejét kitevő I. miocén földtani nagyciklust, az Atlantikum felé nyitottabb üledékgyűjtőben. A középső-miocénben történt eltávolodás és rotáció okozta a stájer orogén ciklust, indította el a kárpáti—alsó-bádeni, középső-bádeni idejét kitöltő II. miocén földtani nagyciklust és ennek kétosztatuságát a Mediterráneum felől nyitott térben. A felső-miocén kori ismételt közeledés iniciálta a lajtai orogén ciklust és következményeként lezajlott a felső-bádeni—szarmata—pannóniai idejét kitöltő III. miocén földtani nagyciklus, K-i irányban a Kaspikum felé egyre inkább szétnyíló térben.

3. E három nagy lemeztektonikai eseménnyel jól korrelál a metamorf—mágnás tevékenység és annak ciklikus ismétlődése. Ez az alsó- és a felső-miocén esetében a kontinenslemezek egyértelmű összetorlódása miatt, a középső-miocén esetében mikrokontinensek rotációs mozgása következtében előállt alátorlódás következtében zajlott le. A képződött mágnás formációk gyakorlatilag a vázolt szuperetázsok közepén találhatóak és jól vizsgálható radiometrikus koruk.

4. Az előző pontokban foglalt megállapításokat a nógrád—cserhádi terület, Észak-Magyarország, Magyarország Szerző által szerkesztett, különböző méretarányú ősföldrajzi térképei, Közép- és Kelet-Európa IUGS—R.D.P. projektben készülő, áttekintő méretarányú ősföldrajzi térképei egyértelműen alátámasztják. A Kárpát-medencében az alsó-miocén ÉNY—DK-i, a középső-miocén ÉK—DNY-i, a felső-miocén ÉNY—DK-i irányított szerkezeti rendszerekhez kötődik. Az ezen belüli emeletenkénti változás alárendelt. További ősföldrajzi, faciologiai, szedimentológiai indokok az „Ősföldrajzi és fáciesviszonyok” c. fejezetben találhatóak. Az elsősorban ősnövénytan vizsgálatokra (NAGY E., HAJÓS M., HABLY L. 1985.) alapozott klímaváltozási adatok további bizonyítékként szolgálhatnak: az alsó-miocén szubtrópusi (sok paleotrópusi elemmel), a középső-miocén szubtrópusi—mediterrán, a felső-miocén meleg — sok arktotercier elemmel. A sőtartalom egyértelműen csak a felső-miocénre jellemzően szélsőséges: brakk és hiperszalin váltakozik, az alsó- és középső-miocén általában normális sósvízi. A háromszori nagy ősföldrajzi változást paleobiogeográfiai adatok is valószínűsítik; az afrikai Proboscidea-félék alsó-miocén, a tengeri gerincesek középső-miocén és az afrikai Primates-félék felső-miocén kori európai megjelenése.

A nógrád-cserhádi terület tengeri miocénjének event-sztratigráfiai kvantitatív alapadatai
Basic quantitative, event stratigraphic data of the marine Miocene of the Nógrád–Cserhát area

56. táblázat – Table 56

| Kronosztratigráfiai egység | Biosztratigráfiai adatok | Partszegélyi kifejlődés (Littoral) I. | Nyíltvízi kifejlődés (Open marine) II. | Üledékképződés intenzitása | | | |
|--|---|--|--|---------------------------------|---------------|---------------|--|
| | | | | átlagos képződményvastagság (m) | | | összesített átlagos képződmény- vastagság (m) (kőzetliszt frakciót is beleszámítva) (Σ) |
| | | | | kavics pebble | homok sand | agyag clay | |
| Alsó-miocén (eggenburgi-ottnangi) I. Budafoki Homok Formáció Zagyvapálfalvai Formáció II. Nem vizsgált | kizárólag az adott fáciesövben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma | 99 | ? | 2,81 | 2,53 | 2,02 | 2,53 |
| | ebből Mollusca | 70 | ? | | | | |
| | ----- Foraminifera | 29 | ? | | | | |
| Középső-miocén (kárpáti—alsó-bádeni) I. Egyházasgergei Homokkő Formáció Fóti Formáció Sámsönházai Formáció II. Garábi Slir Formáció Nógrádszakáli Márga Formáció | kizárólag az adott fáciesövben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma | 194 | 379 | 3,49 | 4,65 | 4,22 | 4,83 |
| | ebből Mollusca | 152 | 123 | | | | |
| | ----- Foraminifera | 42 | 256 | | | | |
| Felső-miocén (felső-bádeni–szarmata– pannóniai) I. Rákosi Lajtamésző Formáció Kozárdi Formáció | kizárólag az adott fáciesövben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma | 257 | 19 | 2,02 | 2,82 | 3,62 | 3,27 |
| | ebből Mollusca | 252 | 14 | | | | |
| | ----- Foraminifera | 5 | 4 | | | | |

5. A biosztratigráfiai indoklást az 53. táblázat mutatja be. E szerint az alkalmazott 10-féle biosztratigráfiai kiértékelési módszer közül az egri—alsó-miocén határ-megvonásnak egy módszer (nannozonáció) az alsó-miocén—középső-miocén határmegvonásnak egy sem, a középső-miocén—felső-miocén határ-megvonásnak ismét egy módszer mond ellent: a szárazföldi gerinces zonáció. Ezzel szemben az alsó-miocén két emeletének összevonását a makroflóra, a Proboscidea-félék megjelenése és kihalása egyértelműen indokolja. A középső-miocén kárpáti és alsó—középső-bádeni összetartozását kutatástörténeti előzmények („vindobonien”), az azonos pollenspektrum (Mecsekisporitesek), az átmenő nannoplankton, plankton foraminifera-zónák bizonyítják. Áthúzódik az emelet-határokon a tengeri gerinces Charcharodon—Myliobatis zóna, a C5C magnetosztratigráfiai zóna is. A kárpáti—alsó-bádeni formációkat összesen 39 plankton Foraminifera taxon jellemzi, amelyből 9 csak a kárpátiban, 9 csak az alsó-bádeniben található meg. Ez azt jelenti, hogy a taxonok több mint 50%-a közös. A felső-miocén összevonását indokolja, hogy a túlélő bádeni fauna mellett már a ciklus kezdetén óriási keleti faunainvázio mutatható ki, amely ciklikusan többször megismétlődik. Változatlan ösföldrajzi—nagyszerkezeti keretek között, egyre inkább a helyi fáciesváltozás, faunaendemizmus, folyamatos medencefeltöltődés határozza meg az eseménytörénetet.

6. A nógrád—cserhádi terület mennyiségi biosztratigráfiai kiértékelése további adatokat szolgáltat a miocén háromosztályára. Ha a szávai, stájer és lajtai orogén ciklusokhoz kapcsolódó nagy földtani ciklusok szerint vizsgáljuk az 53. táblázatot, megállapítható:

— az eggenburgi önálló, a kárpáti—alsó-bádeni összetartozó és a felső-bádeni—szarmata (és az itt nem vizsgált pannóniai) szintén összetartozó üledékciklust alkot, amelyben a kárpáti és felső-bádeni formációk a ciklus transzgresszív, az alsó-bádeni, ill. a szarmata (pannóniai) formációk a ciklus regresszív ágát alkotják;

— ilyen összevonásban alsó-, középső- és felső-miocénbe sorolva a formációkat és vizsgálva a biosztratigráfiai tartalmukat, további megállapításokat tehetünk:

a) az alsó-miocén 134, a középső miocén 592, a felső-miocén 410, csak ott megtalálható saját taxonnal jól jellemezhető.

b) ebből

| | |
|---------------------|-------------------------------|
| az alsó-miocénben | 101 Mollusca 33 Foraminifera |
| a középső-miocénben | 277 Mollusca 315 Foraminifera |
| a felső-miocénben | 360 Mollusca 50 Foraminifera |

faj kizárólagosan fordul elő. Figyelemre méltó a puhatestűek taxonszámának folyamatos növekedése és a Foraminiferák taxonszámának dominanciája a középső-miocén idején.

Megjegyzendő, hogy ezen eltérések teljesen pontosnak tekinthetők, mivel minden kronosztratigráfiai egységet teljes vertikális és horizontális szelvényben vizsgáltunk, így a fácieseltérések a rétegtani kiértékelést nem zavarják. Ezt bizonyítja az 56. táblázat, mely az alsó-, középső- és felső-miocén ciklusok peremi és nyíltvízi formációit hasonlítja össze azonos módon.

Ebből megállapítható:

a) peremi kifejlődésben a csak ott előforduló „saját fajok” alapján az alsó-miocén 99, a középső-miocén 194, a felső-miocén 257, döntően Mollusca-taxonnal jól jellemezhető,

b) medencekifejlődésben a csak ott előforduló „saját fajok” alapján csak a középső-miocén jellemezhető jól 379 taxonnal (ebből 256 Foraminifera),

c) a vonatkozó üledékföldtani adatok (56. táblázat) alapján is megállapítható, hogy a 4 vizsgált tényező szerint a középső-miocén ciklus a legerősebb, de 3 tényezőben karakterisztikusan jelentkezik a felső-miocén ciklus is.

7. A javasolt kronosztratigráfiai egységek nemzetközi szintű korrelációja a jövő feladata. Kialakítása során természetesen már a kézirat lezárásakor is megállapíthatók voltak nagyvonalú egyezések, melyek a további munkát megkönnyítik. Ezek közül legfontosabbnak a 14–14,5 millió év körüli időpont felső-miocén bázis—serravali emelet egyezőségét; a középső-miocén végi evaporitképződés, a Pannóniai-medence vulkanizmusa és a nyugat-magyarországi barnaköszén formációk egyidejűségének felismerését, az alsó-miocén kelet-alpi metamorf folyamatok és a belső-kárpáti savanyú ignimbit-vulkanizmus összefüggéseinek feltárását tartjuk.

További eredményeket a javaslatunkra Magyarországon is meginduló tömeges magnetosztratigráfiai vizsgálatoktól, a radiometrikus kormeghatározást elősegítő fizikai módszerektől várunk elsősorban.

GEOLOGY OF THE NÓGRÁD—CSERHÁT AREA

by

GÉZA HÁMOR

FOREWORD

The N Hungarian Miocene is a member of particular importance and beauty of the Later Tertiary in the Carpathian Basin and the adjacent regions. Palaeogeographically, it is a link connecting the W and E European facies areas including the Vienna Basin, the W Carpathians, the Transylvanian Basin and the Gethic Depression in the Central Paratethys.

The most beautiful, diversified and intriguing element of this link is the Nógrád—Cserhát area. It has been promoted to the rank of a classic type area as a result of nearly two centuries of busy efforts by outstanding geologist representatives of five generations. It is here that the most complete Miocene sequence in this country is found; that a school of thought of generations of geologists, paleontologists, stratigraphers, volcanologists and miners engaged in the study of Tertiary formations has evolved; that has been the subject and scene of many decades of debate on Miocene stratigraphy now entitled to be regarded as classic. This area has never been subjected to fashionable research trends, to effortless stylistic exercises, as the magnitude of the geological past, breathtaking and majestic, has obliged everybody studying this area to full devotion and to painstaking efforts for achieving even an infinitesimal result. Nevertheless—and maybe for this very reason—research institutes, mines, university departments and laboratories have been sending their growing offspring to repeated assaults which has cost for many almost a lifetime (several decades in most cases) of devotion to this noble struggle.

I have joined this campaign as a volunteer. The facilities I have been provided with, including a profound preliminary training, a “heavy artillery” of high-standard equipment, fellow-fighters devoted to their profession and fanatically attached to their task (both veteran flag-bearers and recruits) and the calming and safe hinterland, my family, are owed to the past 30 years of peace.

To continue the metaphor: the geological record of the study area has withstood six assaults, many tracts of its ramparts having remained unbroken. Summarizing the results of my work, I hope to have succeeded in reconnoitering some points heretofore unknown and in creating, by means of enveloping-marches (taking possession of an extended neighbourhood), a more advantageous strategic position for the solution of forthcoming tasks.

It is in this spirit that I dedicate my work to all who have helped me.

THE AUTHOR

After ten years of work the large-scale mapping and mineral prospecting program launched by the Hungarian Geological Institute in 1958 reached the stage of the first syntheses and of the formulation of further objectives.

In order to ensure the continuity of publication of the monographs on the Mátra and Tokaj Mountains now in the stage of completion and to concentrate efforts for the solution of N Hungarian research tasks being formulated in an increasingly distinct form, academician J. FÜLÖP then director of the Institute, entrusted me, in 1967, with organizing a N Hungarian Department within the Division of Geological Mapping. The Department had as its task to finish work in the Mátra and Tokaj Mountains, to carry out the geological mapping of the Nógrád—Cserhát area on a scale of 1:25 000 and to carry out the close geological survey of the Börzsöny ore exploration area.

This work I am going to presents the results of the geological study of the Nógrád—Cserhát area only.

The economic geological importance of the area and its extended neighbourhood was pointed out as early as 100 years ago by F. HAUER (1868, p. 77) when the first geological field-surveys carried out by the Geologische Reichsanstalt of Vienna were being finished:

“The area occupied by the later Tertiary formation is larger than that covered by the earlier one.

The study of that formation just commenced will add to our knowledge and widen our outlook achieved during our studies in the Vienna Basin, one of the embayments of the Tertiary sea of what is now Hungary. In fact, this study will be of practical value since the later Tertiary beds include a great deal of browncoal and lignite the exploration and exploitation of which will certainly go on increasing, as industry grows and forest holdings dwindle... Already during the preparation of outline maps, it was attempted to divide thrachytoids into several rock groups and to find out the conditions responsible for their ore mineralization, for it is to one of these groupings, the zöldegy(greenish)-trachytes mainly, that the wealth of noble metal ores in the Carpathian realm is owed...”

In the light of experience gained since the formulation quoted above which is still pertinent today, the motives for studying the area in question have been summarized as follows:

1. In spite of some excellently studied details, the degree of understanding of the study area is low. Since the general small-scale surveys by the Viennese staff (1858–1866) and the detailed mapping carried out by J. NOSZKY SR between 1906 and 1935 and the subsequent publication of the maps scaled to 1:75 000, no regular serial geological mapping has been done.

2. It is in the study area that the most complete Oligocene—Miocene sequence of Hungary is developed. Accordingly, it likely to provide clues to a lot of basic problems linked with the Tertiary stratigraphy of this country. To prove this, let us quote that 32%, of the 83 Miocene stratigraphic units listed in the second edition of the volume “Hongrie” of Lexique Stratigraphique International have been described from this area!

3. The study area lies above a NE—SW oriented Oligocene—Miocene depression. Judging by the oil- and natural gas shows found on the limbs at (Fedémes and Őrszentmiklós), the more than 3000 m thick sedimentary sequences, the analogy of the oil traces encountered in the northern foothills of the Mátra Mts and the hydrocarbon deposits of Eger, the depression is promising for oil- and gas prospecting. The lateral and vertical changes in facies and the generation and reservoir-trapping characteristics of the hydrocarbons are known to be inter-related. Therefore the prospective area as well as the Darnó Lineament forming its southern boundary and the relatively elevated Balassagyarmat—Szécsény zone bounding it in the north must be studied geologically and structurally in the reconnaissance stage of exploration.

4. Situated in the western front of the Mátra Mts and the southern one of the Cserhát, the Zagyva Graben area is prospective for nonmetallic mineral deposits in the long run. The particular palaeogeographic setting and geohistory has brought about a differential alteration of a great variety of volcanic rocks, their selective genesis and accumulation (bentonites, trasses, various kinds of raw materials for construction).

5. Regardless of the restrictions imposed on browncoal mining between 1966 and 1972, the delimitation of the prospective areas had to be completed. With a view to the available literature data and to the analogy with

the deposits in the Mátra—Bükk foreland, preparations had to be made for clearing the prospects of lignite exploration in the S Cserhát.

6. Preparations for metallogenic studies to be performed in the Börzsöny Mts required the exploration of the sedimentary basement and the extended neighbourhood.

7. Last but not least, the time was ripe to collect and reinterpret all the available information prior to the withdrawal of mining.

Remarkably enough, J. NOSZKY SR, as a response to the economic recession of that time, referred to the study area, already in 1912 (p. 67), as follows:

“... it is to be feared that, once having lost its economic importance, it may scientifically relapse into the state of “terrae incognitae” in spite of the fact that every possibility existed (and still exists) for exploiting the acquired information to the benefit of the geological sciences.”

Accordingly, the investigation of the Nógrád—Cserhát area has had the following aims:

— to improve the ideas on the geological and structural setting of the study area by discovering new information, relationships and regularities and by synthesizing them:

— to enhance the availability of mineral raw materials to the nation by forecasts backed by up-to-date and complex research methods;

— to direct attention to the prospects for exploring local mineral deposits, with particular emphasis on the situation caused, at that time, by a decline in browncoal mining and on the problems of long-term development of this particular region of the country as accentuated by their ever growing significance.

Although seemingly satisfactory at the outset, the geographical frame involved has been burst and pushed apart by the objectives just motivated. It cost me painstaking work to get to recognize that which J. NOSZKY SR (1912a, p. 90) had discovered half a century before:

“Generalizations usually change, when a larger area is taken into consideration. This is how earlier generalizations have become partial essays valid to only a very restricted portion of their original scope.”

To avoid this trap, I have extended the detailed studies to the Börzsöny area and eventually, by changing both scale and method, to the western and then the eastern parts of N Hungary as well.

Thus it will be no self-justification, but rather a means concomitant of any approach to natural sciences, if—following the teaching of my great master academician E. VADÁSZ—I present a detail, the title-giving area, fitted into a “larger entity”.

GEOGRAPHIC SITUATION

The Nógrád—Cserhát area lies in the middle part of Hungary's northern border (Fig. 1).

A member of the North Hungarian Range, it is situated between the Börzsöny and the Mátra Mountains. The study area includes the following subareas: the E Cserhát, the NE Cserhát, the S Cserhát and the Karancs—Medves geomorphological unit (the Tarján-patak—Upper Zagyva Interfluve).

The E Cserhát is a highland of 250 to 450 m elevation. (It is here, by the way, that the highest point of the study area, the 567-m-high Tepke-hegy, is found.) The S Cserhát is a rolling country sloping gently southwards, the Tarján-patak—Upper Zagyva Interfluve in turn is a hilly country studded with volcanic cones.

The study area is bounded by the W Cserhát in the west and by the N Cserhát in the north and northwest. This latter is at the same time the watershed: the streams are running down southeastwards into the hydrological system of the Galga and the Zagyva rivers and northeastwards into that of the Ipoly (Ipel').

Extending across the study area, the Galga Valley is a boundary, where the geographic and geological regionalization schemes are the same: representing a deep tectonic fracture, the NW—SE trending Galga Fault forms the boundary between the geological regions called the "Fault Blocks on the Danube's Left Riverside and their Palaeogene Cover" and the "Cserhát—Mátra". This geological region is bounded in the NE by the Sóshartyán—Szentkút Fault, another deep fracture of similarly NW—SE strike to the NE of which already the geological unit of the Nógrád Basin is situated.

In the corresponding chapters of this work characterizing some periods palaeogeographically, another subdivision different from these geological regional units will be used, based on facies areas.

The term "Nógrád—Cserhát area" was coined when the area affected by the research program was being specified, in order to assess the distinctive features of its geology and tectonic control (Fig. 2).

The area has been studied geologically for nearly 180 years now. Regardless of the technical, technological and engineering aspects of the mining literature, more than three hundred and fifty articles, papers, reports and summarizing accounts dealt with the geology of the area.

The historical development of research has been determined by two factors: the brown-coal mining that appeared comparatively early and the varied geological features of the study area.

As evident from Table 1, three-fourths of the relevant geological literature is constituted by studies on stratigraphy, palaeontology and mineralogy-petrography. The references devoted to mining geology in the service of a mining industry based upon a single mineral commodity account for one-tenth of the whole literature. As obvious from the graph (Fig. 3), the literary products involved are clearly associated with the four major periods of mining boom. The initial upswing in the 1860's and 1870's, the boom that preceded the First and Second World Wars and then the vigorous upswing between 1955 and 1965 following the liberation of Hungary involved, in every case, the re-launching of exploration projects. This fact is supported by a growth in the number of literary works devoted to mining geology and hydrogeology, a branch closely linked with the former.

Six stages are distinguished in the research history of the study area. Although more or less arbitrary, the distinction reflects quite readily the research objectives and results of various schools and groupings, superimposed on one another as they are, as well as the efforts—and, not in a single case, the fiascoes—of the repeatedly restarted research projects.

1. The initial steps in research are landmarked by travelogues and descriptions of natural phenomena from the late XVIIIth and early XIXth centuries. From among the foreign travellers, the names of R. TOWNSON (1797), J. ESMARK (1790), S. STASZIC (1806), F. S. BEUDANT (1822), of the Hungarian naturalists those of K. A. ZIPSER (1817), A. MOCSÁRY (1826), I. BARRA (1839), F. KUBINYI (1843) and I. HUNFALVI (1863–65) are the first to be mentioned. It was S. STASZIC, the father of Polish geology, who proceeded to cartographic representation. He used topographic data, distinguished different geological formations, the strike of strata, the terms mineral, rock and fossil. He was the first to record the saltwater springs of Sósartyán. Already BEUDANT did notice the “basalt plateaus”, the “pumice-conglomerates with black micas” and he was surprised by the absence of concomitant trachyte.

2. The first, large-scale and scheduled geological survey of the study area was carried out by the Geologische Reichsanstalt of Vienna under the direction of W. HAIDINGER between 1858 and 1866. F. ANDRIAN, J. BÖCKH, F. FOETTERLE, W. GÖBL, O. HINTERHUBER, C. M. PAUL, G. STACHE and H. WOLF took part in that survey work on scale of 1:28 000.

Reduced to the scale of 1:144 000 and coloured by hand, the resulting map-sheets include four which represent the study area. These are labelled as G. 5. Balassagyarmat, G. 6. Vác, H. 5. Fülek and Pétervására, H. 6. Eger and Gyöngyös. The scientific level of the work is characterized by its topographic validity, its detailed legend and the correct concept of stratigraphic and cartographic representation. In the legend of the maps the Quaternary is subdivided into 3 to 5 units, the Tertiary into 17 ones (down to what is now referred to as Rupelian).

It is noteworthy, that J. NOSZKY SR, on his map issued 70 years later (1935), represented the formations of the same period as including 4 and 11 units respectively. G. STACHE and J. BÖCKH (1865) distinguished the Congeria—Cerithium beds, the Leithakalk, the “Horn Beds”, the “Hernalser Tegel”, the lignites (of Szandaváralja and Herencsény) overlying the Cerithium margaritaceum beds. C. M. PAUL and W. GÖBL (1866) gave the first description of the “Coal Formation” in the vicinity of Salgótarján and distinguished the Lower Rhyolite and Trachyte Tuff and the Upper Trachyte and Rhyolite Tuff.

The value of that work is not diminished by the fact that, obviously due to a drawing error in the hachure, the Lower Tuff is indicated to occur in the neighbourhood of Szentkút and the Upper Tuff in the vicinity of Kazár—Mátranovák, while, in reality, exactly the contrary is the case.

The varied volcanic sequence was mapped as including basalts, basalt tuffs, trachytes, trachyte tuffs, trachyte-breccias and andesites. Stratigraphically, the sequence was subdivided into a Neogene member beginning with the Congeria beds and into a Tertiary one encompassing all the remaining sedimentary formations. Most of the volcanics were indicated without dating, though the volcanic rock around Szakál village was assigned, by O. HINTERHUBER (1866), to the Leithakalk horizon.

The success of the “Viennese” team was due to the scheduled preparation, the well-organized and uniformed surveying and editing activities and the wide experience of the individual researchers. This stage of research was closed by the publication of F. HAUER’s geological map at scale 1:576 000 embracing the whole territory of the monarchy (1867–71), being supplemented only by TH. FUCHS’ palaeontological works (1871, 1874).

3. The next stage of research, from 1869 to 1906, coincides with the heroic age of the already independent and autonomous Hungarian geology. It marks the beginning of detailed research activities manifested by long periods from the lifework of the most epic figures in the history of Hungarian science, J. SZABÓ’s (1858–1879) interdisciplinary research (mineralogy-petrography, palaeontology, stratigraphy, geology, mining geology) overlapped two successive stages of research history; M. HANTKEN’s (1868–1878) fundamental research into coal geology and stratigraphy; mining geological publications by J. ANDREICS (1894–1899) and S. SCHMIDT (1897); petrographic studies by T. SZONTÁGH (1880–1883) and M. PÁLFY (1900); and palaeontological works by H. BÖCKH (1899), GY. HALAVÁTS (1899), J. TUZSON (1900) and A. KOCH (1903–1904), all representing works of lasting value.

The achievements of this research period are summarized in the monograph of F. SCHAFARZIK issued in 1892 containing the first up-to-date petrographic description of the volcanic rocks of the study area.

Established at the beginning of this period by J. BÖCKH (1866) and M. HANTKEN (1878), the local stratigraphy is basically still valid today [Neogene: Freshwater Stage, Cerithium Stage, Leithakalk Stage, Upper Sequence, Middle (coal-bearing) Sequence, Lower Sequence; Oligocene: Cerithium margaritaceum beds, Kiscell clay]. Its detalization is owed to F. SCHAFARZIK (1892) who introduced new lithostratigraphic units (“Pötzleinsdorf” sand of Márkháza, Bryozoa sand of Acsa) and adapted it to the up-to-date nomenclatural requirements [upper and lower horizons of the Upper Mediterranean, Lower Mediterranean, Upper Oligocene (Aquitanian)].

4. The period between 1906 and 1935 is marked by J. NOSZKY SR’s lifework (1906–1940). Initiated from personal ambition, his research activities were eventually extended, upon assignment by the Royal Hungarian Geological Institute and other organizations, to the western part of N Hungary. Its central member, the Cserhát Mountains, was summarized monographically by him. It is extremely instructive to trace the development of his outlook, his way of thinking, in his brilliant essays devoted to particular subareas. His lifework reflects the evolution of stratigraphic views in Hungary and abroad. He knew enormous areas from autopsy, but this advantage of his was lost by the protraction of the work for the half of a lifetime by one or two retrogressive steps he made in the final conclusions and by the abridged form of the legend to his map issued reduced to the scale of 1:75 000. The importance of his oeuvre is due to his reliable geological fieldsurveys, his copious data collecting and his erudition.

This was the time when the new Miocene stratigraphy adopted at the Bologna congress (Aquitanian, Burdigalian, Helvetian, Tortonian, Sarmatian) took roots. Papers and maps presented the geological evidence in a chronostratigraphic system which is largely responsible for later stratigraphic debates. The mineralogical and petrographical understanding of the study area progressed by the works of R. REICHERT (1925, 1928, 1930, 1931), A. VENDL (1912, 1932) and MÁRIA VENDL (1928a, b), its geological, coal-geological and hydrogeological knowledge was pushed ahead by Z. SCHRÉTER (1919, 1929) and I. VITÁLIS (1915, 1935). A new epoch in Hungarian palaeontology was opened by L. STRAUZ’ (1923, 1924, 1925, 1929) facies studies.

5. The investigations of the study area were given new impetus during the boom that followed the economic depression of the thirties (a boom that would further intensify in the years of the Second World War). Coal exploration got again to the centre of interest and hydrocarbon exploration was added as a new task.

I. VITÁLIS’ (1937, 1938, 1939a, b) accounts of the situation and forecasts, K. TELEGDÍ ROTH’S (1939) hydrocarbon prospecting, S. VITÁLIS’ (1938a, b, 1939a, b, 1940, 1941, 1944) searches for coal and hydrogeological results and L. JUGOVICS’ (1934, 1939, 1940, 1942, 1944) petrography-based results on quarrying testify to a sudden growth of the role of geology in mining.

Also the Hungarian Geological Institute deployed its best forces in order to prepare coal- and hydrocarbon exploration and to provide their geological bases.

Adjoining the territories surveyed by J. NOSZKY SR, geological mapping, unfortunately unfinished, by Z. SCHRÉTER (1937, 1940a, b, c), F. PÁVAY VAJNA (1948), I. FERENCZI (1939, 1940a, b, 1942), F. HORUSITZKY (1936, 1937, 1939, 1942) and F. SZENTES (1943a, b) added new litho- and biostratigraphic elements and a detailed representation of structures to our regional geological knowledge of the study area.

Specialists became more widely involved in the work, i.e. L. BOGSCH’S (1935, 1936, 1937, 1942, 1943a, b, c) malacological studies, E. SZÖRÉNYI’S (1936) studies on Echinoidea and L. MAJZON’S research on Foraminifera (1937, 1942). This represented a new feature and considerable progress in Hungarian paleontology.

The period in question is characterized by an upswing of Miocene stratigraphic research, adherence to the French school and to its spirit of criticism, and by a stratigraphic polemy referred to as classical in the history of Hungarian science. Its achievements have come down to us reduced to a torso. Their significance consists in the clear formulation of problems and the appearance of the first elements of collective work.

6. The nation-building period after the Liberation is characterized in every respect by the laying of new foundations. Accelerated mineral exploration was the main concern, aimed at completing the hydrocarbon exploration projects (Sóshartyán), exploring new browncoal deposits and putting them in exploitation. The explorations were directed by L. BARTKÓ (1948a, b. 1952, 1961, 1962, 1963, 1974), a brilliant manager capable of combining the rush of production with an efficient rescue of palaeontological finds for scientific studies and evaluation. His enormous knowledge of localities and materials and his ample field of interest and fanatic devotion to his profession have resulted in considerable headways in the understanding of the mining geological, palaeontological and mesotectonic features of the study area.

The revision of the heavily controversial stratigraphic problems was carried out, primarily through malacological studies on Pectinidae, by I. CSEPREGHY MEZNERICS (1949, 1950, 1954, 1956a, b. 1962). Although she had provided a reliable solution to the two main questions (separation of the Oligocene and the Miocene and the age of the so-called "Aequipecten beds"), the controversies flared up again (F. HORUSITZKY, 1952, 1953, 1954, L. MAJZON, 1950, 1952, 1961, 1964).

Restarted work is landmarked by the introduction of new methods and new research trends: the appearance of geophysics in the study area (T. DOMBAI 1946), marked progress in phytopalaeontology (P. GREGUSS 1954, G. ANDREÁNSZKY 1959, K. RÁSKY 1958, 1959, M. HAJÓS 1956, 1959, 1964, P. SIMONCSICS 1959, E. VADÁSZ 1963, 1964) and palaeobiology (G. KOLOSVÁRY 1949, 1950, M. KRETZOI 1950, 1951, A. TASNÁDI KUBACSKA 1958, S. VITÁLIS 1961) and new coal geological research projects directed by S. VITÁLIS (I. SZENTIRMAI 1962, 1965, T. PÓKA 1960, 1964).

The most significant synthesis in the research period in question was by L. BARTKÓ who submitted it as a dissertation for the academic degree of candidate for D. Sc. (1962). His work, his exemplary conduct and his youthful enthusiasm and self-forgetful efforts played a very great role in the launching by the Hungarian Geological Institute in 1968 of a detailed geological mapping and comprehensive study of the Nógrád—Cserhát area. Prior to this, during the preparation of the national geological map series on a scale of 1:200 000, the geological evidence of the study area was summarized in the explanatory to the Salgótarján mapsheet by K. BALOGH et al. (1966) and to the Budapest mapsheet by Á. JÁMBOR et al. (1966a).

7. Based upon the field surveys, performed between 1969 and 1970, the preparation of geological maps on 1:25 000 and of prediction maps on 1:50 000 scales in 1971 was directed by G. HÁMOR assisted by T. CZAKÓ, I. JANKOVICH and, subordinately, by Z. SIPOSS and GY. SZENTES. The work was substantiated by L. RAVASZ BARANYAI's mineralogical—petrographical, M. BOHN HAVAS malacological, I. KORECZ LAKY's and Á. NAGY GELLAI's foraminiferological, E. NAGY's palynological and M. HAJÓS diatomological studies backed by the reliable laboratory analytical facilities of the Geological Institute.

Upon request by the Geological Institute, mineralogical—petrographical analyses and technological tests were carried out by the Department of Mineralogy and Petrography of the Technical University of Heavy Industry (Miskolc) and the Scientific Research Institute for Silicate Industry (SZIKKTI), soil mechanical and petrophysical tests by the Bureau of Geology and Geodesy of the Nógrád Coal Mines (Salgótarján). *K/Ar* dating measurements were performed by KADOSA BALOGH at the Institute of Nuclear Physics (ATOMKI) (Debrecen). Airborne and surface magnetometric surveys by Mecsek ore Mining Enterprise (MÉV) and Hungarian Geophysical Institute "Roland Eötvös" (ELGI) respectively, also provided useful information.

In 1973, a geological map of the Nógrád—Cserhát area on a scale of 1:50 000 was published and a subsurface geological map series, scale 1:100 000, of Hungary (Börzsöny—Cserhát—Mátra—W Borsod) was plotted. In 1974, a Late Oligocene to Miocene palaeogeographic map series was plotted for the same quadrangle and on the same scale. The work was carried out with J. HALMAI's participation and with L. FORGÓ's excellent technical assistance in all stages of work.

Between 1967 and 1971, upon order by the Central Office of Geology, within the frame of the National Rare Metal Research Program, the Department of Petrography and Geochemistry of R. Eötvös University carried out, detailed petrographical-geochemical research primarily in the western Cserhát area, under I. KUBOVICS' direction and with T. BÁLDI's stratigraphy-oriented participation.

In 1971 the work was extended to a 1:10 000 and 1:25 000 scale geological survey of the Börzsöny Mountains. The experience obtained including the results of studies on the particular surface key sections and mapping boreholes, has largely contributed to the recognition of relationships and to the formation of an overall geological view of the study area.

This period of research history is characterized by the introduction in Hungary of new research methods (field surveys complemented with the interpretation of aerial photographs, efficient trenching and drilling, complex geological analyses and tests, *K/Ar* dating, technological qualification tests, up-to-date storage of documentary samples) and by an international cooperation providing a wide outlook. Internationally, the renaissance of Neogene research, the birth of a new regional Neogene stratigraphy as a result of interaction of scientists from various countries, added new dimensions to our work.

In this study the stratigraphic, palaeogeographic, tectonic and mineral exploration results of the work have been summarized. We have sought to get as far as the formulation of problems in every field, but the solution of the open questions requires further efforts.

Summarizing the above brief review—not in the last place with a view to its research policy implications—the following conclusions can be drawn:

a) Geological maps of the study area

— The research periods for the geological investigation of the study area lasted for 8, 40, 30, 10, 20 and 10 years respectively. Accordingly, the 10-year order of magnitude may be regarded as typical of the research history of a regional geological unit.

— The most efficient research method suitable for studying and evaluating an area, however large, in an interdisciplinary way, according to uniform principles, during a comparatively short time, though with a considerable input of funds is geological mapping.

Should this be done on the basis of carefully prepared and properly scheduled programs, with a considerable concentration of efforts, its duration is commensurable with that of mineral exploration programs [e.g. mapping by the Geologische Reichsanstalt of Vienna, 3 years; hydrocarbon exploration program of the Geological Institute, 4 years; reambulation, on a nearly identical scale (1:28 800 and 1:25 000, respectively), by the Institute, 3 years].

— The new geological surveys were carried out at about 70 or 40 year intervals. Considering this trend, the present-day surveys must meet, for a minimum of 15 to 25 years, the requirements for geological maps, in function of the depth of exposure and the detail involved. Therefore geological mapping should be developed, by means of technological tests to be run in parallel, up to the level of palaeogeographic and mineral resources prediction maps.

b) The role of scientific schools and workshops and their relation to the investigation of the study area:

From the very beginning on the major research institutions and research trends have been unanimous and firm in concentrating renewed efforts in order to attain progress in the geological understanding of the study area. Although varying in intensity, this endeavour has always been enough for the transfer of knowledge, achievements and in more than one case unprocessed materials from generation to generation. This can be traced quite distinctly in the activities of the Geological Institute, the National Museum and the universities. The best way to demonstrate the process in question is to take the example of geological mapping by the Geological Institute. Having inherited the task from the Geologische Reichsanstalt of Vienna, the Institute has striven to get on to its completion through strenuous efforts by J. BÖCKH, M. HANTKEN, F. SCHAFARZIK, Z. SCHRÉTER, J. NOSZKY SR, I. FERENCZI, F. HORUSITZKY, F. SZENTES, L. BARTKÓ and (may it not seem immodesty) G. HÁMOR.

Given the changes in the working place of the various scientists, it is more convenient to present the other schools in a thematical order.

The development of Hungarian palaeontology is closely linked with the palaeontological understanding of the area in question. Going as far back as the Austrian roots, let us support this statement by the results of TH. FUCHS, A. KOCH, J. NOSZKY SR, L. STRAUSS, L. BOGSCH, I. CSEPREGHY MEZNERICS and T. BÁLDI. At the same time, let us point out in particular, the work done at the Palaeontological Section of the National Museum.

A similar chain of development materialized in the works on igneous petrography by J. SZABÓ, F. SCHAFARZIK, R. REICHERT, A. VENDL, L. JUGOVICS, I. KUBOVICS, P. ÁRKAI and J. ANDÓ, based on studies in the Cserhát area. Bound for the most part also to the study area, the development of Hungarian mining geology and hydrogeology, as traceable in the works of S. SCHMIDT, I. VITÁLIS, S. VITÁLIS and GY. VITÁLIS, shows rather particular features.

c) The role and significance of the study area in the introduction of new research methods in Hungary.

Because of its varied geology, its abundant fossil record and some particular finds of worldwide fame, the study area may be regarded as the cradle of some research trends introduced for the first time here. The discovery of the “petrified tree” of Ipolytarnóc gave a great impetus to the in Hungary phytopalaeontological research which led to studies on plant megafossils (J. TUZSON, J. JABLONSKY, K. RÁSKY, P. GREGUSS, G. ANDREÁNSZKY—É. KOVÁCS, I. PÁLFALVY). It is from the study area that the first palynological syntheses were made (E. NAGY, P. SIMONCSICS) and up-to-date coal-petrographic studies (S. VITÁLIS, J. SZENTIRMAI) were carried out for the first time. It was the diatomite deposit at Szurdokpüspöki that inspired the launching and development of studies on Diatoms (E. CHENEVIÈRE and M. HAJÓS), the Ipolytarnóc finds having been crucial for progress in palaeobiology (O. ABEL, A. TASNÁDI KUBACSKA). The recent revival of foraminiferological research and its large-scale industrial applications (oil exploration) have also been linked up with this area (L. MAJZON).

Progress in technology has added new dimensions to the development of local research: the launching of hydrocarbon exploration in the mountainous regions was an important landmark in geophysical research (T. DOMBAI). Based on an excellent petrographic background, the requirements of quarrying industry provoked a marked development in engineering petrography (L. JUGOVICS, P. KERTÉSZ). It was here that systematic aerial photographic interpretation was first used in serial geological mapping (G. HÁMOR—T. CZAKÓ). Also the most complete radiometric K/Ar age scale of the Miocene has been established for this area (KADOSA BALOGH).

One cannot help admiring the wealth of information available from the Nógrád—Cserhát area as reflected by the chapters of its research history. Should our work have contributed just a few paragraphs to those chapters, filling some gaps in them (Miocene history of evolution, stratigraphy of volcanics, palaeogeography and tectogenesis, technological valuation and resource prediction for mineral raw materials), so the fellow scientists who are to follow us are hoped not to reproach us for our having also found a personal pleasure in doing this work.

The Miocene formations of Hungary overlie the Palaeo—Mesozoic basement with a hiatus (S Hungary) or they rest peneconformably on Late Paleogene (Oligocene) deposits (N Hungary). This is why it is difficult to draw stratigraphic boundaries in the latter area on a biostratigraphic base. To overbridge the difficulty, the regional stratigraphic nomenclature established for the Paratethyan area uses a transitional Oligo-Miocene stage (Egerian), though this represents geologically the regressive final member of the Oligocene sedimentary cycle. In this stratigraphic scale the Lower Miocene is represented by the Eggenburgian—Ottningian [24–19 mA *K/Ar* method], the Middle Miocene by the Karpatian—Lower Badenian [19–16 mA, *K/Ar*] and the Upper Miocene by the Upper Badenian—Sarmatian—Pannonian [16–10 mA *K/Ar*] stages or substages, respectively. The Miocene is overlain by hundreds of metres of Pliocene (Pannonian; Pontian).

The *Lower Miocene* deposits form a complete geological cycle (Supplement I). The compressive sub-phase of the *Savian orogeny* led to an *Eggenburgian* emergence of the Alpine hinterland in the west to southwest, while 1000 metres of continental, fluvial, coarsegrained detritus and variegated clay (Szászvár and Csatka Formations) were deposited in its foreland, in SW Hungary. As heteropic facies, marine littoral sands, sandstones (Budafok Sand Formation, “Larger Pectinid beds”) and open marine pelites (Putnok Schlier Formation; 400 m thickness; Zone NN 2) were accumulated in NE Hungary. Because of intensified uplift of the hinterland, the sedimentary basin at the end of the cycle was gradually filled up with deltaic and then continental to fluvial sediments (gravel, sand and variegated clay) (Zagyvapálfalva Clay Formation). On one of the bedding surfaces of this formation numerous of mammal and bird footprints and plant remains have been preserved (Ipolytárnóc beds).

The *Ottningian* sedimentary cycle proceeded in the same way, confined to a sedimentary basin of identical palaeogeographic position. The tensional subphase of the *Savian orogeny* produced new graben-subsidences, rhyolite tuffs that were erupted along the marginal faults of the grabens (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation; 100–200 m thick; 19.6 ± 1.4 mA *K/Ar* date). On the basal detritus of the cycle in W Hungary limnic, in the E oligohaline to paralic brown-coal seams were formed (Brennberg and Salgótarján Browncoal Formations respectively). The end of the cycle is indicated by continental fluvial accumulation.

During the Early Miocene the palaeogeographic connections were NW—SE oriented (Fig. 4). Atlantic and Indopacific marine faunas were mixed up in the N Alpine molasse foredeep—Vienna Basin—NE Hungary—Transsylvania—Caucasus belt.

The *Middle Miocene* is constituted by two complete geological cycles, too. The position of the sedimentary basin, however, was perpendicular to the former. The *Styrian orogenic* phases, with the subsidence of the Dinarides, resulted in opening communication with the Mediterranean Basin. Consequently the transgression proceeded from the SW to the NE (Fig. 5) up to the Carpathians already emerged. The Karpatian sedimentary cycle is constituted by oligohaline basal beds [Congeria, Oncophora (Rzehakia) beds], by 400-m-thick littoral conglomerates, sandstones (Ligeterdő Gravel Formation, Budafa Sandstone Formation, Egyházasgerge Sandstone Formation) and openwater molasses (Tekeres Formation, Garáb Schlier Formation; Zone NN 4) and terminal shallow-water Bryozoa—Balanus-bearing reefal accumulations (Fót Formation) (a total of 1000 to 1500-m-thickness).

The end of the cycle is marked by local andesite volcanism and nationwide rhyodacite tuff (Tar Dacite Tuff Formation) volcanism (16.4 ± 0.8 mA *K/Ar* date).

The next *Early Badenian* cycle is characterized by repeated transgressions, basal beds and open marine clay to claymarl deposition (Badenian Clay Formation; Zone NN 5), with terminal oligohaline to paludal browncoal (Hidas Formation, Várpalota Browncoal Formation) in the W and 3000 m of regional andesite volcanics (Mátra Volcanic Formation; 14.5 ± 0.4 mA *K/Ar* date) in the E.

The Middle Miocene fauna is of Mediterranean character. Pectinidae, Uvigerina, Heterostegina and Lagena are richly represented. The emergence in the surrounding areas at the end of the cycle resulted in the formation of lagoonal evaporites (E Slovakia, Transylvania).

The *Upper Miocene* sequence represents one geological cycle. During *Leithaian orogeny* the Alpine—Carpathian range went on uplifting. With the final emergence of the Dinarides, the Mediterranean connections of the Carpathian Basin were lost. At the same time, a new connection came into being, this time with the Aralo-Caspian Basin in the SE (Fig. 6).

The sedimentary cycle that followed the subsidence of the Pannonian Basin is characterized by *Upper Badenian* transgressive and unconformable, reefacies “Leithakalk” (Rákos Leithakalk Formation) and pelitic formations (Zone NN6). The *Sarmatian* is represented by oligohaline coarse-grained limestones (Kozárd and Tinnye Formations) and argillaceous marls (a total of 300-m-thick). The *Pannonian—Pontian* is characterized by oligohaline to lacustrine, intramontane molasse-like fine sands and clays (1500 m). During the filling-up of the basin the mediterranean marine fauna was replaced by brackish-water Aralo—Caspian and then by endemic *Congeria—Melanopsis* faunas. In Late Miocene time, during the Sarmatian, the andesite—rhyolite volcanism reached its point of culmination. Its products exceed 2000 m in thickness in the NE part of the country.

Miocene tectogenesis was controlled by the afore-mentioned orogenic phases. The present-day structure forms however, were brought about by the post-Pannonian *Rhodanian* orogenic phase. This produced a fault—graben—and—horst megastructure of mostly EW—SE strike and slightly folded forms to which reverse fault thrust-sheets (imbrications) are added at the margins.

STRATIGRAPHIC DESCRIPTION

Lower Oligocene

Kiscellian Stage

Kiscell Clay Formation

The Kiscell Clay Formation has no outcrop in the study area, though M. HANTKEN (1878) considered the argillaceous sediments around Sóshartyán and Becske to represent the higher part (with no *Clavulinoides szabói*) of what he called the “Kisczelli tályag”*—a standpoint which F. SCHAFARZIK (1892) adopted for the Kishartyán area, too. A hydrocarbon-exploratory well, Nagybátony I, was the first to disclose the formation.

On the basis of his study of the Foraminifera from this borehole and of his stratigraphic evaluation L. MAJZON in 1940 (1949) assigned the interval between 401.5 and 1537.0 m (bottom of the hole) to the Rupelian. The upper, 401.5 to 1456.2 m interval of the borehole was subdivided, according to carbonate content and grain size composition, into horizons a, b, c, by K. KULCSÁR. From among the foraminiferal horizons he had established on the basis of drilling materials from Bükkszék (L. MAJZON) could identify only the 5th horizon, that “with no Foraminifera”, between 1456.2 and 1537.0 m. This “non-foraminiferal” argillaceous marl was placed by L. BARTKÓ in the “Tard” horizon of the Lattorian stage. The name Kiscell Clay Formation was introduced (outside the study area) by T. BÁLDI, M. HORVÁTH and A. NAGYMAROSI (1973).

The formation consists of bluish-grey and grey, soft or harder argillaceous marl, clay, blackish grey shaly clay, sandy clay and argillaceous marl, with hard marl, marly sand, sandstone and tuffaceous (or tuff) interbeds. The data of boreholes exposing the Kiscell Clay Formation are summed up in Table 3.

The average lithological composition based on the statistical evaluation of borehole Nagybátony I is: mudstone 90.7%, sand 8.2%, tuffaceous intercalations 1.1%. The rocks in question are thick-bedded, even for the thinner sandstone interbeddings an average thickness of 2.3 m has been measured. The volcanic interbeddings will be discussed later in this work.

On evidence of the samples taken at intervals from boreholes Sóshartyán I and Nagybátony 324/I (this one for water), the formation contains a total of 103 foraminiferal species (Table 4).

From the sample of the 1070.0 to 1075.0 m interval of borehole Sóshartyán I, E. KRIVÁN HUTTER determined the following sporomorphs:

Monocolpopollenites tranquillus (R. POT.), *Inaperturopollenites hiatus* (R. POT.) PF. et TH., *Pityosporites* sp., *Triatriopollenites coryphaeus microcoryphaeus* (R. POT.) PF. et TH.

The boundaries of the formation in the study area are still unknown. It is overlain by the Szécsény Schlier Formation.

The data about the extension of the formation are incomplete. In the W it is known in the Central Range area, in the N as shown by drilling at Szécsény, it is still represented, its natural boundary being provided probably by the crystalline basement. In the E and S its boundaries are uncertain. Its thickness in the study area is estimated at 800 to 1200 m.

Upper Oligocene

Egerian Stage

Szécsény Schlier Formation

The rocks assigned to the Szécsény Schlier Formation were noted already during the first geological survey by F. ANDRIAN (1867) and C. M. PAUL-W. GÖBL (1866b). In compliance with the conditions of exposure and the opinion of the time, they were referred to as “lowermost sandy clay, sandstone; marine stage”. C. M. PAUL (1866) called special attention to the high mica content of the rocks. He considered the dark grey and hard rock

* “Kisceller Tegel”, “Kisceller Loam”

contact-metamorphosed by the Karancs Andesite to represent a "shale of Kulm facies" similar to its counterpart in the Bükk Mts area. On account of the lithological similarity, M. HANTKEN (1878) referred to its beds around Becse village as »"Kiscell Loam" (Clay) with no Clavulinoides szabói«. J. NOSZKY SR (1912a) mentioned the formation as "Upper Oligocene marl and sand", Z. SCHRÉTER (1937) as "Chattian schlier (apoka)", I. FERENCZI (1939) and F. HORUSITZKY (1937) as "Upper Stampian or Chattian schlier", L. BARTKÓ (1967) as "sandy marl (Oligocene schlier)". L. MAJZON called attention to the abundance of Bathysiphon—Cyclamina—Marginulina species in the Chattian "schlier". T. BÁLDI (1966, 1971) introduced the terms "amussium-bearing schlier" and, eventually, "Bathysiphon facies of the Szécsény Schlier". The present writer (G. HÁMOR, 1973c) mapped the fine-sandy clays and Amussium—Bathysiphon-bearing argillaceous marls as "Egerian schlier sequence".

The bulk of the formation is composed of grey, less frequently greenish-grey or dark grey silts, argillaceous silts and fine-sandy silts. Subordinate intercalations of clay-, fine- to small-grained sand- and loose sand are observable, too.

The average *lithological composition* based on the statistical evaluation of 675.1 m of core material from a total of 10 boreholes is: clay 15.1%, silt 76.1%, sand 8.8%.

The argillaceous beds are characterized by high mica content appearing, along the bedding planes, as a coat of silky lustre. In rare cases, the rock contain pyrite concretions of 0.5 to 1 cm size. Hence, because of the limonitic weathering, the rock in outcrop is of yellow to yellowish-grey colour with yellow mottles. The sands consist of overwhelmingly well-sorted, poorly rounded quartz and quartzite grains cemented by clay. Some sandstone beds are glauconitic, of greenish-grey colour. The carbonate content is around 2.5 and 5.5% in the sand beds and around 3.0 and 15.0% in the argillaceous ones.

The texture is generally compact, homogeneous, crumbling as that of marls conchoidal fracture being scarce. The only features breaking the monotony of this thick-bedded rock is the banded lamination with individual laminae of 1 to 2 cm thickness, by the "raindrop marks" observable on some bedding surfaces (boreholes Becske 2, Fót 1) and by the traces of slumping appearing at 20 to 50 m intervals (boreholes Bér 1, 2, 3). These traces can be observed, in general, in the same areas, where glauconitic interbeddings abound.

Textural features are due in some places to the fossil content. Worm-tracks filled with a micaceous fine sand by one order of magnitude coarser than the host rock and "ichnofossil traces" left by some organism impossible to identify, though probably mud-feeders, are conspicuous, though rather rare, in the sedimentary sequence.

Megafossils are poor and scarce: smaller, shelled representatives of Amussium, fragments of Modiolus (?), external moulds of Nucula, Macoma and Moerella, occasionally single ahermatypic corals and fishscales occur on the surface.

Megafossils thus far recorded from the study area (L. BARTKÓ, 1962) are:

Odontocyathus perarmatus TYLLAV., *Stephanophyllia* cf. *elegans* BRONN., *Flabellum cristatum* MILN.—EDW., *Flabellum tuberculatum* KEFERSTEIN, *Flabellum pavonium distinctum* E. et H., *Leda* cf. *pellucidaeformis* R. HÖRN., *Solemya* (= *Solenomya*) *doderleini* MAY, *Pinna* aff. *deshayesi* MAY, *Amussium corneum* (SOW.), *Pirula* (*Ficula*) *condita* BRONG., *Aturia aturi* BAST.

The microfauna is more characteristic: the representatives of Bathysiphon, fragments or cross-sections, are observable over an interval of several metres in the deposit. In the course of years, various authors identified a total of 97 foraminiferal species from the formation (Table 5).

Because of lack of information, it is not possible to draw the boundaries of the formation in the study area. The only thing known is that the formation overlies the Kiscell Clay Formation, but neither the boundary, nor a transition between the two formations is accessible to study. In practice the boundary can be recognized by changes in rock hardness and texture and by a sudden decrease in the number of foraminiferal species. The upper formation boundary is drawn, in terms of lithological statistics, at the appearance of non-argillaceous, glauconitic sandstones. In the light of outcrop and drilling data and of our own experience, such a delimitation is readily feasible.

The formation developed uniformly far offshore in an open marine environment and, as suggested by T. BÁLDI, in a sedimentary basin more than 50 m deep. Filled up previously over a large area, the even bottom accommodated a poor burrowing and deposit-feeding fauna. Sea currents producing sand bars and provoking slumpings seem to have developed only in the northern part of the study area which may have had a more uneven bottom.

Outcrops of the formation in the study area are to be found in the vicinities of Sósartyán, Nógrádmegyer, Bercel and Bér. Moreover, it has exposed by the boreholes listed in Table 6. The area of the formation is bounded by the Nagymaros—Budapest line in the W, the basement frame in the north, the southern and eastern limits of its extension being unknown.

The formation has an estimated thickness of 400 to 600 m. Its type section has been provided by boreholes Bér 1 and 2.

References to Palaeogene volcanism in the literature devoted to the study area and its extended neighbourhood are but a few sporadic remarks.

J. NOSZKY SR (1912a) dated the Karancs Laccolith as coeval with "the beginning of the first marine period of the Early Mediterranean" or more precisely, with the deposition of the glauconitic sandstone. In the light of the preceding chapter, the rocks involved are certainly those of the Pétervására Sandstone Formation. The rhyolite tuff ejecta interbedded with Upper Oligocene sands and sandstones in the northern Mátra were mentioned by the same author (J. NOSZKY SR 1926). In his description of the Chattian deposits of Istenmezeje, F. SZENTES (1943b) recorded a Fuller's earth intercalation between marly sandstone beds in Member B of the Chattian sandstone. In Member F on the Gegy-hegy at Cered village, he observed 1 to 2-cm-thick light biotitic tuff bands interbedded with the upper thick-bedded, micaceous sandstone. In the Rupelian foraminiferal argillaceous marl sequence intersected by borehole Nagybatony I (Fig. 7). L. KULCSÁR and L. MAJZON (1941) listed, from the interval of 1013.1 and 1528.5 m, 13 beds of "andesite tuff", "hard argillaceous tuff", "argillaceous tuff" and "sandstone with andesite tuff" attaining a total of 13.1 m in thickness, the individual beds varying between 0.3 and 2.6 m, as given in the original description of the strata.

L. BARTKÓ (1962) also believed that the age of the Karancs Andesite is problematic, but he took a resolute stand in favour of an Oligocene volcanic activity. He called attention to the abundance of biotite in the glauconitic sandstone bed of the 140.0 to 260.0 m interval of borehole Somoskőújfalu 3. In that part of the borehole intersecting Rupelian deposits, between 1200.0 and 2232.3 m, in turn, he observed an interbedded microhologrystalline—porphyric, garnet-bearing biotite-hornblende andesite layer attaining a total thickness of 224.0 m. On the surface north of Lucfalva village, in the vicinity of Karancsalja, he recorded benthonitic rhyolite tuff interbeddings and, from the artesian well of the steam bath on the Somlyó-hegy of Salgótarján, at Karancslapujtő, he observed biotitic, tuffaceous sandstones.

These data are complemented with information on sands with pumice debris in the 18.5–21.2 m interval of survey borehole Nógrádmegyér 3 intersecting the Pétervására Sandstone Formation as well as with a tiny outlier of biotitic tuff and tuffite found at a depth of 48.6 m in borehole Nógrádmegyér 2.

Curiously enough, as shown by a mineralogical and petrographic study of the Pétervására Sandstone Formation (Department of Mineralogy and Petrography, Technical University of Heavy Industry, Miskolc), about 30% of the samples analyzed contain some biotite. Having extended our observations of this kind to a larger area, we did find evidence of Oligocene volcanism in the Börzsöny Mts (G. HÁMOR–B. NAGY–G. NAGY, 1973) and in the Eger—Novaj area too. Information concerning the exact age, character and eruption centres of that volcanism is still rather incomplete, suggesting repeated eruptions (possibly far away) to have taken place along fault systems of ENE—WSW strike.

Pétervására Sandstone Formation

F. S. BEUDANT (1822) was the first to call attention to "quartzose, yellowish micaceous sands" exposed over a large area north of the Mátra. These were referred to as "marine sands and sandstones" by O. HINTERHUBER (1866) and C. M. PAUL–W. GÖBL (1866a), as "Upper Oligocene (Aquitanian) sands and unconsolidated sandstones" by F. SCHAFARZIK (1892) and as "crossbedded glauconitic sandstones" assigned to the Lower Mediterranean by J. NOSZKY SR (1912a). Changing his opinion, he placed, in 1923 the lower part of the sequence, then, in 1926, the entire glauconitic sandstone series, in the Chattian stage.

F. SZENTES (1943b) subdivided the Chattian into schlier (A) and overlying B, C, D, E and F horizons, separating the lower (D) and upper (G) horizons of what he called "glauconitic—argillaceous sandstone varieties". L. BARTKÓ (1962) took the sandstone sequence to represent the upper horizon of the Chattian. T. BÁLDI (1973) considered the lower part of the formation, the "Egerian glauconitic sandstone" as a heteropic facies isochronous with the schlier. His view was earlier shared by the present writer, too (G. HÁMOR, 1972).

The formation under discussion consists of fine- and small- to medium-grained argillaceous sands, silty sands and unconsolidated or compact sandstones of similar grain size and of yellow to greyish-white colour, when exposed and grey to greenish-grey when wet as freshly extracted. Coarse-grained sandstone-, gravelly sandstone- and gravel intercalations of a few dm size are sporadically observable. From the lower part of the formation in borehole Nagybatony I "traces of lignite" are reported.

The average *lithological composition* based on statistical evaluation of 427.0 m of core from 6 boreholes is: clay, silt 0.0%, sand 99.7%, gravel 0.3%.

Within the sand grain class, the ratio of sand to sandstone is 2:3, at some places 3:2. Mudstone is present just as an accessory element, as matrix, but it does not appear as an independent layer. This circumstance is reflected by the results of technological tests according to which the decantable 0.02 to 0.005 mm \varnothing fraction accounts for 3 to 10 weight %.

The mineralogy of the sand fraction is characterized by the predominance of quartz, by the presence of garnets (almandine—grossular) and muscovite. The mafic constituents (including biotite) are enriched in some

beds. Of the clay minerals, kaolinite, or less frequently, illite—kaolinite prevail in the study area. The bulk of the sands is medium- to small-grained, well-sorted, and unrounded. The carbonate content varies between 6 and 8%, in some sandstone beds it may be higher, 15 to 25%. Noteworthy is the glauconite content of the formation: It seems to appear irregularly in both the looser and the more compact beds, in accordance with the random pattern of transport and deposition by currents. According to L. BONDOR (1960), the glauconite of the more argillaceous facies she took to be Middle Chattian is authigenic, while that occurring in the Upper Chattian (yellow, cross-bedded) rocks is allothigenic. In our own experience, glauconite visible to the unaided eye is not too abundant in the formation. In the vicinity of Szorospaták at Kazár village, single glauconitic intercalations are observable at 5 to 15 m intervals, in the neighbourhood of Nógrádmegyer—Sóshartyán, at 25 to 30 m intervals.

Quantitative data are given in Table 7, too. The grain size of small and fine sands is given in particular, because these are the grain fractions, as shown by the separation tests, in which glauconite gets enriched.

Some of the glauconite seems to be really authigenic, though the possibility that the chlorite content is responsible for the green colour of some of the rocks cannot be precluded. In this case, however, the decrease of glauconite is proportionally to the increase of biotite would be explainable. Along with testifying to an allothigenic origin, the biotite content may possibly serve as direct evidence of the alleged Palaeogene volcanism as well. It is noteworthy however, that, in the coarse-detrital intercalations, fragments of green chlorite-schist of 0.2 to 0.8 cm size also occur (borehole Bárna 1). Accordingly the problem requires further scrutiny in order to be settled.

The rocks constituting the formation are generally thick-bedded (4–8 m) (Fig. 8). The stratification in the lower member is not too distinct—there is a grading in lithology at the contacts between subsequent beds. Exception to the rule is represented by some calcareous sandstone beds or gravel intercalations. The bedding planes of these are usually well delimitable, the thickness of the individual beds or intercalations varying between 20 and 60 cm. Lenses or concretions are quite common. These may often attain 3 to 5 m³ in size or even more, producing characteristic morphological features. Their contact is indicated by a change in carbonate content rather than in grain size. Stratification is much better developed in the rocks of the higher member. Diagonal, parallel or curly bedding types are common. In some places, because of the loss of 1 to 2-mm-thick silt intercalations to weathering, lamination is observable. This manifests itself as banded stratification when viewed on drilling cores (borehole Kazár 511). Traces of slumping in argillaceous to fine-sandy rocks and the so-called “hieroglyphs” visible in the bottom side of the bedding surfaces are scarce. The cyclicity of the sequence of the formation recalls that of the mollassoid sedimentary sequences.

The formation is poor in fossils. They are represented by scarce fragments of plant remains only. Megafossils are practically absent. The rather scant foraminiferal fauna is listed in Table 8.

The lower boundary of the formation was discussed in the chapter devoted to the Szécsény Schlier Formation. The upper boundary may be drawn with the appearance of megafossils of Eggenburgian—Loibersdorffian type (usually together with basal detritus) in the profiles of Nagybatony—Szorospaták, Kazár, Salgótarján—Inászó and Bárna.

The palaeoenvironmental conditions during the deposition of the Pétervására Sandstone Formation were different from those of the Szécsény Schlier Formation. The relative relief energy suddenly increased and this resulted in large-scale material supply to the sedimentary basin. The depth of the basin, in want of palaeontological data and relying upon the scarcity of cross-bedding, cross-lamination, submarine erosion surfaces (frequency of repeated redeposition) and slumping features, may be estimated at 10 to 30 m (at most 50 m). The alluvium of distant rivers was spread by permanent and comparatively vigorous sea currents. The depositional environment was a near-shore, shallow-water one with periodically emerging sand bars of kilometer magnitude. The agitated water facilitated the precipitation of carbonate.

Outcrop of the formation in the study area can be studied in the Nagybatony—Szorospaták valley, in the vicinity of Maconka and Sóshartyán. Its classical area lies farther E, in the neighbourhood of Bárna—Cered—Pétervására—Nádújfalu. Well-studied in the afore-mentioned areas, its extension boundaries, especially in S Slovakia, require further studies.

Based on a very small number of boreholes (Table 9), and on our calculations, the thickness of the formation increases from 200 to 600 m northwards. Its type section has been taken from boreholes Nagybatony 324/I and Somoskőújfalu 3 (Fig. 10 and 11).

Becske Formation

Rocks assigned to the Becske Formation have been an object of controversies concerning the Oligocene—Miocene boundary. These were provoked by the scarcity of mining-data, the poor exposure, the intricate tectonic setting, the “marginal” geographical position in the surveys and, finally, the concentration of complicated facies transitions around Becske locality.

The series of errors and misunderstandings is all the more remarkable since the observations are for the most part conformable. Their interpretation however has fallen prey to the efforts of individual scientists seeking to synthesize the entire territory by following (strictly) identical principles. The roots of the problem are: whether the browncoal of Becske (Szanda, Herencsény, etc) is isochronous with that of Salgótarján; whether it is overlain

by the Chlamys beds “Aequipecten beds” or the Chlamys beds of Salgótarján and whether the rhyolite tuff is absent (and if so, why) in the sequence?

Already the first mappers, G. STACHE and J. BÖCKH (1865), did distinguish between “lignite” of Szandavár-ja and Herencsény and “coal” of the Salgótarján area, when representing them on their maps. J. BÖCKH (1866) was the first to mention, in a special study, the interbedded marine sand, clay, sandstone and browncoal layers of Herencsény which, according to STACHE, are situated above the Cerithium margaritaceum Horizon.

M. HANTKEN (1878) discussed the coal of Becske and that of the Salgótarján area separately. He stated that the coal of Becske is underlain by the “Kisczell clay” and overlain by „sandstone and conglomerate”.

J. NOSZKY SR (1912a, 1914) was the first to identify the coals with the browncoal of the Salgótarján area, because of the identity of the overlying beds although he pointed out the absence of rhyolite tuffs. Later he recorded the contrary of his earlier statement (1926, 1931, p. 170): “... the so-called “Becske” or circum-Szanda coal seams ... are older than their Salgótarján counterparts.”

I. VITÁLIS (1935) took the browncoals of Becske, Szandavár, Nógrádsipek and Lóc to be of Upper Oligocene age, pointing out that “these coals are still being mistaken for the Lower Miocene coals of a Salgótarján area taken in the strict sense” (p. 298–299). At the same time, the coal of Kiskér was identified by him with that of Salgótarján, probably in the light of the results of the activities carried out by Z. SCHRÉTER (1937) in the years 1929 to 1932, but he assigned to these a probable Lower Miocene age. He was the first to mention the underlying gravel and sand sequence as well as the representatives of the species *Congerina clavaeformis* Krauss from the overlying beds.

I. FERENCZI (1939) marked the time of formation of the browncoal of Becske as corresponding to the Stampian sedimentary cycle ending with *Helix*—*Cyrena*-bearing deposits, agreeing with E. VADÁSZ (see 1 c), who believed the coal of Herencsény to be of Upper Oligocene age.

Completely ignoring the actual situation and perhaps seeking to eliminate the contradictions, maybe under the distressing influence of devotion, to authorit J. NOSZKY SR (1940a), in his final summary (p. 73–74), distinguished “the Becske coal deposit of Helvetian age extending almost up to Kiskér from the normal Salgótarján—Sajó Valley Aquitanian”.

F. HORUSITZKY (1942) placed the sequence back to its upright position. He assigned the coals of Becske and Szátok to the terrestrial Oligocene—Miocene boundary formations, i.e. beneath the Salgótarján seams taken to be of Aquitanian age. The “only fly in the ointment” of his otherwise quite logical system is that he invariably believed the seams of Szanda to be identical with those of Salgótarján.

Referring to Becske, I. CSEPREGHY MEZNERICS (1956a) pointed out quite clearly that “... coal-bearing traces older than the Salgótarján counterparts” are being dealt with.

L. BARTKÓ (1962) and E. VADÁSZ (1960) assigned the Becske coal deposit to the Upper Oligocene. T. BÁLDI (1973), with a view to the overlying beds, attributed to it, an Ottangian age (Upper Burdigalian—Helvetian s. str.) identifying the deposit again with the “blanketing seam” of Salgótarján.

G. HÁMOR (1973), while mapping the area, considered the deposit the regressive terminal member of the Egerian stage (Oligocene), referring to it as the “browncoal measures of Becske”.

In the light of detailed field survey results and of the boreholes put down for the solution of the problems, the Becske Formation is described as follows.

The formation has been named after Becske village (Nógrád County, northern Hungary) located in the valley of the Galga river. The use of this name is justified partly by priority (J. NOSZKY SR 1927), partly by the fact that, because of their problematic position, the formations involved have been studied thoroughly by many geologists and that the name, as an unspecified notion, has found wide acceptance in Hungarian geological literature.

The proposal is motivated by the facts that this formation is readily mappable, easy to distinguish from the under- and overlying beds by various methods, it represents a sedimentary sequence of importance both as far as the geohistory and palaeogeography of the study area and the regional Oligocene—Miocene boundary are concerned. The immediate vicinity of the type locality has been explored by seven cored boreholes and by a number of minor mining units now already abandoned. Its boundaries can be well established.

The formation is constituted by grey to greenish-grey, for the most part fine to small-grained sands, argillaceous sands and fine-sandy silts and siltstones of varying amount and by subordinate greenish-grey plastic clays (“pottery clay”, “refractory clay”), carbonaceous clays, sandy gravels and pure gravels with interbedded clayey browncoal seams and stringers.

The average *lithological composition*, as based on the statistical evaluation of 576.6 metres of core from a total of 10 boreholes is: clay 11.6%, silt 36.3%, sand 38.7%, gravel 13.3%.

The gravel beds of the formation consist of grey to dark grey quartz pebbles, generally 0.5 to 1.0 cm, less frequently 2 to 4 cm, in grain size. The pebbles are usually well to fairly rounded. The matrix is sand, less often unconsolidated sandstone. The sand in the sequence varies in grain size, being more frequently medium to coarse-grained, of fair to poor sorting, at the base. The composition is dominated by quartz, with a lot of white feldspar grains in the 154.6 to 164.0 m interval of borehole Szanda 3, glauconite grains being observable elsewhere, too (Fig. 12).

The upper part of the formation includes, as a rule, fine to small-grained, compact sand beds silky to the touch and of high muscovite content, locally with traces of roots.

Rocks of silt grain size are found in a quite peculiar development: grey well-stratified, argillaceous, micaceous, fine-sandy silt with "raindrop-traces"; dark grey to brownish-grey, compact, argillaceous silt of conchoidal fracture with finely dispersed organic matter; greenish-grey lime-nodular, argillaceous silt with interbedded layers of freshwater, calcareous marl.

Added to the sequence, mainly near the coal seams, are greenish-grey plastic clays, carbonaceous clays and greyish-white—or, in borehole Nógrádsipek 2, reddish-brown—finely micaceous "refractory" clays with scattered plant casts (Fig. 12).

As tested in SZIKKTI's laboratories, the argillaceous rocks from borehole Szanda 1 consist mainly of montmorillonite and, subordinately, of illite; those from borehole Szanda 2, predominantly of montmorillonite and, finally, from borehole Becske 1, of illite and kaolinite, a part of them may be regarded bentonite.

Coal varieties are represented by argillaceous (less frequently with wood remains) browncoal and thinly laminated, carbonaceous clays. The individual seams are 0.2 to 1.4-m-thick with an average of two seams in the sequence, irrespective of the finely laminated detritus washed together.

The rocks are usually well-stratified. The changes in lithology at the contacts are quite distinct. The alternation of fine-sandy and argillaceous deposits results in a banded stratification (borehole Szanda 1 and Nógrádsipek 2).

The rocks in question are rather poor in organic remains. The coalified plant remains (parts of leaves and stalks, traces of roots) are unsuitable for a more exact determination.

Foraminifera are extremely scarce in the boreholes studied (Becske 1, 4, Szanda 2). Alone in borehole Becske 1 did Á. GELLAI find one *Cibicides* sp. and one specimen of *Eponides haidingeri* (D'ORB.) was found by I. KORECZ LAKY in the 94.5 to 96.0 m interval of borehole Szanda 3. These both are allochthonous finds. The most complete series was intersected by borehole Szanda 3, in which a *Congeria coquina* cemented by grey clay was intersected between 120.8 and 122.5 m. The *Congeria* are identifiable with the *Congeria clavaeformis* KRAUSS specimens found by Z. SCHRÉTER (1937) in the old mine workings (Plate I) accompanied by large *Unio* sp.

Indeterminable fragments of mollusc shells occur in the sandy lumachelles intersected in the 136.4–136.8 m and 138.6–139.4 m intervals of borehole Szanda 3. The exposure of the *Helix*-bearing beds at Becske referred to by I. FERENCZI (1942) has since been lost due to road construction.

The geological constitution of the Becske Formation may be summarized as follows (Fig. 12). The lower member is characterized by 40 to 50 m of mainly fluvatile sand, sandy gravel and silt (the "coal-underlying sands and gravels" as referred to by Z. SCHRÉTER 1937); the upper member by a 70 to 90-m-thick sedimentary sequence of freshwater—paludal—lagoonal (estuarine) facies including browncoal seams and clays, silts and fine sands with coalified plant remains. In boreholes Szanda 3 and Nógrádsipek 2, coarser-grained sands, gravelly sands and silt-banded sands reappear suggesting increase in the supply of detrital material. The total thickness of the formation is estimated at 110 to 140 m.

The lower boundary of the formation: can be drawn above the Bathysiphon-bearing claymarls and silts of the Szécsény Shlier Formation with the appearance of the coarse-grained deposits, where the marine mega- and microfaunas disappear. In Nógrádsipek 2 (hypostratotype of the lower boundary) an emergence at the end of the cycle is indicated by some transition in lithology: upper part of the grey micaceous Bathysiphon-bearing silts cut between 300.0 and 262.5 m contains a gradually increasing amount of fine sand and grades into the first fine-grained and then small-grained, argillaceous, slightly glauconitic sands of the 262.5–247.3 m interval. This rock shows peculiar mud cracks, which, coupled with an increase in sand grain size, are certainly indicative of a relative emergence. Next to follow (with an apparent conformity) are 2.0 m of greenish-grey, poorly sorted, clay-cemented, small to medium-grained fluvatile gravel. This is followed, in turn, by 2.5 m of reddish-brown silts (variegated clay) heralding already a typically continental regime.

The unconformably overlying beds are rather diversified (Eggenburgian, Karpatian and Badenian formations).

To settle the dispute, let us present the profile of the gravel pit of Délkút near Becske a complemented with the lithological log of borehole Becske 4 put down in the quarry-yard (Fig. 13). The profile illustrates the eastern face of the quarry as of 1974. Exposed in the quarry are the same overlying beds which, around 1937, were accessible only through the workings of the coal mine. This was whence S. VITÁLIS collected the marine fauna determined by F. HORUSITZKY (1942) which eventually became the source of much debate in the subsequent years. In the light of the profile (Fig. 13) it is quite clear that the Becske Formation is unconformably overlain by the Karpatian Chlamys-bearing conglomerates, sandstones and schliers with the interbedded "Middle Rhyolite Tuff" as discovered by T. BÁLDI (1973). This observation of ours is supported quite convincingly by the boreholes Szanda 3 and Nógrádsipek 2 which exposed the same profile (Fig. 12).

In the study area the formation is traceable in outcrop in the vicinity of Becske, Ordaspuszta, Szandaváralja and Kiskér (now: Pusztakiskér). Its easternmost occurrence is in the valley S of Piliske-hegy at Sóshartyán, at the mouth of the old adit Sóshartyán I.

The area of the formation, of course, is much larger. It extends up to the line of Rimóc—Felsőtápuszta—Nógrádsipek—Nógrádmárcal in the N and through Érsekvadkert—Szátok—Tereske, as far as the Börzsöny area

(Diósjenő, Nógrád, Nógrádverőce) in the W. Its lateral transition into the Pétervására Sandstone Formation farther east and into the Kovačov Formation farther west is likely.

The profile of borehole Szanda 3 is proposed as the stratotype of the Formation (Fig. 12). Its combined geological log is as follows:

| | | |
|----------------|--|-------------|
| 0.0 to 23.6 m | Quaternary | } Karpatian |
| 23.6 to 74.0 m | <i>Garáb Schlier Formation</i> | |
| 74.0 to 87.5 m | <i>Egyházasgerge Sandstone Formation</i> | |

Becske Formation

Upper Member

| | |
|------------------|---|
| 87.5 to 94.2 m | grey, glauconitic, micaceous, coarse-grained sand |
| 94.2 to 106.4 m | grey, strongly micaceous, fine-grained sand |
| 106.4 to 110.6 m | grey, small-gravelly, poorly sorted, clay-cemented sand of varying grain size |
| 110.6 to 118.0 m | grey, fine-grained sand |
| 118.0 to 120.8 m | grey, compact, finely micaceous silt of conchoidal fracture |
| 120.8 to 122.5 m | grey, silt-cemented "Congeria coquina" (<i>Congeria clavaeformis</i> KRAUSS) (Fig. 14) |
| 122.5 to 123.1 m | dark grey, compact, finely distributed silt with coalified plant remains |
| 123.1 to 123.6 m | argillaceous browncoal |
| 123.6 to 124.0 m | grey, micaceous, fine-sandy silt with coalified plant remains developing with gradual transition from the underlying beds |
| 124.0 to 125.3 m | grey, compact bentonitic clay with some coalified plant remains |
| 125.3 to 127.7 m | grey, small- to fine-grained sand with a lot of coalified vegetal detritus in its middle part |
| 127.7 to 128.5 m | brownish-grey, compact, argillaceous silt with finely distributed organic matter |
| 128.5 to 136.4 m | light grey, fine-sandy silt at 132.5 and 134.8 m with 2–3 cm of argillaceous, thinly laminated browncoal, elsewhere, with scattered coalified plant remains |
| 136.4 to 136.8 m | grey, poorly sorted, fine- to small-grained sand with a lot of Mollusca shell fragments |
| 136.8 to 137.0 m | dark grey, carbonaceous silt |
| 137.0 to 138.6 m | grey, micaceous, fine-grained sand |
| 138.6 to 139.4 m | Mollusca coquina with an arenaceous matrix |
| 139.4 to 140.6 m | yellowish-greyish-green, argillaceous, thinly laminated silt |
| 140.6 to 143.4 m | grey, plastic, carbonaceous clay with 30 cm of argillaceous browncoal between 141.4 and 141.7 m |
| 143.4 to 146.4 m | greenish-grey, lime-nodular, argillaceous silt |
| 146.4 to 147.4 m | yellowish-grey, freshwater calcareous marl |
| 147.4 to 150.7 m | grey, fine-grained sand |
| 150.7 to 153.5 m | grey, medium to coarse-grained sand |
| 153.5 to 154.6 m | light grey, argillaceous silt |

Lower Member

| | |
|------------------|--|
| 154.6 to 164.0 m | grey, medium to coarse-grained feldspar-containing sand |
| 164.0 to 165.2 m | light grey, yellow-mottled, bentonitic clay |
| 165.2 to 166.0 m | grey, lime-cemented, fine-grained sandstone |
| 166.0 to 171.0 m | grey, small to coarse-grained sand |
| 171.0 to 174.6 m | grey, sandy gravel and gravelly sand |
| 174.6 to 189.4 m | grey, medium to coarse-grained sand with an intercalation of silts with plant remains at 179.0 m |
| 189.4 to 202.0 m | grey, coarse-sandy small gravel with larger pebbles of 1 to 4 cm Ø |

(bottom of hole)

On evidence of a rather small number of boreholes (Table 10) the formation is 110 to 140 m thick.

Lower Miocene

Eggenburgian Stage

Budafok Sand Formation

G. STACHE and J. BÖCKH (1865) were the first to distinguish the rocks assigned to the Budafok Sand Formation on a map scaled to 1:144 000, as "sand, conglomerate (Horn beds)" occurring around Guta (Gal-gaguta), Szandaváralja and Terény. TH. FUCHS (1874) recognized that the rocks underlying the coal at Salgótarján were equivalents of the Gaudendorf and Eggenburgian beds.

In his early papers, J. NOSZKY SR (1912a, p. 73), describing the "Lower Mediterranean marine beds", pointed out quite correctly: "The basal parts of these deposits are to be looked for in those peculiar fossiliferous beds originating from coarse-grained glauconitic sandstones which are found at the foot of the Szilvaskő near Inászó

and in the poorly preserved fauna of which the presence of traces of *Pecten*, among others, has been the source of so much error. The fact is that this rock has been mistaken for the *Pecten* Sandstone overlying the coal...". Composed of marine beds at the base and of continental ones at the top, the sequence in question was at that time still considered to include the whole glauconitic sandstone complex as well. In 1926, only the upper horizons of this were assigned to the formation (marine sand, gravel, sandstone = "Eggenburgian Horizon"). Finally, still in 1926, the whole formation was placed in the Chattian, by the same author. In his work of 1931 and even in his monograph (1940a), he assigned the entire marine formation underlying the terrestrial footwall of the coal measures to the Upper Oligocene, disregarding the fact that Z. SCHRÉTER, already in 1929 (p. 13), correlated the "Grosspectiniden" beds underlying the Egercsehi Rhyolite Tuff with the fossiliferous horizons underlying the coal measures of Salgótarján and that, in his work on Nagybátony (1940b) he indicated the age of what he referred to as "sand, sandstone and gravel with *Pecten hornensis*" quite unambiguously as corresponding to the Burdigalian Stage.

The rocks of the formation in the vicinity of Bercel and Becske in the W were referred to by F. HORUSITZKY (1942) as the "sublittoral facies of the Upper Stampicum" and, subsequently, (1952), he placed the *Pectunculus* beds of the Bercel area already at the base of the Miocene. In the E. F. SZENTES (1943b) assigned the upper horizon of glauconitic and argillaceous sandstones (Horizon G) to the Chattian.

Relying on her revision of the fauna of the controversial beds, I. CSEPREGHY MEZNERICS (1951, 1953, 1956b) fixed the age of the beds underlying the coal at Salgótarján as corresponding to the Burdigalian. In addition, the formation includes what L. BARTKÓ (1962) referred to as "larger *Pecten* sandstone" and "Ostrea—Anomia sandstone" and what is referred to as Eggenburgian Anomia-bearing conglomerates by T. BÁLDI (1973) and as "Eggenburgian marine sequence" by G. HÁMOR (1973a).

T. BÁLDI (1971) gave to the uppermost, fossiliferous 50 to 150 m of the glauconitic sandstone (= larger *Pecten* beds) the name of "Salgótarján Formation". He also believed that the formation (p. 87) is identical in facies with the "Anomia—larger *Pecten* formation of Budafok". Since, however, the formation-name "Salgótarján" is reserved, from priority considerations (M. HANTKEN 1878) and by virtue of Congress resolutions (G. HÁMOR—Á. JÁMBOR, 1969; G. HÁMOR, 1971b, 1973a), it cannot be regarded as a valid formation name.

The first description of the Budafok Sandstone Formation is owed to T. BÁLDI (1973). In the study area the formation consists of three members: the Szorospaták Sandstone Member, the Bercel Sand Member and the Ordaspusztá Sand Member. The description of the formation is given here according to the regional distribution of the members.

The term **Szorospaták Sandstone Member** is a synonym of the "larger *Pecten* beds" (J. NOSZKY SR 1926). It is confined to the northern foothills of the Mátra and the vicinity of Salgótarján. Its name has been taken from the valley of Szorospaták in the Nagybátony—Katalinpuszta area.

The member is constituted by grey to greenish-grey small-grained conglomerates, gravelly sands and sandstones, small to medium-grained and coarse-grained sands and sandstones. The overwhelming majority of the clastics is composed of quartz. The sand grains are fairly rounded, the pebbles are well-rounded, frequently black-coated, well-sorted with an average grain size of 1 to 2 cm. In the E, the vicinity of Bárna, the glauconite and chlorite schist debris abound roundness is much weaker. Here and in the Eperjes-telep ravine of Salgótarján debris of coalified and silicified driftwood are common. The fossil content is characterized by fragments and casts of *Pecten*. Around Bárna, fragments of *Balanus* have also been found.

In the survey boreholes Nagybátony 321 and 322, some sandstone beds are of banded stratification. Traces of slumping are recognizable in some places. Characteristic feature is thin-bedding, as a rule, but in the vicinity of Arany-hegy, thick-bedding with concretions occurs. From the sandstones underlying the coal at Salgótarján, I. CSEPREGHY MEZNERICS (1953) reported a rich *Chlamys*—*Cardium* fauna, while, as mentioned by L. BARTKÓ (1962), from the member exposed in Szorospaták valley, she collected specimens of *Pecten*, *Chlamys*, *Pitaria* and *Cardium*.

In the vicinity of Arany-hegy at Kisterenye, the member is constituted by yellowish-brown to dark-grey, medium to coarse-grained quartz-sands with 1 to 2-m-thick interbedded layers of sandstone of identical grain size (Fig. 15). An *Ostrea*—*Arca*—*Panoepa*—*Tympanotonus* fauna washed together into separate beds was sampled by Z. SCHRÉTER and determined by I. CSEPREGHY MEZNERICS (Table 11) who complemented the collection with her own.

The estimated thickness of the Szorospaták Sandstone Member is 50 to 60 m. It represents a marine—littoral—abrasional facies. The member is known to occur in the area of Ipolytarnóc—Salgótarján—Kisterenye—Nagybátony—Parád—(or possibly Darnó-hegy)—Bárna. Its type section is found in the upper part of the valley of Szorospaták. It has been cut in boreholes Nb. 321, 322, 324/I and Bárna 2 (Fig. 16).

The **Bercel Sand Member** has been named after Bercel village (Nógrád County, northern Hungary) located in the Cserhát part of the North Hungarian Range, in the valley of Galga River.

The use of this name is justified for three reasons. In the study area, it is from here that the "Horn beds" (G. STACHE—J. BÖCKH, 1865) were first described; it is here that the largest continuous outcrop of the rocks involved, with the most complete facies succession, is found and the area in question is well-studied.

It can readily be delimited on the basis of the characteristic megafossils. The sequence is readily mappable and evaluable from the viewpoint of tracing the lower boundary of the Miocene. The member corresponds to what is referred to as "Ostrea- and Anomia-bearing sand" in the relevant literature.

The Bercel Sand Member is composed of yellow sands and gravelly sands of varying grain-size (with *Ostrea*), micaceous—calcareous *Anomia*-bearing sands and sandstones of varying grain size and sands with shell detritus of Mollusca (representatives of *Tympanotonus*). Subordinate interbeddings of fine-sandy silts and calcareous conglomerates occur forming lateral transitions into the main constituents. The overwhelming bulk of the clastics is represented by quartz and quartzite. The sands and gravels are well-rounded and sorted. The average pebble size is 0.5 to 1.5 cm, though grains of 2 to 3 cm size are occasionally observable, too. The CaCO_3 content, as measured as an average for a total of 51 surface samples, is 11.1%, the extreme values being around 0.4 and 23.1%. The rocks under consideration are generally thick-bedded, the harder strata being thin-bedded.

The megafauna of the member is characterized by an *Ostrea*—*Anomia*—*Tympanotonus* facies (Table 11) (T. BÁLDI 1971, 1973).

The estimated thickness of the Bercel Sand Member is 20 to 30 m. It is of marine, littoral to beach facies. It occurs in the vicinity of Galgaguta—Nógrádkövesd—Bercel—Becske—Mohora—Szügy. Type localities: Bercel, sand pit of Mogyorós-tető, sand pit E of Galgaguta, abandoned quarry in the southeast part of Becske village, where the member is best represented in borehole Becske 2.

The **Ordaspusztá Sand Member** is known in the literature as "Pectunculus-bearing sand". Its name has been taken from a part of Bercel village called Ordaspusztá. The constituent rocks are: yellow micaceous fine-grained sands with *Glycymeris*; medium to coarse-grained molluscan sands with *Ostrea*; sands and unconsolidated sandstones of varying grain size, locally with small pebbles. Frequent in the member are the intercalations of argillaceous, fine-sandy silts. These locally show a banded or microlaminated stratification pattern. The sand is well-rounded and -sorted. Small pebbles are observable along the bedding surfaces. The sand formations are bedded, the individual beds being 0.5 to 2.0-m-thick.

The megafossils of the member are characterized by representatives of the genera *Glycymeris* and *Cardium*. In outcrops the sections of the calcareous shells of these show a characteristic pattern contrasting with the yellow sand background. The megafauna of the member, as kindly determined by T. BÁLDI, is presented in Table 11. The foraminiferal fauna of the member was examined by Á. NAGY GELLAI and I. KORECZ LAKY (Table 12).

The faunal lists prove also that, farther north, the member grades laterally, into the Iliny Marl Member of the Putnok Schlier Formation.

The Ordaspusztá Sand Member is about 50 to 60-m-thick. It represents a marine—littoral—beach facies with transitions into a nearshore—openwater, shallow-neritic one. It is known to occur in the Bercel NE—Ordaspusztá area. Its extension farther N is still to be cleared. The type section is in the sand pit at the last house at the S end of Ordaspusztá, complemented with borehole Bercel 3. In addition, it has been cut in borehole Becske 3 as well.

* * *

All in all, the rocks constituting the Budafok Sand Formation are extremely varied. The average composition, based on the statistical evaluation of a total of 240.9 m of core from 8 boreholes, is: clay 5.2%, silt 19.8%, sand 67.5%, gravel 7.4%.

Considering the lateral junction of the individual members, the thickness of the formation is estimated at about 80 to 90 m (Table 13).

The lower boundary of the formation is drawn on the basis of the megafossils and the changes in lithology that are usually quite sharp, as shown in Fig. 15. The upper boundary is drawn with the first appearance of the overlying terrestrial-fluviatile deposits.

The area of the formation is bounded in the W by a major fault coinciding with the line of the Galga Valley. That the boundary is tectonically controlled and that no subsequent movement or erosion is responsible for the absence of the formation beyond it is proved by the regular zonal arrangement (parallel to the palaeogeographic boundary) of the constituent facies. The northeast boundary can be delineated in a similar way along the line of Romhánypusztá (Slovakia) and Cered—Zabar—Istenmezeje (Hungary). For lack of exposures, the southern extension of the formation is unclear. In the SE the formation, near Pétervására—Recsk, passes laterally into what has been identified (personal communication) as Ilonavölgy Formation by T. BÁLDI; in its northern, middle, part NE of Becske a lateral transition into the Iliny Marl Member is observable.

Key sections of the formation are the sand pit of Ordaspusztá and borehole Bercel 3 as well as the surface exposure of Szorospaták (Fig. 16). The mega- and microfaunal lists are given in Tables 11 and 12.

Putnok Schlier Formation

The **Iliny Clay Marl Member** of the Putnok Schlier Formation ("Amussium schlier") was exposed by borehole Iliny 8. The member represents a shallow—marine—open marine facies of the Budafok Sand Formation. As listed by M. HORVÁTH, the foraminiferal fauna of the surface section at Iliny is as follows:

Bathysiphon tauriense Sacco, *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY), *Textularia abbreviata* D'ORBIGNY, *Semivulvulina* sp., *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Nodosaria hispida* D'ORBIGNY, *N. pyrula* D'ORBIGNY, *N. scalaris* (BATSCH), *Chrysalogonium longiscatum* (D'ORBIGNY), *Dentalina apprimata* REUSS, *D. inornata* D'ORBIGNY, *Plectofrondicularia raricosta* (KARRER), *Lagena globosa* (MONTAGU), *L. hispida* REUSS, *L. isabella* (D'ORBIGNY), *Lenticulina cultrata* (MONTFORT), *L. inornata* (D'ORBIGNY), *L. limbsa* (REUSS), *L. meznerevicae* (CICHA), *Marginulina behmi* REUSS, *Amphimorphina haueriana* NEUGEBOREN, *Globulina inaequalis* REUSS, *Guttulina problema* (D'ORBIGNY), *Pseudopolymorphina incerta* (EGGER), *Turrilina pupoides* (NYIRÖ), *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Bolivina crenulata trunensis* HOFMANN, *B. dilatata dilatata* REUSS, *B. fastigia droogeri* CICHA et ZAPLETALOVA, *B. hebes* MACFAYDEN, *B. cf. molassica* HOFMANN, *Cassidulinoides oblongus* (REUSS), *Stilostomella adolphina* (D'ORBIGNY), *Stile consobrina* (D'ORBIGNY), *S. elegans* (D'ORBIGNY), *Bulimina arndti* HAGN, *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORBIGNY), *Uvigerina parviformis* PAPP, *U. posthantkeni* PAPP, *Trifarina angulosa* (WILLIAMSON), *T. bradyi* Cushman, *T. globosa* (STOLTZ), *Cancris auriculus* (FICHEL et MOLL), *C. turgidus* CUSHMAN et TODD, *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY), *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY), *Rotalia cf. propinqua* REUSS, *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Cribronion hiltermanni* (HAGN), *C. minutum* (REUSS), *Protelphidium subgranosum* (EGGER), *Globigerina angustumbilicata* BOLLI, *G. ouchitaensis ciperoensis* BOLLI, *G. ciperoensis ottnangensis* RÖGL, *G. praebulloides praebulloides* BLOW, *Globigerina* sp., *Cassigerinella boudecensis* POKORNY, *Globigerinoides primordius* BLOW et BANNER, *Turborotalia obesa* (BOLLI), *Cibicides lobatulus ornatus* (CUSHMAN), *C. americanus* (CUSHMAN), *Caucasina elongata* (D'ORBIGNY), *Fursenkoina schreibersiana* (CZÍŽEK), *Cassidulina laevigata* D'ORBIGNY, *Globocassidulina subglobosa* (BRADY), *Nonion* sp. cf. *depressulum* (WALKER et JACOB), *Florilus boueanus* (D'ORBIGNY), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *P. quinqueloba* (REUSS), *Alabama* cf. *tangentialis* (CLODIUS), *Syratkina perlata* (ANDREAE), *Gyroidinoides parvus* (CUSHMAN et RENZ), *Cibicidoides budayi* (CICHA et ZAPLETALOVA), *C. pseudoungerianus* (CUSHMAN), *C. ungerianus* (D'ORBIGNY), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY), *Melonis affinis* (REUSS), *M. soldanii* (D'ORBIGNY), *Almaena osnabrugensis* (MUNSTER).—Ostracoda valves, Echinoidea spines.

Zagyvapálfalva Clay Formation

At the time of the first field surveys carried out by the Viennese, these terrestrial deposits were not yet distinguished from the marine beds underneath. What G. STACHE and J. BÖCKH (1865) referred to as "conglomerate" in their legend-entry "sand, conglomerate (Horn beds)" concerns quite clearly the terrestrial deposits. The use of a cumulative term was probably justified by the scale of the map and the more or less identical extension. M. HANTKEN (1878) assigned the rhyolite tuffs, clays, conglomerates and coarse-grained glauconitic sandstones underlying the coal at Salgótarján to what he called the "lower group of strata" of the Neogene.

J. NOSZKY SR (1912a) was the first to distinguish the terrestrial gravels and variegated clays overlying the Lower Mediterranean, Burdigalian, marine deposits. From 1926 on, he considered these terrestrial beds that to be the basal Miocene formations. A regrettable error in his detailed description of 1931 is that he included the beds underlying the coal at Becske and Kiskér in the basal Miocene, too. Subsequently, the dating of the deposits involved varied, in dependence on the personal opinions of the authors relative to the age of the underlying marine deposits, between the Aquitanian and the Burdigalian. The underlying beds, as a rule, were handled as an independent unit or were combined with the rhyolite tuff and, sometimes, with the Salgótarján coal measures.

Up to recent times, the terrestrial deposits under the rhyolite tuff were referred to as "Lower Variegated Clay", a term introduced by L. BARTKÓ (1952, 1962). The "Footprint Sandstone" of Ipolytarnóc has also been included.

The "Zagyvapálfalva Clay Formation" has been named after Zagyvapálfalva village (now already attached to the town of Salgótarján). The locality lies near the centre of the Nógrád Basin belonging to the North Hungarian Range. The use of the term is justified by the fact that it is here that the terrestrial sequence and its typical constituents are found relatively well exposed and in a most typical development. Its striking colours (red—green—purple-grey) make it easy to distinguish the formation spatially and on the map.

The Zagyvapálfalva Clay Formation is constituted by purple-red or greenish-grey clays; purple, yellow, greenish-grey to reddish-brown ("variegated") silty clays, and argillaceous silts; greyish-white sands, of varying grain size, though overwhelmingly small to fine-grained and occasionally micaceous greyish-white sand; silty, unconsolidated sandstones, less often, silica-cemented, hard sandstones; yellow gravelly, coarse-grained sands; medium to coarse-grained, sandy gravels and coarse-grained conglomerates.

The average lithological composition based on statistical analysis of 95.6 m of core material from a total of 8 boreholes is: clay 24.9%, silt 15.5%, "variegated clay", 40.4%, sand 43.0%, gravel 16.6%.

The gravels of the formation consists of quartz, quartzite, subordinately metamorphic shale (gneiss, phyllite) of granitic origin, though black shale, radiolarite, and more precisely unidentifiable limestone- and sandstone pebbles and pebbles of silicified wood have also been encountered. L. BARTKÓ found resili-cified Eocene nummulitic and gastropod-bearing limestone pebbles as well. The pebbles are well to medium-rounded, the clay pebbles are locally coated by red clay.

The sands are also composed of quartz with a local abundance of muscovite-mica, showing, as a rule, a well-sorted grain distribution. The "variegated clays" contain about 10 to 20% illite and kaolinite.

The rocks of the formation are generally well-stratified, bedded to thick-bedded. The rock varieties are in a sharp contact with one another, there is no transition between them. In the NE part of Kazár onshore cross-bedding is visible. L. BARTKÓ (1962) observed, on the Kálvária-hegy of Salgótarján, a cross-bedding of deltaic character.

The rocks so far described from the formation are mainly alluvial deposits laid down along the streamline in smaller measure, terrestrial—fluvial deposits. Now and there coalified plant remains and, in some lenses, traces of roots suggestive of swamp facies were observed.

In the variegated clays of key section Kazár I, E. NAGY found *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. POT. and *Cistacearum pollenites rotundus* NAGY specimens. At the same locality, the gravels contain fragments of driftwood arranged in a direction of 20 to 200°. The formation contains scattered remains of vertebrates. As reported by J. NOSZKY SR (1931), B. DORNYAI discovered a molar of Prodinotherium in a paludal intercalation in the gravel pit of Meszesalja SE of Zagyvapálfalva, I. LÖRENTHEY collected shin-bones of Prodinotherium or Mastodon in the rack-railway-cut at the foot of Salgó Castle. One Rhinocerotidae tusk is kept in the museum of the Hungarian Geological Institute, having been found in the red clay pit at the E end of Nemti village.

Several decades of efforts by A. TANÁSDI KUBACSKA (1976) at studying the Ipolytarnóc locality of worldwide fame (hereinafter: "Ipolytarnóc beds") led to the discovery, on the upper bedding surface of a sandstone bed under a conglomerate layer, of footprints of birds (tattler: *Gallinago gallinago* = a swimming or wading bird), palaeo-"rhinoceroses" [Rhinocerotidae (*Aceratherium*) bull, cow and calf], Proboscidea (primitive, smaller Mastodon?), Artiodactyla (deer and carnivores = Amphicyonidae). The latest studies were carried out in 1981–83 by L. KORDOS (1985). The footprints were preserved fresh by the "Lower Rhyolite Tuff" that had fallen thereupon. The facies of the sandstones from this locality is fluvial suggesting a watering-place in a muddy shore habitat.

The Tordas beds. In the Kazár NE area the Zagyvapálfalva Clay Formation contains marine intercalations as observable in the vicinity of Tordas—Mátraszele—Nagybátony—Szorospaták—Mátramindszent and also in boreholes Kazár 511 and 513 (Fig. 16). Intertonguing with continental formations, these beds are characterized by grey to brownish-grey, well-stratified, argillaceous sandstones of varying grain size, locally with a disordered accumulation of molluscs washed together into calcareous and sandy marl lenses. The fauna is characterized by the representatives of *Mytilus*, *Pholadomya* and *Arca*. The characteristic key section can be studied in the Kazár I exposure, in the southernmost tributary of the ravines occurring northeast of the village (Fig. 16, 17, 18).

The sequence, listed from the top downwards, of the southwest end of the exposure is as follows:

Thickness

| | |
|--------|---|
| 0.85 m | soil |
| 2.50 m | light grey, unstratified, fine-grained, unfossiliferous quartz sand |
| 0.90 m | yellowish-brown, thin-bedded, slightly argillaceous, unconsolidated sandstone with coalified plant remains along some bedding planes and with internal moulds of <i>Mytilus</i> , <i>Cardium</i> and <i>Lingula</i> . |
| 0.70 m | greenish-grey, argillaceous, fine-grained sands and unconsolidated sandstones with worm-tracks and casts of <i>Arca</i> , <i>Cardium</i> , <i>Pholadomya</i> . |
| 0.10 m | dark grey, <i>Cardium</i> -bearing, silty clay |
| 0.20 m | light grey, brown-mottled, marly, molluscan sandstone |
| 0.20 m | yellowish-brown, micaceous, fine-grained sand with dark-grey sandstone lenses with a rich Mollusca fauna including <i>Tympanotonus</i> , <i>Theodoxus</i> and <i>Turritella</i> species |
| 0.40 m | grey hard, small-grained, molluscan sandstone with representatives of <i>Venus</i> and <i>Pitaria</i> |
| 0.36 m | yellowish-brown, limonite-banded, small-grained, argillaceous sand, loose sandstone with molluscan sandstone lenses (<i>Arca</i> , <i>Pholadomya</i>) |
| 0.90 m | grey to yellowish-grey, fine-grained, argillaceous silt of banded stratification with vertical worm-tracks and burrows in its upper part |
| 0.30 m | bluish-grey, unfossiliferous, silty marl |
| 0.80 m | reddish-grey, medium-grained quartz sand |
| 0.70 m | reddish-grey, small-to medium-grained gravelly sand |
| 0.60 m | reddish-grey, pumiceous, medium-grained gravel (\varnothing 2–3 cm). |

Marine intercalations of similar mode of occurrence are known from the Mátraszele S profile at Tordas, in the vicinity of Mátramindszent and from the Szorospaták Valley (J. SZENTIRMAI, 1967). From these localities, the megafauna given in Table 11 was recovered (M. BOHN HAVAS, I. CSEPREGHY MEZNERICS, I. SZENTIRMAI). I. KORECZ LAKY in turn identified the foraminiferal species *Rotalia beccarii* (L.) and *Elphidium striatopunctatum* (FICHTEL et MOLL).

These beds were formed in a marine—nearshore—deltaic environment, in muddy shallow waters. Their thickness is around 5–10 m. Both the under- and overlying beds are terrestrial—fluvial deposits. In the Zagyvapálfalva Clay Formation the Tordas Beds are enclosed in form of lenses.

The Zagyvapálfalva Clay Formation lies unconformably on various members of the Budafok Sand Formation. In other places, it overlies transgressively, again with an unconformity, the older Pétervására Sandstone-, Szécsény Schlier- and Becske Formations. From the underlying beds it is delimited on a lithological basis, the boundary being drawn with the first appearance of continental, coarse-detrital deposits. Its upper boundary is indicated by the appearance of the "Lower Rhyolite Tuff" (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation). In the western part of the study area, however, it is overlain by quite young beds.

As follows from the geological features outlined above, the formation varies quite irregularly in thickness (30–60 m) (Table 14).

The type section of the formation is the surface key section Kazár I (in the southernmost tributary of the ravines occurring NE of Kazár village) complemented with the borehole Kazár 513. Good exposures are found S of Zagyvapálfalva, in the large gravel pit near the road fork at Vizslás village, in the sand pit of Kapcás-tető S of Sósartyán (Fig. 19), in the gravel pits of Nyárjas-völgy and Gajdos-hegy as well as in the Botos-árok at Ipolytarnóc.

The formation is traceable up to the line of the Galga River in the W and up to the Bercel—Nagybátony—Darnó-hegy line in the S. It is not delimited to the N and SE and extends beyond the border of the country in the NE.

Ottngian Stage

Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation

A characteristic rock of greyish-white colour, it aroused the attention to travelers already in the last century. F. S. BEUDANT (1822) mentions it as “pumice-conglomerate with hexagonal biotite-mica” from the vicinity of Sirok, Nemti and Karancs. Having found “quartz grains of bipyramide” in the afore-mentioned area, he wondered about the absence of lava rocks (trachyte) that would belong to the tuffs. F. KUBINYI (1854) reported “masses of pumice” from the vicinity of Ipolytarnóc.

When surveying the quadrangle of the Füle—Pétervására mapsheet. C. M. PAUL and W. GÖBL (1866a, b) and M. PAUL (1866) were the first to record the presence of several tuff horizons. They stated also the fact that “the Lower Rhyolite and Trachyte Tuff” in the Kazár, Novák, Vizslás, Terenye area underlies the coal measures. PAUL emphasized the pre-Sarmatian age of the tuffs.

With a view to the identical mode of superposition, M. HANTKEN (1878) assigned the rhyolite tuff to the “lower group of strata of the Neogene”. The stratigraphic importance of the rhyolite tuff (“fejrőkő” = white stone as called by local mine workers) was pointed out by J. NOSZKY SR (1927, 1931). He (p. 171) with reference to the title “Strata of the Great Lower Rhyolite Tuff or Aquitanian coal-underlying rhyolite tuff ejecta” (p. 161), pointed out: “... the ash-rain of the huge initial Miocene eruption which, due to its genesis is a uniquely synchronous formation in the fullest sense of this word”.

Remarkably enough, ignoring PAUL’s statement (though, as a matter of fact, with knowledge restricted to the western part of the mountain), F. SCHAFARZIK (1892) and his followers I. FERENCZI (1942) and F. HORUSITZKY (1942) recorded just one rhyolite tuff horizon (Lower Mediterranean, Aquitanian), including in it the tuffs occurring around Guta, Bercel and Bokor (Karpatian) and near Bér (Sarmatian) as well. This fact too was one of the sources of later controversies, though already Z. SCHRÉTER (1937) had called attention to the absence of the Lower Rhyolite Tuff in the western Cserhát area.

The position of the tuff in the succession did not change, but stratigraphically it “mounted” higher and higher: Z. SCHRÉTER (1940c) dated it as Burdigalian, I. CSEPREGHY MEZNERICS (1956a) as Burdigalian—Helvetian. G. HÁMOR (1971c), in accordance with the convention of the C M N S Working Group for the Paratethys, placed the “Lower Rhyolite Tuff” at the base of the Ottngian. The problems of utilization of the rhyolite tuff were dealt with by J. BARNA (1957) and L. JUGOVICS (1958).

The introduction of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation has been motivated by the stratigraphic importance and readily mappable nature of the formation. The name has been taken from the land tract Gyulakeszi S of the road leading to Rákóczi-telep and belonging to the area of Kisterenye village in the Nógrád Basin. In this area, the rhyolite tuff, together with the over- and underlying beds, is exposed in a repeated form owing to the presence of fault systems. The thickest development of the tuff is found in the extended neighbourhood.

The average *lithologic composition* of the formation based on statistical evaluation of 224.9 m of core material recovered from 4 boreholes is: ash-fall tuff 4.8%, pumiceous tuff 89.1%, agglomerate 6.1%.

The light grey to greyish-white fine- to smallgrained ash-fall tuff or “crystal-tuff” forms thin layers within the huge masse of pumiceous tuff. Megaloscopically, good sorting and fine-grained and evenly distributed biotites are the characteristic features. The rock is liable to silicification. Its texture is compact, of conchoidal fracture. Characteristic features are the tuff pellets of 0.5 to 1 cm size (structureless spherical bodies more strongly silicified than their environment) observed in the 55.2–58.3 m interval of borehole Kt. 481, the 15.7–18.2 m interval of borehole Nb. 321 and the 41.5–44.2 m interval of borehole Nb. 322. The ash-fall tuff is a product of volcanic ash clouds that underwent an airborne sorting and fell upon a terrestrial surface on which the geomorphological conditions were liable to letting pellets of coagulated volcanic dust roll downslope.

The pumiceous tuff is greyish-white or, in those parts more strongly welded, dark grey or, where more altered, greenish-grey. Megaloscopically, pumice debris, biotite grains and, as groundmass, volcanic glass are recognizable. The grain size varies widely. The pumice debris are of white to yellowish-white colour, varying from microscopic dimensions up to 1–2 cm or, in some places, 3–5 cm in size. The maximum values are 10 to 12 cm. The tuff beds also contain minor lava debris or, quite occasionally, medium to coarse-grained, land derived sand intercalations (5.7–12.5 m, borehole Kazár 512).

The rhyolite tuff contains no fauna but in some places there are traces of roots, fragments of coalified vegetal remains including detritus of stalks, twigs and logs. These latter are locally resilicified. In the southern part of the Arany-hegy of Kisterenye, at the Dorogpuszta fork of the road leading to Nemti, a 20 to 40 cm layer of clay with an allocthonous accumulation of detritus can be observed.

This is the bed which L. BARTKÓ (1962) referred to as the basal or “blanketing deposit”. The pumiceous biotitic tuff is thick-bedded, generally unsorted or poorly sorted, for its major part, of welded, ignimbritic type (Fig. 20).

It is the rhyolite tuff that has preserved the world-famed “giant petrified tree-trunk” of Ipolytarnóc (F. KUBINYI 1854) and a rich megaflora consisting mainly of leaf casts.

The agglomerates are represented by grey to yellowish-grey, well-graded, polymictic tuff-agglomerate (grain size 1–2 cm), greyish-white, monomictic pumice-agglomerate (grain size 1–5 cm) and yellow to brownish-grey polymictic “true” agglomerate (grain size 2–5 cm, less frequently, 5–8 cm) (Fig. 21). In this latter, lava bombs are preponderant, pumice being subordinate. The matrix of the agglomerates of uncleared genesis is a tuff of varying grain size and quantity. Since the intercalations are supposed to be parts of the tuff flow, a fact suggested by the presence of plant detritus picked up by the flow from the one-time land surface, what seems to be missing is the detritus of the terrestrial substratum. This may be explained, however, by the low number of boreholes that have reached the footwall.

The lower part of the formation is decomposed into clay minerals. Recently, the drilling of borehole Tar 39 has led to the discovery of rhyolitoid rocks which may represent lava products of the formation.

Description of the rocks constituting the formation based on mineralogical and petrographic analyses by L. RAVASZ BARANYAI:

vitroclastic, less frequently, crystalloclastic pyroclastics with a grain size varying between 0.3 and 3.0 mm. The glassy groundmass and the pumice detritus prevail, this being identifiable because of being welded. The edges are often corroded, the glass is for the most part recrystallized into zeolite (clinoptilolite—heulandite) and cristobalite. The abundant twinned and zoned plagioclase present is of oligoclase to andesine composition. Quartz and biotite are abundant, sanidine and brown-hornblende are less common. As shown by DTA—DTG measurements, the clay minerals are represented overwhelmingly by illite. The lithoclasts of the tuff and the detrital material of the agglomerates are of porphyric—hyalopilitic texture and of dacitic-rhyolitic composition. The mafic components are decomposed, the porphyric constituent is exclusively plagioclase, the groundmass is often carbonatized. The mineralogical composition of the rhyolite tuff is presented in Table 15, the chemical analyses are given in Table 16.

In the light of surface data and the results of drilling of a few boreholes intersecting it, the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation is superimposed, peneconformably, on the Zagyvapálfalva Clay Formation. Its lower boundary is lithologically sharp, with no transition. The upper boundary is drawn (since no sedimentary intercalation is present) at the appearance of the first sedimentary formation (Fig. 22).

The formation varies between 5 m and 100 m in thickness, being generally 50 to 70 m and pinching out westwards. It has been completely intersected by drilling in few places, since it represents the footwall of the browncoal-bearing formation and drilling was aimed at browncoal exploration (Fig. 17). The extension of the rhyolite tuff is connected, for the most part, with the Etes Graben area, being, in the SE in contact with the Tarna Valley—Bükkalja area. In the W its boundary follows by and large the NW—SE trending Sósartyán—Szentkút fault system, extending, in the NW and NE, beyond the state border. Its best surface exposures are found at Kazár in the northern valleys, in the tuff quarry of Kazár, at the Gyula loading station of Kisterenye and on the southern side of the Arany-hegy, by the road, in the same village.

Salgótarján Browncoal Formation

Rocks assigned to the Salgótarján Browncoal Formation were already at the first Viennese geological mapping distinguished in the legend as “coal” and “schist and sandstone of the coal formation” C. M. PAUL (1866) added further precision even to the name of the formation (p. 516): “Braunkohlenablagerungen von Salgo Tarjan”. As the first describer of the formation, he pointed out that it is underlain by rhyolite tuff; that it includes three coal seams (Pálfalva seam at the top, Salgó Tarján seam in the middle and the “deepest seam”). He identified the *Congeria* species found in the barren intercalations with the fauna of the Günsberg Molasse (Bavaria). He published valuable details concerning the coal and he calculated the reserves, too.

C. M. PAUL's observations were confirmed in every respect by M. HANTKEN (1872b, 1878) and J. SZABÓ (1873). HANTKEN contributed to the better knowledge of the overlying beds; the beds overlying Seam II are characterized by a *Congeria* fauna; those of Seam I by a *Cardium* fauna and the sandstone of the higher cover by *Pecten malvinae*.

Widening the notion in question J. NOSZKY SR (1912a) included all browncoal formations (even the browncoal of the Becske area) in this sequence. He and I. VITÁLIS (1935) considered the schlier sequence an isochronous facies equivalent to the browncoal measures. This view was shared by both S. VITÁLIS (1940) and L. BARTKÓ (1962).

The geological understanding of the formation has been furthered by its up-to-date monographic description by L. BARTKÓ (1952, 1962) based on ample evidence and supported by special studies, by I. CSEPREGHY MEZNERICS' studies of megafossils from the higher cover (1953, 1956b) and the deeper underlying beds; by the *Oncophora* remains, the first of this kind ever found in Hungary by V. ČECHOVIČ and V. HANO (1954); by S. VITÁLIS' ichnofossil finds (1961); by I. SZENTIRMAI's coal-geological and E. SZÁDECZKY-KARDOSS-L. SOÓS' coal-petrographic studies (1959).

The stratigraphic assignation of the formation has changed, in dependence on the dating of the under- and overlying beds, becoming younger and younger: Aquitanian (J. NOSZKY, F. HORUSITZKY), Burdigalian (Z. SCHRÉTER, I. FERENCZI), Helvetian (I. CSEPREGHY MEZNERICS, L. BARTKÓ), Ottangian (T. BÁLDI, G. HÁMOR).

The formation has been named after the city of Salgótarján which lies near the centre of the Nógrád Basin in the N Hungarian Range, the centre of a historical mining area. The use of this name is motivated by priority (C. M. PAUL, 1866), by the establishment of a formation stratotype during the development of the new Neogene stratigraphic classification (G. HÁMOR, 1971b, 1973a), by the interpenetration of area and notion in the history of research and mining development and by the typical geological constitution involved.

The Salgótarján Browncoal Formation is composed of the Nógrádmegyer and Kisterenye Members (Fig. 23).

The **Nógrádmegyer Member** is a lithological unit overlying the rhyolite tuff. It was distinguished as "Upper Variegated Clay" first by I. FERENCZI (1939), then by L. BARTKÓ (1952). Its characteristic constituents are: yellowish-brown to reddish-brown, greenish-grey—mottled (variegated) clay; silty clay, grey bentonitic clay; grey to light grey micaceous and argillaceous silt; greyish-white well-sorted, small-to medium-grained sand and unconsolidated sandstone. The CaCO₃ content of the beds under consideration is about 0.5 to 1.5%, being somewhat higher in the subordinately present, lime-nodular and lime-streaked, argillaceous sands.

The rock is well to fairly well-stratified. The argillaceous silt beds often contain coalified plant remains (*Calamus*, *Cinnamomum*) (K. RÁSKY 1958).

The grey, bentonitic, plastic clay directly overlying the rhyolite tuff contains a precious vertebrate fauna (J. ÉNIK, 1930; T. SZALAI, 1930): *Mastodon* (*Bunolophodon*) *angustidens* (Salgótarján, Etes, Albert and Amália Shafts), *Mastodon* sp. (Salgótarján), *Mastodon subtapiroidea* (Etes), *Prodinotherium hungaricum* (Zagyvapálfalva, Kotyháza, Etes, Amália Shaft), *Rhinoceros* (*Aceratherium*) cf. *tetradactylum* (Baglyasalja), *Testudo* sp., *Trionyx* sp. (Kotyháza, Etes).

The Nógrádmegyer Member is of terrestrial—fluvial—alluvial facies with lateral transitions and swamp deposits. It overlies the Gyulakeszi Tuff Formation conformably, being overlain on its turn by the Karpatian Garáb Schlier Formation. Its lower boundary is drawn at the appearance of the rhyolite tuff, while towards with the overlying beds—at the appearance of the marine mega- and microfauna.

It is 20 to 40-m-thick. A typical section of the member is exposed in borehole Nógrádsipek 1. The area of the formation is located in the vicinity of Nógrádsipek E—Sóshartyán—Salgótarján—Kisterenye. In the light of its position, the member is considered to represent an isochronous facies equivalent to the Kisterenye Member.

Overlying the Nógrádmegyer Member or, because of its absence over much of the area, the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, the **Kisterenye Member** has the following average lithologic composition based on statistical evaluation of 204.7 m of core material from a total of 5 boreholes: clay 53.6%, silt 14.6%, sand 22.6%, browncoal 9.2%.

The member consists of grey to dark grey clay, silty claymarl, silty fine-sandy clay, argillaceous silt, grey sand of varying grain size and three seams (I, II, III, as counted from the top downwards). These are composed of lignite, argillaceous lignite and carbonaceous clay beds (Fig. 24), with a *Congeria-coquina* in the hanging-wall of Seam II (e.g. Szorospaták Mátranovák, boreholes Nb. 322, 75, 37). The lower boundary of the member is the upper surface of the "Lower Rhyolite Tuff", while the upper boundary—the upper surface of Seam I.

The rock constituents of clay size fraction often contain some finely disseminated pyrite and organic matter. The sands are limonite-banded or, along bedding surfaces, limonite-coated. In some places there are 1- to 2-cm-thick redeposited rhyolite tuff strings in the seams. The argillaceous formations are thin-bedded, of banded stratification (in some places, microlaminated), the sandy ones are thickbedded. Locally, traces of slumping (borehole Nb. 322) and a zone of plant roots are observable.

According to coal-petrographic studies (E. SZÁDECZKY-KARDOSS-L. SOÓS, 1959), Seam II is composed of periblastic—fusitic coal with spores of mushrooms.

The member often contains coalified, locally silicified, plant remains (fragments of trunks and twigs and traces of roots, Fig. 25 or leaf casts and rests of stalks).

As pointed out by L. Soós (in J. VÁRKONYI, 1969), Seam III, at its base, contains representatives of *Taxodiales* and *Cupressaceae*, while in Seam II, *Myricaceae* become predominant.

During her palynological study of the key section of Gyulakeszi, E. NAGY determined the following forms:

Dinoflagellata sp., *Crassosphaera concinna* COOKSON—MANUM, *Cooksonella circularis* NAGY, *Ovoidites ligneolus* R. POT., *Botryococcus braunii* KÜTZ., *Leiotriletes* sp., *Laevigatosporites haardti* R. POT., *Polypodiisporites favus* R. POT., *Inaperturopollenites dubius* R. POT., *Chenopodiipollenites neogenicus* NAGY, *Betulaepollenites betulides* PF., *Alnipollenites verus* R. POT., *Caryapollenites simplex* R. POT.—VEN., *Triatripollenites coryphaeus* R. POT., *Myricipites rurensis* PF. TH., *Periporopollenites echinatus* NODEH., *Periporopollenites* sp.

M. HAJÓS (1985) described a Diatoma, Chrysomonas and Silicoflagellales flora (66 marine and 35 freshwater taxa) from the beds overlying Seam III in an outcrop of the member located between Ipolytarnóc and Litke.

The megafauna of the Kisterenye Member is rather poor: *Congeria brardii* BRONG., *C. cf. clavaeformis* KRAUSS, *Unio* sp., *Asteroidea* sp.

A detailed description of the Kisterenye Member ("browncoal measures of Nógrád") was published by L. BARTKÓ, S. VITÁLIS and I. SZENTIRMAI.

The member is overlain by the Vizslás Sand Beds and the Mátranovák Claymarl Beds. The term, as used here, denotes the *Cardium*-bearing sands described already by M. HANTKEN (1878) and, respectively, the "dark bituminous shale" described by C. M. PAUL (1866). The Vizslás Sand Beds are represented by yellow to greyish-yellow, micaceous, well-stratified, frequently limonite-banded, small to fine-grained sands, the Mátranovák Claymarl Beds by dark grey to grey, compact, silty, fish-scale-bearing claymarls of conchoidal fracture (Fig. 26). Both rocks contain internal moulds of *Cardium* appearing in masses along some bedding surfaces (Fig. 27) (especially in a 5 to 10-cm-thick limonite-stained band in the sandy beds). The argillaceous beds bear remains of fish, including fish scales and fin-spines.

It was from the horizons of these beds that S. VITÁLIS (1961), when studying the hanging wall of Seam I, described the so-called "ichnofossil-bearing beds". Developed on the SW margin of the Nógrád Basin (Nagybátony, area of Kossuth, Katalin, Tiribes and Kányás Shafts), these beds contain traces of suspension-feeding or mud-dwelling Rhizocorallium and other traces of animal life, burrows of *Martesites vadászi* and traces of *Pholas*-like borers. These beds represent an isochronous, oligohaline littoral facies equivalent to the Vizslás Sand Beds (*Cardium*-bearing) and the claymarls of Mátranovák.

The Molluscan fauna of the sand of Vizslás and the claymarl of Mátranovák, as determined by M. BOHN HAVAS, S. VITÁLIS and GY. RAKUSZ (K = key section at Kazár, Gy = key section at Gyulakeszi):

Lamellibranchiata: *Cardium edule* L. (K), *C. edule arcellum* DUJ. (K, Gy), *C. cf. sociale* KR. (Gy), *Cardium* sp. (K, Gy), *Limnocardium* sp. (K), *Congeria amygdaloides* DUNK. (K), *C. brardii* BRONG. (K), *Congeria* sp. (K), *Martesites vadászi* VITÁLIS, *Pholas* (?). — Gastropoda: *Melanopsis* sp. (K). — Traces of Rhizocorallium (?) and worm-tracks. J. VÁRKONYI (1969) mentions the presence of *Oxyrhina* fish teeth.

Foraminiferal fauna of the sand of Vizslás in the key section at Gyulakeszi (as determined by I. KORECZ LAKY):

Globulina gibba D'ORBIGNY, *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Bolivina dilatata* REUSS, *B. plicatella* CUSHMAN, *B. beyrichi* REUSS, *Hopkinsina bononiensis* (FORN.), *Trifarina bradyi* CUSHMAN, *Rotalia beccarii* (LINNÉ), *Cassidulinoides bradyi* (NORMAN), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *G. dutertrei* D'ORBIGNY, *G. trilocularis* D'ORBIGNY, *Globorotalia acostaensis* BLOW., *Cibicides boueanus* (D'ORBIGNY), *C. lobatulus* WALKER et JAKOB.

The washing residue of samples from other profiles contains only spicules and skeletons of sponges. The best surface exposures of the sand of Vizslás are found at Kazár by the road to Aranyosipusztá and in the vicinity of Mátranovák.

Facies pattern of the Salgótarján Browncoal Formation: The Kisterenye Member is, at its base, of freshwater to swamp facies (Seam III) grading upwards into oligo-miohaline (estuarine) facies (Seams II and I). The Vizslás and Mátranovák beds already suggest a nearshore, brackish-water facies. The emergence at the end of the cycle is indicated by the presence of driftwood fragments introduced in a coalified state from the shore (with borer-bivalves) (S. VITÁLIS 1961).

The member conformably overlies the Nógrádmegyer Member, where this one is present, but as a rule it is underlain by rhyolite tuff. Its delimitation downwards is based on the appearance of the first coal seam or, when underlain by the rhyolite tuff, on that of the first sedimentary bed. The upper boundary is marked by the appearance of the unconformable *Oncophora* or, respectively, *Chlamys*-bearing beds. The thickness of the member is 40 to 180 m, including 15 to 20 m of the claymarl of Mátranovák.

The type section of the member and, at the same time, of the whole Salgótarján Browncoal Formation is represented by the faciostratotype of Kisterenye—Gyulakeszi (G. Hámor, 1971, 1973).

The Salgótarján Browncoal Formation is confined to the Etes Trough area lying NE of the western marginal fault of the Sósartyán—Szentkút fault system. The Nógrádmegyer Member is situated in the fluvatile sedimentary basin communicating from western direction with the Etes Trough. Its close links (intertonguing) with the "normal" facies of the Salgótarján Browncoal Formation are proved both by the presence of a fluvatile sand interbed in Seam III growing increasingly thicker to the west of the "sand line of Etes" (L. BARTKÓ, 1962) and by its mode of superposition (the Lower Rhyolite Tuff).

The formation extends towards NW well into Czechoslovakia and towards SE into the Ózd—Egercsehi Basin. A direct connection with this latter cannot be verified at present owing to losses to erosion.

The mode of superposition of the Salgótarján Browncoal Formation is presented in Fig. 23. The data of the boreholes that have intersected the formation are contained in Table 18.

The mode of occurrence, lithology and sedimentary cycles of the Upper Oligocene to Lower Miocene formations of the study area are summarized in Supplement II. and Fig. 28.

Middle Miocene

Karpatian Stage

Egyházasgerge Sandstone Formation

The Egyházasgerge Sandstone Formation is the one next to follow above the Salgótarján Browncoal Formation. The rocks assigned to the formation were distinguished for the first time by M. HANTKEN (1878) as "coarse-grained sandstone with *Pecten malvinae*".

J. NOSZKY SR (1912a) referred to the sequence as "Lower Mediterranean coal-overlying beds"; "Pecten-bearing beds (*Pecten praescabriusculus*)". He called, quite correctly, attention to the possibility of mistaking them for the coal-overlying, coarse-grained, glauconitic sandstone with traces of *Pecten*.

The lack of precision in the determination of the fauna launched a controversy that lasted for half a century with a lot of misunderstanding between students of the Hungarian Miocene. F. HORUSITZKY (1937, 1942), referring to the "index fossil" value of *Aequipecten praescabriusculus*, dated the first Miocene transgression west of the Galga River as Burdigalian. He identified the resulting deposits chronostratigraphically with the beds underlying the coal at Salgótarján. His approach was adopted by J. NOSZKY SR (1931) and S. VITÁLIS (1940) as well. This hypothesis seems to have been motivated by the fact that the Oligocene beds are overlain, owing to the absence of the coal seams, directly by the formations under consideration. This error was responsible for the varying datation of the coal seams and partly contributed to the interpretation of the coal measures, the *Praescabriusculus* beds and the schlier sequence as isochronous facies (J. NOSZKY, 1912; S. VITÁLIS, 1940; L. BARTKÓ, 1962).

It was Z. SCHRÉTER (1940c) who started to rectify the errors by re-distinguishing the formations in question under the name of "Chlamys-bearing horizon". J. NOSZKY SR (1940a) pointed out that the "Pecten-bearing sandstone beds marking the beginning of the immediate post-Oligocene transgression should be assigned to the Helvetian part". Regrettably enough, however, he assigned the *Pecten* sandstone overlying the Nógrád coal to the Burdigalian. It was presumably under his influence, that S. VITÁLIS (1940) and L. BARTKÓ (1952) assigned the formations involved to the Burdigalian and the schlier overlying them to the Helvetian. During the revision of the fauna I. CSEPREGHY MEZNERICS (1951, 1954, 1956) emended the erroneous determinations of fossils, a work done with L. BARTKÓ's participation (1962). She described the rocks in question as "Pecten (*Chlamys*)-bearing sandstone", identifying the former with the *Pecten* sandstone of the vicinity of Budapest (Cinkota) and assigning both to the Helvetian. L. BARTKÓ (1962) identified the *Chlamys* sandstone with the manganiferous sandstone sequence of S Slovakia. During his stratigraphic revision of the Paratethyan Neogene, G. HÁMOR (in G. HÁMOR-Á. JÁMBOR, 1969) defined the *Chlamys* sandstone as basal Karpatian and pointed out that the brown-coal-bearing formation was older and not isochronous with it. At the same time, he assigned, erroneously, the Oligocene-overlying gravels of Acsa, Püspökhatvan, Cinkota, Mátyásföld and Sashalom to the Ottnangian. In the light of the results of drilling at these type localities and the reambulation surveys carried out in the meantime there, the afore-mentioned gravel sequences were subsequently assigned to the base of the Egyházasgerge Sandstone Formation. The same occurred with J. NOSZKY SR's "Pecten-bearing sandstones of the Fót—Mogyoród—Csomád area" (1940a) and J. HALMAI's "larger *Pecten*—*Anomia*-bearing sand and sandstone", "*Chlamys angelonii*—*Anomia*-bearing sand and sandstone" and "*Chlamys* sandstone" (1974).

Efforts to distinguish the formation is motivated by priority considerations (M. HANTKEN, 1878), the characteristic lithological features and the typical megafauna.

The name of the formation has been taken from Egyházasgerge village (Nógrád County), where its most typical surface exposure with a rich megafauna is located. The formation includes the Egyházasgerge Sandstone Member (= *Chlamys* sandstone sequence), the afore-mentioned gravel beds belonging to this and, at the base, the Kazár Sandstone Member (= *Oncophora* Beds).

The rocks of what are called now the **Kazár Sandstone Member** were dealt with after M. HANTKEN (1878) in the literature as *Cardium*-bearing sands overlying the coal measures. This persisted even after the discovery of the *Oncophora* (I. CSEPREGHY MEZNERICS, 1956b, L. BARTKÓ, 1962).

The first of *Oncophora* (*Rzehakia*) finds motivating the present-day stratigraphic assignation and the distinction of the member are connected with the name of V. ČECHOVIČ—V. HANO (1954). They, accompanied by L. BARTKÓ, found specimens of *Oncophora socialis* and *Oncophora socialis ilonae* in the in situ detritus on the Öreg-hegy at Szécsényfelfalu. L. BARTKÓ (1962) listed *Oncophora* (*Rzehakia socialis*) from core samples from boreholes put down at Szurdokbánya near Homokterenyé. During the geological mapping of the Nógrád—Cserhát area on a scale of 1 : 25 000 in 1968 (1970b), G. HÁMOR discovered representatives of *Rzehakia* in a surface key section exposed near Kazár village and in survey borehole Kazár 514 located on it. On this basis, he cleared the mode of superposition of the enclosing beds. The fauna was determined by M. BOHN HAVAS (1971). At Slovakian localities *Oncophora* specimens are found together with representatives of *Siliqua*. Remarkably enough, while carrying out geological field surveys in 1938, F. HORUSITZKY (in I. FERENCZI, 1939) discovered *Siliqua* associated with *Congerina* in the beds overlying the coal measures in the Hajagos erdő near Varsány, in

an exposure that is impossible to reconstruct now anymore. During the browncoal prospecting at Mizserfa (1980) H. SZEMEREY collected Rzehakia specimens that were determined by M. BOHN HAVAS, too.

The separation of the beds in question from the Salgótarján Browncoal Formation—and so from the Cardium-bearing sands as well—and their assignation as an isochronous facies laterally equivalent to the “Chlamys sequence” were proposed by G. HÁMOR [“Oncophora (Rzehakia) beds” (1968); “Congeria—Oncophora sequence” (1969); “Cardium-Oncophora sequence” (1971b, 1973a)]. This was done with the error, to be rectified later, that some exposures of the Congeria limestone overlying Seam II (Nagybátony—Szorospaták, Mátranovák) were also included in the assignation, though this problem has remained open up to the present time.

The type section of the Kazár Sandstone Member is represented by yellowish-grey to light-grey, medium-hard, laminated or thin-bedded, small to fine-grained sandstones. On some bedding surfaces or parallel to them there are limonite-stained internal moulds of Congeria, Cardium and Rzehakia (Fig. 29). The sand grains are well-sorted and graded, the carbonate cement accounting for 5 to 20%. The beds vary between 10 and 20 cm in thickness. The presence of arcuate, onshore cross-bedding is typical in all three surface exposures of the member (Kazár, Vizslás, Szécsényfelfalu). Argillaceous sand and fine-sandy silt beds of identical thickness also participate in the constitution of the member. Some beds contain sparsely scattered, coalified to limonitized 1 to 2 cm fragments of plants, too. As pointed out by M. BOHN HAVAS, the beds of the member yield a Congeria—Cardium biocoenosis (with a few Rzehakia), the upper beds a Rzehakia—Cardium biocoenosis (with a few Congeria) in the type section exposed in the deep road cut by the road leading to Aranyosipusztá, at Kazár village. According to drilling results, a purely Congeria-bearing biocoenosis also occurs near the eastern margin of the basin (Mátranovák).

Megafauna of the member, as based on sampling by G. HÁMOR and determinations by M. BOHN HAVAS:

Lamellibranchiata: *Rzehakia socialis* RZEH., *R. socialis keshae* MERKLIN, *R. socialis elongata* RZEH., *R. socialis ilonae* ČECH.—HANO, *Rzehakia* sp., *Cardium edule* L., *C. edule arcella* DUJ., *C. cf. sociale* KR., *Cardium* sp., *Limnocardium* sp., *Congeria amygdaloides* DUNK., *C. brardii* BRONG., *Congeria* sp.—Gastropoda: *Melanopsis* sp.

The rocks of the member contained foraminifers only in the borehole Homokterenyé 59: *Rotalia* sp., *Globigerina* sp., *Nonion commune* (D'ORBIGNY), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Bolivina dilatata* REUSS.

E. NAGY determined identified the fossil pollen taxa *Inaperturopollenites* sp., *I. magnus* R. POT., *Taxodiaceapollenites dubius* R. POT., *Tricolpopollenites spinosus* R. POT.

The rocks the member are of littoral—beachsand—oligo—miohaline facies. The mode of superposition and spatial position of the member and its lateral facies transitions are shown in Fig. 30. Its rocks in the Kazár and Vizslás sections overlies, quite distinctly unconformably, the Mátranovák Claymarl Beds (Fig. 31, 32).

Its lower boundary is drawn at the first appearance of Rzehakia forms, since the Congeria species in the beds superimposed on Seam II and the Congeria species in the hanging-wall of Seam I appear only as survivors in the Oncophora beds. (We are convinced, however, that detailed faunistic studies on Congeria will certainly provide additional data of chronostratigraphic value.)

The upper boundary of the member is marked by the appearance of Chlamys, an event usually combined with an increase in sand grain size. (Stronger sea currents transported other rock grains too, in addition to the characteristic quartz material.) In dependence on the shifts of the shoreline, the member is overlain either by the Egyházasgerge Sandstone Member or the Garáb Schlier Formation.

The Kazár Sandstone Member can be observed in the eastern and western marginal zones of the Etes Graben (“Nógrád Basin”), in the vicinity of Mátranovák, Homokterenyé, Kazár and Vizslás or Szécsényfelfalu. In the Cserhát area its presence is probable in the vicinity of Varsány.

The maximum thickness of the member is estimated as 25 m, though the incompleteness of the evidence available must be taken into consideration (Table 19).

The assignation to the Egyházasgerge Sandstone Formation is motivated by geohistorical (the member is connected with the IInd Miocene transgression, representing its basal formation) and palaeogeographical considerations (it appears in the same lithofacies as the “Chlamys Sandstone” in an environment partly replacing that in which this one was deposited). Its separation as a member is required by the particular facies pattern (including the peculiar biofacies).

The **Egyházasgerge Sandstone Member**, when in outcrop, is constituted by yellowish-grey or, when fresh, by grey to greenish-grey sandstone, sand, sandy silt, gravelly sand and gravel of varying grain size, in the W by Chlamys-bearing sandy limestone and calcareous sandstone (Fig. 33).

The average *lithological composition* based on statistical evaluation of 260.2 m of core material from 7 boreholes is: sandstone and sand 58.2%, silt 40.1%, gravel 1.2%, clay 0.5%.

The clastics are dominated by quartz. The abundance of mica and in some basal beds, of chlorite, feldspar and glauconite (?) and locally, biotite (Fig. 34) are characteristic. The cement is calcareous, limonitic and locally, manganese-stained. The grain size grows upwards finer throughout the member and even within the individual sandstone beds. Gravels are known to occur only in the lower third of the member; grain size is between 0.5 and 3 cm, (pearl-pebbles consisting almost completely of quartz) the medium to coarse-grained gravels include quartz,

quartzite, black shale, granite, quartz-porphry, jasper, altered gneis, phyllite and mica-schist pebbles. These derive from the Vepor Mts (Fig. 35).

The detrital material of the Mesozoic (Triassic) basement is represented, in subordinate amount, only S of the fault blocks on the left bank of the Danube (between Cinkota and Mogyoród). The gravels are thick-bedded to bedded, being often represented only in form of pebbles scattered on the bedding surfaces of single beds farther away from the margins. In some places, silicified nummulitic limestone and siltstone pebbles deriving from the Palaeogene sequence are observable, too. Less frequently the gravels are restricted to in situ detritus of rocks constituting the Salgótarján Browncoal Formation. At the base of the member, S. VITÁLIS (1961) observed clay pebbles and boulders penetrated by desiccation cracks and burrows of borer-bivalves.

The Egyházasgerge Sandstone Member is characterized, in general, by well-stratified rocks of a thickness of 25 to 80 cm. The stratification is usually due to the alternation of sands and sandstones or to the 1 to 5-cm-thick clay stringers interbedded with the sandstones. Arcuate, onshore cross-stratification is observable in several places. In the basal beds banded stratification is common due to the alternation of sandstones and siltstones. The argillaceous rocks are in some places microlaminated (Fig. 36, 37). Some boreholes led to the discovery of rhyolite tuff stringers at the base of the member (boreholes Nb. 188, 151, 262; Kt. 465, 482). In the "mud facies" that evolved in the Tar area, characteristic traces of slumping are found in the thick argillaceous beds. In the Becske section of marginal position (Fig. 13), the "Middle Rhyolite Tuff" (Tar Dacite Tuff Formation) occurs within the member under consideration, immediately overlying it elsewhere (Sashalom, Cinkota).

The palaeoflora of the member is represented by coalified, limonitized plant remains, including drift-wood fragments. The Foraminifera of the member are listed in Table 20. Its megafossils, as determined by I. CSEPREGHY MEZNERICS, M. BOHN HAVAS and J. HALMAI, are presented in Table 21. In addition, worm-tracks, fragments of Bryozoa, sponge spicules, Ostrea shell fragments, traces of borer-bivalves and teeth of Lamna are found, too.

The rocks of the member overlie the older Miocene (in the Zagyva Graben area) with an angular unconformity, an erosional unconformity, or transgressively the Oligocene beds (W of the Galga River).

The rocks in question are of marine, abrasional shoreline and beachsand facies. In the NE part of the study area, near the eastern margin of the Etes Trough, the beds of the Kazár Sandstone Formation occur as an isochronous "onshore-hinterland" facies. Although the lateral transition cannot be studied in direct exposure in Hungarian territory, the fact that the rocks under discussion were formed penecontemporaneously is proved quite convincingly by their mode of superposition, i. e. by the interrelations of the under and overlying beds.

The delimitation of the member at the base with a sharp change in lithology and the appearance of the marine fauna is unambiguous. Laterally, a possibility for delimitation is offered by the swift replacement of the Rzehakia fauna by the Chlamys fauna. The upper boundary towards the Garáb Schlier Formation (after a gradual transition) is marked by the argillaceous rocks becoming preponderant, and by the appearance of the typical Tellina—Brissopsis fauna and of a rich foraminiferal fauna.

On the basis of representative boreholes drilled in the Nógrád—Cserhát area, the average thickness of the member varies between 31 and 32 m (Table 22). This fact is corroborated by the average thickness 32 to 33 m, obtained for the totality of the boreholes drilled for surveying the mapsheet of 1 : 25 000 scale for the Kisterenye quadrangle (a total of 328 boreholes intersected a total of 10 613 m belonging to the member). Thickness deviations from the average depending on the particular palaeogeographic situation occur with maxima along the Bükk-völgy—Vizslás—Tar line (> 100 m) and with minima to the SE of that line (1–10 m), towards the margin. In the Zagyva Trough farther SW and the Etes Trough farther NW, the average thickness is characteristic.

The member is confined to the Ózd—Egercsehi Trough, the Etes Trough, the Zagyva Trough, the E margin of the Börzsöny Mts, and the Pest Plain.

Its best surface key section is the sand—sandstone quarry S of Egyházasgerge village (Nógrád County) and borehole Egyházasgerge 1 put down in the yard of that quarry. The member can be well studied in the Délkút quarry at Becske (Fig. 13) and in the vicinity of the abandoned adits west-northwest of the glass factory of Salgótarján.

Garáb Schlier Formation

J. BÖCKH (1866) was the first to separate, in the study area and its neighbourhood, the rocks belonging to this formation under the name of "marine sands of Herencsény (with interbedded clay and sandstone layers)". (It is probable that he included in this sequence the Pecten sands as well.) M. HANTKEN (1878) already distinguished between coal-overlying coarsegrained sands with Pecten malvinae and a sequence composed of "argillaceous fine-grained sandstone and a larger amount of clay".

J. NOSZKY SR (1912a) was the first to mention these formations as "schlier beds", and, eventually (1914), he included in the beds in question, as understood in a wider sense, the "Echinoidea-bearing marls and clays" as well as the "bryozoan sands and tuffaceous beds" of the Galga Valley. (Let us note, in brackets, that, after "discovering" "Aequipecten" in the bryozoan sands, he repeatedly revised this correct observation. This fact largely contributed to the sharpening of the stratigraphic controversy referred to in the previous chapter.)

Z. SCHRÉTER (1937), F. HORUSITZKY (1937) and I. FERENCZI (1939) separated the "Chattian schlier" beds from a "schlier" sequence understood in a wide sense both regionally and stratigraphically. J. NOSZKY SR (1923b) recognized that the schlier beds in the Piliny—Lapujtő—Szakál area are quite different. L. BOGSCH (1935, 1936, 1942) assigned these to the Tortonian. J. NOSZKY SR (1929b) designated the Mátraverebély—Meszes-tető area as type area of the "Zagyva Valley Schlier", where he divided it into four members. I. CSEPREGHY MEZNERICS (1951), in her monograph of megafauna of the schlier, introduced the notion of the "Garáb Schlier".

It is noteworthy that, though since J. NOSZKY SR (1912a) all students of the subject recognized the isochronous facies equivalence of the Chlamys sandstone and the schlier and all of them identified the schlier beds in question with the Otnangian schlier, their stratigraphic assignation varied within wide limits. F. SCHAFARZIK (1892) and J. NOSZKY SR (1912a) dated them as Lower Mediterranean, the second author assigned them in 1923, to the Middle Mediterranean and in 1940, to the Helvetian; Z. SCHRÉTER (1940c) and F. HORUSITZKY (1934, 1942) also to the Helvetian; S. VITÁLIS (1940) placed the lower part of the schlier in the Burdigalian, the upper part in the Helvetian; L. BARTKÓ (1952) and I. CSEPREGHY MEZNERICS (1951, 1954, 1956b) attributed it to the Helvetian and A. FÖLDVÁRY-K. SOMOGYVÁRY SZABÓ (1968, 1970) determined its upper part as Tortonian. G. HÁMOR (in G. HÁMOR-Á. JÁMBOR, 1969) assigned the schlier sequence to the Karpatian and correlated it with the schlier beds of the Carpathian foreland rather than with the Otnangian schlier.

The Garáb Schlier Formation has been named after Garáb village (Nógrád County). The choice of the locality is justified by priority (I. CSEPREGHY MEZNERICS, 1951), the thickness and facies conditions (transition from nearshore to basin-centre position), and the rich Mollusca and Foraminifera fauna. Since the lithology of the formation are not suitable for the development of good surface exposures, borehole Garáb 1 has been designated as its stratotype. The formation name is used laterally in a wide sense including all schlier deposits of Karpatian age in northern Hungary.

The Garáb Schlier Formation is composed of grey to greenish-grey micaceous siltstone, fine-sandy clay, molluscan claymarl, fine-grained argillaceous, micaceous sand, i. e. of argillaceous deposits in general.

The average *lithological composition* based on statistical evaluation of 3369.0 m of core material from a total of 33 boreholes is: silt 58.2%, claymarl 23.8%, sand 17.8% to which, in dependence on the palaeogeographic situation, small-grained gravel and calcareous marl to dolomitic marl intercalations are added (tenths of a per cent).

The rocks constituting the formation are generally thick-bedded and well-stratified (Fig. 38). In some places, in about 5% of the strata intersected, banded, laminated to thinly laminated deposits with subordinate microlamination are observable. These beds abound with traces of slumping. Quiet, non-agitated sedimentation conditions are suggested by the homogeneity of the deposits, their parallel bedding, the micaceous coating of some bedding surfaces, the sporadic occurrence of indistinct, "cloudy" streambed markings, flute casts and load casts, "traces of raindrops" (these being, in fact, due to bioturbation in most cases) and the position of the enclosed megafossils (parallel to the stratification, the constituent valves of the bivalves got open, but not disintegrated, Fig. 39, 40). The formation is constituted by three mesocycles, including 8 to 10 microcycles each (Supplement III).

Remarkably the same result was arrived at by A. FÖLDVÁRI (1970), though his approach to the subdivision of the sequence at Mátraverebély was different. Following a rhythmical subsidence starting with the basal beds of the underlying Egyházasgerge Sandstone Formation (1st mesocycle), the megacycle reaches its culmination characterizable by the maximum depth of the sedimentary basin and by the maximum of transgression in the 3rd mesocycle and then it turns with gradual emergence to a regression at the end of the cycle (Fót Formation, 5th mesocycle). The process is quite clearly reflected by the geological and palaeontological evidence: the sand content at the beginning of the cycle is 20 to 25%, at its maximum 3 to 7%, at its end around 40 to 50%; the carbonate content averages about 15 to 20%, with a maximum of 50% in three instances; the number of species at the beginning of the cycle and its end is 5 or about 5 to 10, being about 50 to 60 at its maximum (the benthonic-planktonic ratio changing cyclically). The planktonic Acritarcha taxa (Crassosphaera and Tyttodiscus) recovered during palynological studies are also typical of the marine facies: the megafauna at greatest water depth is poor (a total of 7 species). The cyclicity is quite clearly reflected by changes in the Echinoidea—Nautiloidea fauna, too. In the palaeogeographic chapter, we shall return to the presentation of the biofacies changes.

The mesocycles are characterized by repetition of argillaceous fine sand, micaceous siltstone, argillaceous siltstone, marly siltstone and silty claymarl successions. The rhythmical subsidence is characterized in every mesocycle by an increase of the sand fraction: a higher amount of introduced redeposited volcanic clasts; banding and microlamination due to tectonic movement of the bottom; traces of slumping and mudslides; shifts in the appearance of spore—pollen, foraminiferal (including planktonic) and megafaunal maxima in the transgressive mesocycles and the same order of succession of the "dying-out" of the afore-listed characteristics in the regressive ones (Supplement III).

M. BOHN HAVAS characterized the mesocycles 2, 3 and 4 by megafossil associations C—B—A relying upon the study of the materials recovered from boreholes at Szuha (Mátraalmás): C = Arca association (mesocycle 2), B = Corbula association (mesocycle 3), A = Tellina—Hinia association (mesocycle 4).

The microcycles are reflected in the first place by a foraminiferal association quite sensitive to changes in lithology and facies. The thickness of the mesocycles in the type areas is about 40 to 100 m.

The nannoplankton of the formation was studied by J. BÓNA, K. SZABÓ SOMOGYVÁRI and A. NAGYMAROSI, the spores and pollen grains were studied by E. NAGY, the diatoms by M. HAJÓS in 1978–1983. The studied material derived from boreholes Garáb 1, Litke 17, Mátraverebély 122, Nagybátony 317, Nógrádszakál 2, Piliny 8, Sámsonháza 16a and Tar 39. The taxa—though sporadic—being diagnostic of age. The results of analysis for nannoplankton are presented in Table 23, the foraminiferological results in Table 24, and the megafaunistic ones in Table 25.

The formation consists of purely marine, nearshore to openwater deposits. In the light of the biological data, the deposits in question must have been accumulated in a sublittoral to subneritic environment (between 40 and 120 m depth) of usually quiet, little-agitated waters with a muddy bottom and temporarily stronger sea current activities by longshore currents.

The Garáb Schlier Formation over much of the Karpatian sedimentary basin is superimposed, conformably without gap, on both members of the Egyházasgerge Sandstone Formation. In a part of the Mátraverebély area, in the vicinity of Nagybátony and Mátraalmás, the Chlamys-bearing beds being absent, the schlier appears, with some angular unconformity, immediately above the Salgótarján Browncoal Formation.

The lower boundary of the formation is in these latter two cases indicated by an unconformity surface, in case of continuous sedimentation, by the appearance of an openwater megafauna and by the preponderance of argillaceous deposits. That the Egyházasgerge Sandstone- and the Garáb Schlier Formation are isochronous facies is confirmed by their mode of superposition and the lateral changes in thickness as well as by the sandstone tongues extending into the schlier.

The upper boundary of the formation is drawn mainly there where the setting-in of the regression is visible to the naked eye, where the sand- and carbonate content shows a sudden increase or where reverse microcycles are observable, the foraminiferal fauna becomes poor and a fauna of Chlamys, Balanus and Bryozoa composition and possibly vegetal remains, traces of roots and desiccation cracks appear.

At about the Galga line in the SW the two formations grade laterally into each other. A possibility for delimitation is offered here by the appearance of Bryozoans and Balanus, a grey colour turning yellow and, in general, an increase in the percentage of the sand fraction and by the thickness ratios.

It is worthy of attention that even the “grey” schlier beds that show just a little difference in lithology, being more sandy farther W, appear with quite different foraminiferal associations on the two sides of the Galga line. An about 60% difference in the composition of the Robulus and Nodosaria species bears a quite convincing witness to the paleobiogeographic connections of the assemblages occurring SW of this line with their counterparts in Transdanubia and the Mecsek area (Supplement III).

Averaged for a total of 19 871 m of core material from 89 interpretable boreholes, the thickness of the Garáb Schlier Formation varies between 220 and 230 m with a maximum of 570 to 580 m thickness drilled (Table 26). Its extension is confined to a NE—SW oriented depression in the central part of the area studied in more detail. It is mostly covered by Miocene and Pliocene formations. It is through the intermediary of the Etes Graben that this main sedimentary basin communicates with the areas of S Slovakia and the Borsod region, respectively.

The best surface exposures are found in the vicinity of Hollókő, Garáb, Nagybárkány, Kisterenye and the northeastern foreland of the Mátra Mountains.

Fót Formation

The typical facies area of the Fót Formation lies in the Galga Valley and to the W of it. The rock sequence in these areas, reduced in thickness and discontinuous as it is, could not be cleared until this work was carried out. The vagueness of the lithological units and biostratigraphic evaluations based on combined collections and samplings with an imprecise indication of the sampling points have provided opportunities for too much misunderstanding and controversies impossible to eliminate. A schematic rock sequence, from the are upwards, is as follows: Egyházasgerge Sandstone Formation overlying an Oligocene schlier, wherever present (gravels of Sashalom, Mátyásföld, Acsa and Becske, sandy gravels of Cinkota with detritus of molluscs, Chlamys-bearing, calcareous sandstones and limestones of Alag and Fót—Csomád—Mogyoród); Garáb Schlier Formation (schlier of Mogyoród and Püspökhatvan), Fót Formation (bryozoan limestone of Fót, Terebratula beds of Püspökhatvan, Bryozoa—Balanus beds of Galgaguta); Hasznos Andesite Formation (Mogyoród, Püspökhatvan) and Tar Dacite Tuff Formation.

The stratigraphic problems which arose in earlier times were due to the incorrect assignation of the “schlier” (the Oligocene schlier under the gravels too was considered to be Helvetian), the combined evaluation of the “Pecten- and Bryozoa beds” of identical facies, the neglecting of the marker role of the Middle Rhyolite Tuff, the chronostratigraphic fetishism attributing to “Aequipecten praescabriusculus”—the role of an “index fossil” occurring both at the base of the sequence and in its terminal beds. The scientists involved were inclined either to “discover” the whole rock sequence of the Nógrád area W of the Galga or, what was even worse, they tried to jam the more complete Nógrád profile in the chronostratigraphic pigeon-holes of a reduced rock sequence.

Relying on shallow survey boreholes drilled purposefully at the type locality, on repeated field traverses performed according to uniform principles and on the evaluation of the analytical and testing results, we have

cleared up the lithological and stratigraphic successions in the study area. In doing so, we have observed that the Oligocene beds are overlain transgressively, with an erosional unconformity and a break in sedimentation, by the basal Karpatian beds. We have shown the presence above these beds of the Garáb Schlier Formation and have found out its differences in thickness, lithology and megafossils and the causes responsible for them. In locating the boundaries of the Fót Formation both vertically and laterally, we have concluded that, as opposed to the general opinion hitherto adopted, this belongs to the regressive rather than to the transgressive branch of the cycle. Last but not least, we have recognized the presence E of the Galga of regressional beds slightly differing in geological features and have carried out the correlation of the two major facies areas for the given part of geohistory as well.

J. BÖCKH (1872) was the first to mention the type of rocks assigned to the Fót Formation, referring to them as "...lime-rich sandstone and sandy limestone... with Bryozoa and Balanus N of Fóth". He called attention to the fact that these beds "...develop with a gradual transition from the Veresegyháza tályag". His assignation of the beds under consideration to the "deeper horizon of the Leithakalk formation" was excellent; in other words, he recognized that they are younger than the Nógrád schlier.

F. SCHAFARZIK (1892) pointed out the occurrence of these beds in the area around Acsa and Püspökhatvan as well. He dated them as Lower Mediterranean probably owing to the uncleaned stratigraphic successions of the afore-mentioned localities. It was in the "bryozoan lime" of Fót that V. VOGL (1907) discovered the *Pecten praescabriusculus* FONTAN (= *P. malvinae* DUB.) forms for the first time and it was himself who recognized the mode of superposition of the tuffs. He too advocated a Lower Mediterranean age.

J. NOSZKY SR discussed these beds initially (1912a) together with the schlier beds. Later (1914) he considered them as a part of these composed "of bryozoan sand and tuff beds" and, eventually (1929b) as the "bryozoan schlier of the Galga Valley" (the worst formulation of all!). His stratigraphic assignation of the beds involved wavered between Lower and Upper Mediterranean. Finally, (1940a), in his monograph, he assigned what he called "the bryozoan limestone varieties of the Pest area and the Galga Valley" to the "horizon of mixed facies of the Upper Helvetian stage". Unfortunately enough, he (1926) extended the notion of the *P. praescabriusculus* beds to include the beds of Cinkota and Csömör (i. e. the older beds) as well.

F. HORUSITZKY (1934) was right in recognizing that the bryozoan limestones lie everywhere above the Aequipekten beds. He generalized the afore-mentioned notion to include the basal beds, too. In his later work (1937, p. 133), he went even farther: "... the Aequipekten beds of Fót, Csomád, Mogyoród and Cinkota in the hilly region of Pest represent isochronous facies counterparts of the Helvetian schliers, whilst the Aequipekten-bearing deposits in the Salgótarján Basin represent, in fact, the Burdigalian". It is an incontestable merit of F. HORUSITZKY, however, that he recognized the regressive nature of these beds and confirmed 1937, 1942 the isochrony of the schlier and the bryozoan beds suggested by J. NOSZKY SR (1929b).

J. KUBOVICS (1963b) reported a "regressive Helvetian schlier sandstone sequence" from the NW foreland of the Mátra. Á. JÁMBOR (1970), by assigning the bryozoan sands to the Helvetian, laid emphasis on their independence.

G. HÁMOR (in G. HÁMOR-Á. JÁMBOR, 1969, 1971, 1973a) reported the occurrence in areas E of the Galga of "the regression sequence" and assigned it to the Karpatian. The same stratigraphic assignation was applied by J. HALMAI (1974) to the bryozoan sands occurring between Fót and Csomád.

The latter three authors were already consequent in separating the rocks assigned to this formation from the beds underlying them, i. e. from the Chlamys sandstone and Anomia sand of practically identical facies.

The separation of the Fót Formation from the Garáb Schlier Formation is justified, along with priority consideration (J. BÖCKH, 1872), by the different lithological features and by its paramount importance for judging the palaeogeographical and geohistorical implications. Selected for its stratotype (on account of the thickness and facies characteristics), borehole Fót 1 had been put down on the NW side of the Somlyó hill at Fót, on the margin of the dacite tuff quarry. It cut the entire formation including its hanging- and footwall.

The Fót Formation is constituted by a diversity of rocks. The typical rock constituents are: greenish-grey, often glauconitic, Bryozoa—Balanus sand, calcareous sandstone of varying grain size and occasionally, sandy limestone (calcarenite) (Fig. 41). The latter consists, in 30 to 40%, of organic detritus reduced to sand grain size. These rocks are sometimes poorly sorted, and sandstones with small pebbles occur too (Galgaguta, Litke). The typical faunal elements are: Chlamys forms, bryozoans, Balanus, locally Brachiopoda, corals and less frequently, shark teeth. Their foraminiferal content is rather poor. The sand grains are composed of quartz and quartzite. Andesite sands are also frequent in the vicinity of the andesite (Fót, Galgaguta). The detrital deposits alternate with grey argillaceous silt often containing mollusc shell detritus and coalified plant remains; further with argillaceous silt, micaceous-fine-sandy silt, tuffaceous sand and silt with sand lenses and clay bands. In some places, these beds are of banded stratification, containing some traces of slumping. The foraminiferal content gets poorer upwards, becoming restricted to 20–5 species tolerant of facies changes. Because of their being fragmented, the megafossils are difficult to identify.

The hitherto-mentioned beds of the formation are typical of the area west of the Galga Trough. Their facies indicates a marine, nearshore, shallow-water (a maximum of 30 to 50 m water depth), reefal environment.

East of the Galga line, up to the neighbourhood of the Etes Graben, the formation, as a rule, is constituted by yellowish-grey to grey small to fine-grained, micaceous sand and fine-sandy silt with a rather poor foraminiferal

fauna and scattered coalified plant remains. That the marine, open marine depositional environment must have been a shallow-water one is proved by the redeposited remainders of mud (borehole Tar 35, surface profile at Galgaguta), the stunted, "dwarf" fauna and the presence of calcareous marl- and dolomitic marl lenses. The rock sequences show regressive microcycles in both areas (multiple repetition of an upward-coarsening grain size).

In the marginal part of the formation, the Etes Trough, i. e. in an even more shallow-water sedimentary basin becoming from time to time a brackish-water environment, greenish-grey, often bentonitic—argillaceous, coarse-sandy silts with lime concretions and traces of roots were formed. Limonitization on the bedding surfaces and local browncoal formation are observable rather frequently (borehole Sámsonháza 15). Oligo-miohaline (*Congeria*) and, eventually, freshwater faunal elements appear (in the vicinity of Litke village—*Lymnaea*, *Helix*, *Planorbis*). Periodical emergence is evidenced by fossil soil zones (borehole Piliny 8).

In some part of the formation, mainly on the margins (Mogyoród, Litke) a rich *Diatoma* flora evolved (HAIÓS, 1985). The foraminiferal fauna of the formation is listed in Table 27, its Mollusca fauna in table 28.

The Fót Formation, as a rule, overlies conformably on the Garáb Schlier Formation, developing from it with no break in sedimentation. Its delimitation is done by relying on the average rock composition, where sand becomes predominant at the expense of clay.

The average *lithological composition* is: sand 74.5%, silt and clay 15.4%, gravelly sand 10.1%.

In the marginal parts of the sedimentary basin (Cinkota—Fót—Kisalag) the formation overlies, in absence of the schlier, directly the Egyházasgerge Sandstone Formation. Its upper boundary can be drawn practically with the appearance of volcanics (Tar Tuff Formation or Hasznos Andesite Formation). It should be mentioned, however, that the Hasznos Andesite Formation was formed synchronously with the Fót Formation. It is intertongued with it and that, above the andesite, the sedimentary constituents of the formation are still present in addition to the volcanics. The formation developed along the regressive branch of the IIIrd Miocene sedimentary cycle.

The average thickness of the formation is 30 to 35 m, the maximum 60 to 70 m (Table 29).

It is traceable southwestwards from the eastern margin of the Etes Trough as far as the eastern margin of the Börzsöny—Dunazug—Buda Hills range. In the S it is unknown. Its best exposures are found around Fót—Csomád, at Acsa, Püspökhatvan and in the Márta Trough at Galgaguta. The position of the formation is presented in Fig. 45.

Hasznos Andesite Formation

The Hasznos Andesite Formation is a volcanic unit lying between the Garáb Schlier Formation, the Tar Dacite Tuff Formation and the Fót Formation respectively. Relying on SZABÓ's data, J. BÖCKH (1872) quoted its typical occurrence at Mogyoród as "basalt tuff" and dated it as corresponding to the *Congeria* beds.

Already J. NOSZKY SR (1914, 1931) did suggest that there is some andesite under the rhyolite tuff, too and wondered whether "... the products of eruption are not divided between the two substages".* P. ROZLOZNIK (1939) was the first to clear the exact mode of occurrence of the formation under consideration around Fót—Mogyoród and he saw in it the evidence of latest Helvetian emergence.

Its mode of superposition on the northern slope of the Mátra was cleared for the first time by I. KUBOVICS (1963a, b). He described chloro-oxyvolcanized lapilli-bearing andesite tuff, carbonate—pyroxene and oxyhornblende-bearing andesite lava and glauconitic andesite between the "regressional schlier sandstone sequence" and the "Middle Rhyolite Tuff" within the "Lower Andesite Tuff" complex (1964). He recognized the mainly submarine origin of these formations which he assigned to the Helvetian. Á. JÁMBOR (1966, 1970) assigned the andesite tuff of Mogyoród also to the Helvetian.

Relying on the study of the Nógrád—Cserhát area, G. HÁMOR (in G. HÁMOR—Á. JÁMBOR, 1969) dated the formations as corresponding to the Karpatian and, by profiting of the field survey results of GY. SZENTES and T. CZAKÓ, he showed their occurrence in the vicinity of Tar, Sámsonháza, Alsótold, Kutasó-NE, Galgaguta, Vanyarc and Fót as well (1973). GY. VARGA—A. CSILLAG TEPLÁNSZKY (1974) represented the formation under discussion as a Helvetian "submarine sequence" on the geological map of the Mátra Mountains.

The formation has been named after Hasznos village (Nógrád County), as the best exposures of the formation are found there, in the NW Mátra area. In addition to priority causes (I. KUBOVICS, 1963a, b), the separation of the formation is justified by the possibility for a delimitation based on physical boundaries and its geohistorical significance of the formation involved.

The formation has been uncovered by six survey- and structure-exploratory boreholes. Its average *lithological composition* based on statistical evaluation of 231.5 m of core from a total of 7 boreholes is: tuff 56.2%, agglomerate 38.6%, sedimentary intercalations 5.2%.

* I. e. between the Helvetian and the Tortonian (Author's remark).

The formation is composed of andesite tuff, lapilli-bearing andesite tuff or tuffite, andesite tuff agglomerate and andesite agglomerate of varying grain size, most frequently of montmorillonitic alteration, but sometimes chloritized and of grey to greenish-grey, less frequently, of reddish-grey to purple-grey colour. Some of the lapillis are made up of pumice, the bulk consists of andesite lava bombs and remains of scoria; less frequently, dacite lapillis occur, too.

In borehole Vanyarc 1, in the 60.7–61.0 m interval, 3 to 10 mm tuff pellets composed of air-fall tuff are observable, too. The recognizable mafic constituents, are hornblende and biotite. Most frequent in the tuff material are pumice particles of 0.5 to 1.5 cm size and andesite lapillis 1 to 2 cm across. In some places (Galgaguta), bombs of 5 to 8 cm diameter are quite common, but occasionally bombs of 40 cm size are found, too.

A peculiar feature of the formation is the well-sorted, small-grained tuff agglomerate with no matrix, the rock grains of which are purple-grey coated. Much of these rocks of generally good stratification are of submarine origin, as evidenced by the sedimentary intercalations within the formation. The most spectacular intertonguing could be observed in borehole Fót 1, where volcanic rocks were observed to be repeated thrice in the lithologic log of the borehole. A typical onshore cross-bedding of the andesite tuff agglomerate can be observed at Mogyoród, in an exposure at the cellars in the village centre.

Lava products are rare in the formation. In addition to the submarine, synsedimentary lavas reported by I. KUBOVICS (1964), a “pseudoagglomeratized” lava can be observed on the northern side of the entrane to the Fehérkő quarry at Tar, under the dacite tuff.

Temporary replenishment is indicated by unstratified and unsorted andesite agglomerates. These are found mainly in that part of the Sósartyán—Szentkút fault near Tar village, chiefly in the upper part of the formation (boreholes Tar 3, and 35).

The sedimentary intercalations within the formation are generally fine-grained (siltstone, argillaceous siltstone, fine sand) and often have a tuffitic and tuffaceous matrix. Its development in a shallow-water environment tending to establishment of a freshwater regime, as evidenced by the presence of lime streaks and lime nodules, is observed quite often. The simultaneous volcanic activity is well-demonstrated by a 5 to 15-cm-thick intercalation consisting of well-sorted pumice clasts of 0.5 to 2 cm size as observable in bed IV/3 of the surface profile at Galgaguta. Allochthonous pumice lenses and stringers are quite common.

The sedimentary intercalations, as a rule, are poor in fossils. The contain 4 to 8 foraminiferal species largely tolerant of environment changes and also mollusc shell detritus. The tuff agglomerate from borehole Mogyoród 1 contained 4 foraminiferal species. In the same material, M. HAJÓS discovered a well-preserved diatom assemblage.

The thin sections made of the formation have been described by L. RAVASZ BARANYAI as follows:

The grain size of the mainly lapilli-andesite tuff sequence upwards decreases in the 125 to 150 m interval of borehole Sámsonháza 15. It is an airborne, water-deposited (as proved by the microfauna) accumulation of pyroclastics of vitroclastic to lithoclastic texture. Its grain size varies between 0.02 and 30 mm. The andesite tuff is strikingly heterogeneous:

1. pumiceous-vesicular volcanic glass and splintery glass with plagioclase microlites and tiny crystals of pyroxene or, less often hornblende and biotite (sometimes, even porphyric crystals are contained in the material),
2. crystal fragments: intermediate plagioclase, hypersthene, augite, green (less of the brown) hornblende, biotite,
3. lithoclastic material: porphyric andesite of microholocrystalline, pilotaxitic and hyalopilitic texture with abundant fragments of pyroxene andesite.

The coarse volcanic pyroclastics are cemented by a fine-grained material. They are more or less altered: argillized, chloritized, some horizons are slightly carbonatized.

Borehole Tar 35 intersected the Hasznos Andesite Formation in identical position. Its 480.5 to 546.0 m interval is of dacitic composition. The 553.0–554.6 m interval is represented by an intercalated dacite lava flow. In the overlying slightly ignimbritic members are observed, too. The dacite is of porphyric-pilotaxitic texture. Its only porphyric constituent is intermediate plagioclase. The rock is of vitro-lithoclastic texture, with a grain size of 0.02–6.0 mm. The bulk of the pyroclastics is made up of glass and pumice. The lithoclastics are identical with the intercalated dacite. The scarce crystal fragments are intermediate plagioclase and sporadically quartz.

Advanced metasomatic carbonatization (even iron-containing carbonate is present) is observable in the complex, with some pyrite segregation in some horizons. In the ignimbritic members, zeolitization occurs. The sequence is mostly terrestrial development.

The chemical composition of the rocks is shown in Table 30.

Thus the Hasznos Andesite Formation is a submarine formation deposited in a normal-salinity or fresh-water-bound environment and interrupted by sedimentary deposits. The eruption centres have not been located yet. It is probable that we have to do with the products of repeated eruptions of several minor volcanic centres along marginal faults. In the northern part of the area subaquatic outpourings of lava must have taken place, too (northern margin of the Mátra Mts). The rocks intersected by borehole Tar 35 are dacitic.

The formation overlies the Fót Formation and, beyond the extension boundary, of the latter, the Garáb Schlier Formation (Table 31). It is intertongued with, and often overlain by the Fót Formation. In basin portions filled with volcanic material, it is the Tar Dacite Tuff Formation that is superimposed on it.

The lower boundary of the formation is drawn at the first appearance of volcanic, andesitic products. This boundary is sharp, with no transition. The upper boundary is indicated by the appearance of the dacite tuff. When the Hasznos Formation is overlain by the Fót Formation, the upper boundary is drawn where the sediments become preponderant.

The thickness of the formation is on the average 40 m, the maximum is 70 to 80 m. Its extension is probably NW of Fót in the Cserhát and the northern part of the Mátra, as far as the Tarna line. In the Etes Graben, it is missing.

Its best exposures are found in the vicinity of Hasznos, Galgaguta and Alsótold villages. It has been cut by the boreholes listed in Table 31.

The stratotype has not been designated yet.

Tar Dacite Tuff Formation

This formation comprehends the rocks referred to as "Middle Rhyolite Tuff". It was already during the first Viennese surveys that C. M. PAUL and W. GÖBL (1866b) distinguished among the Tertiary tuff formations the "Upper Rhyolite and Trachyte Tuffs" of the Meszes-tető area near Mátraverebély from the older "Lower Rhyolite and Trachyte Tuffs" occurring elsewhere in the Nógrád and E Cserhát areas.

J. BÖCKH (1872) mentioned the "Előmájhegy Tajtkő (Liparite) Tuff of Fóth" as the "youngest member of the Leitha formation" which F. SCHAFARZIK (1892) later determined as "Liparite-biotite dacite tuff" assigning it to the Lower Mediterranean. Thus, regrettably enough, he chronostratigraphically correlated the formation with the rhyolite tuff underlying the coal at Salgótarján. This opinion was adopted later by V. VOGL (1907), K. TELEGDY ROTH (1912) and F. HORUSITZKY who were impressed by the fact that in the W Cserhát actually only one "rhyolite tuff" horizon is present.

The unclear position of the "rhyolite tuff" within the rock sequence also contributed to the several decades of controversy about the Oligocene—Miocene boundary, the relation of the coal measures to the beds under- and overlying them and the stratigraphic position of the Aequipekten beds.

Although J. NOSZKY SR (1912a) had recognized the three tuff horizons already at the beginning of his activities, he was not always consistent in his stratigraphic judgement of the individual localities. The introduction of the notion "the most intensive rhyolite tuff (Middle Rhyolite tuff)" in the Mátra—E Cserhát area is connected with his name.

Z. SCHRÉTER's discovery of the absence of the "Lower Rhyolite Tuff" in the W Cserhát area (1937) meant considerable progress in eliminating the controversy.

The opinions about the age of the "Middle Rhyolite Tuff" were different. J. NOSZKY SR (1927, 1940a) and Á. JÁMBOR (1966) consider it to be Tortonian, S. VITÁLIS (1940) as Burdigalian and Helvetian, L. BARTKÓ (1952) and I. CSEPREGHY MEZNERICS (1956b) as corresponding to the Helvetian—Tortonian boundary. G. HÁMOR (1972), relying on lithostratigraphic and, eventually, *K/Ar* radiometric results, assigned the formation to the Karpatian.

The petrographic denomination of the formation has changed several times. C. M. PAUL and W. GÖBL (1866) determined it as rhyolite and trachyte tuff, J. BÖCKH (1873) as pumice-tuff, F. SCHAFARZIK (1892) as dacite tuff and J. NOSZKY SR (1940a, b) as rhyolitic dacite tuff. In the light of detailed chemical and mineralogical-petrographic analyses, L. RAVASZ BARANYAI (in G. HÁMOR, 1972) identified the complex as a whole as dacite tuff.

Petrographic and stratigraphic judgement has always been largely handicapped by the presence, in several horizons of the Miocene sequence, of stringers, i. e. intercalations redeposited from the "Lower Rhyolite Tuff". These were accorded a stratigraphic value by some scientists (I. FERENCZI, 1939; J. NOSZKY SR, 1940a; F. HORUSITZKY, 1942; S. VITÁLIS, 1940). Eventual redeposition was suggested, for the first time, by I. KUBOVICS (1962b).

The separation of the Tar Dacite Tuff Formation is motivated by its being mappable and its stratigraphic importance.

The name has been taken from Tar village. Its use is justified by priority reasons (C. M. PAUL—W. GÖBL, 1866 and J. NOSZKY SR, 1912) and by the fact that the complex, together with the under- and overlying beds is exposed best in the Fehérkő quarry at Tar (Fig. 42).

The average *lithological composition* based on statistical evaluation of 419.4 m of core from a total of 14 boreholes is: airfall tuff 14.4%, pumiceous tuff 70.0%, agglomerate 15.6%.

The airfall tuff is a light grey, greyish-white to greenish-grey biotitic "crystal tuff" of varying grain size in which, along with quartz, volcanic glass and biotite, pumice detritus of sand grainsize can be distinguished megascopically. The rock or only its matrix is often altered to bentonite. It is well-stratified, having been sorted during the aerial transport and aquatic deposition.

The pumiceous tuff is a greyish-white to yellowish-grey rock, sometimes yellowish-white in colour owing to limonitic staining. It contains a lot of pumice detritus generally larger than 1 cm in size. The largest specimen attains even 15 cm in diameter (surface profile of Galgaguta). In addition to pumice detritus, irregularly scattered, usually isometric andesite lapillis and lava remnants of 1 to 3 cm size can be observed in rare cases, too. The tuff is thick-bedded and in some cases slightly ignimbriticized.

The term agglomerate has been used to denote rock variants in which andesite bombs are often added to the pumice detritus in the groundmass. The bombs are up to 3 to 5 cm in size. These beds are generally of darker grey to brownish-grey colour; they occur quite at random, as massive interbeds within the rock sequence (Fig. 43).

The larger volume of airfall tuff and agglomerate in the Tar Dacite Tuff as compared to the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation is worthy of attention. The chemical composition of the various tuffs is presented in Table 32.

The thin sections of rocks from the Tar Dacite Tuff Formation were studied by L. RAVASZ BARANYAI (samples from boreholes Tar 35, Bercel 5 and Piliny 8). The results may be summarized as follows.

The striking difference in the thickness of the three pyroclastic accumulations of identical mode of occurrence (100 m in borehole Tar 35, 5 m in borehole Bercel 5 and 0.8 m in borehole Piliny 8) can be explained by their different distance from the eruption centre. In function of this the grain size varies too: a maximum of 3 cm in Tar 35, a maximum of 3 mm in Bercel 5 and 1 to 2 mm in Piliny 8.

In the more remote Bercel and Piliny areas, the tuff accumulation is airborne. In borehole Tar 35, some horizons reveal features suggesting some welding in contrast to the airborne bulk of the tuff complex.

The pyroclastics are of vitro- to crystalloclastic texture. The volcanic glass pumice—crystal fragment ratio is 75–85 to 25–15%. The mineralogical composition is of rhyodacitic character. The mineral fragments are represented by intermediate plagioclase, subordinate mafic silicates including biotite and less hornblende and a very low quantity of quartz that may be just sporadically present. With increasing distance, the quantity of mafic silicates of higher specific weight decreases.

The assignation to the rhyodacitic products is justified above all by the scarcity or total absence of quartz as opposed to the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, substantially richer in quartz. Present as a lithoclastite of low quantity (5%), the andesitic-dacitic pyroclastics also prove that the rock is more inclined to become dacitic.

The degree of bentonitization undergone by the material of borehole Piliny 8 is rather low. That of borehole Bercel 5 increases towards the higher horizons. Some horizons of the pyroclastic complex of borehole Tar 35 have been affected by a comparatively advanced bentonitic alteration. (Higher-degree montmorillonitization or synchronous formation of several secondary cryptocrystalline SiO₂ modifications.)

The pronounced alteration observed in some horizons (probably restricted to the less consolidated tuff material) of the thick pyroclastic complex of borehole Tar 35 is directly proportional to the degree of carbonatization and to the appearance of other secondary minerals such as opal. The pronounced argillization accompanied by carbonatization (calcite, dolomite, locally siderite) and sometimes by opal is suggestive of postvolcanic hydrothermal alteration of a mighty complex. This is accounted for by being situated closer to the eruption centre, too. Clastic disintegration observed on some samples from the complex (more conspicuous on those deriving from the deeper horizons) suggests that an avalanche-like tuff flow may have consolidated when still in motion.

The rocks of the formation contain no animal fossils, but they do contain, however seldom some coalified plant remains. No sedimentary intercalation interrupts the sequence. At the base of the formation, e. g. in borehole Tar 35, features like thin-bedding and the presence of carbonate nodules or lumps and the stratification due to bentonitically altered bands in the surface profile of Galgaguta and near Sámsonháza suggest deposition in water. At the upper boundary, in the Galgaguta profile (where it is overlain by sediments), a similar phenomenon is observable. The bulk of the formation, however, is dacite tuff deposited in a terrestrial environment and grading westwards into rhyodacite or into andesitic rhyodacite tuff. A vigorous explosion from eruption centres like the northwest—southeast oriented fissures of the Szentkút and Galga faults must have lifted products that would undergo airborne transportation to great distances.

The Tar Dacite Tuff Formation overlies, conformably, but with a sharp contact, the Fót Formation or the Hasznos Andesite Formation or, when these are absent, the Garáb Schlier Formation. Its close tectogenetic connection with the underlying beds is proved by the profile of borehole Nagybárkány 3, where the first pumice bombs, enclosed in the silt beds of the Fót Formation, are found at 3.5 and 7.5 m below the bottom of the tuff sequence.

The Tar Dacite Tuff Formation is covered in some places (Galgaguta, Litke) by the rocks of the Fót Formation. In other places the tuff is overlain, with an erosional unconformity and a sharp contact, by Badenian or Sarmatian volcanosedimentary deposits.

The thickness of the formation is an average of 40 m or so. The maximum has been encountered in the vicinity of Tar (135 m) (Table 33). It can be shown to occur throughout the study area, being exposed in comparatively huge masses in the vicinity of Tar, Hasznos, Jobbágyi, Sámsonháza—Márkháza, Cserhátszentiván, Kutasó, Bercel, Galgaguta and Fót. As stratotype, the profiles of Fehérvő quarry at Tar are proposed.

The problem of redeposited tuffs

Several problems for the understanding of local geology arose (being unsettled even when this work was launched) from the presence of redeposited tuff beds. This has been due to the following causes:

- the redeposited tuffs are locally rather thick (Table 34),
- their lithological features are rather conspicuous (white colour, biotite content, etc),
- they reappear several times in the rock sequence,
- terms like “tuff”, “tuffaceous”, and “tuffitic” are used quite inconsistently in the primary drilling documentations and even in the relevant literature.

Our detailed studies, however, have shown the following:

— *the areas around Nagybárkány—Sámsonháza—Mátraverebély SW—Tar—Hasznos belong to one and the same tectonic unit and the Tar Dacite Tuff Formation is at present exposed, where the exposure is controlled by the morphology. Consequently, in subareas that lie morphologically deeper (between Tar and Nagybátony, Mátraverebély, Kisterenye—Szúpatak) the horizon in question is not expected to crop out. The “tuffs” penetrated by drilling in these subareas can be nothing else than redeposited products of an earlier eruption.*

— *in addition to the thick, redeposited tuff beds described and recorded as “Middle Rhyolite Tuff” and presented in profiles in the foregoing discussion, the rock sequence contains at least 10 to 12 redeposited tuff stringers varying between 1 and 10 cm in thickness (Fig. 44) already from the hanging-wall of Seam III on,*

— *unlike the “true” ejected dacite tuffs, these beds have never been ignimbritized, they bear in every case the traces of aquatic transportation and deposition (rounded sand grains, pumice undergone natural floating; overall argillization; frequent fragments of megafossils and Foraminifera),*

— *in the descriptions the terms “tuff”, “tuffaceous” and “tuffite” have been used, as shown by our revision studies, too broadly, to include microlaminated, bentonitized and, sometimes, even glauconitized rocks (containing no material of tuff origin at all) and always containing some biotite.*

Conclusions:

1. The possibility of repeated feeble volcanic activities is not precluded. So we agree with I. KUBOVICS et al. (1971). Should this be the case, however, one ought to encounter more frequently the traces of such plumes of ejecta at and around the eruption points supposed to be located on the margins. In reality, however, such “tuff traces” are more common in the centre of the basin, becoming rarer towards its margins.

2. In addition to the arguments just mentioned, tuff redeposition, which we consider more likely, is proved by the following circumstances:

— the tuffs appear, as a rule, at about the base of the mesocycles detectable in the Egyházasgerge Sandstone Formation and the Garáb Schlier Formation or it is there that they get enriched. This is due either to a new expansion of the transgressions associated with rhythmical subsidence or to the abrasion of additional masses of the “Lower Rhyolite Tuff” present at the margins. This is supported by the fact that the redeposited tuff products abound in the original area of distribution of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation while where the afore-mentioned formation was absent even originally—e. g. W of the Galga Valley—, no redeposited tuff is known even as an exception to the rule,

— remarkably enough, the thickest redeposited tuff sequences are found where the most vigorous subsidence and the heaviest transgression occurred, i. e. in the Egyházasgerge Sandstone Formation,

— the detailed study of these beds has called attention to another interesting fact. Abrasion affected not only the “Lower Rhyolite Tuff”, but the sericite- and chlorite-schists belonging to the Veporic crystalline basement as well. This is proved by the presence of chlorite-schist detritus in the redeposited tuffs and the southward reduction of their grain size (3 to 4 cm in the vicinity of Kisterenye and 0.3 to 0.5 cm around borehole Tar 35) and, moreover by the fact that considerable part of the glauconite of the coarse-grained transgressional sandstones represents chloriteschist detritus,

— our indirect experience obtained when solving similar problems in the Mecsek Mountains was that the volcanic ejecta rapidly getting deposited in the sedimentary basin did not change the foraminiferal spectrum of the sequence; while the pyroclastics being redeposited and partially dissolved radically influenced the faunal association by changing the chemical composition and the suspension characteristics of the medium. As it is shown in Supplement III the number of foraminifer species consequently decreases near the appearance of redeposited tuffs.

— the fact that no continuous volcanism has so far been observed in the Karpatian deposits in the Central Paratethys may serve as an indirect argument against the hypothesis admitting such a phenomenon in our case.

Accordingly, the lithostratigraphic, tectonic and volcanologic interpretation are not affected by the fact that this problem is not settled. Although the possibility of a temporary volcanic activity cannot be completely excluded, our studies have provided ample evidence for the delimitation of the Tar Dacite Tuff Formation, for the establishment of the boundaries of the volcanic paroxysm in space and time and for efficient use of this formation in structural geological analyses.

The lithology, sedimentary cycles and arrangement of the formations belonging to the Karpatian stage are summarized in Supplement IV and Fig. 45.

Badenian Stage

Leithakalk Group

The group, as discussed here, includes the marine sedimentary and the various igneous (volcanic) deposits between the Tar Dacite Tuff Formation and the Sarmatian freshwater and brackish-water deposits.

The major lithostratigraphic unit of the study area was distinguished already during the first mapping by the Vinnese [F. FOETTERLE–M. RACKIEWICZ (1866), F. ANDRIAN (1867), G. STACHE–J. BÖCKH (1865)] basalt, trachyte, andesite-trachyte (= andesite as understood at present) and their clastics including Leithakalk and “Hernalser Tegel”. The opinions about the stratigraphic succession varied from author to author in dependence on the area studied. It is obvious at present that their difficulties were due to a static approach to geomorphology, to the alternation of sedimentary and volcanic deposits and their intertonguing in space and time. Pioneering work was devoted to clearing the mode of occurrence and superposition by F. SCHAFARZIK (1892) and I. VITÁLIS (1915) who recognized that the andesite is interbedded within the Leithakalk.

The stratigraphic assignation of the group has always been rather consequent. Already J. SZABÓ (1858b) did observe the isochrony of the Leithakalk and the “trachyte”, an opinion confirmed by O. HINTERHUBER (1866). Both formations were assigned to the Tertiary. J. BÖCKH (1866) placed what he called the “Leithakalk Stage” in the Upper Mediterranean and pointed out that it was overlain by the “Cerithium Stage”. J. NOSZKY SR (1912a) also assigned the rocks in question to the Upper Mediterranean. Later (1940a) in accordance with the new stratigraphic scale of the Neogene, he placed them in the “Lower Tortonian volcanic complex”, or the “Upper Tortonian transgressive Leithakalk sequence”, respectively. L. BARTKÓ (1962) distinguished between Lower Tortonian “lower sandy-argillaceous beds” and “Upper Tortonian” “upper limestone sequence”.

Biostratigraphically, the deposits in question with a very rich fauna were assigned, as a rule, to the Upper Mediterranean, Tortonian, without any remark as to the possibilities for further stratigraphic subdivision (L. STRAUSZ, 1923, 1925, 1928, 1929; L. BOGSCH, 1936, 1943a, b, c; I. CSEPREGHY MEZNERICS, 1954). In the course of his foraminiferal studies, L. MAJZON (1936) was the first to suggest—however only concerning the Tortonian deposits in the vicinity of Nógrádszakál—the possibility of distinguishing a Lower Tortonian substage.

As a result of detailed field-surveys and studying key sections in boreholes and in outcrop and evaluating the results, the rock sequence in question could be divided into five formations. Having established their stratigraphic succession and mode of superposition, we propose here a tentative bio- and chronostratigraphic subdivision of the group.

The formations distinguished are: the Nógrádszakál Marl Formation, the Sámsonháza Formation, the Mátra Volcanics Formation, the Rákos Leithakalk Formation, the Szilagy Claymarl Formation.

Nógrádszakál Marl Formation

The marine sandstones and sands underlying the trachyte tuff and conglomerate near Szakál and Ludány were reported already by O. HINTERHUBER (1866) who pointed out their belonging to the “Leithakalk Horizon”. J. NOSZKY SR (1912a) mentioned the presence of Upper Mediterranean apparently schlier-like marls under the andesite “in the Piliny beds on the Ipoly River”, noting that in the Cserhát, rocks like these always appear above the andesite. As pointed out by L. STRAUSZ (1925), the formation of Szakál is strikingly “similar to the Baden clay”. L. BOGSCH (1935, 1936) regarded the “tuffaceous marl of Nógrádszakál” as counterpart “of parallel extension” of the Leithakalk and dated it, in the light of its rich fauna as Tortonian. L. MAJZON (in L. BOGSCH, 1936) assigned the beds in question to the Lower Tortonian. L. BARTKÓ (1962) was of the opinion that they are, as “the lower, sandy, argillaceous sequence” of the Lower Tortonian, widespread throughout the Nógrád Basin.

The name of the Nógrádszakál Marl Formation has been taken from Nógrádszakál village in northern Hungary (Nógrád County). The establishment of the formation is justified by priority considerations (L. BOGSCH, 1935), its lithological uniformity, its rich megafauna, its characteristic benthonic foraminiferal fauna and its nannoplankton.

As stratotype of the formation, the village-crossing stretch of the valley of Bertecse brook at Nógrádszakál and the 87.7–195.0 m interval of borehole Nógrádszakál 2 have been chosen.

The Nógrádszakál Marl Formation is constituted as a rule by grey, molluscan claymarls (Fig. 46); fine-sandy marls with corals, Mollusca and Heterostegina (Fig. 47); fine-sandy micaceous siltstones and argillaceous, fine-grained sands.

The *lithological composition* of the formation as based on statistical evaluation of 90.1 m of core from one borehole is: claymarl, marl 42.8%, silt 34.2%, sand 23.0%.

Usually argillaceous and fine-sandy, andesite clastics are intercalated in the sedimentary sequence in two places. The maximum grain size is 15 cm, in the lower intercalation and 1 to 2 cm in the upper one. The rocks in question are generally thick-bedded and well-stratified. Banded stratification occurs in the lower third of the formation.

The fossils of the formation are in addition to coalified plant remains scattered in the upper part, Lithothamnium, Amussium, Venus, Turritella, corals, Dentalium and, less often, Asturia species. In the rich foraminiferal assemblage, the representatives of Globigerina, Amphistegina, *Hopkinsina szakalensis* MAJZON and *Uvigerina macrocarinata* PAPP-TURNOVSKY are of stratigraphic value. Decreasing salinity in the upper third of the formation is indicated by the Rotalia—Elphidium—Nonion assemblage. The nannoplankton of the formation, as determined by A. NAGYMAROSY, is listed in Table 35.

Plant remains of the formation, as identified by I. PÁLFALVY from the Bertece Valley:

Equisetum parlatorii (HEER) SCHIMP., *Platanus platanifolia* (ETT.) KNOBL., *Parrotis pristina* (ETT.), STUR., *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BÜZ. et KOTL., *Quercus* sp., *Castanea atavis* UNG., *Populus populina* (A. BR.) KNOBL., *Populus* sp.

Floral remains collected by SZONTÁGH from Nógrádszakál:

Magnolia sp., *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN., *Daphnogene* sp., *Laurus* sp., *Laurophyllum* sp., *Ulmus* sp., *Carpinus grandis* UNG., *Quercus* cf. *libani* OLIV., *Carya* cf. *serraefolia* (GOEPP.) KR., *Phoenicites* sp.

The Foraminifera fauna of the formation is presented in Table 36, and the megafauna in Table 37.

The rocks of the formation are marine, of nearshore-open marine facies. In the light of the faunal assemblages, the depth of deposition is estimated at 60 to 80 m. Its genesis is explained by ingressions into the Etes Trough repeatedly subsiding during the Late Styrian orogeny.

The Nógrádszakál Marl Formation, NNE of the study area overlies, with an apparent conformity, the Garáb Schlier Formation both in the Ipoly Valley and the Etes Trough. Its lower boundary is marked by the first appearance of *Hopkinsina szakalensis* and *Uvigerina macrocarinata* as well as by a rich megafauna of Mediterranean type. Its upper boundary is indicated by a particularly rich foraminiferal assemblage repeatedly appearing after the basal conglomerate of the overlying Sámsonháza Formation, i. e. the topmost fossil-poor beds of the formation. It grades laterally into the Mátra Volcanics Formation as evidenced by the lithological log of borehole Nógrádszakál 2. A similar transition may have existed towards the Sámsonháza Formation too, but it cannot be proved because of poor exposure.

The thickness of the formation, as revealed by drilling, is about 90 m (Table 38). The extension of the formation in Hungary is restricted to the NW part of the Etes Trough.

Palaeogeographical connections are traceable to the SSW as far as the Mátraverebély—Szentkút area, and they are proved by sound evidence in the Ipoly Basin farther N, in S Slovakia.

The surface stratotype of the formation is a profile now already of difficult access, located in the built-up area of Nógrádszakál village, where this is crossed by the valley of the Bertece brook. For this reason, a drilled section has been chosen as stratotype, in borehole Nógrádszakál 2 put down in the valley of the Párizs brook, by the railway line (Supplement V).

Sámsonháza Formation

The Sámsonháza Formation comprehends the marine deposits lying between the Mátra Volcanics Formation and the Tar Dacite Tuff Formation or being intercalated in the Mátra Volcanics Formation.

After some uncertainty at the very beginning, G. STACHE and J. BÖCKH (1865) placed the Leithakalk above the Buják Andesite, but still below the “basalts” of Szanda and Tepke.

F. SCHAFARZIK (1892) was the first to fix the position in the rock sequence as underlying the volcanic series he had defined as pyroxene andesite. He mentioned as its type the fossiliferous sand of Márkháza bearing a fauna of Pötzleinsdorf type and he determined its age as corresponding more or less to the lower horizon of the Upper Mediterranean.

J. NOSZKY SR (1912a, 1931) recognized that the “Piliny beds” in the NE had the same position in the sequence. Of the three Leithakalk horizons distinguished by him, this one represents the middle (the lower one being the bryozoan sandy limestone of the Fót Formation). In the NE area, I. FERENCZI (1942) too concluded that the deposition of the Leithakalk had preceded the birth of the bulk of the volcanic series. I. CSEPREGHY MEZNERICS (1954) gave a profile of the Nagy-Vajas-hegy ravine at Piliny and correlated it with that of the Bertece brook of Nógrádszakál. Other researchers of the study area not to be quoted by name here—and even J. NOSZKY SR (1940a), in his summary—have reckoned with the presence of sedimentary deposits only above the volcanics.

During his surveying of the Nógrád—Cserhát area, relying on newly exposed key sections, G. HÁMOR et al. (1974) distinguished these beds as “Lower Leithakalk” and “Lower Leithakalk sequence”. He included in this BOGSCH’s Mátraverebély—Szentkút beds of sandy facies with a dwarfish fauna (1943b) and BARTKÓ’s “lower sandy, argillaceous tuff beds” from the Cserhát (1962) as well.

The Sámsonháza Formation has been named after Sámsonháza village in N Hungary (Nógrád County). The choice of this name instead of the name Márkháza that may have been justified on account of priority is that the formation is better exposed here. No lithological term is used in the formation name due to the great diversity of its rock.

Its establishment motivated by the important geohistorical role of the formation, its abundant fauna and its being easily separable from both the under and overlying beds. The surface profile of Buda-hegy at Sámsonháza has been designated as stratotype of the formation (Fig. 48).

The Sámsonháza Formation is constituted on the margins by gravels and sandy gravels; yellowish-grey argillaceous, *Ostrea*-bearing sands; yellow, usually small to fine-grained sands and sandstones with shell fragments of Mollusca and with Bryozoa and Heterostegina; yellowish-white lithothamnian limestones and molluscan limestones (calcareous sandstones). When developed in a nearshore facies it is composed of bryozoan and lithothamnian sandy marls, grey fine-sandy siltstones, tuffitic clays and siltstones (Fig. 49–51).

The average *lithological composition* based on statistical evaluation of 131.9 m of core from 6 boreholes is: clay 28.0%, sand 53.9%, gravel 3.7%, limestone 14.4%.

Now and there the rock sequence is interrupted by intercalations of pyroclastics (e. g. borehole Sh. 9, 41.0–43.6 m, borehole Nsz. 2, 45.0–46.0 m, 75.3–76.1 m) that are products of aquatic deposition of ejecta from synsedimentary andesite eruptions (remains of scoriaceous lava, pumice detritus of 1 to 2 cm size, stratified tuffite, bentonitized tuffite). In most cases, the sands and gravels are consist of andesite.

It cannot be found out, however, whether the material was introduced as a result of syngenetic eruption or as a consequence of abrasion into the sedimentary basin. The latter possibility is suggested by the rich fauna of the sands. The land-derived material of the sandstones and limestones is usually well-sorted, mainly around 0.2 mm in grain size. Both contain masses of fossil detritus. The cement is calcite, or, in some places, montmorillonitic clay. The CaCO₃ content of the limestone and calcareous sandstone is 75 to 90%, that of the sandstone about 58 to 65%.

The rocks of the formation are generally well-stratified. The lithothamnian limestone is locally of reefal character, growing thicker or pinching out, respectively. On the W slope of Buda-hegy (hill), lenticular coral bioherms (microreefs) are found in the lithothamnian limestone (GY. HEGEDŰS–I. JANKOVICH, 1973).

The changing thickness of some marker rocks along the Sámsonháza—Márkháza line or at Nógrádszakál is remarkable. According to the results of statistical evaluation, the coarse detritus is 2.8 to 0.6 to 0.2 m thick, the limestone 4.8 to 3.0 to 0 m, while the clay 0. to 2.0 to 19.3 m.

The formation is very fossiliferous. Coalified plant remains occur sporadically, mainly in the argillaceous rocks (borehole Nsz. 2). Lithothamnium remains are rockforming constituents.

In the Mollusca fauna, chiefly the bivalves are predominant: along with *Ostrea*, *Venus*, *Cardium* and *Aloidis*, less common are *Pecten* and fragments of *Chlamys* and *Amussium*. Gastropods are fairly common too, the representatives of *Ancilla*, *Conus* and *Turritella*, bryozoans and corals being locally rockforming (Table 37).

In the foraminiferal assemblage, the representatives of *Amphistegina*, *Quinqueloculina* and *Spiroplectamina* and less often *Heterostegina* or in open marine facies, *Globigerina* and *Orbulina* are quite common (Table 36). Vertebrates are represented by fragments of fish scales.

The rocks of the formation are marine including mainly littoral and, in the northeast, open marine to nearshore facies. The mode of superposition is rather varied, but quite clear. In basin facies, the formation overlies conformably the Nógrádszakál Marl Formation. On the margins it is transgressive on rocks of the Tar Dacite Tuff-, Fót- or the Garáb Schlier Formation and in some places, it may laterally replace the Nógrádszakál Marl Formation. As a pinching-out, transgressive bed, it is observed to be penconformable in relation to the Mátra Volcanics Formation. The lateral intertonguing of the Sámsonháza Formation with the Mátra Volcanics Formation is illustrated by Fig. 52.

It is overlain throughout the study area by the Mátra Volcanics Formation, thus its delimitation towards the hanging wall is quite easy. Also from the underlying beds it is delimited by a sharp change in lithology. In basin facies, its lower boundary is marked by the coarse clastics at its base, a phenomenon accompanied by a new foraminiferal invasion.

The thickness of the formation varies between 10 and 40 m, being about 20 m on the average (Table 39). Its area can be delineated to lie northeast of the Sósartyán—Szentkút fault, in the Etes Trough area. Its palaeogeographic connections are traceable beyond the state border, in southern Slovakia. On the surface, it can be studied in the stratotype (Buda-hegy at Sámsonháza), at the NE end of Márkháza village and in the Nagy-Vajas-hegy ravine at Piliny.

Mátra Volcanics Formation

Huge masses of igneous rocks were reported to occur in the Börzsöny, Cserhát and Mátra areas already by the first foreign travellers H. ESMARK (1798), K. A. ZIPSER (1817) and F. S. BEUDANT (1822). These gentlemen and also J. SZABÓ (1858b), F. FOETTERLE (1858), G. STACHE (1866) and J. BÖCKH (1866) regarded the rocks in question as basalts, others, mainly in the light of studies of the northeastern areas (O. HINTERBURGER, 1866; F. FOETTERLE—M. RACKIEWICZ, 1866), as trachyte, while C. M. PAUL (1866) considered them to represent andesite trachytes. TH. FUCHS (1871) listed marine faunal elements from the trachyte tuff of Piliny.

After studying the Cserhát volcanics in detail, F. SCHAFARZIK (1892) determined them as pyroxene andesites. J. SZABÓ (1858b) considered the age of the volcanism synchronous with the leithakalk formation, though the possibility of continued volcanic activity during what he termed the “Cerithium Stage” was not excluded.

F. SCHAFARZIK (1892) stated that most eruptions must have occurred in the time-span between the early (Pötzleinsdorf sands) and the late Late Mediterranean (Leithakalk). Subsequent authors accepted uniformly its Upper Mediterranean age. J. NOSZKY SR (1940a) regarded the totality of the volcanics above the schlier to be of Early Mediterranean age. I. KUBOVICS (1963a) and later GY. VARGA (1966) assigned only the Middle and Upper Volcanics to the Tortonian, separating the Lower Volcanics from them.

G. HÁMOR et al. (1974), when introducing the new Neogene stratigraphic nomenclature, determined the volcanics overlying the Tar Dacite Tuff Formation as of Badenian age. They considered the genesis of the stratovolcanic sequence and the "Lower Leithakalk" to be synchronous and the "Overlying Andesites" and the dykes to be younger. (It should be noted in this context that on the Geological Map of the Nógrád—Cserhát Exploration Area published in 1974 the subvolcanic dyke-andesites around Szanda and Bercel are represented as of Ottungian age. This dating was based on the relation to the underlying beds and the absence of cover. This dating has since been disproved by the relevant radiometric K/Ar dates.)

The formation, as accepted now, comprises "the middle stratovolcanic sequence" and "the upper or overlying andesite sequence" of GY. VARGA–E. CSILLAG TEPLÁNSZKY–ZS. FÉLEGYHÁZI (1974) as well as the "Middle Volcanics" and "Upper Andesites" of I. KUBOVICS et al. (1971).

The formation has been named after the Mátra Mountains (N Hungary), where it is developed in fullest sequence. The volcanics in the Mátra area are clearly correlable with their counterparts in the Cserhát area. The detailed description of the formation was published by GY. VARGA–E. CSILLAG TEPLÁNSZKY–ZS. FÉLEGYHÁZI (1974). The priority for the choice of the formation name has stemmed from the terms "stratovolcanic formation" and "overlying formation" used on the synoptic map appended to the afore-mentioned publication.

A stratotype for the formation (in the Mátra area) is still to be designated. In the present summary we will restrict ourselves to report in brief on the volcanics from the area between the Galga Trough and Etes Trough in the Cserhát Mountains. The type section from the abandoned quarry of Sámsonháza is shown in Fig. 53.

The average *lithological composition* of the Mátra Volcanics Formation based on statistical evaluation of 1033.9 m of core from a total of 23 boreholes is: tuff 56.0%, agglomerate 32.0%, lava 11.1%, sedimentary interbeddings 0.9%.

The formation is made up of alternating light grey, brownish-grey, greenish- and yellowish-grey andesite tuffs, lapilli-bearing andesite tuffs, tuff-agglomerates and andesite-agglomerates of varying grain size, often with bentonitized matrix; scoriaceous and vesicular grey andesites; red scoriaceous oxyandesites; dark grey to black compact hypersthene-bearing augiteandesites; in lesser amount, of greyish-white rhyolitic, dacitic and andesitic mixed tuffs and tuffites. The chemical analyses of the individual rock types are listed in Table 40.

In the fine-grained rocks, augite, biotite, pumice, locally, pyrite, fissure- and cavity-filling calcite and chalcedony are visible to the naked eye. The lapillis are composed most frequently of hornblende-andesite, oxyandesite and pumice (Fig. 54–57). The maximum size of the volcanic bombs in the study area is as follows: 100 m in borehole Tar 35, 25.0 m in borehole Nógrádszakál 2, 15.0 cm in borehole Kozárd 1 and 3–4 cm in borehole Mátraverebély 122. In some agglomerate beds rounded pebbles usually made up of andesite can be observed (borehole Garáb 2, Sámsonháza 12, 14, Mátraszőlös 9). In the vicinity of Nógrádszakál, chlorite-schist, gneiss and gneiss—granite pebbles deriving from the basement are found. The overwhelming majority of the rock may be ranked as andesite. Exception to the rule are the acidic tuffs and tuffite of rhyolitic and rhyodacitic composition (with andesite and pumice lapillis) immediately underlying the Rákos Leithakalk Formation (boreholes Tar 35, Sámsonháza 9, 13, surface exposure at Sámsonháza) which are known in the Mátra facies of the formation as well. These intercalations are about 0.3 to 20 m thick. Situated at 27.8 to 36.0 m depth in borehole Sámsonháza 9 and at 84.5 to 85.3 m in borehole Mátraverebély 122, they contain peculiar tuff pellets (Fig. 58).

Having studied them under the microscope, L. RAVASZ BARANYAI gave their characteristics as follows:

1. *Andesite tuff, lapilli-bearing andesite tuff.* As shown by the examination of the material of boreholes Tar 35 (132.0–366.0 m) Garáb 2 (22.9–38.8 m), Nógrádszakál 2 (22.9–38.3 m), Mátraszőlös 9 (74.2–81.9 m) and Püspökhatvan 4 (28.0–32.7 m) and of the type section at Sámsonháza, the pyroclastics are of mixed character, wherever they may occur. They show a crystallo-vitro-lithoclastic texture with extremely varying proportions of the individual types of pyroclastic material. The tuffs vary in grain size between 0.02 and 2.0 mm with a maximum of 5 mm. The grain size range of the lapilli-bearing tuffs extends up to several cm (Püspökhatvan 4, Garáb 2). Attaining 234 m in thickness, the andesite tuff sequence in borehole Tar 35 excels with its comparatively fine clastic material with a maximum grain size of 2.0 mm. Lapilli-bearing andesite tuffs were intersected by boreholes Püspökhatvan 4 and Garáb 2. In borehole Tar 35, only the thin bed observed in the 180.7–181.0 m interval is of agglomerate (breccious) character. The glass detritus in pumiceous, vesicular and scoriaceous, containing intermediate plagioclase laths or, more rarely, porphyric crystals. The crystal fragments are represented by intermediate plagioclase, hypersthene, augite, some hornblende and very little biotite and, sporadically, resorption-rimmed quartz. Lithoclasts are represented by andesite types of a varied texture; abounding with felsitic, pilotaxitic, microholocrystalline or, in some cases, hyalopilitic-porphyric volcanic detritus.

The material of the accumulated tuff is often decomposed. In addition to argillization (montmorillonite and illite), the material from boreholes Mátraszőlös 9 and Tar 35 and the surface exposure of Sámsonháza has undergone a pronounced degree of carbonatization, too.

2. The *agglomerate* from boreholes Nógrádszakál 2 (8.3–21.0 m), Mátraszőlös 9 (104.0–111.7 m) and Tar 35 (180.7–181.0 m) is of breccious structure. Having a grain size of cm to dm order of magnitude, the detritus is represented mainly by andesites

or an andesite groundmass cemented, for the most part, by a low amount of finer clastics. Scoriaceous, porphyric and pilotaxitic pyroxene andesite is the most common type. In rarer cases, a hyalopilitic, spherulitic, microholocrystalline groundmass and vesicular-scoriaceous glass fragments occur. Crystalline schist, gneiss and granite of basement origin are observed as xenoliths.

3. The *lava flows* wedged in, observable in boreholes Mátraszőlös 9 (82.9–88.5 m) and Püspökhatvan 4 (32.7–58.4 m) are, all with no exception, pyroxene andesites of scoriaceous structure and porphyric texture with a pilotaxitic groundmass. Porphyric components: intermediate plagioclase, hypersthene and augite of 0.1 to 3.0 mm size. The groundmass is made up by a web of acicular, lath-shaped and platy plagioclase, a smaller quantity of pyroxene (pigeonite and brown glass crystals varying between 0.02 and 0.1 mm in length). The cavity walls are fringed by brownish-green hydrogel, sometimes montronite, opal and chalcedony. Cavity-filling minerals are the same as listed above, but calcite is frequent, too.

The dacite tuff layers interbedded with the stratovolcanic formation and associated mainly with thicker (but at the same time, finer-grained) accumulations (borehole Tar 35) are worthy of attention. The thick sequence was accumulated in seawater and the interbedded more acidic pyroclastic members are a heavily decomposed.

The rocks of the formation are mostly well-stratified and thick-bedded. The lava beds vary from 0.2 m to 7–8 m in thickness. The formation is constituted by a maximum of three lava horizons and three pyroclastics horizons characterized by I. KUBOVICS et al. (1971) as follows (from the bottom to the top of the sequence):

1. *Lower pyroclastics horizon*: tuffaceous andesite agglomerate and andesite tuff (Nagymező-patak, Pusztavár-hegy).
2. *Lower lava horizon*: basaltic andesite, bronzitehypersthene-augite andesite (Cserhátszentiván, Somos-malom at Ecseg).
3. *Middle pyroclastics horizon*: andesite tuff, tuffaceous andesite agglomerate (northern ravine at Kozárd, deep chasm of Bükk-hegy).
4. *Middle lava horizon*: andesite with a pigeoniteaugite groundmass, bronzite-hypersthene-bearing augite andesite (valley of Cserhát brook, slope of Közép-hegy, Dobogó-hegy).
5. *Upper pyroclastics horizon*: andesite tuff agglomerate with lapillis and bombs (Közép-hegy, Bézma-hegy, Tepke).
6. *Upper lava horizon*: afaftic andesite and microandesite (Bercel, Szanda, Kutasó).

During our field surveys we could map six different units, dyke andesites, lavas and other pyroclastics. As a result of survey drilling work, concluded that at most three lava horizons observable (borehole Mátraszőlös 5) and that, remarkably enough, a maximum of three pyroclastics horizons can be identified even when interbedded with sedimentary deposits (in a sedimentary basin) (boreholes Sh. 13 and Nsz. 2). Farther SE only two are found (boreholes Sh. 9 and Mv. 122).

Consequently, the Mátra Volcanics Formation represents a stratovolcanic sequence produced by three major phases of volcanic activity. The last lava effusion remained partly subvolcanic. Its dykes are controlled by tensile fissures of NW—SE direction. The dykes are generally 30 to 50 m wide, locally even 100 to 300 m. These latter are frequently characterized by columnar jointing (Fig. 59) (e. g. Szanda, Bercel, Bér).

The formation developed under varied environmental conditions. In the SW Mátra, the Cserhát and the major part of the Ostrovsky Mountains, the volcanism took place subaerially producing characteristic scoriaceous lavas, poorly sorted, lahar-like pyroclastics of oxidated surface (boreholes Bér 4, At. 2, Mv. 5, Szentkút 1, and exposures in the quarry on the slope of the Várhegy at Sámsonháza). Between the Mátra and the Cserhát, in the Garáb—Márkháza—Piliny—Nógrádszakál area, the volcanic products are interbedded with the formations deposited in the sedimentary basin.

Intertonguing (Fig. 52) is evidenced by the sedimentary intercalations found in the volcanic rocks of the formation (an *Ostrea*-bearing bed at the base of the volcanics in borehole Nb. 317; molluscan, tuffaceous sandstone between 83.7 and 84.0 m in borehole Sh. 15; tuffaceous calcareous marls in the 8.0–8.5 m interval of borehole Sh. 14 and the 43.5–78.1 m interval of borehole Sh. 12; calcareous sandstone at 31.0 m in borehole Garáb 2; siltstone between 38.3 and 40.5 m in borehole Nsz. 2 and many coalified vegetal remains found in the volcanics; subaquatic pseudoagglomerate accumulation in the volcanics of borehole Mv. 122 and Sh. 16 and the gravel formations already mentioned).

Synsedimentary volcanism is proved by the volcanic bombs found in the sediments (bombs increasing upwards in size in the Leithakalk exposed in the Fehérkő quarry at Mátraszőlös (I. VITÁLIS, 1915); the volcanic intercalations in the reefal limestone of Kincsespuszta near Nógrádszakál (L. BARTKÓ, 1952) and in the lithothamnian, calcareous and fine-grained sandstone as well as in the Rákos Leithakalk Formation.

The Mátra Volcanics Formation overlies unconformably the Sámsonháza Formation (being also laterally intertongued with it) or, elsewhere, the Garáb Schlier-, the Tar Dacite Tuff- and the Fót Formation. It is overlain throughout the study area by the Rákos Leithakalk Formation or by younger deposits. Its delimitation both up- and downwards is based on the appearance of marine sedimentary deposits and fauna.

The thickness of the formation in the area of the volcanic superstructures is 300 to 400 m (Table 41), decreasing gradually to 90–70–30 m towards the basin facies. In the study area it occurs in the NW Mátra, the Zagyva Valley and in the area of Tepke, Bézma, Cserhátszentiván and Dobogó as well as in the vicinity of Nógrádszakál and Püspökhatvan. There are good surface exposures in the Várhegy quarry at Sámsonháza, the type section of Sámsonháza, the Csevice Valley at Tar, the Várhegy of Nógrádszakál, the Várhegy of Hollókő (Fig. 60) and in the quarries of Szanda, Bercel and Bér.

Upper Miocene

Rákos Leithakalk Formation

In the *Lexique Stratigraphique International* (2^e édition Vol. I, fasc. 9. "Hongrie"), the term "Calcaire de Lajta de Fertőrákos" is inserted under the entry "Fertőrákos", as a widely accepted stratigraphic notion, to denote rock referred to as Rákos Leithakalk Formation in this work.

The name of the formation was taken from the village Fertőrákos (Győr—Sopron County), where the quarry exposing it had been exploited since Roman times. To use this name was justified by the fact that the most typical occurrence of the formation in Hungary is found at that locality. Its interpretation as "Upper Leithakalk" was published by G. HÁMOR (1978d).

The Subcommittee on Miocene Stratigraphy of the Stratigraphic Commission of Hungary modified the formation name to "Rákos Leithakalk Formation" for the following reasons:

- In the Budapest—Rákos area the relations of the formation to the under and overlying beds are clear, its delimitation is more convincing and its geological understanding more up-to-date,
- the priority of the formation name is proved by the term "rákosi lajtamész" (= Rákos Leithakalk) used by E. VADÁSZ (1906 p. 268), and L. BARTKÓ and J. KÓKAY (1960) are the first to mention it as „Upper Leithakalk”,
- its firmly established surface stratotype is accessible in the railway-cut called "Rákosi vasúti delta",
- the age of the formation as determined litho-, bio- and chronostratigraphically alike, is Upper Badenian.

In the present work we shall present it only as it is developed in the Nógrád—Cserhát area. The formation may be extended to the territory of N Hungary as well, being present—in dependence on the palaeogeographic conditions though—throughout the country and in by and large the same lithofacies, wherever Miocene sedimentation occurred.

Attention to the rich fauna of the rocks assigned to the formation was called already by J. SZABÓ (1858). It is these rocks that are referred to as Leithakalk in the first descriptions (G. STACHE—J. BÖCKH 1865, F. SCHAFARZIK 1892). Moreover, J. BÖCKH (1866) characterizes his "Leithakalk Stage" as follows: "Nullipora-bearing limestone in the hanging-wall of the basalts". [What he means are, in fact, the "basalts" (= andesites) of Buják and Tepke.*]

The terms "true leithakalks", "upper, true Leithakalk beds" of J. NOSZKY SR (1931, 1940a), the "higher limestone sequence" of L. BARTKÓ (1962) and the "Upper Leithakalk Sequence" of G. HÁMOR (1974) indicate quite clearly the position of these rocks in the sequence.

The first detailed description of the Leithakalk was given, from the profile of Fehérvölgy quarry at Mátraszőlős, by I. VITÁLIS (1915, 1942). Its Echinoidea fauna was studied in detail and monographed, from the localities Mátraverebély—Szentkút—Meszestető and Mátraszőlős—Fehérvölgy quarry, by E. VADÁSZ (1914). Its molluscan fauna and in part its foraminiferal fauna are published in fundamental works by L. STRAUSZ (1923, 1928, 1929), E. SZÖRÉNYI (1936), L. BOGSCH (1943a, c) and I. CSEPREGHY MEZNERICS (1954).

All biostratigraphic studies have, with no exception, led to an Upper Mediterranean and, eventually, a Tortonian dating. With a view to the mode of superposition and the quite clear and convincing tectogenetic and geohistorical conditions, the workers who carried out field surveys in the study area have been unanimous in dating the beds involved as being younger. Already F. SCHAFARZIK (1892) assigned them to the upper horizon of the Upper Mediterranean. J. NOSZKY SR (1923b) placed in the same stratigraphic position first only a part of the formation (the conglomerates of Párizs-völgy), but subsequently himself (J. NOSZKY SR, 1940a) and L. BARTKÓ (1962) included the whole formation in the Upper Tortonian. G. HÁMOR (1974, 1978d) referred to the second Badenian transgression as having taken place in the time span corresponding to its upper horizon.

In the course of our detailed field surveys, in addition to the afore-mentioned rocks, the "Perna-bearing bed" of Sámsonháza and the "Szent László beds" of Szentkút (L. STRAUSZ, 1923, 1929), the "Guta limestone" and the "Melobesia limestone" (F. HORUSITZKY, 1942) and the "Ditrupa" beds (I. CSEPREGHY MEZNERICS, 1954) have also been included in the formation.

Listed in an order proceeding from the margins basinwards in the study area, the Rákos Leithakalk Formation includes: abrasional block-gravels; sandy gravels; greyish-white tuffaceous, Ditrupa-bearing sands and sandstones of varying grain size; yellowish-grey marly or heavily calcareous, fine-grained, hard sandstones; greyish-yellow calcareous, Heterostegina-bearing sandstones; tuffaceous marly sands with lithothamnian nodules, and bryozoans; Bryozoa—Ditrupa-bearing calcareous sands and calcareous sandstones (calcarenite) (Fig. 61, 62); white Lithothamnian limestones; Lithothamnium-bearing and Mollusca-coquina limestones; yellowish-white limestones with smaller Mollusca; Serpula limestone; greyish-yellow molluscan, marly limestones; brownish-grey silty, molluscan marls; calcareous, sandy, molluscan silts. Subordinate in total amount, though forming 4 to 5 intercalations on the margins and one or two ones in the basin's interior, it is the usually acidic volcanic tuffs and tuffites that add more diversity to the sequence.

* Author's remark

The average *lithological composition* of the formation as based on statistical evaluation of 406.8 m of core from a total of 13 boreholes is: argillaceous deposits 7.5%, sands and silts 69.4%, limestone 14.7%, gravel 8.4%.

With a view to the spatial distribution of the rocks under consideration, it may be concluded that the detrital deposits (gravels and sands) are located on the margins and that the reefal limestone beds occur farther basinwards. The rocks of the formation are generally well-bedded.

The gravels in the formation are mostly andesites. The grain size is generally 2 to 3 cm. In the block-gravels of Párizs-völgy it attains 30 to 40 cm. Scattered gneiss granite, mica-schist and quartzite boulders can have a maximum size of 0.8 to 1.5 m. Some of the sand material was introduced into the andesite clastics by abrasion. The sedimentary beds, too, contain large amounts of pyroclastics such as andesite lapillis, pumice, tuff-quartz and mafic components. The most eloquent testimony to a synchronous volcanic activity is represented by the pelletal tuff in the 81.8 to 89.0 m interval of borehole Mv. 122 which excludes the possibility of redeposition. Some of the sandstones are composed of quartz and andesite grains, others being constituted by skeletal remains of fossils reduced to sand grain size (calcarenite). The CaCO₃ content of the normal sandstone is high, too, partly owing to the organic matrix, partly to the fossil content (about 50% as averaged for borehole Msz. 9). In the rocks of the formation the fauna is distributed irregularly, at random, for the most part.

Characteristic fossils of the formation are Lithothamnium, Ditrupa, Heterostegina, locally Echinoidea, Bryozoa and Pecten. Its microfauna is presented in Table 36, its megafauna in Table 37. As determined by I. PÁLFALVY from a tributary of the Párizs-völgy, the megafauna includes:

Equisetum parlatorii (HEER) SCHIMP., *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER, *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN., *Berberis* sp., *Aristolochia nógradensis* ANDREÁNSZKY, *Platanus platanifolia* (ETT.) KNOBL., *Parrotia pristina* (ETT.) STUR., ?*Prunus* cf. *laurocerasus* L., *Acer palaeotataricum* É. KOV., *Acer* sp., ?*Alnus crebrinervis* É. KOV., *Vitis* sp. vel *Cissus* sp., *Fraxinus* cf. *excelstor* L., *Fraxinus* sp., *Forsythia hungarica* ANDREÁNSZKY, *Phillyrea* cf. *latifolia* L., *Phillyrea* sp., *Cornus praeamomum* É. KOV., *Viburnum* cf. *tinus* L., *Lonicera lipthayana* ANDREÁNSZKY, *Ulmus angustissima* ANDREÁNSZKY, *U. bükkensis* ANDREÁNSZKY, *U. pyramidalis* GOEPP., *U. zelkovaeformis* ANDREÁNSZKY, *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BÜZ. et KOTL., *Z. praelonga* (UNG.) BERGER, ?*Diospyros* sp., *Weimannia* sp., *Ostrya antiqua* GRUB., *O. atlantidis* UNG., *Quercus alecejevii* POJARK., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Carya tomentosa* (POIR.) NUTT., *Pterocarya* sp., *Cyclocarya cycloptera* (SCHLECHT.) ILJ., *Populus balsamoides* GOEPP., *P. populina* (A. BR.) KNOBL., *P. cf. glandulifera* HEER, *P. cf. tremula* L., *Populus* sp., *Salix haidingeri* ETT. sensu BÜZEK, *S. cf. fragilis* L., *Phoenicites* sp.

Determined by E. VADÁSZ (1914), the fauna of the Rákos Leithakalk Formation includes:

Echinoidea: *Antedon hungaricus* VAD., *A. pannonicus* VAD., *A. allardi* LOR., *A. taurinensis* NOELLI, *A. rhodanicus* FONT., *A. fontanesi* LOR., *Actinometra hungarica* VAD., *A. miocaenica* VAD., *Isocrinus hungaricus* VAD., *Ophiuroidea* sp. (articles), *Astropecten* sp., *Arbacina tenera* LOR., *A. monilis* DESM., *Fibularia pusilla* MÜLL., *Clypeaster scillae* DESM., *C. subfolium* POM., *Echinolampas (Heteroclypeus) semiglobus* LAM., *E. (H.) hungaricus* VAD., *E. cf. semisphaericus* LAM., *Pliolampas* sp., *Schizobrissus cruciatus* AG., *Milletia angulosa* MAZ., *Marettia hungarica* VAD., *Prospatangu delphiunus* AG., *Hemipatangu cf. ocellatus* DEFR., *Echinocardium* sp.

In the Fehérvölgy quarry at Mátraszőlös, remains of sharks, rays and other fish, teeth of Notidanus, allochthonous remains of Palaeomeryx and Aceratherium were recovered (I. VITÁLIS, 1915, 1942). From the Párizs-völgy of Nógrádszakál, J. NOSZKY SR (1930), too, reported allochthonous Rhinoceros remains.

The lithofacies is marine (exceptions to the rule are single puddles filled up as a result of tuff eruptions that were already subaerial). Abraded steep shore-, level beach-, littoral and sublittoral deposits as well as quite shallow-water deposits of a reef-dotted archipelago are represented, too. The water depth only seldom exceeded the lower limit of the photic zone.

The rocks of the Rákos Leithakalk Formation rest on the surface of the Mátra Volcanics Formation with an abrasional unconformity throughout the study area. The formation is overlain conformably by the Szilágy Claymarl Formation or unconformably by Sarmatian terrestrial or marine deposits.

The Rákos Leithakalk Formation is delimited both at its top and its bottom at changes in lithology. Laterally, it is intertongued with the Szilágy Claymarl Formation and, in lesser measure, with the Mátra Volcanics Formation. Their partial isochrony is indicated by the phenomena already mentioned and by the presence of volcanic ejecta in the lower third of the Rákos Leithakalk Formation occupying a rather distinct, consistent stratigraphic position.

The thickness of the formation is 30 to 35 m on the average, attaining a maximum of 70 to 80 m (Table 42).

The formation in the study area is situated SE of an imaginary NE—SW oriented line, Nógrádkövesd—Lucfalva, and SW of the Lucfalva—Szúpaták—Nagybátony line. Its extension towards the Great Hungarian Plain is still unclear. A detached, patchlike occurrence of extremely marginal position is found in the vicinity of Nógrádszakál.

The best exposures of the formation are found on the Csirke-hegy at Buják, in the Fehérvölgy quarry at Mátraszőlös, the Várhegy of Sámsonháza and the Buda-hegy key section, in the monastic dwellings of Szentkút at Mátraverebély (Fig. 63) and in the Párizs-völgy at Nógrádszakál.

Szilágy Claymarl Formation

A synonym of G. HÁMOR's "Turritella—Corbula claymarl sequence" from the Mecsek (1970), the Szilágy Claymarl Formation name was adopted in May 1977 by the Subcommittee on Miocene Stratigraphy of the Stratigraphic Commission of Hungary. The formation was named after Szilágy village (Baranya County, SW Hungary), as the rocks concerned are present in greatest thickness with abundant micro- and megafossils in the southern foreland of the Mecsek, i. e. in the vicinity of Hidas.

By virtue of the afore-mentioned decision, the argillaceous terminal beds of the Badenian (*Tortonian*) sedimentary cycle, corresponding to the Bulimina—Bolivina benthonic foraminiferal zone and identifiable, as a rule, throughout the Miocene-covered parts of the country, have been included, in a wider regional sense in the Szilágy Claymarl Formation.

In the study area the rocks assigned to the formation were first distinguished during the first Viennese mapping. What G. STACHE—J. BÖCKH (1865) and F. ANDRIAN (1867) referred to as "Hernalser Tegel" represents a good topographic coverage of the formation. Its stratigraphic assignment was, however, uncertain. J. NOSZKY SR (1912a) also placed his "Turritella marl of Márkháza" beneath the andesites in the Upper Mediterranean. In both cases, the dip characteristics, poorly visible that time, were disregarded and the assignment was based merely upon the morphology. L. STRAUZ (1923) was the first to designate the position of these rocks by referring to them as "upper marine clays" which, eventually, J. NOSZKY SR (1940a) would interpret as "the highest horizons of the Leithakalk".

While doing his field-surveys, the author, as a result of key section excavations and shallow survey drilling (G. HÁMOR, 1971), succeeded in clearing the mode of superposition and the extension of what he referred to as "Tortonian (Badenian) formations of basin facies" and in representing them on a map (G. HÁMOR et al., 1974).

The Szilágy Claymarl Formation consists in the study area of grey micaceous, fine-sandy, silty marls; grey compact, silty claymarls with smaller molluscs; brownish-grey molluscan—coralinaceous marls; fine-sandy and calcareous siltstones, fine-grained marly sandstones with interbedded fine sand and white calcareous marl layers. In the upper part of the formation (borehole Mátraszőlös 1) greyish-white diatomaceous siltstones and yellow and greenish-grey bentonitic clays occur.

The average *lithological composition* of the formation, as based on statistical evaluation of 130.2 m of core from 5 boreholes is: clay 74.6%, silt 16.0%, sand 9.2%.

The rocks constituting the formation are generally well-stratified, thin-bedded. In some places (Msz. 1, 26.6–33.0 m) banded microlamination is observable. The fauna is generally allochthonous, the most beautiful, coloured-shelled microscopic molluscs being locally accumulated in the burrows of suspension-feeders (borehole Mv. 122., 20.2–28.2 m).

The sand grains consist of quartz and quartzite; in some places (e. g. in the upper beds intersected by Msz. 1)—probably as a result of emergence—there is a sudden enrichment of mineral grains of tuff origin. The carbonate content of the rocks is 40–50%; the carbonate and sand content is higher at the base and the top (data from borehole Sh. 15), the middle part of the formation being practically devoid of sand.

Parallel to this, coalified plant remains in the upper part of the formation are more abundant (casts of sedge, moss-like configurations). This is where Diatomaceae appear, too (borehole Msz. 1, 37.7–38.5 m). At about the middle of the formation, the number of megafossil species increases. Single specimens of ahermatypical corals are accompanied by lots of representatives of *Loripes*, *Leda*, *Venus*, *Amussium*, *Turritella* and *Aporrhais* (Fig. 64, 65). The fauna, as a rule, is arranged parallel to the bedding planes. It was in borehole Mv. 122 that an *Amussium cristatum badense* FONT. valve, 11 cm in diameter, the largest of its kind ever found in the study area, was discovered. On the other hand, dwarfish forms abound, too. From among the Foraminifera, the representatives of *Bulimina*, *Bolivina* and *Globigerina* are conspicuous. The Foraminifera of the formation are listed in Table 36, its megafauna is presented in Table 37, (the latter being based on material recovered from boreholes Sh. 15 and Pásztó 2).

The formation developed in a marine, nearshore—open marine environment, its upper part being probably the product of lagoons bound for becoming quite shallow and getting landlocked.

The rocks of the Szilágy Claymarl Formation lie conformably, often with no break in sedimentation, on the Rákos Leithakalk Formation beds, being laterally intertongued with them. Because of this intertonguing, the overlying Rákos Leithakalk Formation is locally conformable. Elsewhere Sarmatian freshwater, coarse-detrital or limestone deposits are unconformably superimposed (e. g. at the eastern end of the standard stratotype at Sámsonháza). The delimitation at the bottom is based on a change in lithology (appearance of detrital deposits). The upper boundary being clearly traceable on a lithological base or, partly, on a faunistic evidence. In case of diatomaceous facies, the location of the upper boundary may prove to be problematic.

The thickness of the formation is 30 to 50 m or, in the southern foreland near Pásztó, possibly about 100 m (Table 43).

The formation occurs in the Mátraszőlös—Márkháza—Sámsonháza—Hasznos area and the basin open to the SW from it, connections being likely towards Tura—Hatvan and the Great Hungarian Plain. Good exposures of the formation are observable on the top of the Kakukk-hegy at Márkháza and at the eastern tip of the Buda-hegy key section. This one has been recorded as a regional type section of the formation.

The lithologies, sedimentary cycles, etc of the formations belonging to the Badenian are summarized in Supplement V. Their mode of superposition is presented in Fig. 52.

Sarmatian Stage

Galgavölgy Group

The Galgavölgy Group includes sedimentary and volcanic formations of varied facies (though never normal-saline, marine) lying between the marine terminal beds of the Rákos Leithakalk- or the Szilágy Claymarl Formation and the Congeria—Melanopsis beds.

The oligo-miohaline components of the formation were mentioned, as “Cerithium beds”, for the first time by J. SZABÓ (1858b). F. ANDRIAN (1867) recognized the freshwater beds under the Congeria beds as well. J. BÖCKH (1866) already gave a more detailed description of the Cerithium beds from the Vanyarc area (sands, clays, limestones) and, impressed by the presence of so many volcanic interbeddings, he came to conclude that the “basalt” volcanism was possibly going on even in the time span corresponding to the “Cerithium Stage”. (By the way, this hypothesis had already been suggested, on evidence of the “trachyte” observed near Szirák, J. SZABÓ).

The three major lithological units of the Sarmatian stage (marine, terrestrial and tuffaceous) were distinguished first by J. NOSZKY SR (1912a, 1931, 1940a), and then by F. HORUSITZKY (1942), L. BARTKÓ (1962). In want of good exposures, their mode of superposition was adopted, erroneously, in the same order as just listed by the present writer as well.

The opinion about the stratigraphic position of the formations in question is unanimous in one point: the Hungarian Sarmatian in general, and so the Sarmatian of the study area in particular, do not represent the E European Sarmatian as a whole. Z. SCHRÉTER (1912) placed the entire complex, together with the Congeria—Melanopsis beds, in the Miocene (as Lower Sarmatian). J. NOSZKY SR (1940a) assigned the same beds to the Pliocene (Sarmatian and Meotian). NOSZKY's opinion was based on his believing the terrestrial, coarsedetrital beds to replace laterally the “Lyrcia sands”. Á. JÁMBOR (1970), and G. HÁMOR et al. (1974), in the spirit of the new Neogene stratigraphic nomenclature, assigned the sequence under the Melanopsis—Congeria beds to the (Miocene) Sarmatian. Using the term “Kozardian substage”, J. BODA (1974) identified the marine deposits with the Volhynian substage of the Eastern Paratethys.

While studying the Nógrád—Cserhát area in detail, we have divided the fully-explored and sampled rock sequence into three formations. These were formed as isochronous, heteropic facies in Sarmatian time. Here they are: Sajóvölgy Formation, Kozárd Formation and Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation.

Sajóvölgy Formation

The formation name was approved in May 1977 by the Subcommittee on Miocene Stratigraphy of the Stratigraphic Commission of Hungary. Its use is justified by the occurrence around the Bükk Mountains in the Borsod Basin area of the so-called “Sarmatian Delta”. This is a thick and extensive terrestrial—lacustrine—palustrine sequence of generally detrital origin. When used in a broader sense, the term includes mountain-marginal deposits of identical facies lying between the marine and volcanic Badenian and Pannonian formations. The formation name is derived from the name of the Sajó River in N Hungary.

The Sajóvölgy Formation, as developed in the study area, includes F. ANDRIAN's freshwater beds underlying the Congeria beds (1867), J. NOSZKY SR's “higher Sarmatian terrestrial deposits” (1931, 1940a), L. BARTKÓ's “higher terrestrial-palustrine sequence” (1952), M. HAJÓS' “lower (fresh to oligomiohaline) diatomaceous earth sequence” of Szurdokpüspöki and Hasznos (1968) and G. HÁMOR's “Sarmatian terrestrial sequence” (1974).

The Sajóvölgy Formation in the study area consists of greenish-grey to greyish-green clays, bentonitic clays, argillaceous siltstones, lime-nodular to limestreaked siltstones, fine-sandy silts, sands of varying grain size, gravelly sands conglomerates and, subordinately, by redeposited tuffite stringers and diatomite-, diatomaceous calcareous clay-, bentonite and calcareous clay beds. It is worthy of attention that variegated rocks (red, purple, green) supposed to be typical of a continental facies have been intersected only by borehole Alsótold 2, in the gravel beds of the formation.

The average *lithological composition* of the formation, as based on statistical evaluation of 1762.4 m of core from a total of 29 boreholes is: pelite 28.6%, psammite 59.5%, psephite 11.7%.

Because of lateral transitions the marginal zones are characterized, of course, by the predominance of coarse clastics, the deltas extending into a marine environment are so by argillaceous and sandy deposits. The stratification varies too, from massive, unstratified formations up to stratified and locally even banded-stratified deltaic deposits. In the marginal part of these, traces of slumping suggestive of underwater downslope mud movements are observable in some places (borehole Tar 37). In the palustrine—lacustrine deposits, along with the peculiar plant root zones and lime-streaked to lime-nodular siltstone interbeds, there are detritus stringers, intraformational clay breccia and clay boulder beds, while in the diatomite beds there are limno-opalite layers and lenses. Clays

of andesite origin are preponderant in every facies. Coarse clastics are represented by nonrounded, completely angular, mostly nongrade, nonsorted clastics. These grade, in dependence on the length of sediment transport, into graded and perfectly rounded gravels of varying amount. These latter contain already a maximum of 3% quartz pebbles. Naturally, the share of quartz in the sand grains is higher, but the older (Badenian), redeposited volcanics is predominant even here. In the intramontane depressions, under proper (physico-chemical) conditions, the redeposited volcanics of clay size fraction have become completely montmorillonitized. Bentonite deposits have been discovered in boreholes Buják 1, Alsótold 2, 3, and Mátraszőlös 5. The existence or nonexistence of Sarmatian andesitic volcanism, i. e. whether all clay material of andesite origin in the deposits involved is redeposited or possibly syngenetic, is a still open question.

Some freshwater limestone-, dolomite- and gypsum intercalations of decimeter order of magnitude, locally radial, elsewhere fibrous in texture, are to be subjected to special sedimentological studies (boreholes Kutasó 1, Sh. 11, Vanyarc 2, Cserhátszentiván 1).

The Sajóvölgy Formation is poor in fossils. In some places, it can be shown to contain redeposited fragments of bryozoans, Lithothamnium and Mollusca shells (boreholes Sh. 3, 6, 11, Buják 1).

The coarse-detrital deposits abound with silicified trunks. Some of these are rounded, thus the possibility of redeposition cannot be excluded. Coalified plant remains are abundant, being locally enriched along bedding planes or in coalified clay streaks or browncoal stringers (boreholes Vanyarc 1, Buják 1). An abundant megafloora was listed by G. ANDREÁNSZKY and I. PÁLFALVY (in M. HAJÓS, 1968, pp. 11–12) from the freshwater deposits of Szurdokpüspöki, in which subtropical laurel-leaved trees and shrubs predominate. From the same area M. HAJÓS (1968) described an abundant freshwater to oligo-miohaline diatoms. Listing the ostracods identified by B. ZALÁNYI (*Candona* sp., *Cytheridea* sp., *Cypris* sp. and *Cytheridea* cf. *perforata* ROEM.) and the fish remains determined by B. BEM (*Clupea longimana* HECK, *Leuciscus zagyvaniensis* BEM), she mentioned the presence of insect remains as well.

The megafauna of the formation is represented, in addition to the representatives of Planorbis that are common throughout the study area and to *Hydrobia stagnalis* BAST, abounding in the exposure at Szurdokpüspöki, by palustrine gastropods (from the foot of the Várhegy hill at Sámsonháza), determined, from F. LEGÁNYI's collection, by J. SÜMEGHY:

Cyclostoma schraumeni ANDRZ., *Cyclostoma* sp., *Tachea delphinensis* FONT., *Procampylaea lóczyi* GAÁL, *P.* cf. *sarmatica* GAÁL, *Procampylaea* sp., *Lymnaea (Lymnasphysia) pallustris* MÜLL., *Limnaeus subaratus* HARTM., *Planorbis (Coretus) cornu* BRGN., *P. (C.)* var. cf. *solidus* THOMAE, *Potamides (Pirenella) mistralis* EICHW.

While studying the material from borehole Cserhátszentiván 1 palynologically E. NAGY identified the following taxa:

Botryococcus braunii KÜTZ., *Baltisphaeridium* sp., *Hystrichosphaeridium* sp., *Hidasia* sp., *Heliospermopsis hungaricus* E. NAGY, *Tythyodiscus* sp., *Crassosphaera concinna* COOKS.—MAN., *Ephemerisporites borsodensis* E. NAGY, *Osmundacidites gemmatus* W. KR., *Leiotriletes wolffi* W. KR., *Polypodiaceosporites miocaenicus* E. NAGY, *Laevigatosporites minor* W. KR., *L. haardt* PF. et TH., *Pityosporites labdacus* TH. et PF., *Abietinaepollenites microalatus* R. POT., *Piceaepollenites neogenicus* E. NAGY, *Podocarpidites* sp., *Keteleeriaepollenites komlóensis* E. NAGY, *Tsugaepollenites diversifolia* typ. RUDOLPH, *T. canadensis* RUDOLPH, *Cedripites* sp., *Sciadopityspollenites* sp., *Ephedripites mecsekensis* E. NAGY, *Liquidambarpollenites orientalisformis* E. NAGY, *Vaclavipollenites soóiana* E. NAGY, *Chenopodipollis* sp., *Sapotaceoipollenites* sp., *Intratrisporipollenites instructus* PF. et TH., *Manikinipollenites tetradoides* W. KR., *Myriophyllum quadratum* E. NAGY, *Caryapollenites simplex* R. POT., *Ulmipollenites undulosus* WOLFF, *Myricipites myricoides* (KREMP) E. NAGY, *Betulaepollenites betuloides* (PF.) E. NAGY, *Alnipollenites verus* R. POT., *Zelkovaepollenites potonie* E. NAGY, *Carpinuspollenites carpinoides* (PF.) E. NAGY, *Caprifoliipites gracilis* E. NAGY, *Ilexpollenites iliacus* R. POT., *I. margaritatus* R. POT., *Faguspollenites* sp., *Nyssapollenites kruschi* (R. POT.) E. NAGY, *Quercopollenites* sp., *Slovakipollis elaeagnoides* W. KR., *Tricolporipollenites cingulum oviformis* TH. et PF., *T. microhenrici* (R. POT.) W. KR., *T. hedwigae* TH. et PF., *Pterocaryapollenites stellatus* THIERGART, *Juglanspollenites verus* RAATZ, *Momipites punctatus* (R. POT.) E. NAGY, *Graminidites media* R. POT., *Sparganiaceapollenites polygonalis* THIERGART.

The formation developed in rather diversified, though always terrestrial, environments (Supplement VI). It includes piedmont clastics (transported by torrential streams) (most frequently as flood-plain deposits, less frequently, as streamline deposits); fluvial-deltaic deposits and marshy—lake deposits including deposits in postvolcanic subthermal springwater (Szurdokpüspöki). These isochronous facies are laterally intertongued.

The Sajóvölgy Formation overlies, unconformably, the rough surface of the Garáb Schlier, Mátra Volcanics and Rákos Leithakalk Formation. In southwest direction, it is areally intertongued with the Kozárd Formation, this one being locally present both under and above it (Fig. 66). In dependence on the palaeogeographic situation and on occasional erosion in Pannonian time, in some places, the Sajóvölgy Formation overlies, directly and with apparently no break in sedimentation, the Lower Pannonian Formation.

Because of the lack of megafauna and its peculiar lithological features, its delimitation from the older formations is easy. From the Kozárd Formation, it can be separated on the basis of the appearance or disappearance of the oligo-miohaline Sarmatian megafauna. This can be done convincingly only in case of well-exposed profiles, as the Kozárd Formation also contains, locally, some Planorbis-bearing intercalations 1 to 2-m-thick.

The thickness of the formation is 100 to 150 m, attaining a maximum of about 280 m (borehole Tar 34) (Table 44). The formation is known to occur in the southern forelands of the Cserhát, Mátra and Bükk, on the marine basin margin, in the Ózd—Egercsehi Trough and the Sajó Valley. Its extension farther south still unclear.

Good exposures of the formation are rare. They are confined to the Szálláska Valley at Sámsonháza, the Macskaárokpuszta at Vanyarc and the vicinity of Hasznos.

To designate a stratotype for the formation and to study it in detail are tasks still to be performed.

Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation

The rocks that used to be referred to as “Upper Rhyolite Tuff” throughout the country are discussed under this heading.

J. NOSZKY SR (1927) recognized the formations involved both in the marine and the continental Sarmatian at Kozárd and Szurdokpüspöki and in the Zagyva Valley. He assigned the rhyolite eruptiva of Gyöngyössolymos and Lőrinc also to this formation. Z. SCHRÉTER (1912) was the first to mention the rocks under consideration as “Upper Rhyolite Tuff”—a cumulative term which, as a stratigraphic notion, found general acceptance in Hungarian geological literature. In the study area, it was G. HÁMOR (1974) who illustrated its distribution on a map and who pointed out its being constituted by isochronous facies laterally replacing one another.

The formation has been named after the valley of the Galga brook (N Hungary), mainly owing to the possibility for associating it with the term Galga-völgy Sarmatian. [For the same reasons, the use of the term “Zagyvavölgyi” (Zagyva Valley) that might otherwise seem to be at hand is not advisable.] It was in May 1977 that the Subcommittee on Miocene Stratigraphy of the Stratigraphic Commission of Hungary accepted the formation as a formal lithostratigraphic unit.

The bulk of the rhyolite tuff (rhyodacite tuff) is a grey, yellowish-grey to greenish-grey, generally biotitic rock of varying grain size. The pumice detritus varies between 0.2 and 10.0 cm in grain size, being coarser in the east. In boreholes Tar 35 and Msz. 6 a welded tuff, i. e. ignimbrite-like, variety of the rock has been observed, too. In the lower part of the formation (or, pending on the facies conditions, throughout the formation) bentonitic alteration abounds (in form of complete beds, as in borehole Buják 1, or in form of lenses or nests, as in borehole Alsótold 3). The tuff is usually well-sorted and, in marine facies, well-stratified (borehole At. 1), locally containing even tuff pellets attaining a maximum of 2 cm in size.

The formation is locally agglomeratic (boreholes Sh. 1, 6, 7, 10 and Tar 37). The agglomerate contains about 10 to 20% of andesite lapilli. They vary between 1 and 3 cm and attain a maximum of 10 cm in grain size. Both the agglomerates and the tuffs show a by and large southwestwards decrease in grain size. The polymictic andesite material of the bombs is identical with several rock types of the Mátra Volcanics Formation. The fissures through which the tuffs were ejected traverse the Mátra Volcanics Formation throughout the study area, so the clastic material is supposed to derive from the country rocks fragmented as a result of the eruption. Consequently, the study of agglomeratic tuffs has not confirmed the probability of a Sarmatian andesite volcanism.

As shown by L. RAVASZ BARANYAI, the thin section of rhyodacite tuff from the 54.0 to 57.3 m depth interval of borehole Sh. 7 is a pyroclastic rock of vitro-crystallo-lithoclastic texture.

The size of the volcanic clasts in the thin section varies between 0.05 and 2.0 mm, the coarse grain size being predominant. (Weathered pumice of cm order of magnitude is visible to the unaided eye in form of white mottles in the rock.) The vitroclastic debris are completely argillized. The lithoclasts suggest a dacitic composition. The rock texture is porphyric—hyalopilitic. The crystal fragments are mostly plagioclase (twin-lamellar, zoned, intermediate), quartz being present sporadically. The only, low-percentage mafic component is biotite. Accessory minerals are apatite, zircon and magnetite. Some carbonate is observed in patches (calcite).

The pyroclastic rock contains, in some places, coalified remnants of roots (boreholes Tar 37, Sh. 1), in other places fish scales and unidentifiable mollusc shell fragments (borehole Hasznos 5.) at Szurdokpüspöki foraminifers, diatoms and mollusc shell fragments. J. NOSZKY SR (1940a) reported a crocodile skull from Sámsonháza.

The Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation includes every facies Sarmatian formations are developed in. It comprises both continental (piedmont, fluvial, lacustrine-palustrine and deltaic) and marine (barrier reef, outer lagoon, open marine) facies. The tuff, as a rule, was introduced via aerial transport into the sedimentary basin. However locally occur (near the supposed eruption site, the zone of the Szentkút fault) also flood-tuffs. Observable in the material from borehole Sh. 7, the streamwater-deposited flood-tuff is a peculiar variety (mud-flow, tuff-mud).

The original eruption point is known from one locality, north of Szentkút spring at Mátraverebély, in the sharp eastward bend of the road. There tuff-agglomerates gotten stuck in the 1.5 to 3-m-wide channel of a fissure opened up in the Rákos Leithakalk Formation can be seen (Fig. 67).

The rocks of the formation overlie peneconformably the Sajóvölgy and Kozárd Formations. An exception to the rule is their occurrence in borehole Sh. 6, where they rest on an older Miocene. The formation can be separated from the under- and overlying beds on lithological basis.

Its thickness is generally 2 to 5 m, being 10 to 30 m near the eruption centre and a couple of decimetres in open marine facies (Table 45).

Its distribution is linked with the Sarmatian formation areas. Accordingly it can be recognized throughout the country, excepting the areas of emergence and denudation. Its best surface exposure within the study area is the afore-mentioned "tuff vein" of Szentkút. This is regarded as stratotype of the formation. In addition, the formation can be studied around the mountain's crest at Bér and Vanyarc, east of Sámsonháza. Good exposures have been uncovered by boreholes Sh. 4 and 7.

Kozárd Formation

The Kozárd Formation was accepted by the Subcommission on Miocene Stratigraphy of the Stratigraphic Commission of Hungary in May 1977. The priority of the formation name is linked with the surface profile of Kozárd referred to as "Kozardian Substage" by J. BODA (1974).

The name of the formation has been taken from Kozárd village (Nógrád County, N Hungary). There it has been exposed by digging in the ravine running parallel to the eastern side of the road leading from the village to Alsótold, from the cemetery higher upwards. Borehole Kozárd 1 has been put down at its southern end. In a broader sense, the formation name is used on a national scale to denote oligo-miohaline to marine deposits lying between the Badenian purely marine deposits or volcanics and the Pannonian freshwater deposits. In the study area, the formation includes the "Cerithium beds" of earlier workers (G. STACHE—J. BÖCKH etc.); the *Ervilia* beds of Z. SCHRÉTER (1912); the Lower Sarmatian marine deposits of J. NOSZKY SR (1940a); L. BARTKÓ'S "lower marine sequence" (1952), G. HÁMOR'S "Sarmatian marine sequence" (1974), M. HAJÓS' "Tortonian upper marine diatomaceous earth sequence" of Szurdokpüspöki and Hasznos (1968) and, naturally, the rocks assigned by J. BODA (1974) to the Kozardian substage.

The Kozárd Formation in the study area is made up of greenish-grey molluscan claymarls, *Hydrobia*—*Cerithium* marls, micaceous to fine-sandy siltstones, bentonitic clays, calcareous marls, molluscan, oolitic, *Cerithium*-bearing coarse-grained limestones and calcareous sandstones with subordinate greenish-grey, lime-nodular to lime-streaked, argillaceous siltstone diatomite, sand, gravelly sand, bentonite and argillaceous browncoal interlayers.

The average lithological composition of the formation based on statistical evaluation of 1543.0 m of core from a total of 19 boreholes is clay and silt 76.1%, sand 16.4%, gravel 2.4%, limestone 5.0%.

Of course, limestones predominate in the marginal facies, while the argillaceous deposits, in the basin centre facies. In deposits of more or less landlocked lagoons, siltstones with lime streaks and nodules, bentonites and diatomites are characteristic.

The rocks of the formation are well-stratified, thick-bedded to bedded, being often banded-microlaminated, the microlamination being particularly abundant in the diatomaceous deposits. In these, there are traces of slumping, particularly so in the marginal parts of the deep sedimentary basin (boreholes Cserhátszentiván 1, Msz. 3). In lagoonal deposits, intraformational breccia beds (Fig. 68) and traces of plant roots indicating temporary proliferation of seaweed are observed. In open marine facies, the fossil molluscs are arranged parallel to the bedding surfaces, both valves being often preserved undetached. In some places (quarry at Vanyarc) the *Cerithium* fossils are surf-oriented. A fan-like stratification of the reefs is also observable there the "fans" being oriented seawards. Spectacular sedimentological phenomena can be observed in the sand pit at Buják: abraded shore deposits, showing, e. g., redeposition of older formations, wave-eddies, ripple-marks in mega- to micro-dimensions and silicified cedar trunks in autochthonous (upright) position. Attention to the afore-mentioned phenomenon was called already by L. BOGSCH (1943a).

Petrographic studies of rocks constituting the Kozárd Formation produced results identical with those obtained for the terrestrial deposits. More than 95% of the coarse clastics is of andesitic origin, well rounded pebbles attaining a maximum of 3 cm in size and of a few quartz pebbles. Roundness, bentonitization, stratification and fossil content testify in every case to redeposition. In boreholes Msz. 6, At. 1 and Kozárd 1 a redeposited bed of bentonite was discovered representing a product submarine decomposition.

Similarly to the case of the Sajóvölgy Formation, some petrographic curiosities such as fibrous limestone, dolomitic marl (?) and silica-banded limestone (?) (Kutasó 1, 2, Msz. 3, Msz. 6, At. 1) require further studies.

The Kozárd Formation is rich in fossils (in terms of their number of specimens). In some places, older faunal elements representing allochthonous forms are found in it [Lithothamnium, Bryozoa, Mollusca remains (Buják), very often (in almost all the drilled sections examined), foraminifers of the *Bulimina*—*Bolivina* Zone].

In addition to the tree trunks of Buják already mentioned, locally, coalified plant remains are contained in the rock.

I. PÁLFALVY listed the following megafloora from the argillaceous rocks of the formation:

Gleichenites hungaricus PÁLF., ?*Platanus platanifolia* (ETT.), KNOBL., *Daphnogene polymorpha* (A. BR.) ETT., *D. bilinica* (UNG.) KVAC. et KNOBL., *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) BROWN., *Ceratonia emarginata* A. BR., *Podogonium oehningense* (KOEN) KIRCHH., *P. lyellianum* HEER., *Sophora europaea* UNG., *Cercis* cf. *siliquastrum* L., *Daphne protogea* ETT., *Rhus* cf. *coraria*

L., *Acer* cf. *cappadocinum* WEB., *A. tricuspidatum* BRONN., *Sapindus falcifolius* A. BR., *S. ungeri* ETT., *Celastrus pyrrhae* ETT., *Rhamnus oehningense* HEER, *R.* cf. *alternus* L., *Zizyphus paradisiacus* (UNG.) HEER, *Cornus praeamomum* É. KOV., *Byttneriophyllum tiliaefolium* (A. BR.) KNOBL. et KVAC., *Myrsine celastroides* ETT., *M. doryphora* UNG., *M. formosa* HEER, *Myrsine* sp. (cf. *M. variabilis* BL.), *Bumelia oreadam* UNG., *Diospyros* cf. *lotus* L., *Diospyros brachysepala* A. BR., *Ulmus minuta* GOEPP. sensu KNOBLOCH, *U. pyramidalis* GOEPP., *Laurentina pinnatifida* GR., *Zelkova zelkovaefolia* (UNG.) BÜZ. et KOTL., *Celtis occidentaloidea* É. KOV., *C. caucasica* WILLD., *C. trachytica* ETT., *Betula dryadum* BRONGT., *B. prisca* ETT., *Alnus cercopaefolia* (ETT.) BERGER, *A. ducalis* (GAUD.) KNOBL., *A. feroniae* (UNG.) CZ., *A.* cf. *glutinosa* GARTN., *A. kefersteini* (GOEPP.) UNG., *A. nogradensis* VARGA, *Carpinus grandis* UNG., *Ostrya antiqua* GRUBOV., *Fagus haidingeri* É. KOV. sensu KNOBL., *F.* cf. *orientalis* LIPSKY, *Quercus* cf. *hispanica* FÉR., *Q. mediterranea* UNG., *Q. pontica-miocenica* KUBÁT, *Q. pseudocastanea* GOEPP., *Q.* cf. *castaneaefolia* C. A. MEY., *Q.* cf. *libani* OLIV., *Juglans juglandiformis* (STERNB.) GIEB., *Carya seffaefolia* (GOEPP.) KR., *Pterocarya paradisiaca* (UNG.) ILJ., *Populus balsamoides* GOEPP., *P. populina* (BRONGT.) KNOBL., *Myrica elongata* SAP., *M. lignitum* (UNG.) SAP., *Salix angusta* A. BR., *S. varians* GOEPP., *S. longa* A. BR., *S. haidingeri* ETT. sensu BÜZEK, *Smilax sagittifera* HEER sensu HANTKE, *Phragmites oehningensis* A. BR., *Typha latissima* A. BR.

From the vicinity of Szurdokpüspöki and Hasznos, M. HAJÓS (1968) published a rich Diatomaceae flora. B. ZALÁNYI determined, from the same localities, an Ostracoda fauna consisting of *Cytheridea mülleri* MÜNST., *C. acuminata* BOSQUE, *C. punctillata* BRADY, *C. hungarica* ZAL., *Cythereis* sp., *Macrocypris* sp. The rocks of marine facies abound with fish scales and other fish remains including shark's teeth. The foraminiferal fauna of the formation (excepting the redeposited forms) is characterized by the representatives of the genera Elphidium, Nonion and Miliolina with large-population occurrences of few species. (Table 46).

The megafauna is represented by typical brackishwater *Cardium*, *Cerithium*—*Hydrobia* and *Musculum* associations (Table 47). The presence of *Planorbis*, *Galatocyclus* and *Lymnaea* remains in freshwater intercalations in the marginal parts of some facies is characteristic (Sámsonháza).

The rocks of the Kozárd Formation were formed (with the exception of the afore-mentioned intercalations) in marine to oligo-miohaline facies, including abraded steep shore- (Buják) (Fig. 69), littoral reef zone- (Mátra-szőlős—Kozárd—Alsótold—Vanyarc) inner lagoonal- (Hasznos—Szurdokpüspöki—Alsótold) and shallow-water to open marine (Tar—Kutasó—S foreland of Cserhát) facies. These isochronous facies are laterally intertongued. The unexpectedly small mass of coarsegrained limestones is worthy of attention (Supplement VI).

The Kozárd Formation conformably overlies, as a rule, the Sajóvölgy Formation, less often where this one is absent (borehole Kozárd H. 5, Buják), it rests unconformably on the Mátra Volcanics Formation. Farther NE, it is intertongued with the Sajóvölgy Formation (Fig. 66). Locally, this one is found even in its hanging-wall. In dependence on the palaeogeographic situation, in open marine facies, it is overlain conformably, without gap, Lower Pannonian formation. Its delimitation in both directions is done by relying on the appearance of characteristic brackish-water faunal elements and their disappearance respectively.

The formation is 80 to 120-m-thick, the maximum thickness (boreholes Tar 34, Kutasó 2) is about 170 m (Table 48). It is known to occur on the southern margin of the Cserhát, the Mátra and the Bükk and in the embayments along that line or, with nondefined boundaries, in the southern foreland of the afore-mentioned mountains. The extension area of the Kozárd Formation is more reduced if compared to that of the Sajóvölgy Formation.

Good surface exposures of the formation are to be seen in the stratotype at Kozárd, at Vanyarc and Buják and in the diatomite pit of Szurdokpüspöki.

The stratotype of the formation is the surface exposure of Kozárd as complemented with borehole Kozárd 1.

Palaeogeographic reconstruction of the study area: precedents in research history

The first palaeogeographic information on the Nógrád—Cserhát area was furnished by F. KUBINYI (1854). In his geological description of Nógrád County (p. 61), he pointed out the following: "The fire of the one-time volcanoes almost totally re-shaped the southern part of the county from the direction of Heves and Pest Counties, producing trachyte-stone masses and mountains. In addition to these masses and mountains, beds composed of coarse limestone (Grob-Kalk) were laid down by water"... As obvious from the locality names listed by him (Ecseg, Buják, Szöllős, Kozárd), he gave a palaeogeographic portrayal of the area as of Late Miocene time... "when these mountains, together with the Mátra, were surrounded by water and the vast Hungarian lowland areas adjacent to the rivers Danube and Tisza as far as the Iron Gate in the south were covered by seawater". Elsewhere (on the left band of the Ipoly, Kalonda, Tarnócz, Litke) he impressed by "the sandy and clayey masses (Molasse) accumulated by water", gave a palaeogeographic sketch of what he called the Oligocene "deluge".

The performers of the first Viennese geological mapping, on evidence of the lithological features and, sometimes, the fossil content of the Tertiary formations, pointed out some identities in facies and genetics (molasses, schlier and coarse-grained limestones) and even concrete palaeogeographic connections. Most of these relates to the Bavarian (Alpine foreland) and Vienna Basin facies areas.

J. NOSZKY SR (1906–1940) devoted his outstanding monographic activities mainly to the solution of the fundamental stratigraphic problems. His palaeogeographic—geohistorical reconstruction went as far as to prove the existence of vertical block movements and to establish marine oscillations. He regarded the Sarmatian regression as the most significant event. Obviously aware of the static approach involved, he published his work "Palaeogeographic sketch maps as a contribution to the Tertiary history of the Hungarian homeland". In this he fitted the Nógrád—Cserhát area, quite correctly in the "Chattian", "Late Helvetian", "Tortonian" and "Late Pannonian" palaeogeographic pattern of the Carpathian Basin. The division into four parts in itself testifies to his correct recognition of the main events. His sea extension chart follows in rough lines T. SZALAY'S (1940) northern and southern "sea furrows" separated by a ridge (of NE—SW trend). Both authors postulated a palaeogeographic connection with the Lower Reaches of the Danube in the S and Miocene transgression proceeding from there.

As a result of L. STRAUZ'S work (1923, 1925, 1928, 1929 etc), considerable progress was achieved in understanding the palaeogeographic image of the study area. His facies studies were aimed at locating bathymetric facies zones based on detailed investigation of the biofacies. They enriched the facies reconstruction of the surroundings of the individual localities with great number of details. Moreover he outlined the Tortonian palaeogeography of some subareas, with special emphasis on the possibilities for the existence of palaeogeographic connections in the N (with the Ipoly Valley) and the S (with the Great Hungarian Plain). Similarly precious details were supplied concerning the western limit of extension of the Lower Miocene (Galga Fault) by J. NOSZKY and P. ROZLOZSNIK (1939), on the NW—SE connections of the Early Miocene sedimentary basin of Nógrád by F. HORUSITZKY (1942), on the bioprovince relations of the particular periods involved by I. CSEPREGHY MEZNERICS and T. BÁLDI, on the Central Nógrád palaeogeography of the Cardium-bearing beds, on the distribution and geological features of the coal seams by S. VITÁLIS (1961) and on the palaeogeography of the time of browncoal genesis by L. BARTKÓ (1962).

Remarkably enough, most problems in the research history were due to the recognition of the isochrony of the facies laterally replacing each another. Their isochrony was established regrettably following frequent changes in stratigraphic opinion, instead of adjusting the stratigraphic views to the isochrony deduced from observations and detailed studies.

The palaeogeographic data on the outskirts of Pest adjacent in the W to the study area were summarized by Á. JÁMBOR (1969). Information on the Börzsöny area was summed up by G. HÁMOR (1974b). Visualizing the palaeoenvironments and the palaeogeographic features combined the Miocene palaeogeographic sketch maps of the territory of Hungary (G. HÁMOR—Á. JÁMBOR, 1969; Á. JÁMBOR—GY. RADÓCZ, 1970; G. HÁMOR—K. SZENT-GYÖRGYI, 1981) duly registered the progress in the understanding of the Nógrád—Cserhát area as well.

The present writer, while attending the Palaeogeographic Conference organized by the Hungarian Geographic Society in 1978, presented the palaeogeographic map-series of N Hungary, in the compilation of which his closest associates, J. HALMAI and L. FORGÓ, had taken part. The improved, final versions of these have been appended as supplements to this chapter. A considerable help has been provided by the activities of the Working Group for the Paratethys of R C M N S whose interim reports and map supplements contain a reflection of the Hungarian standpoint that has eventually undergone changes in both space and time (I. ČIČHA—J. SENEŠ—J. TEJKAL, 1967; J. SENEŠ 1970; A. PAPP—J. SENEŠ—F. STEININGER—F. RÖGL—C. MÜLLER, 1978).

Direct and permanent contacts with the editors of the Neogene palaeogeographic maps of S Slovakia, territory adjacent to the study area (D. VASS—V. KONECNY—J. SEFARA et al., 1979), have also greatly facilitated our efforts towards a palaeogeographic synthesis.

Methodological problems

A quantitative approach to palaeogeographic interpretations was developed by the author during his investigations of the Miocene in the Mecsek Mountains, S Hungary (G. HÁMOR, 1971). His papers presenting the Hungarian Miocene at the Colloquium on Neogene Stratigraphy in 1969 (G. HÁMOR, 1972, 1973) developed considerably the tectogenetic aspects of the method. In connection with the study of the Nógrád-Cserhát area the method was complemented mainly with an evaluation of the marine molassoid rocks, a statistical evaluation of sedimentological phenomena and assessment of the magnitude of lateral facies changes as well as by the tectonic interpretation of these facies transitions. During the compilation of the Miocene palaeogeographic map-series of N Hungary (G. HÁMOR—J. HALMAI—L. FORGÓ, 1978), the main progress achieved consisted in solving the technical problems of the graphic representation of bio-, litho- and geofacies in both horizontal and vertical sense.

The method was tested during our study of the Miocene continental (fluvial—palustrine) beds overlying the hardcoal measures of the Máza S deposit and during our full-scale elaboration of the paralic browncoal formation of the Duzsnok exploration area (Borsod Basin). Within the frame of the Multilateral Cooperation Programme of the Socialist Academies the possibilities for an international use of the method were checked as a contribution to the work of the Working Group for Molasse Deposits.

A description of the method including a system of evaluation on varying scales and the presentation of the sedimentological and tectonic results was given in the paper "The quantitative methods of palaeogeographical reconstruction" (G. HÁMOR, 1983).

Further perfection to the method may be added by processing the laboratory results according to uniform principles and by providing facilities for a computerized processing of all data.

Geohistorical and palaeogeographic reconstruction of orogenic cycles

Savian orogenic cycle

Latest Oligocene events

In the Oligocene the maximum of transgression and water depth is shown to have been reached during the Kiscellian age. At the beginning of the Egerian, the sea occupied an area of equal size, but the water depth indicated by the Szécsény Schlier Formation is much less than in case of the Kiscell Clay Formation. The Nógrád—Cserhát area then was a part of the large N Hungarian Palaeogene Depression of WSW—ENE orientation (or possibly of the Cserhátalja—Salgótarján—Ózd chain of depressions).

The area of what is now the Bükk Mountains emerged as a peninsula adjoining the emergent areas farther E, with a neck-like element across the Darnó system. The palaeogeographic position of the basement of the W Mátra area is unclear. Because of the lack of Oligocene sediments, it is suggested by our present-day knowledge, it may have existed as an emergent flat ridge already at that time. In the study area only neritic, open marine Amussium—Bathysiphon-bearing deposits of "schlier facies" are known to occur. The adjoining nearshore, shallow-water Cyrena (Polymesoda)-bearing clays and sands are found farther west, west of the Naszály fault and the Pilis fault, respectively. Farther east, on the margins of the Bükk Mountains, the littoral—beachsand facies is represented by the molluscan sands, sandy claymarls and Lepidocyclus—Lithothamnium-bearing reefal deposits of the Eger Formation.

The *1st subphase of the compression phase of the Savian orogeny* decelerated the subsidence of the sedimentary basin that had previously kept pace with sedimentation and initiated an uplift of the terrestrial hinterland. Let us note in this context that the sedimentary basin axis that had previously (in Kiscellian age) had a southwesterly dip was now tilted to the northeast. The marine environment persisted for the longest time (possibly up to the end of the Eggenburgian) in the northeast to north of the study area. This is suggested by the Szécsény Schlier Formation and Putnok Schlier Formation and maybe also by the glauconitic sand and sandstone sequence

(Pétervására Sandstone Formation) seemingly bearing witness to an uninterrupted Egerian to Eggenburgian (?) sedimentation) (T. BÁLDI, 1983).

The area of the sedimentary basin was reduced compared to the former. It lay between the large southern landmass (blocks on the left riverside of the Danube. S Cserhát, Mátra, areas east of the Sajó fault at the foot of the Bükk Mountains) and the northern landmass (Börzsöny, Korpona, Vepor Mts). The area of what is now the Bükk Mts was an island. The communication with the Transdanubian facies area was assured by a narrow strait along the Nagymaros—Balassagyarmat line.

In a wider overview, the isochronous facies counterparts of that time are continental, fluvial—palustrine deposits (Csatka Formation) of Transdanubia; brackish-water Tympanotonus-bearing estuarine and lagoonal facies (Kováčov, Diósjenő, Balassagyarmat, Fót, Szentendre, Rétság, Herencsény, Sajó Valley); littoral, beach-sand to shallow-water facies (Pétervására Sandstone Formation); nearshore, open marine deposits (Szécsény Schlier Formation).

The Savian orogeny led to a gradual, but rapid increase to above 95% of sand in the sediments. Locally showing a banded stratification and representing a short span of time, these basal beds were interpreted by some authors as an intertonguing of the Szécsény Schlier Formation and the Pétervására Sandstone Formation. In reality, they represent merely a vertical transition in lithology between the two formations.

Although of a considerably thick (200–600 m), the Pétervására Sandstone Formation must have been deposited in a quite shallow-water environment (5–30 m) with a level bottom. The bulk of its sand material is supposed to have derived from the crystalline basement of the Vepor Mts (in the north), homogenized by alluvial spreading. This would account for the local abundance of biotite and chlorite and the formation of glauconite, then still authigenic. The hydrodynamic energy level was higher than usually. This may have been due to the tilting of the dip of the sedimentary basin axis and thus to a shift in the position of the active sedimentary deep basin.

The transport channels of water-transported sediment (in fluvial or deltaic environments) are unknown. Beach barriers, sand bars getting temporarily emerged and cemented, lenses and giant concretions abound in front of the margins and the backreef lagoons, respectively. Onshore, surf-controlled cross-bedding is observable in different orders of magnitude. Its orientation, consequently, the shoreline, especially the southern coastline, can be established (Map 1). The regressive nature of the process is proved by the fact that in the marginal parts the sand to sandstone beds are, on average, thicker than farther basinwards. In the light of the frequency distribution of the listed data, the coastal zone of the pelagic to shallow-water sedimentary basin can be traced along the Balassagyarmat—Nógrádmegyer—Sóshartyán—Salgótarján—Maconka—Nagybátony—Szorospaták—Parád—Pétervására line, being open to the northeast. As far as the biofacies are concerned, the sedimentary basin is rather poor. In nearshore deposits, rare traces of suspension feeders (bioturbation), worm-tracks (“ichnofossils”) can be observed. The poverty of the fauna seems to have been due to a considerable reduction in water salinity, i. e. to cold sea-currents.

The 2nd subphase of the compression phase of the Savian orogeny completely stopped the subsidence of the basin and speeded up the uplift of the hinterland. This marked the beginning of the emergence of the Ózd—Pétervására platform. Sedimentation became confined to some remainders of the sedimentary basin. Such were the western foreland of the blocks on the left riverside of the Danube, the strait between Nagymaros and Balassagyarmat, the Bicske embayment and, farther away, the northern part of the Sajó Trough and the narrow belt of the southern foreland of what is now the Bükk Mts (Map 2).

Over much of the study area, marine sedimentation ceased rapidly, with no transition. In more distant areas, in some points of what would later become trough structures, the residual sedimentary basins could still persist (Szécsény, Parád, Putnok). On the surface of the replenished sedimentary basin, desiccation cracks were formed. SE-directed streams running down from the emergent headlands accumulated debris cones or alluvial fans in the region of Diósjenő and Balassagyarmat, while the streams running northwestwards deposited their streamload in the same form near Becske and Kisbér. The amount of gravels increased to about the tenfold as compared to the preceding periods and their grain size reached even 4 cm. The area of accumulation developed into a marshland in which alluvial sands and palustrine green clays were deposited in the vicinity of Szanda, Becske and Kisbér, with browncoal seams and stringers at the foot of the Börzsöny Mts (Becske Formation). The fauna is composed of freshwater—palustrine fossils (Congeria and Unio forms). Total emergence is evidenced by the presence of root traces and a Helix fauna. Repeated deposition of river-transported sediments followed (orange overprint on Map 2).

Initial Miocene events

The 3rd subphase of the compression phase of the Savian orogeny resulted again in an intensification of the piling-up of the fault blocks of the hinterland and, consequently, in the birth of fore-deeps.

The foreign authors concerned with the problem are unanimous in believing that a peri-Alpine versus peri-Carpathian connection in approximately W—E direction between the Mediterranean realm and the Indopacific region was established at that time.

The opinions diverged and there was much uncertainty as far as the territory of the Carpathian Basin in general and Hungary in particular was concerned. T. SZALAI (1940), on his map, featured a sedimentary basin extending across the Danube-Tisza Interfluvium and beyond the Tisza farther southwest and that was open to the S. Others illustrated the area of the present study as a basin that was open to the N (Slovakia) with southward-closed embayments (F. SZENTES in E. VADÁSZ 1960; G. HÁMOR-Á. JÁMBOR, 1969; A. PAPP-J. SENEŠ-F. STEININGER at al. 1971; T. BÁLDI, 1982). The possibility of a palaeogeographic connection with N Italy was suggested by I. CÍCHA-J. SENEŠ-J. TEJKAL (1967) and J. SENEŠ-F. MARINESCU (1974). Using data from J. ROGER and D. ANDRUSOV-F. HORUSITZKY (1942) was the first to show on a map a facies area extending from N Hungary in the NW across the northern Trans-Tisza Region as far northern Transsylvania in the SW. It was G. HÁMOR-K. SZENTGYÖRGYI (1981) who verified that hypothesis and complemented the data with information on the continental facies adjoining the basin facies from the SW. The plate-tectonic, palaeogeographic and faciological interpretation of these results was carried out by G. HÁMOR (1983). He added further precision to establishing the chronostratigraphic position of the Savian orogeny. In terms of this concept, the possibility that continental, coarse-detrital sedimentation took simultaneously place in present-day Transdanubia and in the eastern foreland of the Alps cannot be precluded.

The (narrowed) sedimentary basin that developed during the preceding subphase of the orogeny in the Nógrád—Cserhát area was modified the Nagymaros—Balassagyarmat sea branch was slightly displaced farther S, to the Budafok—Püspökatvan—Bercel line. The southern landmass already included the Bükk Mountains. Between its northwestern foothills and the Ózd—Pétervására platform the Ózd—Egercsehi Trough came into being. Thus, as a result of intensified compression, in the foreland of the older structural units that fitted together in a checkerboard pattern, fore-deeps or graben structures developed (Sajó Trough, Ózd—Egercsehi Trough, Etes Trough, Mohora Trough etc) into which the Eggenburgian sea ingressed from the SE. These structures are narrow, only 20 to 30 km in diameter and asymmetric (growing suddenly deep in front of the western and southern landmasses and becoming flat and shallow farther N and NE). Palaeogeographic connections are traceable towards the Ipel—Nitra—Vah valleys in the NW and, through perisynclinal sedimentary basin of the flysch deposits in the NE Trans-Tisza Region, towards the Eggenburgian sedimentary basin of northern Transylvania in the SE (Fig. 81).

The narrow sedimentary troughs are not the products of ulterior compression: the complete lateral geo-litho-biofacies successions can be found in all basin tracts. In the light of these the original palaeogeographic pattern can be reconstructed (Figs. 70, 71).

The Eggenburgian formations overlie the older rocks unconformably, usually in different facies. The regular appearance of the facies suggests that the terrain must have been planated. Conformable or peneconformable superposition and, possibly, continuous sedimentation may the case with the Szécsény Schlier Formation area. There the deposition of the formation was probably uninterrupted in Egerian—Eggenburgian time (conf. the continuous development of the Iliny Claymarl Formation from the underlying beds).

In the littoral zone the Bercel Sand and Szorospatak Sandstone Members of the Budafok Sand Formation were accumulated. Formed on abraded shores, the pebbles in the gravelly sands of Bercel attain a maximum of 2 to 3 cm in grain size. With a view to its regional distribution pattern, lithology and grain size, the Bercel Sand Member can be shown to have accumulated the material of the fluvial alluvial fans of the Becske Formation. Its biofacies is characterized by *Ostrea* (at Mohora and Bercel). The rock is thick-bedded, with concretions, surf-controlled cross-bedding is locally (Kisterenye) observable in it.

Formed in the littoral to sublittoral zone, the Szorospatak Sandstone Member ("larger *Pecten* beds") is characterized by smaller-grained pebbles (1–1.5 cm), thin-bedding, a predominant green colour and the local occurrence of a banded stratification (Nagybátöny). In the vicinity of Bárna, remainders of chlorite also occur. The larger *Pecten* specimens are locally arranged in a "Muschelpflaster" pattern, with an associated *Cardium*—*Pitaria* fauna (Salgótarján, Nagybátöny).

The nearshore—level beach—shallow-water facies is represented by the slightly argillaceous and thick sand beds of varying grain size, though main fine-grained, of the Ordaspusztá Sand Member. The megafauna is dominated by the representatives of *Glycimeris* and *Cardium*. Low agitation of water is proved by the non-detached valves of *Bivalvia*. Its intertonguing with the open marine facies (Iliny Claymarl Member) is evidenced by the occurrence of interbedded, banded or microlaminated siltstone layers and the foraminiferal fauna recovered.

Representing a more offshore, open marine facies zone, the Iliny Claymarl is characterized by the appearance of *Amussium*—*Aturia* forms, of 44 new foraminiferal taxa and the extinction of 36 taxa. The facies zone lay in the Szécsény—Iliny—Püspökatvan area. The 4th subphase of the compression phase of the orogeny led to the maximum extension of these openwater deposits and, locally, their transgressive distribution.

The Eggenburgian transgression lasted for a short time, as the total thickness of its products is less than 100 m in the study area.

During the compressive phase of the Savian orogeny, the accumulation of strains in the hinterland resulted in nappe translations (Alps—Carpathians). An event of similar trend occurred nearest to the study area in the Darnó Zone. The Eggenburgian marine deposits were involved in the thrust movement (imbrication) taken place at that time, but the younger continental deposits were not.

The 1st subphase of the dilatational phase resulted in further uplift of the hinterland, the cessation of marine communications, repeated symmetric down faulting of the graben structures.

As a result of the uplift of the hinterland the Carpathian Basin started to become recipient of rivertransported, coarse-detrital material inputs, the largest in volume ever reached in Miocene history. The cessation of marine communications is indicated by the Early Miocene accumulation of evaporites along the external arc of the Carpathians. Inside the Carpathian Basin the graben systems were filled up with terrestrial coarse clastics.

Continental, mainly fluvial sedimentation was going on throughout the territory of Hungary. Clastics from a semicircular belt of emergent source areas including the E Alps, the Mura—Drava Valley (Lavanttal, Slovenia, Zagreb Mountains, Papuk Mountains) and the N Bácska (Furska-Gora, Mecsek—Villány) were being transported in E, NE and N directions. In the accumulation area of the N Transdanubian sediment-transporting channel, the deposits of the Csátka Formation, while in the S Transdanubian and S Great Plain areas, the beds of the lower member of the Szászvár Formation,—including 200 to 600-m-thick debris cone accumulations over several thousand square kilometres area—represent this event.

It was at that time that, in the Nógrád—Cserhát area, the deposits of the Zagyvapálfalva Clay Formation were accumulated. These deposits are practically restricted to the tectonically controlled graben areas (Map 2): Galga Trough—Ipoly Valley—Etes Trough. Farther northeast, they occur in the Ózd—Egercsehi Trough and the Sajó Trough as well.

The 1st subphase of the dilatational phase of the Savian orogeny is characterized by an ever intensifying inflow of river-transported clastics into the marine sedimentary basin in the study area. The resulting deltaic deposit appears at the base of the Zagyvapálfalva Clay Formation, being represented by the Tordas Beds developed in the deepest parts of the Eggenburgian marine sedimentary basin, at the centre of the Etes Trough and along the Salgótarján—Mátraszele—Parád line. The marine underlying beds interfingering with the shallow-water, fine-sandy—micaceous, brackish-water and fluvial sandy-gravelly deposits. The latter contain *Mytilus*—*Arca*—*Pholadomya* bivalves and less often the representatives of *Rotalia* and *Elphidium*. Deltaic cross-bedding and lenticular forms of pinching out abound. Upwards in the profiles, the continental deposits become predominant and at last exclusive. Finally, the sedimentary basin is filled up with deposits of the Zagyvapálfalva Clay Formation. Varying in grain size (boulders up to 30–40 cm in diameter), most of the clastics were transported from northern source areas in what is now Slovakia, to the S. (It is in this direction that the grain size decreases.) The bulk of the material derives from the so-called “Federata Quartzite” of Upper Palaeozoic age. The homogeneity of the pebble material, its grain size, roundness, its mud suspension matrix and the roundness of the silicified driftwood fragments suggest transportation from remote source areas (more than 30–50 km) by high energy water flows. A smaller part of the clastics might have derived from a southern source area (“Median Mass”). This is suggested by the few resili-fied, contact-metamorphosed Eocene nummulitic limestone pebbles which seem to have derived from the basement of the Mátra in the vicinity of Reesk. This hypothesis is corroborated by the pre-existent latest Oligocene morphology of the territory. On the other hand, the fact that the maximum grain size of these well-rounded pebbles is 20 cm, is a contradiction.

The fluvial facies zones—streamline, shoreline, flood-plain, desiccating floodplain environments—can be identified within the sedimentary basin area. In some places, these can even be reconstructed, relying on the distribution patterns and thickness data of the peculiar gravel, sandy variegated clay and lime-concretion clay deposits.

After the filling-up of the graben structures the sedimentary basin grew larger. In the marginal parts of the graben, the Zagyvapálfalva Clay Formation transgressively overlies, with a break in sedimentation, the underlying older formations. In the study area the expansion of the sedimentary basin can be established on the SE margin of the Etes Trough, around Sámsonháza—Márkháza—Sóshartyán S—Nógrádsipek. The most spectacular example of the accumulative replenishment associated with this orogenic subphase can be reconstructed on the NE margin of the Etes Trough, in the vicinity of Ipolytarnóc. Filled up with gravels, sands and variegated clays, the flood-plains were overgrown with riparian forests with a lush undergrowth. Ripple-marked muddy sand bars accumulated in the a-few-cm-deep waters of the puddles. Emerged from the water, the surface of one of these has preserved the footprints of the contemporaneous vertebrate fauna. The watering-place—or possibly the trail to a watering-place at a nearby spring—of birds, palaeo-rhinoceroses, deer, and carnivores has been preserved on these bedding surfaces. The sand bars were repeatedly invaded by the floods, for footprints are observed to occur on three successive bedding surfaces. These footprints as well as the leaf-, twig- and trunk-remains of a rich flora were buried and thus conserved by volcanic tuffs. The beds of worldwide fame in question are known under the name of “Footprint Sandstone of Ipolytarnóc” in the relevant literature.

Accordingly, the beginning of the accumulation of the Zagyvapálfalva Clay Formation is marked by the “Tordas Beds”, the completion of the process being indicated by the “Ipolytarnóc Beds”. Curiously enough, bone remains completely absent at Ipolytarnóc do occur at other localities. A molar of *Prodionotherium* has been recovered from Zagyvapálfalva, shin-bones were found at the foot of Salgó Castle hill and *Rhinocerotidae* tusk were discovered at Nemti. Large-scale migration of continental vertebrate faunas is indicated by isochronous footprint-bearing beds in the foreland of the N Alps (Switzerland, Austria) and the Carpathian fore-deep (USSR, Romania) (L. KORDOS, 1985).

The 2nd subphase of the dilatational phase of the Savian orogeny left the major palaeogeographic frame unchanged. Tensile stresses in the marine sedimentary basin areas may have resulted in minor expansion of the basin (Ottangian deposits transgress beyond the Eggenburgian marine deposits). Whether the marine communication was reestablished and whether faunal elements from considerably different bioprovinces presented themselves in this subphase is an open question. It should be noted that the northern foreland of the Alps—Carpathians was still being affected by compression even then. Tensile deformations can be recognized and proved to the south of the Lavanttal (Styria)—Balaton Line—Rožnava—Dukla Line—Lvov zone. The structures previously formed (mainly of NE—SW orientation) were opened up by tensile stresses and huge masses of acidic rhyolite-dacite lavas and their tuffs were produced in this region.

In Hungary, this is evidenced by the so-called “Lower Rhyolite Tuff” (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation). This occurs in the Zala Basin, N Somogy, the northern foothills of the Mecsek, on the Central Hungarian Volcanic Ridge, between the Etes Trough and the Sajó Trough and on the southern border of the Bükk Mountains. Showing the same features throughout the afore-mentioned zone, the formation is discussed palaeogeographically in the context of the Nógrád—Cserhát area.

In this area the extension of the rhyolite tuff is limited to the NW—SE-striking Etes Trough and, in its southeastward continuation to the Tarna Trough. This means that it does not extend either to the Cserhát areas lying farther SW, or to the Ózd—Pétevársára platform situated NE of the afore-mentioned structures. The eruption fissure seems to have corresponded to the NW boundary fault of the Etes Trough, the so-called Sósartyán—Szentkút fault.

The tuffs erupted through an open fissure, as proved by:

- the infinitesimal amount of air-fall tuff in the formation (4–5%),
- the fact that nearly 90% of the rock mass is welded, ignimbritized, pumiceous flood-tuff,
- the absence of sedimentary interbeddings. Three to four volcanic cycles rapidly following one another are separated by 2 to 3 agglomerate interlayers.

- the fact that the tuffs have filled only the morphologically deeper tracts as a tuff flow that was creeping downslope owing to its viscosity; explosive and air-borne ash-rains would have led to deposition in morphologically higher tracts as well.

- last, but not least, by the fact that 100 km³ of material represented by a tuff mass about 100 m thick and covering an area of about 1000 km² (including the tracts that now belong to Slovakia) could not have extruded through 1 to 2 funnels.

The tuff flow proceed from the S to the NW or N—a probability suggested, beside the pre- and postexisting palaeomorphology, also by the fact that at Ipolytarnóc, a locality situated faraway from the eruption centre, the leaf remnants buried by the tuff got scorched only slightly. The volcanic activity was a swift, episodic one. This is confirmed by the low scatter of the *K/Ar* dates, the mode of fossilization of the footprints at Ipolytarnóc, the completely unchanged environmental conditions prior and subsequent to the ejection of tuffs and the fact that the sedimentary cycle continued with no change in character. The most striking change was caused by two phenomena: the tuff levelled off the roughness of the bottom of the sedimentary basin; and it provided a soil that was quite favourable for the subsequent growth of an extremely lush vegetation.

The 3rd subphase of the dilatational phase of the Savian orogeny did not change the pre-existing major tectonic structures. The tensile stresses manifested themselves only in the symmetrical downfaulting of the graben structures that had already been formed. These were invaded, in the Alpine and Carpathian forelands and in what is now Transylvania, by a new sea, the Ottangian one (Fig. 82).

In Styria, W Hungary and N Yugoslavia the continental sedimentation went on. Previously filled up with fluvial sediments and levelled off by tuffs, these areas turned into marshlands. Vast freshwater coal marshes evolved in what are now the Sopron, E and W Mecsek, SW Bakony areas. In NE Hungary and S Slovakia, in the Dacov-Lom Trough (Modrý-Kamen), Etes Trough, Ózd—Egercsehi Trough and Sajó Trough that had previously formed between the major tectonic units, initially similarly freshwater marshes evolved, later transformed into gradually more marine, paralic coal swamps, as evidenced by the younger deposits. This graben system is closed to the northwest, being clearly of freshwater facies, throughout its sedimentation history, at its end-points in Slovakia. The southeastern part of the system is the “most marine” at this time: around Miskolc—Sajószentpéter—Duzsnok, the barren intercalations between the coal seams contain a southeastward-increasing number of marine (5 to 7), *Ostrea*—*Pitaria*-bearing interlayers.

The Nógrád—Cserhát area is situated in the middle part of the system. Accordingly it is of transitional facies. The symmetrical downfaulting of the Etes Trough in the study area resulted in a contiguous water coverage, i. e. the development of a marshland. It was the 3rd mesocycle that witnessed, finally, the birth of the Salgótarján Browncoal Formation. As stated already by Z. SCHRÉTER (1937), the underlying formations (rhyolite tuff) are absent W of the Galga line. The same holds true of the Salgótarján Browncoal Formation itself, as observed by J. NOSZKY SR (1930—31).

During the 3rd subphase of the tension phase of the Savian orogeny, sedimentation—after the rhyolite tuff eruption episode—was going on in an unchanged major tectonic frame and under invariable environmental

conditions. Asymmetric in its NE—SW cross-section (being deeper in the SW) the Etes Trough was still being filled up in its SW zone, along the Egyházasgerge—Sóshartyán—Nógrádsipek E—Salgótarján—Nagybátony line. The Nógrádmegyer Member of the Salgótarján Browncoal Formation is composed of terrestrial to fluvial gravel-sand-variegated clay deposits. The continuity of sedimentation is reflected even by the terms „lower variegated clay” (Zagyvapálfalva Clay Formation) and „upper variegated clay” (Nógrádmegyer Member) that have conventionally been used for a long time now in the Nógrád area. These variegated clays are separated from each other only by the intercalated rhyolite tuff (e. g. boreholes Egyházasgerge 1 and Nógrádsipek 1). Formerly very rich, the vertebrate fauna of the region survived the volcanic activity. Bone remains of Mastodon (*Bunolophodon*), *Prodinotherium* and *Rhinoceros* have been recovered, together with *Testudo* and *Trionyx*, from the Nógrádmegyer Member.

In the NE zone of the Etes Trough with a bottom running flat towards NE Browncoal Seam III belonging already to the Kisterenye Member of the formation was generated in a flood-plain-freshwater-swamp environment being simultaneously filled up. The member comprises the browncoal measures in the strict sense and its hanging-wall (Vizslás Sand, Mátranovák Claymarl Beds). On evidence of the coalified tree trunk found in it in an upright position, Browncoal Seam III is regarded as autochthonous (L. BARTKÓ, 1962). This seam is the thickest one in the study area, except where it is partially replaced by terrestrial deposits of the Nógrádmegyer Member.

That these two facies are replacing laterally each other is proved by:

- the fact that both overlie the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation,
- the abundance of browncoal stringers and coalified plant remains in the Nógrádmegyer Member (borehole Nógrádsipek 1),
- the presence in Seam III of a sand intercalation growing gradually thicker north of the so-called “Etes sand line”,
- that only a coal stringer can be observed in the Nógrádmegyer Member as one proceeds westwards in the area between borehole Kisterenye 438, 485, 486, 487 and that this will thicken, farther east first to 40–50 cm and then to several metres, representing Seam III.
- that there is a deterioration of the quality of the coal of Seam III, around Nagybátony—Szorospaták, as shown by I. SZENTIRMAI (1965) due to an abundant supply of terrigenous material,
- that Seam III is overlain by sands of varying grain size.

During the further part of the orogenic cycle, the accumulation of detrital material was stopped. Thus the formation of the Nógrádmegyer Member came to an end. A new small scale deepening of the graben structure took place still before the birth of Seam II. That was the time when the first traces of marine incursion appear in what used to be the Etes Trough s. str. [starfish, diatom remains in the vicinity of Mizserfa (Pál-hegy) (L. BARTKÓ, 1962), a Diatomaceae flora comprising 52% marine elements in the vicinity of Ipolytarnóc (M. HAJÓS, 1985)]. As a result of subsidence, the swamp area grew somewhat wider (on the margins, Seam II is of somewhat greater extension). SW of Etes Trough, parallel to it and separated from it by a barrier (borehole Nagybárcány 5). NW—SE oriented graben was formed between Nagybárcány and Garáb. This subsidence resulted, on the one hand, in the redeposition in some places of rhyolite tuffs exposed on the margins into the sedimentary basin, as evidenced by 1 to 2 cm of redeposited tuff stringers occurring within browncoal Seam II. On the other hand, a new possibility was offered for the intensification of marine incursions. The brackish-water *Congeria*-fauna is characteristic of the beds overlying Seam II. The afore-mentioned asymmetric pattern of the Etes Trough is observable in this period, too: on the steep shore in the SW (around Nagybátony) *Congeria*-bearing limestone beds are common, while the beach facies in the NE (around Mátranovák) is characterized by clay-cemented *Congeria*-coquinae arranged parallel to stratification.

Often observable among the components of the rocks overlying Seam II, banded stratification, i. e. laminites, may mark the culmination point of the Oligocene sedimentary cycle. That was the time of greatest quiescence ever witnessed during the sedimentation history of the cycle.

Formed during continued accumulation, Seam I is already more limited in extension than the preceding ones, but, at the same time, it represents the most marine facies of all. This is manifested by the following phenomena:

- Seam I does not extend to the Etes Trough NW area. L. BARTKÓ (1962) showed the presence of ENE—WSW-oriented island ranges interrupting the spatial continuity of Seam I. These may represent sand bars that once extended along the northwest shoreline of the sedimentary basin,
- at the same time, in the NW Seam I is slightly transgressive beyond the underlying deposits and it is there that it exhibits of the best grade;
- only these formations cover the Szentkút ridge emerging between the Etes Trough and the Garáb Trough,
- also on the western side of the Garáb Trough it is similarly only Seam I that is transgressive,
- it is already in the beds underlying Seam I that *Teredo* burrows occur (L. BARTKÓ, 1962),
- the „ichnofossil-bearing beds”, the hanging wall of the seam in question (S. VITÁLIS, 1961) and the “*Cardium* beds” higher up in the overlying sequence (Vizslás Sand and Mátranovák Claymarl Beds) are already products of a full-scale, though brackishwater, transgression, laterally replacing each other.

At the same time, these beds indicate the events that marked the end of the last subphase of the Savian orogenic cycle.

After the formation of the last browncoal seam, „Cardium-bearing shales” (Mátranovák Claymarl Beds) were deposited in the deep-water lagoons of a paralic coal swamp. Appearing in abundance on the bedding surfaces, the representatives of Cardium are large populations of one or two species only. Accumulation and decreasing water depth marking the end of the cycle (and maybe already the effect of the first compression of the Early Styrian orogeny that uplifted the hinterland) are proved by the overlying Cardium sands (Vizslás Sand Beds) which were deposited in water only a couple of decimetres deep. These Cardium and Congeria-bearing bedding surfaces are often yellowish-brown due to the precipitation of limonite. Onshore cross-bedding can be locally observed, too. Cycle-ending emergence is manifested by the suspension-feeding and burrowing organisms of the „ichnofossil-bearing beds”, the borer-bivalves living on driftwood (borings left over by Martesites, Teredo and Pholas) and clay desiccation markings (Figs. 70, 71).

It was in the NE (between Etes and Modrý-Kamen) and the SW (Nádújfalu—Pétevársára) that the earliest emergence in the Etes Trough area set in. The accumulation of the sedimentary filling lasted for the longest time in the central subareas, around Nagybátony, Kisterenye and Vizslás. At the same time, this is the last evidence of the asymmetry of the Etes Trough and it may be the first evidence of the basin-shaping effect of the next, Early Styrian orogeny. For, it was in the afore-mentioned central subarea that, parallel to the Etes Trough structure, the sedimentary basin of the Zagyva Trough evolved during the next orogeny.

In connection with the Salgótarján Browncoal Formation there are three controversial points on which we wish to summarize our research results:

a) The problem of palaeogeographic connections

The palaeogeographic connections of the Nógrád—Cserhát area were considered already by L. BARTKÓ (1962) as being NW-oriented. Uncertainty has stemmed from the Pétevársára—Parád—Bükkszék area, where, because of subsequent erosion, the Salgótarján Browncoal Formation cannot be directly studied. We are of the opinion that a southwestern marine communication is proved by:

— the fact that, with recognition of the Etes—Ózd—Egercsehi—Sajó graben systems, the palaeomorphological prerequisites for the afore-mentioned marine communication are granted,

— that, for reasons and under circumstances that can be palaeogeographically reconstructed, the formation pinches out in the Dacov-Lom Trough area, in the vicinity of Modrý-Kamen (Slovakia) (D. VASS et al., 1979),

— that the model of a sea transgressing from the SW is suggested by the reconstruction of the palaeogeography of a larger region extending from N Transsylvania, through the Sajó Valley as far as Modrý-Kamen,

— that the recognition in the Nógrád—Cserhát area of the afore-mentioned structure system and, in this context the improved knowledge of their extension as well as the arrangement of the facies zones testify to a transgression that was stabilized after repeated and gradually intensifying ingressions that reached from the SE up to the Etes line in the NW.

b) The problem of isochronous, lateral facies

After J. NOSZKY SR's first statement (1935), the authors dealing with the problem were unanimous in believing that the „Helvetian” browncoal measures and the schlier were formed synchronously in facies laterally replacing each other. L. BARTKÓ (1962) already restricted this isochrony to the case of the Cardium-bearing sands and schliers. As a result of our studies we may conclude that the isochronous lateral facies counterpart of the browncoal measures is solely the „upper variegated clay” (however, the Salgótarján Browncoal Formation includes this one too, as one of its members). The formation is easy to separate from the underlying beds, not being isochronous with the overlying Chlamys-bearing sand—sandstone—schlier sequence. The latter beds are younger, products of a new sedimentary cycle. They are regionally transgressing beyond and, locally, overlying, with an erosional and/or angular unconformity, the older formations. An intertonguing, i. e. lateral facies transition, with the overlying beds cannot even be supposed.

c) The Oncophora beds

Most of the authors dealing with the Neogene stratigraphy of the Central Paratethys have interpreted the Oncophora (Rzehakia) beds as a regressive formation with endemic forms, terminating the Ottnangian sedimentary cycle. The geohistory presented in the foregoing corroborates this regression in case of the study area, too. In fact, in profiles uncovered after L. BARTKÓ (in V. ČECHOVIČ—V. HANO) at Kazár and Szécsényfalu, the beds in question could be found indeed. On the basis of their mode of superposition, their intertonguing isochronous facies and by palaeogeographical analogies in Romania and Slovakia, we have stated that these are products of a new faunal wave, i. e. a new geological megacycle. They are neither isochronous with, nor are chronologically related to the Salgótarján Browncoal Formation; they are younger, of Karpatian age.

Recapitulation of the Savian orogenic cycle

The Savian orogeny began at the time of the last third of the Egerian and ended in latest Ottnangian time. Thus, its beginning may be dated as 25—26 mA ago, its end being about 19 mA ago. Its duration was about 6—7 mA.

In the study area four subphases of the compression phase of the cycle and three subphases of its dilatational phase can be identified. The point of inversion between compression and dilatation, i. e. the time of distension and of the breaking up of the most spectacular structure elements may correspond to about 20 mA ago.

The Savian orogeny is characterized by the convergence of the African and Eurasian continental plates, their first Neogene collision and their subsequent divergence.

The compression subphase near the buffer zone of the African plate brought about regional metamorphism (THÖNI, 1981), producing a back-bulge and a series of foredeeps. In the Nógrád—Cserhát area, the 1st and 2nd subphases of the compressions phase put an end to the filling-up of the NE—SW oriented Paleogene sedimentary basin. The 2nd to 4th subphases, having blockfaulted the former, led to the birth of NW—SE oriented fore-deeps. In the 1st, 2nd and 3rd subphases of the dilatational phase of the cycle, these would develop into grabenrift structures of tensile origin. This megatectonically controlled palaeogeographic pattern remained practically unchanged in Eggenburgian—Ottngian times.

The *geodynamic events of plate movements* are exactly traceable throughout the study area. The *latest Oligocene events* are characterized by a slow, gradual, multiphase growth of compression. This led to stopping the subsidence of the basin, to the development of the regressive branch of the Oligocene megacycle of geohistory (two regressive mesocycles being represented by the Pétervására Sandstone Formation and the Becske Formation, respectively), and to filling up the Paleogene sedimentary basin (emergence of its bulk). In the northeastern part of the basin, under the same filling-up, i. e. accumulation, trend, the marine environment persisted. The sea was regressing to E and SE i. e. towards the postulated flysch basin.

Because of the maximum of stress involved, the *earliest Miocene events* are controlled by a new system of fore-deeps being formed in front of the orogenic mountain chains. As a result of subsidence restarting in two stages, two intensive transgression mesocycles evolved (Budafok Sand Formation, Szécsény Schlier Formation). Next to follow is the culmination of the orogenic cycle, i. e. a stress-relief manifested in block-faulting. This leads to a rapid uplift of the hinterland, to episodic regression with filling-up of the basin (a regressional mesocycle is the Zagyvápálfalva Formation) and, locally, to emergence (Ipolytarnóc). Next to follow is the setting-in of repeated transgression in the rift-graben structures (Salgótarján Browncoal Formation with a transgressive mesocycle). The culmination of the cycle was coupled with an explosive volcanic activity ("Lower Rhyolite Tuff").

Palaeogeographic-faciologic events of the orogeny: The Savian orogeny took place under identical megatectonic—palaeogeographic conditions. Predominant on a continental scale, the NW—SE striking structure system prevails in the Nógrád—Cserhát area as well. The palaeomorphology is characterized by downfaulted graben structures between flat ridges consituted by Paleogene formations. Transportation of sediments to greatest distances occurred near the culmination point of the cycle (Eggenburgian—Ottngian boundary) (30–50 m) at the time of continental—fluvial accumulation. The differences in relative relief at that time could attain even 1000 m, having been probably 100 to 200 m prior to or after the culmination.

As shown by T. BÁLDI (1983), the water depth in the marine sedimentary basin during the latest Oligocene schlier deposition was 200 to 300 m. At the time of formation of the basal Eggenburgian beds, it was 3—15—30 m, at the maximum of the Eggenburgian transgression it was again 200 to 300 m. Because of the absence of a normal-salinity facies in the Ottngian, no pertinent data relative to Ottngian time are available.

The Egerian palaeoclimate is characterized by a cool, humid climate with holarctic, arcto-Tertiary plant associations (E. NAGY, 1981). In Eggenburgian—Ottngian times, the climate was warm, wet, tropical to subtropical, with ferns, palms, conifers and representatives of *Taxodium* (L. HÁBLY, 1985). The mean annual temperature at that time must have been at least 20 °C. By the end of the Eggenburgian a hot, dry, ariditybound episode is suggested for the study area, as evidenced by the continental variegated clays, the desertic coating of the pebbles and the contemporaneous extra-Carpathian salt deposits.

The most important *marine event* of the orogenic cycle was the appearance of the new, Indopacific molluscan fauna (larger *Pecten*). Global transgression arrived from the SE this being locally supported by the arrangement of the facies zones. The water was hypersaline (T. BÁLDI, 1983). The hydrodynamic conditions might have been those of a heavily agitated, high-energy environment, as evident from the structure of the sedimentary basin, the lithological features and the position of the fossils as well as from the sand content and thickness data.

In spite of the favourable climate corals are absent. This suggests a poorly transilluminated flowing water of high suspension content hardly penetrated by sunlight. The sedimentation was of molasse—schlier type throughout the time span involved.

A *continental event* of paramount importance during the cycle was the appearance of proboscideans in the Vertebrate fauna (Ipolytarnóc, Nógrád County). The period around the Eggenburgian—Ottngian boundary witnessed the greatest supply of detrital material (by fluvial transport) both to the study area and the Pannonian Basin. The highest rate of sedimentation (2.4 cm/100 years) ever observed during the Savian orogeny in Hungary could be established in the Nógrád—Cserhát area. In other words, the basement of this region must have been the most mobile one (G. HÁMOR, 1984).

Structural manifestations of the Savian orogeny in the study area are NW—SE striking faults. This multiphase faulting brought about parallel graben systems (e. g. Garáb Trough, Galga Trough) or contributed to a lateral widening of an incipient graben structure by generating swarms of parallel normal faults (e. g. Etes Trough). In the wider surroundings (Recsk) imbrication took place. The main time of faulting corresponded to the Early and Upper Eggenburgian boundary, with rejuvenations in earliest Ottngian time. In more remote areas, in the compression phase of the cycle, large folded forms also came into being ("Savian folds").

It follows from the very nature of palaeogeographic reconstruction that some questions remain controversial. Problems marking out imperatively the trends of further research are:

a) As far as the near connections of the study area are concerned, its palaeogeographic relation to the flysch sedimentary basin farther SE are unclear or, in other words, the continuation of flysch sedimentation in the Early Miocene is not proved. As for the farther palaeogeographic relations, the possibility of a direct Transdanubian—Adriatic connection, as first proposed by CÍCHA—SENEŠ—TEJKAL (1967) and suggested by SENEŠ—MARINESCU (1974) and also by RÖGL—STEININGER (1983), can now be totally ruled out (HÁMOR, 1981, 1984, 1984).

b) The chronostratigraphic assignation of the terrestrial formations of the sedimentary cycles is problematic. Drawing the Eggenburgian—Ottngian boundary at the base of the rhyolite tuff in terms of convention (Bratislava, 1975) seems to be erroneous. It is more advisable to regard the Zagyvapálfalva Clay Formation as terrestrial basal beds of the Ottngian transgression cycle, i. e. an isochronous facies counterpart laterally replacing them. (This formation, by the way, is separated, rather artificially, only by a volcanic episode from the Nógrádmegyér Member of the Salgótarján Browncoal Formation.)

c) One of the main difficulties consists in the assignment of the "Oncophora beds" by some authors (RÖGL—STEININGER, 1983) to the regressive branch of the Ottngian sedimentary cycle. As observable in complete sections, the aforementioned formations and the faunal associations known from their isochronous facies counterparts are clearly intertongued with the younger, Karpatic, sequences overlying them (G. HÁMOR, 1971c; NAGYMAROSI—HORVÁTH, 1979c). Accordingly, they are isochronous.

d) The problem of palinspastic palaeogeographic reconstructions requires special study. T. BÁLDI (1983) supposes a horizontal dislocation of a magnitude of 100 km along transcurrent faults to have taken place in N Hungary in latest Egerian to Eggenburgian times. The possibility of such events cannot be precluded from the history of the Savian orogenic cycle. It remains for future studies to verify them in detail. The palaeogeographic reconstruction of the span of time in question can be done, however even by adopting a static model.

Styrian orogenic cycle

The Styrian orogeny consists of two phases that were earlier considered to be independent (Styrian I, Styrian II or Early and Late Styrian, respectively). These are referred to as subcycles in this work. The following discussion will be set forth according to these subcycles. This anticipates, the conclusion that the notion is proposed to be used in the future as a uniform Styrian orogenic cycle. For, we are convinced that the events of one orogeny were repeated with higher intensity. During the repetition, however, neither the major tectonic setting, nor the palaeogeographic conditions changed substantially. The combination of the two subcycles is justified also by the fact that the NN 4—NN 5 zones are difficult to separate (Helvetian—Tortonian boundary disputes), by the local nature of the episodic magmatism in-between and by the lack of structural forms or elements assignable to the alleged subcycles.

The major difficulty in assessing the palaeogeographic pattern of the orogeny has stemmed from the fact that the various authors have published their palaeogeographic sketches for different selected spans of geological time (with the Oncophora beds included or not included). There is no example in the literature of a combined representation of the time spans involved. Notwithstanding this, the foreign authors throughout Europe (I. CÍCHA—J. SENEŠ—J. TEJKAL, 1967; J. SENEŠ, 1970; J. SENEŠ—F. MARINESCU, 1974; F. STEININGER—F. RÖGL—C. MÜLLER, 1978; F. RÖGL—F. STEININGER, 1983) are unanimous as far as three major factors are concerned:

a) farther W, the peri-Alpine connections lost;

b) the Carpathian region was in direct communication, through the N Adriatic Basin, with the Mediterranean,

c) the Carpathian Basin was a more or less inundated area, excepting the Transdanubian Central Range and the Apuseni Mts taken in a wider sense.

At the same time, the fact that the Hungarian authors had clearly demonstrated the existence in what is now Hungary of two, roughly parallel, NE—SW oriented sedimentary basins (J. NOSZKY SR, 1929; F. SZENTES in E. VADÁSZ, 1960; G. HÁMOR—Á. JÁMBOR, 1969; G. HÁMOR—K. SZENTGYÖRGYI, 1981) has been totally ignored. The afore-mentioned basins were separated by the Central Hungarian Volcanic Ridge, being in contact only in the Zala—Dráva depression in the SW. The southern sedimentary basin extended across the Dráva—Száva Basin and the Zala—Mecsek—Békés depression as far as Transylvania, while the northern one along the Styria—Transdanubian Central Mountains S foreland—Cserhát—Bükk N foreland, well into E Slovakia.

Judgement concerning the Nógrád—Cserhát area was rather contradictory even in earlier times: J. NOSZKY SR (1929) postulated palaeogeographic connections with areas lying farther N to NE, I. VITÁLIS (1935) suggested southern connections.

The *Early Styrian subcycle* spans the major part of the Karpatic Age. It witnessed the accumulation of very thick molasse and schlier-like sequences. During the 1st subphase of the compression phase of the subcycle the

palaeogeography of the study area changed completely. Parallel to the Etes Trough (meeting this one at about its middle), the NE—SW trending Zagyva Trough evolved. Structurally, this was a compression affected, narrow depression which, in the SW, extends as far as the Galga Fault, where it came in contact with the Pest Plain belonging to a different structure system. In the NE, it joined the earlier-formed Etes Trough—Ózd—Egercsehi Trough—Sajó Trough system which, through the similarly newly formed Cserhát—Hernád Trough, came in contact with the E Slovakian Depression (Fig. 83).

The transgression progressed from SW to NE in both space and time. The first subphase began with an intense basin bottom subsidence, so the first beds of the sedimentary cycle (Oncophora beds = Egyházasgerge Sandstone Formation, Kazár Sandstone Member) of ingressive nature. The extension of the first subphase of the transgression (Map 4) is delimited by the topographic arrangement of these beds. The deposits involved are encountered on the southern (Szandaváralja N) and northeastern margins (Szécsényfelfalu) of the northern landmass (Romhány—Szécsényi-sziget); further, on the southwestern margin (Kazár, Kisterenye, Mátranóvák) of the emergent Ózd—Pétervására Platform and on its more remote southeastern margin (Sajómercse).

Upon increasing compression, the northern limb of the sedimentary basin (Romhány—Szécsényi-sziget) was slightly uplifted, while its southern limb (basement of the Mátra Mountains) was so to a greater extent. This led to double consequences: nonrounded chlorite schist debris were removed from the southern shore's escarpment and, after being transported for a short distance, they were deposited in the basal beds. The detritus removed from the more level northern beaches mainly consisted of pebbles deriving from the Eggenburgian Zagyvapálfalva Clay Formation (more rounded and longer-transported quartzite pebbles, or, less frequently, of Triassic limestone pebbles deriving from abraded shores). Such a bottom morphology is suggested by the thickness data of the Egyházasgerge Sandstone Formation composed mainly of sands and sandstones, too. Remarkably enough, the asymmetry of the basin structure, the asynchronous tilting of its two limbs, a feature to be mentioned in the context of the basin's evolution, manifested itself at this time already: the first ingression was NW—oriented. The gravelly basal beds in the neighbourhood of Lucfalva, Becske and Acsa were brought about by northward transgressions.

The cycle-initiating formation overlies unconformably, usually transgressively, the older Miocene or pre-Miocene rocks. In some places, erosional unconformity can be observed (Szentkút Fault zone). This subphase of the orogenic subcycle is generally characterized by a striking change in lithology and grain size as compared to the underlying beds (abundance of gravels and sands), the predominance of transgressive microcycles, onshore cross-bedding, banded stratification and the appearance of new faunal associations (Congeria—Cardium—Oncophora, Anadara—Paphia and Chlamys associations). The lateral facies succession is constituted by estuarian—lagoonal—shoreline (escarpment—level beachsand)—nearshore facies (Figs. 72, 73).

The 1st, 2nd, and 3rd subphases of the dilatational phase of the subcycle manifested themselves in completely identical, cyclically repeated events. The evolution of the basin was already controlled by tensile faults, i. e. by swarms of normal faults striking parallel to the axial direction and getting increasingly wider-spaced away from the axis. The uplift of the hinterland was stopped and the subsidence continued cyclically in an ever widening space. Continuous transgression in these subphases produced the Garáb Schlier Formation that was formed in three mesocycles. During this process the grain size of the sediments diminished so that, at the maximum of transgression, already clays and claymarls prevailed. Fine sands, silts, argillaceous silts and pure clays are well-stratified. The hydrodynamic conditions are characterized by the high number of transgressive microcycles, i. e. a rough bottom topography ("foredeep-troughs"). Both the mega- and the microfaunas are typical of marine environments of normal salinity, becoming gradually more abundant (Brissopsis—Psammobia—Tellina and Nautilus—Madreporaria—Amussium—Vaginella associations). It is the nearshore, shallow- to open marine facies that prevail. Continued cyclic basin evolution is indicated by the afore-mentioned tensile—collapse—strike-slip faults that would encompass ever wider circles, by the outward-shifting facies zones and by the presence of rejuvenating formations crossing age-boundaries. The products of some stronger transgressive mesocycles extend beyond the underlying beds, although this magnitude is only 1 to 2 km. During these transgressive subphases, tuffs from the "Lower Rhyolite Tuff" on the margins are repeatedly redeposited into the Garáb Schlier Formation. Statistical sedimentological examination of the individual subphases has proved to be an excellent means for reconstructing the mechanism of basin development. Total thickness, cycle thickness, frequency of slumping manifestations and biofacies changes have been quantitatively evaluated. The results have provided evidence in favour of tectonic movements along the axis of the basin, of tiltings on limbs perpendicular to that axis and of the time-dependent variation of the asymmetric basin cross-section (G. HÁMOR, 1983).

Already in Karpatian time appeared the 1st subphase of the compression phase of the Late Styrian orogenic subcycle. Under its effect the basin stopped subsiding. It became filled up with sediment and then much of it is emerged. Taking place during this process, the 5th Karpatian mesocycle produced the Fót Formation. This represents the final mesocycle of the Karpatian megacycle. In the study area, the residual sedimentary basins developed in NE—SW direction around the basin axis that lay in the Zagyva Trough. Previously dipping SW, the basin axis now changed its dip to the NE. This determined, the direction of the regression as well.

West of the Galga Fault, in the Pest Plain area, a shallow-water archipelago studded with marginal patch reefs developed (Fót, Mogyoród, Püspökhatvan, Acsa) in which Bryozoa—Balanus-bearing calcarenites, sandy limestones and sandstones were deposited. Farther NE, in a shallow-water lagoon dissected by periodically emerging sand bars and locally hypersaline, fine-sandy—argillaceous sediments were deposited (along the Gal-

gaguta—Buják—Tar line). The establishment of an accumulation and regression regime is manifested by the empoverishment of the bios (the number of foraminiferal species is reduced to 15—5, the representatives of *Congerina* reappear), by an upward decrease in sand content, remainders of mud redeposited from emerged formations, the preponderance of the regressive microcycles, dolomitization, and gypsum strings. Offshore shallow-water sedimentation in an environment that might have continuously been of normal salinity persisted only near Nógrádszakál in the Ipoly Basin, where the Garáb Schlier Formation passes vertically into the Nógrádszakál Marl Formation (Fig. 83).

In the *2nd subphase of the compression phase of the Late Styrian orogenic subcycle*, at the contact of a further uplifting margin and a narrowing sedimentary basin, NE—SW striking longitudinal marginal faults developed. It was along these that the most important event of the subphase, the second Neogene magmatism, took place, producing the Hasznos Andesite Formation. The fact of explosion from under pressure is evidenced by the preponderance of volcanoclastics, the minor volcanic debris cones. The volcanic material has registered, like a snap shot, the instantaneous palaeogeographic and environmental setting. Because of the afore-mentioned asymmetry of the basin the southeastern margins (NE Mátra, Szirák) witnessed underwater volcanic activity that produced amygdaloidal, glauconitic, pseudo-agglomerated lava flows. On the NW margin, pyroclastics, quasi devoid of lava, fallen into shallow waters and accumulated in them, locally intertonguing with sedimentary deposits, are found (Mogyoród, Püspökhatvan, Bercel, Alsótold).

Syngenic sedimentation is characterized by deposition in freshwater swamp environments, by the reworking of the volcanic material and local enrichment of the diatoms (Litke). The fauna is limited to a few species of high facies tolerance and to freshwater *Lymnea* and *Planorbis* forms. Total emergence is indicated by root traces, fossil soil zones and desiccation cracks.

It was practically a terrestrial environment in which the Tar Dacite Tuff Formation in the second phase of volcanism was deposited. The airborne material of this volcanism completely levelled off the roughness of the surface or led to final filling-up of the residual sedimentary basin. (Fossiliferous tuffites of this kind, fallen into brackish-waters, occur only in the Tar—Mátraverebély area.) The eruption centres of the explosive volcanism are unknown. One centre associated with a tectonic nodal point is supposed to have been in the vicinity of Tar village, where the tuffs are ignimbritic in character. The products of this powerful volcanic eruption (“Middle Rhyolite Tuff” as referred to in the earlier literature) are practically identifiable throughout the country. The date of the event in terms of *K/Ar* dating is estimated at 16.4 ± 0.8 mA.

The *1st tension subphase of the Late Styrian orogeny* is manifested in repeated downfaulting that followed the volcanic paroxysm. During this process, it was the northern limb of the northern one of the two afore-mentioned sedimentary basins that subsided deeper in what is now Hungary. Accordingly, the point of gravity of the IInd Miocene (Early Badenian) transgression sedimentation must have lain in the Little Hungarian Plain—Börzsöny margin—Ipoly Basin line, shifted from the Mura—Dráva—N Zala area. This seems to be evidenced by the Badenian Clay Formation and the Bajtava Schlier Formation represented in great thickness in the afore-mentioned areas, by the locally transgressive mode of occurrence with hiatuses in the underlying beds and, further, by the fact that the Lower Badenian formations between the Galga Fault and the Etes Trough are absent (Fig. 84).

Consequently, the palaeogeographic image of the Cserhát at that time was controlled by the NW—SE oriented Zagyva Ridge which was then emerging between the Galga Fault and the Szentkút Fault and which separated the E Cserhát from the Budapest area. Sedimentation took place only in the NW part of the Etes Trough, NW of the Sámsonháza—Piliny line.

The axis of the sedimentary basin here had a northward dip. The palaeogeographic and open marine connections directed towards the Ipoly Basin—Börzsöny margin—Little Hungarian Plain. Coming from the SW, the transgression resulted in deposition of formations encounterable on the margin of the Börzsöny (Ipolydamásd, Vámosmikola) and its embayments (Szokolya, Hont) as well as in the Ipoly Valley. The Nógrádszakál—Piliny—Sámsonháza area seems to have been the southeastern embayment of the last-mentioned zone. J. NOSZKY SR (1923) was the first to suggest this, quite correctly. Towards the SE the deposits of the Lower Badenian transgression are pinching out.

The Nógrádszakál Marl Formation is the product of the afore-mentioned tension-subphase sedimentation. In the vicinity of Nógrádszakál village, it develops, conformably, with no break in sedimentation and no change in lithology, from the Garáb Schlier Formation. The only difference detectable is the appearance of new foraminiferal species. The formation as a whole is a transgressive mesocycle. In its upper part, however, there appear some regressive microcycles indicative of an incipient emergence.

Already in Early Badenian time does manifest itself the *1st subphase of the compression phase of the Leithaian orogeny*. The afore-mentioned regressive trends grow in intensity as a result of this subphase. The subsidence of the basin bottom stopped and the filling-up of the basin began. The palaeogeographic setting remained practically unchanged and the sedimentation was restricted to the Nógrádszakál—Piliny—Sámsonháza area. The water of the sedimentary basin became quite shallow, local gravel intercalations appear in the sequence. Subsequently, a reef-dotted archipelago developed, mainly with Lithothamnium point-bank reefs on the basin edges. Between the reefs, shallow-water, nearshore fine-sand bars with a *Pecten* fauna were accumulated. At the end of the cycle on account of spreading due to accumulation, the sedimentary basin expanded a little as evidenced by the occurrence

on the margins of sandy coquina beds with a dwarfish fauna ("Szent László beds", Sámsonháza), *Ostrea-coquinas* (region of borehole Tar 37) or sandstone beds with small pebbles and Lithothamnium detritus (Csevicés Valley, Tar) transgressing beyond the underlying older deposits. It is these rocks that form the Sámsonháza Formation ("Lower Leithakalk" as referred to in the relevant literature). Already simultaneous with its development was the setting-in of intermediate (andesite) volcanism, the most intense igneous activity ever witnessed in the Carpathian Basin. This reached its paroxysm during the subsequent subphases. On the SE margin of the sedimentary basin, near Sámsonháza and Tar, the foot of the volcanic superstructure reached to the sea, the volcanic products appearing intertongued with the Sámsonháza Formation.

Summary of information on the Styrian orogeny

The Styrian orogeny is a cyclic series of orogenic events which, repeated, led to the same result. For this reason, the orogenic cycle can be discussed subdivided into Early and Late Styrian subcycles, though, after all, this is unnecessary.

The Styrian orogenic cycle began at the base of the Karpatian and ended at the time of the upper third of the Early Badenian. Accordingly, its starting-date may be placed at 19 mA, its ending-date at 15 mA or so, its duration being about 4 mA.

In the study area 3 subphases of two compression phases and 4 subphases of two tension phases of a pulsating orogenic cycle can be identified. The date of the volcanic activity that took place at the dividing point of repetition is estimated at 17 mA by *K/Ar* dating.

After a slight divergence of the African and Eurasian plates at the end of the Savian orogeny, the Styrian orogenic cycle displayed rotation movements. The anticlockwise rotation of the African plate brought about, on the margin of the Eurasian plate, graben structures of NE—SW strike. There were initially affected by compression, but later developed into basin structures of basically tensile origin. These structures tend to become more and more open as one proceeds westwards, towards the Mediterranean. Running nearly parallel to one another, these four graben structures are observable in the Munich—Vienna—Cracow; Graz—Budapest—Lvov, Tuzla—Zagreb—Pécs—Békés—N Transylvania and Belgrade—S Carpathian foreland lines. In the second subcycle of the orogenic cycle the formation of graben structures was repeated. Some of them were detectably shifted farther N and, being tilted, they changed their asymmetry. The major tectonic—palaeogeographic frames remains practically unchanged throughout the Karpatian—Early Badenian time span.

Geodynamic events of plate movement: The Karpatian stage is a complete geological megacycle, the product of the 1st subphase of the compression phase of the Early Styrian subcycle, of the 1st, 2nd and 3rd subphases of its dilatational phase and of the 1st subphase of the Late Styrian orogenic compression phase of the subcycle.

It was the combined effect of an uplifting hinterland and a subsiding foreland that brought about the Egyházasgerge Sandstone Formation. A cyclically tensile basin generation was responsible for the birth of the Garáb Schlier Formation. And it was the cessation of subsidence plus accumulation upon re-intensified compression that produced the regressive Fót Formation closing the geological megacycle in question. The Egyházasgerge Sandstone and Garáb Schlier Formations are of intramontane molassoid character. The Fót Formation is the first local and episodic manifestation of the epicontinental facies.

Intensifying compression stresses at the Karpatian—Badenian boundary were discharged by intermediate and, subsequently, acidic magmatic activities (Hasznos Andesite Formation and Tar Dacite Tuff Formation).

The events recorded in the last-mentioned three formations were not of continental extent. In fact, they were restricted essentially to the margins. Since the emergence was not a regional event, the evolution of the deep sedimentary basins continued without interruption, there was no break in molasse sedimentation. This is evidenced, in the study area, by the Nógrádszakál Marl Formation overlying without sedimentation gap the Garáb Schlier Formation; in the more remote areas of Hungary, by the Badenian Clay Formation showing the same mode of superposition (Transdanubian Central Range) or the indivisible Tekeres Schlier Formation (Mecsek Mountains, SW Hungary).

It is these events that provide the possibility of interpreting the events of the Karpatian to Early Badenian time span as a uniform Styrian orogenic cycle, i. e. of combining them into one cycle. In basin areas, the geological megacycle may be regarded to have been continuous from the beginning of the Karpatian up to the end of the Early Badenian.

True regional emergence was caused by the compression phase of the Leithaian orogenic cycle at the end of the Early Badenian. This stopped the subsidence and temporarily even the molasse deposition, leading to the general extension of the epicontinental facies and, subsequently, to overall emergence.

Characterized by reef formations, the sedimentation produced the so-called "Lower Leithakalk" in the study area, the Sámsonháza Formation. Accordingly, the Karpatian—Early Badenian events resulted in a geological megacycle which began with a subsidence, continued with normal transgression and ended with an overall emergence. In this sense, the Lower Badenian represents, actually, the regressive branch of the Karpatian sedimentary cycle (as suggested already by J. NOSZKY SR, 1922 and L. STRAUSZ, 1925). It represents, in the study area, the half of a sedimentary cycle.

Palaeogeographic—faciological events of the orogenic cycle: Within the Alpine—Carpathian—Dinaric system, the structural setting of the sedimentary basins was NE—SW oriented. The Hungarian sedimentary basins communicated—through what is now Styria, N Yugoslavia and the Adriatic Basin—directly with the Mediterranean sedimentary basin increasingly spreading in SW direction. The palaeogeomorphology was characterized by flat ridges that were supplying comparatively little detritus, less often, abraded escarpment-shores and deep basins of a rough bottom topography. These had an asymmetrical cross-section, their southern limb had a steeper bottom, while the northern one was usually flat and long-stretched. Having formed above crustal portions that had been mobile all the time, they are shifted in time slightly northwards—a phenomenon accompanied by local changes in the dip direction of the axis of the basin, i. e. by relocation of the gravity point of sedimentation. Rapid changes in lithology, both laterally and vertically, and frequent intertonguings are characteristic. The transport of detrital material was taking place in a highly agitated marine environment, spraed by sea currents.

Water depth in the marine sedimentary basins at the time of maximum transgression and schlier deposition varied between 300 and 400 m. It was reduced to 5—20 m when the cycle-closing beds were being deposited. The salinity at the time of cycle-initiating transgression (Oncophora beds) was 18 to 19‰ (ČTYROKÝ, 1968), to be followed later by the predominance of normal-salinity environments which, regardless of a local hypersaline episode in latest Karpatian time, remained unchanged till the end of the Early Badenian. The turbulent, seawater environment of high suspension content, poorly penetrated by sunlight at the beginning of the cycle was, from the end of the Karpatian onwards, replaced by waters suitable for reef growth.

The climate in Karpatian time was warm, subtropical (E. NAGY, 1981) which turned, at the end of the Karpatian (PLANDEROVÁ et al. in A. PAPP et al., 1978), warm, humid subtropical. F. RÖGL and F. STEININGER (1984) suggested this definitive rise in temperature on the basis of the appearance of Indopacific Praelobolites and Echinoidea forms.

The major *marine events* of the orogenic cycle were transgressions that came repeatedly from the Mediterranean in the SW. With a new faunal invasion at the beginning of the Karpatian, Atlantic—Boreal Oncophora (Rzehakia) forms and Atlantic—Mediterranean Pectinidae and balanoids appeared in the Paratethyan realm. The beginning of the Badenian was the time when the worldwide “explosion”—migration of the Orbulina forms took place. It was in Early Badenian time that the Mediterranean fauna became the ruler in what is now the study area (corals, Pectinidae, Echinoidea).

The environmental conditions at the beginning of the cycle were characterized by zonally arranged basin facies. At the end of the cycle the reef facies became predominant (point bank reefs at the beginning and marginal reef structures in the later stages).

The cycle included two major *epeirogenic events*: an intercycle emergence and regression in latest Karpatian time [which, at Tuzla and in E Slovakia, would reach up to the stage of salt formation (its Hungarian manifestations were summarized by the present writer in 1970 and in this work)] and the second Neogene igneous activity, partly simultaneous with the former and partly subsequent to it (intermediate andesite and acidic rhyodacite volcanism).

It is remarkable that the lowest rate of sedimentation ever registered for the Styrian orogeny happens to be observable in the Nógrád—Cserhát area, 2.2 cm/100 years (G. HÁMOR, 1984).

Structural elements of the Styrian orogeny are deep basins of NE—SW orientation and their faults. The culmination of faulting can be registered at the end of the Karpatian. In more remote areas (eastern foreland of the E Alps), folded forms may also have been formed during the cycle (“Styrian folds” of the “Styrian Main Schlier”). However, in our opinion, it is more likely, that they were produced by the Leithaian orogenic cycle.

Discussion

Points of controversy in the palaeogeographic reconstruction of the Styrian orogenic cycle are:

a) Time of the Oncophora invasion. For our proposal, see page 274!

b) The problem of recognition and determination of the so-called “Lower Leithakalk” and “Upper Leithakalk”. Because of the nearly identical lithofacies and the lack of a biostratigraphic delimitation, to distinguish between the two is possible only on the basis of detailed studies to be based on well-exposed (mostly by drilling) sections. This circumstance is responsible for the fact that their event-stratigraphical evaluation in different areas is not uniform. It is particularly difficult to carry out such an evaluation in areas, where they lack interbedded coal, evaporite or volcanic formations and where these are replaced by a break in sedimentation that may be supposed to occur on any bedding surface of the Leithakalk sequence. Instead of combinations and generalizations frequently observable in the relevant literature, it would be better to study the relation of the Leithakalk bodies to the rocks under- and overlying them, to carry out their quantitative sedimentological evaluation and to explore the lateral facies transitions which, all combined, may largely contribute to find a solution to the problem. In doing so, we should be guided by the fundamental axiom: the Badenian Clay Formation (or the deposits of Badenian Clay type) is an isochronous facies laterally replacing the “Lower Leithakalk”; the molluscan-foraminiferal clays belonging to the NN 6 Zone (Szilágy Claymarl Formation) are isochronous facies counterparts of the “Upper Leithakalk”.

| | | Egyházas- gerge Formation | Garáb Schlier Formation | | | | Fót Formation |
|---|--------------------------------|--|---|---|--|--|------------------|
| | | Mesocycle 1 | Mesocycle 2 | Mesocycle 3 | Mesocycle 4 | Mesocycle 5 | |
| Borehole tested | | Nb. 317.327 T. 35.39.40 Sh. 16. Kt. 483 Mb. 79.122 NSz. 3. — | Nb. 317.327 T. 35.39.40 Sh. 16. Kt. 483 Mb. 79.122 NSz. 3. G. 1. — | Nb. 317.327 T. 35.39.40 Sh. 16. Kt. 483 Mv. 79.122 NSz. 3. G. 1. Li. 17. | Nb. 317.327 T. 35.39.40 Sh. 16. Kt. 483 Mv. 122 — G. 1. Li. 17. | Nb. 317.327 T. 35.39.40 Sh. 16. — Mv. 122 — G. 1. Li. 17. | |
| Average thickness of cycle | | 92 | 120 | 97 | 128 | 81 | |
| Average thickness of formation | | 13.4 | 23.6 | 26.0 | 25.8 | 7.6 | |
| Microcycles | trans- gressive | average number per borehole | 2 | 2 | 1 | 3 | 1 |
| | | average thickness (m) | 44 | 56 | 46 | 54 | 56 |
| | regressive | average number per borehole | 0 | 1 | 1 | 0 | 2 |
| | | average thickness (m) | 0 | 30 | 45 | 0 | 26 |
| Frequency of the carbonate interbeddings | | 7 | 9 | 11 | 8 | 9 | |
| Rock composition % | pebble | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | sand | 58.1 | 11.5 | 15.6 | 7.8 | 23.4 | |
| | pebble + sand | 58.1 | 11.5 | 15.6 | 7.8 | 23.4 | |
| | silt | 38.5 | 66.1 | 58.3 | 61.1 | 47.4 | |
| | sand + silt | 96.6 | 77.6 | 73.9 | 68.9 | 70.8 | |
| | clay (including limestone) | 3.2 | 22.2 | 26.0 | 31.0 | 29.0 | |
| Frequency of the specific sedi- mentologi- cal features | pebble interbedding | 10 | 1 | 2 | 0 | 2 | |
| | laminite | 12 | 20 | 13 | 12 | 5 | |
| | mud movement | 3 | 11 | 24 | 10 | 15 | |
| | tuff, reworked tuff, bentonite | 3 | 3 | 3 | 17 | 20 | |
| | bioturbation | 9 | 14 | 11 | 9 | 2 | |
| Number of lithological events | maximum | 12 | 11 | 17 | 20 | 17 | |
| | minimum | 4 | 4 | 4 | 3 | 3 | |
| | average | 7 | 8 | 7 | 9 | 8 | |
| Average per bore- hole of the | number of megafauna species | 1 | 13 | 18 | 22 | 5 | |
| | number of Foraminifera species | 20 | 33 | 38 | 38 | 17 | |
| | number of Foraminifera cycles | 2 | 2 | 4 | 3 | 2 | |
| Frequency of characte- ristic fossils | Brissopsis | 2 | 5 | 12 | 10 | 4 | |
| | Coral | 0 | 1 | 3 | 4 | 1 | |
| | Nautilus | 1 | 0 | 4 | 2 | 1 | |
| | Pteropoda | 1 | 2 | 5 | 6 | 0 | |
| | Pecten | 6 | 1 | 1 | 3 | 0 | |
| | suspension feeder | 9 | 14 | 11 | 9 | 2 | |
| Number of bioevents characteris- tic fossils | maximum | 5 | 8 | 9 | 13 | 8 | |
| | minimum | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | |
| | average | 3.4 | 3.7 | 5.0 | 4.5 | 3.3 | |

The variation in space of the Karpatian sedimentary cycles (summarized data)

Table 50

| | | Facies belts | | | | |
|---|---|-----------------------------|----------------------|------------------------------------|---|----|
| | | littoral | forespace depression | sublittoral | pelagic | |
| | | coast-distance ratio | | | | |
| | | > 75 | > 50 | > 25 | < 25 | |
| | | — | — | T 35. T 40. Nb. 317. G 1. | NSz. 3. T. 39. Li. 17. Mv. 79. | |
| | | Borehole tested | | | | |
| Average formation thickness | | 5.7 | 12.0 | 14.7 | 17.6 | |
| Microcycles | transgressive | average number per borehole | 1 | 2 | 2 | 5 |
| | | average thickness (m) | 53 | 64 | 47 | 46 |
| | regressive | average number per borehole | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | | average thickness (m) | 33 | 29 | 31 | 40 |
| Frequency of the carbonate interbedding | | 12 | 1 | 7 | 11 | |
| Rock composition % | pebble | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | sand | 41.3 | 27.2 | 32.8 | 35.9 | |
| | pebble + sand | 41.3 | 27.2 | 32.8 | 35.9 | |
| | silt | 50.2 | 56.0 | 45.8 | 26.8 | |
| | sand + silt | 91.5 | 83.2 | 78.6 | 62.7 | |
| | clay (including limestone) | 8.8 | 16.6 | 21.1 | 37.2 | |
| Frequency of the specific sedimentological features | pebble interbedding | 3 | 3 | 3 | 4 | |
| | laminite | 18 | 10 | 15 | 6 | |
| | mud movement | 12 | 17 | 15 | 3 | |
| | tuff, reworked tuff, bentonite | 6 | 10 | 12 | 7 | |
| | bioturbation | 6 | 16 | 8 | 7 | |
| Number of lithological events | maximum | 41 | 32 | 39 | 19 | |
| | minimum | 16 | 25 | 21 | 11 | |
| | average | 28 | 28 | 31 | 15 | |
| Average per borehole of the | number of megafauna species | 24 | ? | 12 | 12 | |
| | number of Foraminifera species | 58 | ? | 36 | 31 | |
| | number of Foraminifera cycles | 12 | ? | 9 | 7 | |
| Frequency of characteristic fossils | Brissopsis | 13 | 8 | 5 | 12 | |
| | Coral | 3 | 2 | 0 | 3 | |
| | Nautilus | 1 | 0 | 4 | 2 | |
| | Pteropoda | 5 | 6 | 0 | 2 | |
| | Pecten | 4 | 1 | 0 | 3 | |
| | suspension feeder | 6 | 16 | 8 | 7 | |
| Number of bioevents | maximum | 25 | 12 | 27 | 28 | |
| | minimum | 12 | 4 | 12 | 1 | |
| | average | 18 | 8 | 20 | 17 | |
| Average thickness (m) | Maximum thickness of mesocycle 1 for each facies belt | × | × | 117 | × | |
| | Maximum thickness of mesocycle 2 for each facies belt | × | 165 | × | × | |
| | Maximum thickness of mesocycle 3 for each facies belt | 126 | × | × | × | |
| | Maximum thickness of mesocycle 4 for each facies belt | × | × | × | 157 | |
| | Maximum thickness of mesocycle 5 for each facies belt | 165 | × | × | × | |
| | Total thickness for each facies belt | 483 | 627 | 520 | 486 | |

c) In the light of the foregoing the alleged regional transgressive superposition of the Lower Badenian formations cannot be proved.

d) Some authors (e. g. P. STEVANOVIĆ, personal communication) are doubtful about the assumed direct communication with the Mediterranean realm through the Dinarides. In my opinion, such a connection is convincingly proved by the Congeria—Oncophora faunal invasion (G. HÁMOR, 1971); by the endemic faunas described from the intramontane sedimentary basins of the Dinaric area by SLISKOVIČ; by the data of RITZKOVSKY and JIRIČEK (in F. RÖGL—F. STEININGER, 1983) and by the synoptic palaeogeographic image deducible from the topographic location of the facies zones.

Leithaian orogenic cycle

The term Leithaian orogenic cycle denotes the post-Styrian geohistorical and tectonic events which began at the end of Early Badenian time and lasted through Late Badenian to Sarmatian and Early Badenian times up to the Rhodanian orogeny.

The notion "Leithaian orogenic phase" was coined by the present writer who introduced it in 1977 at the Xth Congress of CBGA (Kiev) and published it in 1978. At the same time, the "salinity crisis" that manifested itself in the Carpathian Basin in Middle Badenian time and a considerable part of the extremely active magmatism (irrespective of the andesite dikes) were interpreted by him as postorogenic events of the Styrian orogenic phase. In the light of cyclicity studies of the orogenic systems, however, it is quite clear by now that both events took place in the initial phase of the Leithaian orogenic cycle.

The palaeogeographic pattern of the Leithaian orogenic cycle is difficult to judge merely on the basis of the relevant literature, as several authors (L. KÖRÖSSY, 1978; G. HÁMOR—K. SZENTGYÖRGYI, 1981) have until recently presented the Badenian as a whole as one time unit. F. STEININGER—F. RÖGL—C. MÜLLER (1978) were the first to present the Early—Middle—Late Badenian palaeogeography separately. Completely disregarding the volcanic events, they supposed a direct marine communication, via Adriatic Basin, between the Carpathian Basin and the Mediterranean to have existed even during the Middle Badenian. The closure of the Dinaric Gate was reported for the first time by J. SENEŠ and F. MARINESCU (1974) who dated the event as latest Badenian—earliest Sarmatian.

As evidenced by detailed palaeogeographic maps, the Carpathian Basin was isolated already in Middle Badenian time from the Adriatic Basin with incipient emergence of the Dinarides. The *1st subphase of the compression phase of the Leithaian orogenic cycle* resulted in emergence and regional regression. The initial events of this cycle are discussed in the chapter entitled "Styrian orogenic cycle" (p. 278) in the context of the Cserhát area. In W Hungary, this emergence manifested itself in the formation of the gravelly-breccious upper beds of the "Lower Leithakalk" and in the formation of oscillating browncoal deposits (Hidas, Herend, Szentgál, Várpalota, etc). In the Vienna Basin, locally continuous sedimentation with an impoverished fauna is likely to have taken place. In the central part of the Carpathian Basin it is supposedly full-scale emergence, in the eastern regions (Transylvania) and in the outer arc of the Carpathians, it is lagoonal evaporite formation that are manifestations of the same kind of events.

There is good reason to wonder: what may be the causes responsible for the different palaeoclimates of comparatively near-lying areas such as Transylvania with its browncoal deposits testifying to a humid climate, on the one hand, and W Hungary with her evaporite deposits reflecting an arid, subtropical climate, on the other. An approximate explanation for these differences is, in our opinion, to suppose that the areas W of the Danube on the African plate margin and the Transylvanian areas on the margin of the Eurasian plate were originally much farther away from each other than they are at present. The reduction of the distance between the two, the subduction and crust-consumption may be responsible for the extremely voluminous andesite volcanics in the interspace between the continental margin and the island arc (personal communication by GY. PANTÓ and T. PÓKA) in the Central Slovakia—W Hungary—Transylvania area.

This volcanism was brought about by the *2nd subphase of the compression phase of the Leithaian orogenic cycle*. In the initial stage of the volcanism the area of what is now N Hungary was for the most part a landmass (Zagyva Ridge, socle of the Mátra, Ózd—Pétervására platform, Ózd—Borsod area, etc). Thus the volcanics here rest on terrestrial formations. The products of submarine volcanism on the margins of sedimentary basins on the eastern fringes of the Little Hungarian Plain and the Ipoly Valley or the SE-extending bays of the former (Szokolya, Hont, Etes Graben) rest on Badenian marine deposits or are intertongued with these (Sámsonháza Formation) (Fig. 84).

The marine faunal elements of the "Trachyttuff" of Piliny were published already in 1871 by TH. FUCHS. In 1892 F. SCHAFARZIK gave a palaeogeographic description of the time-span during which volcanic and sedimentary series were simultaneously formed. In 1952 L. BARTKÓ described volcanic bombs fallen into Lower Badenian reefal limestones in the neighbourhood of Nógrádszakál and Kincsespuszta. In 1971 GY. VARGA described "submarine Tortonian andesites" from Mátraszőlös. During our studies, we observed, in borehole Sámsonháza 15, volcanic bombs fallen upon reefal limestone formations at the beginning of the volcanic activity. On the other hand, marine layers interbedded with volcanics were observed in borehole Garáb 2, Sámsonháza 12, 14 and 15, and subaquatic pseudoagglomerates were recorded in boreholes Mátraverebély 122 and Sámsonháza 16.

The Mátra Volcanics Formation was produced by the compression phase of the orogenic cycle. Explosion under pressure is evidenced by the predominant mass (88 per cent) of the pyroclastics and by their grain size as well as by the eruption centres located at the intersections of major fault lines. The volcanic activity took place in three successive volcanic cycles. The overwhelming bulk of the material is constituted by andesite, locally with dacite (NW Mátra) and rhyolite (S Mátra) cones. The acidic tuffs of these form 10 to 30-cm-thick stringers within the andesite sequence (around Tar and Sámsonháza, at several points in the Mátra Mts). The volcanic products (lava flows, scoriaceous lava, agglomerates reflecting the complete grain size scale, tuffs and mixtures of these) are cyclically repeated. The resulting stratovolcanic sequence varies between 300 and 100–200 m in thickness. Remarkably enough, the eruption centres are associated with NE—SW oriented fault systems formed in the preceding, Styrian, orogenic cycle. In the Nógrád—Cserhát area, three parallel systems of this kind can be identified: the system of Dobogó in the NW, the system of Bézma in the centre, and the system of Tepke in the SE. The volcanic series is pinching out northwestwards, towards the Ipoly Valley and, farther SW, towards the Pest Plain, with the volcano-sedimentary rocks listed in the foregoing, on the margin of the marine sedimentary basin. To the SE, in the Mátra area, the formation is already thicker, 1200 to 1400 m (being also associated with NE—SW oriented structures); in the Jászság Basin in the southern to southeastern foreland of the Mátra, however, it can attain already 3000 m in thickness.

Let us note that S of here, in the equally NE—SW oriented “Central Hungarian Ridge”, the Badenian volcanics are thinner, about 100 m (Cs. RAVASZ, 1984). The palaeomorphological setting is characterized by a volcanic highland range of 1000 to 2000 m altitude extending on the NW margin of the emergent area and coming in contact with the contemporaneous marine sedimentary basin through the intermediary of a 40 to 50 km-wide hilly zone.

The 3rd subphase of the compression phase of the Leithaian orogenic cycle was responsible for the final megatectonic and orographic pattern of the study area in Late Miocene time.

The African plate was ever more converging with the Eurasian one. This process was manifested in the upwarping of the Alps—Carpathians—Dinarides—Balkan system, i. e. in the speeding up of its emergence. The emplacement of the large nappe systems led to the formation of a uniform and continuous Carpathian arc and it was from that date on that the Carpathian Basin became a more or less uniform (though inselbergdotted) sedimentary basin. Uniformity is understood here in the sense that the distinctly delimited sedimentary basin had only in the SE, through the Negotin Gate, a communication with the E European area and that the direction of slope of the basin was by and large SE.

In terms of basin morphology, of course, there was no uniformity at all: in dependence on the quality, lithology and mobility of the substratum, on the rotation of the microcontinents and their location, various NW—SE oriented trough structures were formed perpendicularly to the direction of compression (like at the time of the Savian orogenic cycle, but with changes in position as compared to the Savian structures).

In Hungary, three parallel trough structures came into being: the Mura—Dráva—Zala Trough in the W, the Vardar Trough in the centre (substructures of this one are the Makó—Hódmezővásárhely Trough, the Zagyya Trough etc) and the Szatmár Trough in the E. It is in the afore-listed areas that the deposits of the cycle under consideration have accumulated in greatest thickness. Nevertheless, the same deposits are observed, in wider extension as compared to the preceding Miocene formations, in the areas in-between as well. There are two possible explanations for this: either the unchanged water mass of the sea that had retired from the emerging neighbourhood was expanding and invading larger areas at lower water depth, or the transgression of a sea arriving from the euxinic-Caspian area was responsible for the phenomenon. The second alternative is more likely. In fact, already in the basal beds do eastern faunal elements appear such as representatives of *Modiolus*, *Musculus*, *Ervilia*, *Donax* and *Cerithium* (Supplement I). This model eliminates the contradiction between the regional regression and the locally observable transgressive phenomena.

During the 3rd subphase of the compression phase of the Leithaian orogenic cycle the influence of the regional emergence of the Alpine-Carpathian mountain system locally manifested itself in the study area, too. The zones farther N emerged and only that part of the NW—SE oriented Etes Trough extending from the frontier as far as Salgótarján or so persisted as a residual sedimentary basin. This was the northern extension of the NE—SW oriented fore-deeps that had formed on the S margin of the present-day Cserhát (Zagyva Trough) and on the S margin of the Mátra. To the N, the marine connection with the Ipoly Valley was lost (the same was the case, at an earlier date, with the Ózd—Egercsehi and Sajó Trough areas). The dip of the axis of the fore-deeps was rotated by 180° with reference to the orientation during the preceding Late Styrian subcycle. L. STRAUZ (1929) recognized this already during his work at Buják: “To draw the boundary of the Upper Mediterranean here in the N was conform to reality. Thus this subbasin of the sea would have an extension towards the Great Hungarian Plain area, but it would not have any communication with the sea that covered the Ipoly Valley area.” The idea is in accordance with the palaeogeographic pattern proposed by J. GAŠPARIK—D. VASS—J. SEFARA (1978) for S Slovakia. It is supported by the distribution pattern of the facies zones, too. In fact, their reconstruction exhibits facies zones of opposite sense in differently oriented facies successions with superimposed overlappings as compared to the pre-volcanic period (Fig. 75). This means that the regressive, uppermost Lower Badenian and the equally regressive Sarmatian reef formations have come in direct contact with the basement or the margin. The Upper Badenian transgressive reef formations were deposited above gravel- and sand bars and, farther

offshore, in larger lagoons or, for that matter, in a hemipelagic environment. The succession of biofacies zones is: *Ostrea*-, *Chlamys*—*Heterostegina*-, *Lithothamnium*-, *Ditrupa*—*Bryozoa*- and *Turritella*—*Corbula* biofacies (Fig. 76).

In the marginal part of the fore-deeps formed during the compression phase, transgressive abrasional conglomerates occur. The clasts derive from rocks constituting the margin. In the Zagyva Trough, it is represented mainly by andesite. In the Etes Trough near Nógrádszakál—Párizsvölgy, exotic granitoid and metamorphic boulders and pebbles of crystalline basement origin—unknown from the nearby areas—are added to the former.

With a view to the marine fauna of the enclosing sands and sandstones (*Ostrea*—*Pecten*), the coarse clastics are believed to derive from the disintegration of masses of river-transported sediment that was further crushed on the abrasion platform. In all litho-tectonic units, proceeding towards the basin centre, the marginal zone is followed next by a wide littoral-nearshore sand-sandstone and calcarenite zone with local occurrences of *Lithothamnium*—coral reef limestone.

The environment was characterized by high hydrodynamic energy. This is proved by the the good sorting of the material, the amount of the disintegrated fossils, and the scale of the cross-bedded beach sand forms. Much of the sand is made up of andesite clastics. Assigned to the Rákos Leithakalk Formation, these deposits rest on the southern margin of the S-tilted stratovolcanic andesite along the Vanyarc—Bér—Buják—Kozárd—Mátraszőlős—Mátraverebély line.

The intensity of decreasing volcanic activity on the margins was as proved already by I. VITÁLIS in the section exposed in the quarry Fehérkőbánya at Mátraszőlős (1915). The same is suggested by that part of Fig. 77a and Supplement IX concerning the time-dependent frequency variation of the volcanics. At the same time, the volcanics show a rapid decrease in frequency laterally, towards the basin centre.

In the fore-deep (the NE—SW oriented Zagyva Trough), in an openwater environment, calcareous—marly—argillaceous sediments were deposited (Szilágy Claymarl Formation). As a result of time-dependent facies shifts, the same deposits occur overlying the littoral deposits of a north- to northeastward-transgressing sea, locally even intertonguing with them (Márkháza etc), too. The brief duration of the subphase is indicated by the modest thickness (90–130 m) of the resulting deposits.

The end of the compression phase of the orogenic cycle is recorded by two events:

— upon a decrease in compression, the uplifting of the hinterland and the subsidence of the foreland came to an end. At this equilibrium, due to favourable palaeoclimatological circumstances—primarily at the boundary between hinterland and basin margin—evaporation-bound lagoons were formed (e. g. in the vicinity of Szirák, anhydrite was precipitated, producing stringers 20 to 40 cm thick).

— at the boundary of the tension phase, the stresses were discharged in faulting with faults of initially low amplitude. It was into these 2- to 5-m-wide (a maximum of 15 to 20 m) fissures bound to grow even wider that the last product, the basic dike andesite, of the Badenian volcanic cycle were intruded. The resulting dikes of a length of several km, oriented approximately NW—SE, have been well studied in the vicinities of Hollókő, Endrefalva, Bér, Szendeváralja and Bercel in the Cserhát area (KUBOVICS et al., 1974). Curiously enough, the dikes issue from the marginal fault of the basin margin, traversing the emergent hinterland (in the NW) or, pinching out there.

Consequently, the *1st subphase of the dilatational phase of the Leithaian orogenic cycle* is manifested in dislocations along faults that resulted from discharging stresses. The sedimentary areas remained practically stable, i.e. “quasi-immobile”. In other words, the movement was manifested in the speeding-up of the uplift of the hinterland areas. It is from the emergent hinterland that enormous masses of coarse clastics, representing the second maximum of volume in Miocene history, were transported into the Carpathian Basin. The process was similar to what had happened at the beginning of the dilatational phase of the Savian orogenic cycle, at the time of the large-scale latest Eggenburgian denudation. The coarse debris were deposited either in the sediment-transporting channels on land, or on the marginal alluvial fans on the margin of the landmass, or, elsewhere, in deltaic accumulations.

In W Hungary, the clastics were transported eastwards from E Alpine sources, in N Hungary they were carried southwards from Carpathian source areas. In other regions of Hungary, mainly the inselbergs (also being uplifted) served as sources for transported clastic materials. The main clastic transport channel of N Hungary developed in the Sajó Trough area. The sediment from here was transported partly to the S part of the Sajó Trough, partly to the Ózd—Egercsehi Trough farther SW. These processes resulted (already in Sarmatian time) in the accumulation of the Sajóvölgy Formation.

In the Nógrád—Cserhát area the clastic material from the emergent margins was running down into the NE—SW oriented Zagyva Trough. The largest terrestrial alluvial fans (debris cones) developed on the NW shore of the graben near Bér—Bokor, Felsőtold and Sámsonháza, while on the SE shore in the vicinity of Tar and Hasznos, with adjoining deltaic sequences in both cases (Fig. 78a). Much of the coarse clastics in these formations derives from andesite complexes constituting the margin. Towards the centre of the Zagyva Trough, their amount is reduced, to get finally pinched out. It is interesting that the material of the terrestrial clastics was traced back by J. NOSZKY SR (1927, 1940) to an “ancient Pannonian landmass” in the S—a hypothesis contradicted by detailed studies.

Where the clastics supply was not intensive (mainly on a resistant, andesite basement), there freshwater coal-marshs (Vonyarc. Alsóold), or deepwater lake basins (Hasznos, Felsőold, Szurdokpüspöki) came into being.

The streamline facies of the fluvial deposits is dominated by coarse clastics. The heterogeneous, poorly sorted, scarcely rounded material suggests a short transport distance. In some places (Sámsonháza, Szálláskavölgy) silicified driftwood logs and twig remains are abundant. J. NOSZKY SR (1940) reported remains of *Crocodylus*. The flood-plain deposits are sandy and argillaceous. In some places, the occurrence of variegated silt with lime lumps is characteristic. The biofacies is dominated by the representatives of *Planorbis*. Generally argillaceous, with gravelly-sandy strings deposited by inflowing minor streams, the marsh-facies sequence abounds with coalified plant remains, root traces or, in some places, with lignite and carbonaceous clay stringers. In the more open marine lake facies, silts and clays predominate. The deposits are well-stratified, with local laminations. The biofacies is characterized by siliceous protists and fish scales. All freshwater facies are vertically and laterally intertongued with marine deposits. The freshwater deposits vary in thickness quite irregularly over the study area (150–250 m).

During the 2nd subphase of the dilatational phase of the Leithaian orogeny the vertical movements coupled with faulting continued. Along with hinterland emergence, slowing down, though still observable, the substratum of the sedimentary areas was mobilized, too—a new phenomenon manifested by the accelerated development of graben faulting. As a result of this development, the first transgression of the 3rd subphase of the compression phase was followed by a second one. It was with this transgression that the euxinic-Caspian, so-called “brackish-water” environment and its characteristic faunal associations became common to the Carpathian Basin. To make it clear, it is not a (Late Badenian) marine sedimentary basin “turning brackish-water” or “freshening” that we have to do with, but seawater of different salinity was being admixed to the waters of the leftovers of the Mediterranean Sea. This model is corroborated, in Hungary, also by the fact that the thickest Sarmatian (nearly 1000 m in borehole Hidasnémeti 1) is known to occur in the Szatmár Graben area in the E, while W of the graben the thickness of generally 100 to 200 m and the deposits of this transgression are pinching out farther W (Vienna Basin, S Alpine foreland) on the margins.

In the Nógrád—Cserhát area, downfaulting intensified towards the central parts of the NE—SW oriented Zagyva Graben, but transgression invaded the “intramontane” areas, by and large parallel to this system (Bokor—Alsóold, Ecseg—Kozárd and Szurdokpüspöki basins), too. This was the time when the Kozárd Formation was formed. In basin facies, it is constituted by open marine clay to claymarl sequences with *Cardium*—*Irus*—*Abra* biofacies. Closer to the shoreline argillaceous sands, sands and calcareous marls were formed with *Cardium*—*Modiolus* and *Rissoa*—*Hydrobia* biofacies. On the margins (in many cases directly superimposed on the andesite) longshore bars composed of molluscan coarse limestone and oolitic sandy limestone were deposited, with a *Cerithium* biofacies. In the NE part of Buják village, a typical abraded palaeo-shoreline can be recognized: the andesite is overlain by the coarse clastics of the surf-agitated zone with “eddy-kettles” and silicified logs of trees buried in an upright position (L. BOGSCH, 1943). In two places, west of the villages Tar and Szurdokpüspöki, the traces of sea lagoons that lay behind the afore-mentioned longshore bars are observed, too. In the partly or periodically landlocked waters of the lagoons a rich *Diatoma* flora thrived. In the evaporating waters of the lagoons (borehole Hasznos 5 and, in traces, boreholes Kutasó 1, 2, Cserhátszentiván 1, Mátraszőlős 3 and Szirák 1) gypsum and anhydrite stringers, locally with traces of sulphur (borehole Kutasó 1) were formed.

It was with the 2nd subphase of the compression phase of the Leithaian orogeny that the volcanic activity of the Sarmatian was connected. The most vigorous volcanism in what is now Hungary took place at that time in the Szatmár Graben (Tokaj Mountains and Nyírség). An acidic and intermediate volcanic sequence of the order of 1000 m thickness was formed here.

In the Nógrád—Cserhát area (and the W of the country) this magmatic cycle is represented by the so-called “Upper Rhyolite Tuff” (Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation). Even one of its eruption fissures is known, at Mátraverebély (Fig. 67). Got stuck while ascending in the tensile fissure of the Rákos Limestone Formation, the agglomeratic-xenolitic tuff forms a dikelike body within the sequence. The tuff ejecta forming a blanket of 10 to 20 m thickness are observable throughout the study area. A single eruption having been the case, the tuff has preserved the record of the palaeogeographic pattern the area of study had at the moment of the eruption and after it. The two palaeogeographic “snapshots” shown in Fig. 78 and the two profiles (Fig. 79, 80) have been drawn on the basis of the reconstruction. After the tuff ejection the sedimentation went on in an almost unchanged geographic setting. The only noteworthy changes included repeated minor uplifts of the hinterland (fluvial—deltaic deposits repeatedly reappearing above the tuffs in the 6th mesocycle) and swift development of the *Diatoma* flora owing to favourable changes in geochemistry. The thickness of the sediments deposited during the 2nd tension subphase is an estimated 100 to 150 m. In Pannonian time (already in the 3rd dilatational phase), in an unchanged palaeogeographic and facies setting, the sedimentation was speeded up in the Zagyva Trough as well. It was only the appearance of the compressive elements of the Rhodanian orogenic phase that put an end to the cycle.

The thickness of the sequence formed in the 4th dilatational phase in the study area is only 200 to 300 m. Let us note in this context that this was the time when in some parts of the Great Hungarian Plain several kilometre mighty Pannonian sequences were accumulated.

From the viewpoint of global plate movements, the geohistorical evolution of the Alpine—Carpathian region and Neogene history, the Leithaian orogenic cycle was an event of utmost significance.

The cycle began during the late third of the Early Badenian and ended at the beginning of the Pontian. Thus its beginning is placed at 15 mA, its end at 5.5 mA, its time interval being 9.5 mA. The compression phase of the cycle includes three subphases, the tension phase does three ones, too. The volcanism in the second subphase of the dilatational phase is dated (given the difficulties of interpretation) as 12–13 mA.

The Leithaian orogenic cycle was characterized by convergence and collision of the African and Eurasian plates and subsequently their repeated divergence with seafloor spreading in the E. That was the time when the remainder of the Tethys (the Mediterranean Sea) was definitely separated from the Paratethys. It was then that the present-day orography of the Alps, Carpathians and Dinarides came into being. Three of the resulting trough systems of NW—SE orientation perpendicular to compression (Drava, Vardar and Szatmár Trough) are observable within the Carpathian Basin and one is in the E foreland of the Carpathians. These trough systems evolved above mobile crust portions “being sucked in” and indicating the “sutures” of subducted megaplate contacts (G. HÁMOR, 1984). The E structures that opened during the orogenic cycle suggest Indopacific connections along the Black-Sea—Caucasian foreland—Caspian Sea line. The megatectonic-palaeogeographic setting remained practically unchanged during the entire history of the orogenic cycle, nonregional changes due to the intense volcanism being an exception to the rule.

The magmatic activity maxima that followed the melting-in of the crust are the most important *geodynamic events of plate movements*. The postorogenic volcanic paroxysm of the Styrian cycle was “triggered” in Middle Badenian time (Badenian volcanics) by the 2nd subphase of the compression phase of the Leithaian orogenic cycle. The synorogenic volcanic paroxysm of the Leithaian orogenic cycle is associable with the 2nd subphase of the dilatational phase (Sarmatian volcanics). The plate tectonic interpretation of the Pannonian basalt volcanism is still an open question.

Other two important sets of geodynamic events connected with the orogenic cycle are: continued development of the *regression subcycle* that began in the last third of the Late Badenian and evolved through the lagoonal state (browncoal and evaporite formation) up to overall emergence. This happened in the 1st and 2nd subphases of the compression phase of the Leithaian orogenic cycle. The 3rd subphase of the compression phase of the same cycle and the 1st, 2nd and 3rd subphases of its tension phase formed a complete geological megacycle. The compression was responsible for the accumulation of the basal formations in the foreland (Rákos Leithakalk Formation and Szilágy Claymarl Formation) in Late Badenian time. The tension phases produced the Sajóvölgy Formation and Kozárd Formation during the Sarmatian, and the Pannonian sequence.

All these formations are mainly epicontinental deposits. Molasse-type deposits reappear in the Pannonian sequence, towards the end of the cycle.

Most intensive of all the Neogene orogenic cycles was the Leithaian orogeny with a rate of sedimentation as high as 5.3 cm/100 years in some parts of the Pannonian Basin.

Palaeogeographic—palaeoecologic events of the orogenic cycle: Already isolated, the sedimentary basin system of the Carpathian Basin showed SW connections, via Getic Depression—Black Sea, towards the Aralo—Caspian areas. The palaeomorphological pattern was characterized, in rough lines, by volcanic highlands formed on the fringes of sedimentary basins and landmasses on the northern basin margin. The three more or less parallel, NW—SE oriented trough systems converge in the N Bácska—Transylvania zone in the S. The bottom of the sedimentary basin was locally dissected by submarine ridges and swells. These partly blocked the way of the runoff, the drainage, of the Mediterranean Sea relicts to the euxinic-Caspian area. On the other hand, of the renewed transgressions only the strongest ones entered the Carpathian Basin.

That even the ridges between the deep troughs were permanently or periodically water-covered is noteworthy. During the Sarmatian volcanic paroxysm, the easternmost trough (Szatmár Trough) was filled up by volcanics. On the ridges between the troughs, a shallow-water (a maximum of 20–30 m water depth) archipelago developed. In the trough areas the water depth gradually increased towards the end of the cycle resulting in a high energy environment affected by sea currents. The beginning of the cycle was characterized by a pure water readily penetrated by sunlight and an arid climate suitable for evaporite- and reef formation. During the cycle the formation of evaporites was gradually shifted towards the centre of the Pannonian Basin: the Upper Badenian—Sarmatian gypsum—anhydrite deposits being confined to the hemicircular of the S Cserhát—S foreland of Central Range—Tengelic zone. At the end of the cycle the climate became cold and humid (E. NAGY 1984).

The most important *marine events* of the orogenic cycle were repeated transgression coming from the euxinic-Caspian area in the SE. It was the new faunal invasion appearing as early as Late Badenian time that introduced into the Carpathian Basin the euxinic-Caspian faunal elements of “Konkian” or “Veselyankian” type which would become predominant in the Sarmatian. No planktonic Foraminifera of Late Badenian appearance are observable in the study area.

Important *epirogenic events* of the cycle are: large-scale development of swamps as a result of latest Early Badenian accumulation or evaporite formation in some areas; development of vast volcanic mountains in other areas.

The variation in time of the Badenian and Sarmatian sedimentary cycles (summarized data)

Table 51

| | | Lower Badenian | | Upper Badenian | | | Sarmatian | | | | |
|---|--------------------------------|-----------------------------|--|--|---|--|--|--|--|---|----|
| | | Mesocycle 1 | Mesocycle 2 | Mesocycle 1 | Mesocycle 2 | Mesocycle 3 | Mesocycle 4 | Mesocycle 5 | Mesocycle 6 | Mesocycle 7 | |
| | | Nsz. 2. | Nsz. 2 Sh. 9.12. 13.15 Pi. 8. | Sh. 4.9.13 15.16 Mv. 1.122. E. 1. Bj. 1 | Sh. 13.15 exp. around Mv. 122. Msz. 1. | Sh. 4.9 13.15.16 Mv. 1.122. E. 1. Msz. 1.9 Bj. 1. | Sh. 10.11. T. 35 V. 1.2. E. 1. H. 6. | T. 34. At. 1 Ko. 1. Msz. 5.6. | Sh. 1.2. 3.4. At. 2.3. Bj. 1. H. 5. T. 37. Cs. 2. | Msz. 3.8 Cs. 1. Ka. 2. T. 34 E. 2. B. 3 Pi. 9. | |
| Borehole tested | | | | | | | | | | | |
| Average thickness of cycle | | 108 | 22 | 36 | 28 | 22 | 46 | 79 | 69 | 44 | |
| Average formation of thickness | | 3.3 | 2.7 | 3.6 | 2.1 | 3.9 | 2.6 | 2.5 | 4.0 | 2.7 | |
| Micro-cycles | trans- gressive | average number per borehole | 2 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 |
| | | average thickness (m) | 45 | 14 | 18 | 22 | 25 | 31 | 36 | 37 | 35 |
| | regressive | average number per borehole | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 2 | 0 | 2 | 0 |
| | | average thickness (m) | 0 | 12 | 12 | 13 | 16 | 25 | 30 | 33 | 0 |
| Frequency of carbonate interbedding | | 0 | 7 | 8 | 4 | 2 | 0 | 11 | 0 | 0 | |
| Rock composition % | pebble | 0 | 3.7 | 8.4 | 0 | 4.2 | 20.4 | 1.0 | 3.0 | 3.6 | |
| | sand | 23.0 | 53.9 | 51.5 | 9.2 | 60.0 | 42.7 | 10.4 | 16.2 | 19.2 | |
| | pebble + sand | 23.0 | 57.6 | 58.9 | 9.2 | 64.2 | 62.9 | 11.4 | 19.2 | 22.8 | |
| | silt | 34.2 | 28.0 | 17.9 | 16.0 | 20.9 | 23.8 | 47.1 | 36.4 | 37.9 | |
| | sand + silt | 57.2 | 81.9 | 69.4 | 25.2 | 80.9 | 66.5 | 57.5 | 52.6 | 57.1 | |
| Frequency of the specific sedimentological features | clay (including limestone) | 42.8 | 14.4 | 22.2 | 74.6 | 14.8 | 12.9 | 41.4 | 44.3 | 39.1 | |
| | pebble interbedding | 1 | 4 | 3 | 0 | 2 | 19 | 0 | 14 | 0 | |
| | laminite | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 13 | 7 | 6 | |
| | mud movement | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 4 | 4 | 9 | |
| | tuff, reworked tuff, bentonite | 1 | 6 | 5 | 3 | 3 | 10 | 17 | 29 | 3 | |
| Number of lithological events | maximum | 2 | 17 | 16 | 7 | 7 | 36 | 35 | 54 | 18 | |
| | minimum | 1 | 4 | 3 | 3 | 2 | 3 | 4 | 4 | 3 | |
| | average | 1 | 10 | 9 | 5 | 4 | 20 | 20 | 29 | 10 | |
| Average per borehole of the | number of megafauna species | 27 | 11 | 17 | 25 | 12 | 0 | 10 | 3 | 12 | |
| | number of Foraminifera species | 29 | 42 | 12 | 10 | 5 | 0 | 15 | --- | 9 | |
| | number of Foraminifera cycles | 3 | 2 | 2 | 2 | 1 | 0 | 3 | --- | 2 | |
| Frequency of characteristic fossils | Lithothamnium | 1 | 15 | 19 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Coral | 2 | 2 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Ditrupe | 0 | 1 | 15 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Ostrea | 0 | 3 | 1 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Bryozoa | 0 | 2 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Heterostegina | 0 | 1 | 6 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | Diatoma | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 12 | 0 | 0 | |
| | Megaflora | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 8 | 16 | 17 | 5 | |
| | Planorbis | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 5 | 9 | 1 | |
| | other Molluscs | 0 | 2 | 1 | 2 | 2 | 6 | 61 | 5 | 10 | |
| Cerithium | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 22 | 0 | 5 | | |
| Number of bioevents | maximum | 6 | 28 | 52 | 7 | 7 | 19 | 119 | 31 | 23 | |
| | minimum | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 5 | 1 | |
| | average | 3 | 14 | 26 | 4 | 4 | 10 | 61 | 18 | 12 | |

| | | Facies belts | | | | | | | | | |
|---|--|-----------------------------|--------------|----------|--|--------------|-----------------|---|-----------------------------|--|---|
| | | Open marine | Sub-littoral | Littoral | Open marine | Sub-littoral | Littoral | Open marine | Sub-littoral | Littoral | |
| | | Lower Badenian | | | Upper Badenian | | | Sarmatian | | | |
| | | > 50 | < 50 | > 25 | < 50 | > 50 | < 25 | > 50 | < 50 | < 25 | |
| | | coast-distance ratio | | | | | | | | | |
| | | Borehole tested | Nsz. 2 | | Sh. 9.12.13. 15 exposure around Mv. 122. Pr. 8 | | Mv. 122 Nsz. 1. | Sh. 4.9.13. 15 felsz. Msz. 9. Mv. 1. E. 1. G. 2. Bj. 1. Pr. exposure around | T. 34 Ka. 2. At. 1. Csz. 1. | E. 1. V. 2. B. 3. Ko. 1. Msz. 6. At. 2.3. T. 37. | Sh. 1.3.4. 10.11.16. T. 35. Bj. 1. H. 5. V. 1. Msz. 2.3.8 |
| Average formation thickness | | | 2.8 | ? | 2.8 | ? | 2.6 | 4.1 | 3.9 | 2.4 | 3.4 |
| Micro-cycles | trans-gressive | average number per borehole | 3 | ? | 1 | ? | 2 | 2 | 4 | 1 | 1 |
| | | average thickness (m) | 38 | ? | 11 | ? | 21 | 18 | 47 | 23 | 40 |
| | regressive | average number per borehole | 1 | ? | 1 | ? | 3 | 1 | 3 | 2 | 2 |
| | | average thickness (m) | 12 | ? | 12 | ? | 12 | 18 | 29 | 33 | 26 |
| Frequency of carbonate interbedding | | | 0 | ? | 5 | ? | 9 | 8 | 4 | 9 | 2 |
| Rock composition % | pebble | | 3.8 | ? | 5.1 | ? | 1.8 | 0 | 4.1 | 2.1 | 13.3 |
| | sand | | 55.2 | ? | 57.8 | ? | 58.6 | 67.8 | 25.0 | 26.5 | 18.7 |
| | pebble + sand | | 59.0 | ? | 62.9 | ? | 60.4 | 67.8 | 29.1 | 28.6 | 32.0 |
| | silt | | 17.4 | ? | 4.1 | ? | 4.1 | 19.2 | 43.8 | 32.9 | 32.6 |
| | sand + silt | | 72.6 | ? | 61.9 | ? | 62.7 | 87.5 | 68.8 | 59.4 | 51.3 |
| | clay (including limestone) | | 23.5 | ? | 33.0 | ? | 35.3 | 12.4 | 27.0 | 38.3 | 35.2 |
| Frequency of the specific sedimentological features | pebble interbedding | | 3 | ? | 3 | ? | 1 | 7 | 9 | 12 | 15 |
| | laminite | | 0 | ? | 0 | ? | 0 | 1 | 12 | 7 | 3 |
| | mud movement | | 0 | ? | 0 | ? | 0 | 1 | 5 | 3 | 2 |
| | tuff, reworked tuff, bentonite | | 7 | ? | 4 | ? | 9 | 16 | 22 | 22 | 26 |
| Number of lithological events | maximum | | 14 | ? | 15 | ? | 24 | 33 | 57 | 56 | 52 |
| | minimum | | 2 | ? | 3 | ? | 9 | 5 | 9 | 8 | 6 |
| | average | | 8 | ? | 9 | ? | 16 | 19 | 33 | 32 | 29 |
| Average per borehole of the | number of megafauna species | | 27 | ? | 11 | ? | ? | 25 | 9 | 8 | 7 |
| | number of Foraminifera species | | 29 | ? | 42 | ? | ? | 12 | 9 | 6 | 12 |
| | number of Foraminifera cycles | | 3 | ? | 3 | ? | 2 | 3 | 2 | 2 | 0 |
| Frequency of characteristic fossils | Lithothamnium | | 2 | ? | 14 | ? | 5 | 10 | 0 | 0 | 5 |
| | Coral | | 2 | ? | 1 | ? | 1 | 2 | 7 | 1 | 1 |
| | Ditrupea | | 0 | ? | 1 | ? | 7 | 11 | 0 | 9 | 5 |
| | Ostrea | | 0 | ? | 3 | ? | 1 | 5 | 12 | 3 | 2 |
| | Bryozoa | | 0 | ? | 2 | ? | 0 | 7 | 14 | 6 | 6 |
| | Heterostegina | | 0 | ? | 1 | ? | 4 | 3 | x | x | x |
| | | | | | | | | | | | |
| Number of bioevents characteristic | maximum | | 7 | ? | 25 | ? | 13 | 12 | 27 | 26 | 23 |
| | minimum | | 7 | ? | 2 | ? | 7 | 4 | 14 | 5 | 5 |
| | average | | 7 | ? | 13 | ? | 10 | 8 | 26 | 15 | 14 |
| Average thickness | Maximum thickness for each facies belt | Mesocycles 1 | 97 m | x | x | x | 70 m | x | x | x | x |
| | | Mesocycles 2 | 38 m Nsz. 2. | x | x | x | 45 m Mv. 122. | x | x | x | x |
| | | Mesocycles 3 | x | x | x | x | x | 57 m Mv. 1. | x | x | x |
| | | Mesocycles 4 | x | x | x | x | x | x | 145 m V. 2. | x | x |
| | | Mesocycles 5 | x | x | x | x | x | x | 124 m At. 1. | x | x |
| | | Mesocycles 6 | x | x | x | x | x | x | x | x | 140 m H. 5. |
| | | Mesocycles 7 | x | x | x | x | x | x | 186 m Ka. 2. | x | x |
| | Total thickness for each facies belt | | 120 | ? | 22 | ? | 98 | 33 | 224 | 85 | 90 |

The most significant *terrestrial event* of the cycle in the Nógrád—Cserhát area was the appearance of rhinoceroses (J. NOSZKY SR, 1930–31) and tapirs (I. VITÁLIS, 1942, after KRENNER). Of crucial importance from the plate tectonic viewpoint was the appearance of hominoid primates such as *Pliopithecus vindobonensis* at Devínska Nova Ves (F. STEININGER–F. RÖGL, 1983) at the beginning and that of *Rudapithecus* at the end of the cycle. More distant relationship is the migration of *Hipparion* faunas in the opposite direction.

The *structural elements* of the Leithaian orogenic cycle include NW—SE oriented transversal faults and troughs or ridges in-between. In the compression zones, even the NE—SW oriented faults perpendicular to compression may have been rejuvenated, resulting in subordinate troughs (Zagyva, Kiskunhalas, Derecske Trough and possibly, the Little Hungarian Plain).

Discussion

Controversial points of the palaeogeographic reconstruction of the Leithaian orogenic cycle are:

a) Biostratigraphically, the separation of the “Lower Leithakalk” from the “Upper Leithakalk” is unsolved. For a more detailed discussion of the problem, see “Styrian orogenic cycle, Discussion, paragraph *b)*”.

b) Up to most recent time, it was believed that the palaeogeographic connections of the Carpathian Basin with the W Mediterranean had not ceased until Sarmatian time. F. STEININGER and F. RÖGL (1983) postulate a direct communication, via Adriatic Basin, even for Middle Badenian, J. KÓKAY and P. MÜLLER (1984) even for Late Badenian time. The present writer believes that the connection was interrupted in latest Early Badenian time and that, during the Middle Badenian, the Dinaric—E Alpine—Carpathian arc and the enclosed Pannonian Basin (in the wider sense) were isolated, on three sides, from the sea, the only direct communication with the sea having been restricted to its SE part.

c) In connection with the previous question there are some unclear palaeobiogeographic problems as well. As shown by the present writer and J. KÓKAY and P. MÜLLER (1984), the first invasion of eastern faunal elements took place already in Late Badenian time. The question is whether the westward migration of these was coupled with that of Indopacific elements or only an explosion of the Euxinic—Caspian fauna is being dealt with. Points deserving particular attention include the origin of nannoplanktonic, planktonic foraminiferal and Pteropoda—Radiolaria associations; the determination of the distinctive features of marine vertebrates, the delimitation of floral provinces, the “endemism of the Pannonian fauna” (or its interpretation as a new faunal wave) etc.

d) In the light of latest results, the chronology and dates of the formation of the Alpine—Carpathian nappe systems are to be revised. Accepting the idea that, from the Savian orogeny onwards, the emplacement of nappes becomes younger eastwards—concept proposed mainly by Czechoslovak geologists—we have to find convincing evidence testifying to post-Early Badenian, i. e. Leithaian, culmination of nappe translation movements with simultaneous development of fore-deeps of great depth filled with Upper Badenian—Sarmatian—Pannonian deposits. To study this problem in the basement of the Hungarian Basin is particularly important.

e) On the basis of the preceding two chapters, the conclusion can be drawn that the use of the notion “Attican phase” for the Alpine—Carpathian realm and the areas in-between is not justified.

The Miocene stratigraphy of the Nógrád—Cserhát area reflects nearly a century and a half of development. This development has been the result of work done by adherents of a succession of schools of thought.

The stratigraphic controversies have stemmed primarily from the rapid vertical and lateral changes in facies within the study area, from a mixing of litho-, bio- and chronostratigraphic elements and from the fact that each particular author knew, as a rule, only one of the three facies areas of different geology [that lying W of the Galga Line, that situated between the Galga Line and the Etes Graben, and the Etes Graben facies area (the so-called “Nógrád Basin”)]. These shortages of knowledge and the forced use of a chronostratigraphic approach and method were responsible for disputes that lasted for several decades (and that affected, in more than one case, several generations and that are manifested, in some elements, even today), disputes for which the Miocene of the study area is well-known. Without claiming to be exhaustive, let us quote, from among the problems confronted with, the problem of the Oligocene—Miocene and the Helvetian—Tortonian boundaries; the controversy about the age of the so-called “Aequipecten Beds” and, as a consequence of this, the stratigraphic assignation of the browncoal formations; the problem of the stratigraphic horizon(s) in which the Leithakalk beds appear; the suggestion about the isochrony of the schlier complex; the mode of superposition of the Sarmatian terrestrial and marine deposits; the judgment about the age of the volcanics, etc.

The Pectinidae-based biostratigraphic results of I. CSEPREGHY MEZNERICS and L. BARTKÓ's work devoted to the understanding of the stratigraphical succession have been of crucial importance for the clarification of some of the problems. The adaptation to Hungary of the regional chronostratigraphic scale proposed for the Central Paratethys, particularly the introduction of the Egerian (Oligocene—Miocene) transitional stage and of the Karpatian stage, has been a step forward. The impact of the former has been weakened by the circumstance that T. BÁLDI has recently urged for drawing the Oligocene—Miocene boundary within the Egerian stage.

We have done our stratigraphic work by claiming complexity, by permanently relying on the interaction of litho-, bio- and chronostratigraphy and by aiming at developing an event stratigraphy. In the course of our work we have laid great stress on the combined stratigraphic appreciation of continental—marine—magmatic events; on the isochrony of the marginal and basinal facies and their tectogenetic interpretation; furthermore, on radiative dating by the K/Ar method and (though for the moment relying upon only initial results) on magnetostratigraphy. We have developed a system of quantitative evaluation of sedimentological and biostratigraphical data. To test the results, we have compiled the geological map of formation detail of the study area on a scale of 1 : 50,000 and we have carried out its palaeogeographical reconstruction.

Let us quote now three of the major achievements of our work: the lithostratigraphy (formation nomenclature) of the study area has been completed; it has been fitted in the regional chronostratigraphic scale; a proposal has been worked out on the establishment of chronostratigraphic units that are applicable even on a global scale.

1. Comprised between formations of Egerian and Pannonian age, the Miocene is constituted by 18 formations forming a vertical succession *without any gap* and satisfying all the relevant requirements (Supplement I). The history of exploration, nomenclature, boundaries, spatial extension, quantitative lithological composition, fossil content and facies patterns of these formations are readily characterizable, being exposed both in outcrops and boreholes selected as key sections. The formation system is in good harmony with the chronology of the orogenic cycles and with the palaeobiogeographical, palaeoclimatological and palaeogeographical patterns of the particular time units.

The characterization of the formations and their stratigraphic assessment have been carried out by 16 different methods. In addition to the 10 different biostratigraphical and the two geochronological approaches shown in Table 53, this has been done by examination of the mode superposition, the lithological and sedimentological conditions, by facies-geotectonical and cycle analyses. The individual formations (in dependence on their geological features) were studied by a minimum of 5—6 (volcanics), an optimum of 8—9 and a maximum of 12 methods and we have done their evaluation accordingly with my associates and colleagues cited in the table.

The formation data are given in Supplement I, their stratigraphical position (mode of superposition) in Figs. 70, 71, 72, 73, 75, 76, 79 and 80, their biostratigraphical and geochronological data being presented in Table 53.

On the basis of quantitative biostratigraphical and lithostratigraphical evaluations of each particular formation and facies zone, the information given in the table can be complemented with the following data (Table 54):

— the individual formations can be well characterized by quantitative biostratigraphical methods;

— the total number of taxa of the individual formations reflects that the strongest of the transgressions that were renewed in Early Eggenburgian, Karpatian, Early Badenian and Late Badenian times took place in earliest Late Badenian time (Rákos Leithakalk Formation). It is worthy of attention that in the marginal facies the total number of taxa shows a four-fold increase in time and that in the basin facies an about 4 : 1 decrease of the same figure is observable. The statistical evaluation of the sediment material correlates very well with these statements: the strongest Late Badenian transgression is reflected by a higher value of the gravel percentage (8.4%); in the marginal representation the percentage sand content shows a continuous decrease at a 4 : 1 ratio in time; in the basin facies the clay content shows a three-fold growth in time;

— this is emphasized by the total number of molluscan taxa and the high number of molluscan taxa found exclusively at the base of the Upper Badenian (in the Rákos Leithakalk Formation);

— the second major transgression, regarding its amplitude, is connected with the Karpatian age, being reflected in a strikingly high number of foraminiferal taxa in the basin facies and in the number of foraminiferal taxa restricted to the Garáb Schlier Formation. Remarkably enough, the total number of foraminiferal taxa in the basin facies and the number of foraminiferal taxa restricted to one particular formation are reduced sevenfold or by a factor of thirty, respectively.

2. *Assignment to the regional chronostratigraphic system* (Table 53). The major motivations are given in a summarized form for each particular stage and substage, respectively.

a) The lower boundary of the *Eggenburgian* stage is characterized by a regional unconformity and the appearance of the “larger pectinids”. Its upper boundary is the base of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation. Its geohistorical development is characterized by the half of a geological megacycle.

The PN 3 zone can be characterized by the appearance of *Foveotriletes rueterbergensis*, the extinction of *Laevigatosporites pseudodiscordatus* and the exclusiveness of distribution of *Foveotriletes pessinensis*. The N 5 Blow zone encompasses the whole marine interval (Budakeszi Sand Formation, Putnok Schlier Formation). In the marine vertebrate zonation the predominance of the representatives of *Hemipristis*, *Isurus* and *Lamna* are characteristic. At the end of the Eggenburgian a subtropical megaflora and Proboscidea (MN 3b zone) appear. That the Lower Eggenburgian marine and the Upper Eggenburgian terrestrial representations are partly isochronous counterparts is evidenced by the Tordas member of deltaic facies characterized by megafossils. The definition of the lower boundary in the case when the Pétervására Sandstone- and the Budafok Sandstone Formations are represented by glauconitic sandstone is a question of controversy. Both formations contain elements of the NN 3 nannozone.

Its geohistory is characterized by the second half-cycle of the Early Miocene geological megacycle that began the transient *Platanus neptuni*—*Engelhardtia orsbergensis*—*Laurophyllum*—*Calamus noszkyi* floral zone.

b) The lower boundary of the *Ottngian* stage is drawn on a conventional base (Bratislava, 1975), at the episodic rhyolite tuff ejection event of 19.6 ± 1.4 mA B.P. The event in question is—within the areas involved—an excellent time-marker for the judgment of stratigraphic problems. Its upper boundary is marked by the extinction of some of the palaeotropical elements (e.g. *Platanus neptuni*) and of Proboscidea and by the unconformity due to the next transgression, respectively.

Its geohistory is characterized by the second half-cycle of the Early Miocene geological megacycle that began in Late Eggenburgian time (filling-up of the basin—development of swamps with browncoal formation and, at the end of the cycle, with the predominance of brackish-water *Cardium* forms).

The PN 4 zone is characterized by the predominance of *Salixipollenites helveticus*, *S. densibaculatus* and *Myricipites* species. The *Rhaphoneis subtilissima* diatom zone proves the persistence of the subtropical climate. The terrestrial vertebrate fauna belonging to the MN 4a zone is enriched along with surviving *Gomphotherium* and *Prodinotherium*, by *Zygodon*, *Deinotherium*, *Palaeochoerus* and *Rhinocerotidae* I—II forms.

Because of the particular facies conditions, no nannoplanktonic and foraminiferal zones can be identified in the study area. The traces of incursions in the upper part of the Salgótarján Browncoal Formation, however, enable a long-distance correlation with the NN 3 and CPN 4 zones identified in the Sajó Valley (Borsod County) part of the formation.

c) The lower boundary of the *Karpatian* stage is marked by a regional unconformity, the basal formations of a new sedimentary cycle: the appearance in abundance of *Chlamys* forms and marine vertebrates (23 taxa) as well as by the joint appearance of *Rzehakia* forms and *Heliosphaera ampliaperita* (NN 4 zone). Its upper boundary can be drawn with the completion of the intercyclical, episodic volcanic activity observable on a regional scale (Tar Dacite Tuff Formation: 16.4 ± 0.8 mA). In absence of this one, the boundary is drawn at the base of the new marine deposits appearing immediately above freshwater—terrestrial beds of the Fót Formation proving an overall and complete filling-up of the basin. In case of openwater and continuous sedimentation the possibilities for drawing the boundary are such as expounded under paragraph d.

The geohistory of the Karpatian stage is characterized by one complete geological megacycle with initiation of transgression—its culmination—to be followed by a total filling-up and cycle-ending emergence and volcanism. The PN 5 zone is marked by the exclusiveness of distribution of Rudolphisporites species, Phaeocerosporites transversus and Ricciaesporites hungaricus. The megafloora is unsuitable for evaluation owing to the marine environment. The Raphoneis parilis and Surinella costata—Coscinodiscus pannonicus diatom zones are indicative already of a subtropical—mediterranean climate. The presence of a rich foraminiferal fauna is indicated by the exclusive appearance in the study area of 6 Globigerina, 6 Globorotalia and 6 Uvigerina taxa. In spite of this fact, only the lower two-thirds of the cycle can be assessed stratigraphically in an exact way, on the basis of the NN 4, N 7 and CPN 5 zones. (We shall return to the causes responsible for this.) The pectinid zones Flabellipecten pasinii—Pecten expansior—Amussium cristatum badense span the whole interval of the cycle. To be noted are the predominance of bryozoans (16 taxa) in the Fót Formation at the end of the cycle and the stratigraphic importance of the first, partly submarine, andesitic volcanism (though only local) (17.3 ± 1.2 mA).

d) In *Early Badenian* time it can be shown to have been a break in sedimentation over a part of the study area owing to latest Karpatian emergence. In case of openwater, continuous sedimentation, the lower boundary can be drawn with the appearance of Heterostegina costata, H. simplex, Orbulina bilobata, O. suturalis as well as with that of 1 new Globigerina, 5 Globigerinoides, 1 Globoquadrina taxa and of some benthonic Foraminifera.

The time unit under consideration is characterized by the half of a geological megacycle beginning with a new transgression and lasting and developing up to the phase of emergence, though this interval may also be understood as representing the transgressive branch of the preceding geological megacycle.

The Lower Badenian is marked by the PN 6 zone with the predominance and then extinction of Bifacialisporites grandis—Mecsekisporites miocaenicus—M. aequus—M. zengővárkonyensis. In addition to being of stratigraphic value, the Parrotia pristina (predominant)—Quercus pontica miocaenica (first appearance) floral zone proves that a riverian flora came into the fore, i.e. that the landmass area widened. The age of the formations assigned to the Lower Badenian is determined, along with the NN 5 nannozone and the N 9 and CPN 7—8 foraminiferal zones, by the Chlamys elegans and Ch. revolutus pectinid zones. The transient Actinocyclus ingens diatom zone supports primarily the persistence of the subtropical—mediterranean climate.

e) The time interval of the *Middle Badenian* is spanned, practically in full, by the andesitic volcanism. The lower and upper boundaries are drawn on a lithological basis. The stratigraphic assignment was done on the basis of the intertonguing with the NN 5 nanno-zone, of a number of radiometric *K/Ar* age determinations (14.5 ± 0.4 mA) and of the underlying formations. To carry out long-distance, interregional correlations is extremely difficult, as, from the plate tectonic and orographic points of view, we have to do with the most revolutionary period of Neogene history. Within the Carpathian realm, W of the zone of volcanic activities, a biostratigraphically based interregional correlation is rendered difficult by brackish-water—paralic—palustral browncoal formations, to the E of it, by hypersaline—lagoonal evaporitic formations. Traces of deposits similar in facies to these latter have been uncovered, in the overlying bed of the andesite, by borehole Szirák 2 (1981) in this area, too.

f) The new elements and events in *Late Badenian* time facilitate the stratigraphic evaluation of the time-unit in question. Its lower boundary is marked by the appearance of sedimentary formations, by a regional unconformity and basal deposits. Extraordinary changes in the bios are marked by the appearance of Coniferae pollen grains, the P. leythaianus—P. aduncus pectinid zone and, most of all, by that of a Caspian brackish Mollusca fauna (Modiolus, Musculus, Ervilia, Cerithium taxa).

The Upper Badenian represents the transgressive half of the IIIrd Miocene megacycle that lasted up to the end of the Pannonian. Its upper boundary, in marginal facies, is marked by the appearance of terrestrial Sarmatian formations, in basin facies by the disappearance of the nannoplankton and planktonic Foraminifera and, respectively, by the Mollusca and Foraminifera associations becoming completely predominant.

The Late Badenian is determined by the predominance of deciduous arctotertiary elements (Populus populina, P. balsamoides—Salix—Ulmus floral zone), the Navicula pinnata diatome zone (NN 6—7, N 12, CPN 9 zones) and the terrestrial vertebrate zone encounterable at the base (NN 6—7); furthermore, by the contemporaneous dominance of marine vertebrates Charcharodon—Milyobatis.

g) The lower boundary of the *Sarmatian* stage can be drawn as stipulated under paragraph f), its upper boundary being marked by the extinction of the bulk of the Foraminifera and the appearance of characteristic Pannonian faunas, respectively.

Its geohistory is characterizable by the repeated mesocycle of the transgressive branch of the IIIrd Miocene megacycle. As a result of the emergence of the hinterland, simultaneously with the transgression, the terrestrial and marine formations are multiply intertongued. This makes possible the stratigraphic assignment of the former, too. The PN 9 zone is characterized by the first appearance of Tsugaepollenites helenensis, the exclusiveness of Manikinipollis tetradiodes and the extinction of Echinatisporites cserhatensis and E. longechinus. The Zelkova zelkovaefolia—Quercus kubinyii—Lauraceae floral zone and the Anaulus simplex diatom zone testify to the coming into prominence of the thermophilous species of Near-East-E Mediterranean relationship. Along with the NN 6—7, N 13—14, CPN 10 zones that can be identified with some difficulty, additional contributions to the stratigraphic assignment of the Sarmatian were provided by the radiometric age of the third rhyolite tuff ejection

(Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation, $13,7 \pm 0,8$ mA) and the 13.3 Ma calculated for the Buják flora on the basis of examination the megafauna (Kozárd Formation) (M. KORDOS SZAKÁLY 1984).

h) On evidence of the quantitative biostratigraphic evaluation carried out for each particular chronostratigraphical unit separately, the following conclusions can be deduced (Table 55):

— as reflected by the summarized numbers of taxa, the two major Miocene transgressions took place in Karpatian and Late Badenian times, respectively;

— these Karpatian and Late Badenian transgressions are evidenced also by the high number of the newly appearing taxa, further by the highest values of taxa restricted to one chronostratigraphic unit;

— the Lower and Upper Badenian can be distinguished, on evidence of all three factors studied, even on a biostratigraphic base;

— the impoverishment of the fossil content after the great Karpatian and the great Late Badenian transgressions is quite distinct.

Proposal on the establishment of global superstages

Coming to the end of our work, we have had to reach the stage of generalization of our observations, our data sets, the newly discovered relationships and regularities. We have had to discard everything that might be influenced or controlled by local circumstances, i.e. by the facies conditions. Short-lived episodes that cannot be assessed by the methods and techniques of geology, the special, individual phenomena could be taken into consideration only as far as the limit of their significance. Last but not least, after the stage of analytical work requiring the highest possible degree of detail, combination in the synthesis have had to be carried out to such an extent as might enable us to come to statements valid in ever widening spheres, in an ever larger sedimentary space, too. Having aimed at developing a geodynamic, biostratigraphic, geochronological and chronostratigraphical system for the intra-Pannonian Basin, the intra-Carpathian Basin and then for the entire Eurasian—N African orogenic system, I have arrived, by studying the Nógrád—Cserhát area and, in part, even larger areas, at the following results (Table 53):

a) spanning the 24—5.5 mA time interval, the Miocene can be split up into three superstages: Lower Miocene, Middle Miocene and Upper Miocene.

b) A revision and reformulation of the Lower—Middle—Upper Miocene notions already in use in different interpretations is timely and well-motivated.

c) On the basis of the regional stratigraphical nomenclature of the Central Paratethys, the Lower Miocene spans the Eggenburgian—Ottangian interval; the Middle Miocene does so the Karpatian—Lower Badenian Middle Badenian interval; the Upper Miocene does so the Upper Badenian—Sarmatian—Pannonian interval.

d) I propose to use the term Atlantian for the new Lower Miocene superstage, Mediterranean for the new Middle Miocene superstage, and the term Caspian for the new Upper Miocene superstage.

I wish to express by the proposed new superstage names the virtual palaeogeographical—faunistical—zoogeographical relationships of the time spans involved, too.

Without claiming completeness, I wish to list the following facts to motivate my combination proposal:

1. It is a science-historical and research-historical fact that Neogene stratigraphy, despite century-long efforts, has been unable to reach a consensus-based settling point in deciding the age problem of the individual beds concerned. Newer and newer methods used in a great number have helped a lot in widening the scope of our knowledge, but they have posed a considerable number of new problems as well. There are several fields of research in which we have experienced that the controversies are connected, statistically in high frequency, with the cycle-endig beds or formations. In the Nógrád—Cserhát area, for instance, let us quote in this context just the Pétervására Sandstone Formation closing the Egerian cycle, the Zagyvapálfalva Clay Formation (Ipolytarnóc beds) ending the Eggenburgian cycle, the Ottangian cycle-ending browncoal and the Cardium beds and, finally, the Fót Formation marking the end of the Karpatian cycle. Because of their peculiarity, their small areal extension, their rich palaeontological content or their extreme palaeogeographical situation these have been paid attention beyond justification and they have diverted our attention from the genuine geological megacycles encompassing major regions and longer time spans. Geological megacycles are determined by geodynamic, plate tectonic events of global scale, intercyclical, episode-like events (or mesocycles) are controlled by the regional orogenic events of the individual orogenic cycles. Consequently, the chronostratigraphic classifications of the Central Paratethys, the Eastern Paratethys and the Mediterranean may be regarded to be of regional validity and value. However, only the chronostratigraphic units of greater time span reflecting crucial events are suitable for the purposes of interregional correlation between the former or, possibly, for global correlation.

2. Now already everybody agrees with the controlling significance and role of geodynamic events. The Neogene events of plate movements, the orogenic cycles associated with them and, consequently, the course of the major geological cycles (megacycles) are now clear on a synoptic scale and they support the tripartite subdivision of the Miocene (G. HÁMOR 1984). Accordingly, in the Early Miocene the convergence of Africa and Eurasia and their collision took place. This was responsible for the initiation of the Savian orogenic cycle and

for the development of the Ist Miocene geological megacycle that spanned the Eggenburgian—Ottományian interval in a sedimentary basin that was more open towards the Atlantic. Divergence and rotation in Middle Miocene time were responsible for the Styrian orogenic cycle and launched the IInd Miocene megacycle spanning the Karpatian—Early Badenian and Middle Badenian interval and resulted in a bipartite division of the latter in a space that was open from the Mediterranean. Repeated convergence in Late Miocene time initiated the Leithaian orogenic cycle and it was as a consequence of it that the IIIrd Miocene megacycle spanning the Late Badenian—Sarmatian—Pannonian interval evolved in a space that was becoming more and more open eastwards, towards the Caspian realm.

3. The metamorphic—magmatic activities and their cyclical repetition correlate quite readily with the afore-mentioned three major plate tectonic events. The cyclicity was provoked by subductions that were due to the evident convergence and piling up of the continental plates in Early Miocene and Late Miocene times and to their rotation in Middle Miocene time. The resulting igneous formations occur practically in the middle of the superstages just outlined, being readily datable radiometrically.

4. The statements laid down under paragraphs 2. and 3. are confirmed quite convincingly by the palaeogeographic maps of different scales proposed by the author for the Nógrád—Cserhát area, N Hungary and Hungary as a whole and by the synoptic palaeogeographic maps of Central and E Europe compiled under the auspices of the IUGS—R D P project. In the Carpathian Basin, the Lower Miocene is linked to NW—SE trending structure systems, the Middle Miocene is connected with NE—SW oriented ones, and the Upper Miocene with ones of NW—SE orientation. Changes from stage to stage within these are subordinate. Additional palaeogeographical, faciological and sedimentological motives are given in the chapter “Palaeogeography and palaeoenvironments”. Based primarily on palaeobotanical results (E. NAGY, M. HAJÓS, L. HÁBLY, 1985), the climatic change data may serve as further evidence: in the Early Miocene the climate was subtropical (with a lot of palaeotropical elements), the Middle Miocene climate was subtropical—mediterranean, the Late Miocene climate was warm, but with lots of arctotertiary elements. Only the Late Miocene was characterized by a definite liability to extremes with an alternation of brackish-water with hypersaline conditions, while the Early and Middle Miocene was characterized, as a rule, by waters of normal salinity. The repetition of major palaeogeographical changes three times in Miocene history is suggested by the palaeobiogeographical data as well: the appearance in Europe of African proboscideans in Early Miocene time, that of marine vertebrates in the Middle Miocene and that of African Primates in the Late Miocene.

5. The biostratigraphic motivation is given in Table 53. Accordingly, the 10 different biostratigraphic methods of interpretation used include only one that contradicts the definition of the Egerian—Lower Miocene boundary (nannozonation); the Lower Miocene—Middle Miocene boundary is contradicted by none; the definition of the Middle Miocene—Upper Miocene boundary is contradicted again by one method, the terrestrial vertebrate zonation. On the contrary, the combination of the two Lower Miocene stages is justified unambiguously by the appearance and extinction of both the megafloora and the proboscideans. The coherence of the Middle Miocene Karpatian and Lower—Middle Badenian stages is proved by research historical precedents (“Vindobonian”), the identical pollen spectrum (Mecsekisporites), the transient nannoplankton and the planktonic foraminiferal zones. The marine vertebrate Charcharodon—Milyobatis zone and the magnetostratigraphic C5C zone are transient across the stage boundaries, too. The Karpatian and Lower Badenian formations are characterized by a total of 39 planktonic foraminiferal taxa of which 9 can be found in the Karpatian only and 9 are restricted to the Lower Badenian. This means that more than 50% of the taxa are common. The Upper Miocene combination is justified by the fact that, along with the surviving Badenian fauna, an enormous invasion of fauna from the E can be shown to have taken place, invasion that repeated itself cyclically. Under unchanged palaeogeographical—palaeotectonic conditions, it was more and more the local changes in environment, the endemism of the fauna and the continuous replenishment of the basin that controlled the history of events.

6. The quantitative biostratigraphical evaluation of the Nógrád—Cserhát area furnishes further information proving a tripartite Miocene. If Table 53 is examined according to the geological megacycles associated with the Savian, Styrian and Leithaian orogenic cycles, the following conclusions will be drawn:

— the Eggenburgian forms an independent sedimentary cycle, the Karpatian—Early Badenian are coherent and the Upper Badenian—Sarmatian also forms a coherent sedimentary cycle (including the Pannonian not dealt with here) in which the Karpatian and Upper Badenian formations constitute the transgressive, while the Lower Badenian and Sarmatian (Pannonian) formations the regressive branch of the cycle;

— assigning the formations in such a combination to the Lower, Middle and Upper Miocene, respectively, and examining their biostratigraphic content, we can draw some additional conclusions:

a) the Lower Miocene is characterized by 134 taxa of its own, the Middle Miocene by 592 ones, the Upper Miocene by 410 taxa restricted to that particular stratigraphic unit;

b) from among these 101 Mollusca and 33 Foraminifera taxa are restricted to the Lower Miocene, 277 Mollusca and 315 Foraminifera taxa to the Middle Miocene and 360 Mollusca and 50 Foraminifera taxa to the Upper Miocene. The continuous growth of the number of molluscan taxa and the predominance of the foraminiferal taxa in the Middle Miocene are noteworthy.

It should be noted that these differences may be regarded as completely exact, since each particular chronostratigraphic unit has been examined in a complete vertical and lateral section. Thus the differences in facies do not affect the stratigraphic evaluation. This is proved by Table 56 which compares, in a similar way, the marginal and openwater formations of the Lower, Middle and Upper Miocene cycles.

Hence it can be found out:

a) that in the marginal representation, on evidence of the so-called "own species" restricted to the marginal facies, the Lower Miocene is characterized by 99 overwhelmingly Mollusca taxa, the Middle Miocene by 194 and the Upper Miocene by 257;

b) that in the basin facies, on the basis of the "own species" restricted to the basin facies, only the Middle Miocene is suited to being characterized, very well by the way, by 379 taxa (of which 256 Foraminifera).

c) In the light of the relevant sedimentological data (Table 56) it can be inferred too, that, according to the 4 factors examined, the Middle Miocene cycle is the most distinct, but in three factors the Upper Miocene is also characteristically represented.

7. To carry out an international correlation of the proposed chronostratigraphic units is the task of the years to come. Naturally, already by the time of completion of the manuscript of this work, it has been possible to find some conformities in rough lines, conformities that will facilitate the work ahead. From among these I consider the correspondence of the date of about 14—14.5 mA B.P. to the Upper Miocene base—Serravalian stage, the recognition of the synchrony of the latest Middle Miocene evaporite accumulation, the volcanism of the Pannonian Basin and the W Hungarian browncoal Formations, the disclosure of the relationships between the Early Miocene E Alpine metamorphic processes and the intra-Carpathian acidic ignimbritic volcanism, to be the most important results.

Further results are expected first of all from the magnetostratigraphic investigations to be started in mass upon our proposal in Hungary too and from the use of physical methods enhancing radiometric age determinations.

A kézirat munkák *-gal jelölve

* = Manuscript

Rövidítések — Abbreviations

- Á. F. Sz. = Általános Földtani Szemle (Budapest)
 A. G. = Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae (Budapest)
 A. G. P. H. = Annales Géologiques des Pays Helléniques (Athènes)
 A. H. N. M. N. H. = Annales Historico Naturales Musei Nationales Hungarici (Budapest)
 A. U. S. B. R. E. N. = Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae (Budapest)
 A. U. Sz. M. P. = Acta Universitatis Szegediensis. Acta Mineralogica Petrographica (Szeged)
 B. K. L. = Bányászati és Kohászati Lapok, i.e. Bányászati Lapok (Budapest)
 D. T. I. T. T. = Debreceni Tisza István Tudományos Társaság (Debrecen)
 É. J. = Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, i.e. Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici (Budapest)
 E. L. G. I. É. J. = Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése (Budapest)
 F. É. = Földtani Értesítő (Budapest)
 F. I. A. K. = Magyar (kir.) Állami Földtani Intézet Alkalmi (Gyakorlati és Népszerű) 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. = Geologica Hungarica, Series Palaeontologica (Budapest)
 G. H. S. G. = Geologica Hungarica, Series Geologica (Budapest)
 H. E. A. T. = International Symposium on the Hellenic Arc and Trench (Athènes)
 H. K. = Hidrológiai Közlöny (Budapest)
 H. T. = Hidrológiai Tájékoztató (Budapest)
 J. G. B. A. = Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien)
 J. G. R. A. = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, i.e. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien)
 J. J. M. = Jelentés a Jövedéki Mélykutatás Munkálatairól (Budapest)
 MÁFI-Ad. = Magyar Állami Földtani Intézet Adattára (Budapest)
 M. F. T. = Magyarhoni Földtani Társulat (Budapest)
 M. G. = Magyar Geofizika (Budapest)
 M. O. T. M. = Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Munkálatai
 M. T. A. O. K. = Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei (Budapest)
 M. T. F. L. = Magyar Tájak Földtani Leírása (Budapest)
 M. T. T. É. = Matematikai és Természettudományi Értesítő (Budapest)
 M. T. T. K. = Matematikai és Természettudományi Közlemények (Budapest)
 N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie (Stuttgart)
 Ö. V. = Öslénytani Viták (Discusiones Palaeontologicae) (Budapest)
 R. A. I. G. D. = Relationes Annual Instituti Geologici Publici Hungarici. B. Disputationes, i.e. Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól (Budapest)
 S. A. W. = Sitzungsberichte Österreichische Akademie der Wissenschaften. Mathematisch—Naturwissenschaftliche Klasse (Wien)
 T. T. K. = Természettudományi Közlöny (Budapest)
 V. G. R. A. = Verhandlungen der kaiserlichen-königlichen Geologischen Reichsanstalt (Wien)

- ABEL O. 1935: Vorzeitliche Lebensspuren. — Jena.: 160—167.
- ALTHERR R. 1981: Lower Miocene Granitoids in the Attic-Cycladic crystalline Complex (Greece). Petrology and Paleotectonic Significance. — H. E. A. T.: 3—4.
- ANDREÁNSZKY G. 1959: Die Flora der Sarmatischen Stufe in Ungarn. — Budapest.
- ANDREÁNSZKY G.—KOVÁCS É. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. — F. I. É. K. 44. (1): 118—120., 137—138., 170—171., 190—191., 206—208., 22—225.
- ANDREICS J. 1894: A salgótarjáni szénbányászat rövid ismertetése. — B. K. L. 27.: 22—24., 37—39., 54—56., 68—69., 86—87., 118—120., 137—138., 170—171., 190—191., 206—208., 22—225.
- 1899: A Salgótarjáni Kőszénbánya Részvénytársaság szénbányászatának rövid ismertetése. — B. K. L. 32.: 408—410.
- ANDRIAN F. 1867: Vorlage der Karte des Mátragebirges und seinen Umgebung. — V. G. R. A.: 79—80.
- ANDRIAN F.—RACKIEWICZ M. 1866: Geol. Karte H. 6., 1: 144 000. — Aufgenommen im Jahre 1865.
- * ÁRKAI P. 1967a: A DNy-Cserhát földtani és közettani vizsgálata. — Dokt. ért.
- 1967b: Correlation of quantitative petrographic characteristics of pyroxene andesites in the volcanic complex of the Southwestern Cserhát Hills. — A. U. S. B. R. E. N. sect. Geol. 11.
- 1969: Fabric and jointing in pyroxene andesites, Cserhát Hills, Northeast Hungary. — A. U. S. B. R. E. N. sect. Geol. 12.: 3—18.
- BACSÓ N. 1959: Magyarország éghajlata. — Budapest.
- BAKTAI M.—FEJES I.—HORVÁTH A. 1964: A Pinuxylon tarnociensis (Tuzson) Greguss évgyűrűinek vizsgálata. — F. K. 94. (3): 393—396.
- BALLA Z.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1979: A börsönyi gránát eredete és petrogenetikai jelentősége. — Á. F. Sz. 13.: 163—189.
- * BÁLDI T. 1966: A magyarországi felsőoligocén Molluskafauna. — Kandidátusi ért.: 1—339.
- 1969a: On the Oligocene and Miocene stages of the Central Paratethys and on the formations of the Egerian in Hungary. — A. U. S. B. R. E. N. sect. Geol. 12.: 19—28.
- 1969b: A Középső Paratethys új rétegtani nevezéktervezésének irodalmáról. — F. K. 99. (1): 113—114.
- 1971: A magyarországi alsómiocén. — F. K. 101. (2—3): 85—90.
- 1973: Mollusca Fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). — Budapest.
- 1974: A kiscellian, egerien és eggenburgien paratipusként javasolt Budafok 2. sz. fúrás szelvénye és makrofaunája. — F. K. 104. (1): 40—59.
- 1975: The Upper Oligocene (Egerian) in Hungary. In Guide for the Excursion in the Egerian and Neogene areas of Hungary. VI. Congress of CMNS "D" Excursion. — M. F. T.: 3—4.
- 1979: Changes of Mediterranean (?Indopacific) and boreal influences on Hungarian marine Molluscfaunas since Kiscellian until Eggenburgian times; the Stage Kiscellian. — A. G. P. H. Hors série. (1): 39—49.
- 1983: Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk. — Akad. kiadó, Budapest.
- BÁLDI T.—BODA J.—HÁMOR G.—JÁMBOR Á.—KÓKAY J. 1975: Guide for the excursion in the Egerian and Neogene areas of Hungary. VI. Congress of CMNS "D" Excursion. — M. F. T.: 3—48.
- BÁLDI T.—HÁMOR G.—JÁMBOR Á.—KÓKAY J. 1969: Földtani kirándulások magyarországi neogén területeken. Neogén kollokvium kirándulásvezetője, 1969. IX. 5—8. — M. F. T.
- BÁLDI T.—HEGEDŰS GY.—NYÍRÓ R.—JANKOVICH I. 1971: Felsőoligocén fauna Dejtárról. — É. J. 1968-ról: 113—124.
- * BÁLDI T.—HORVÁTH M. 1971: Cserhát hegység rétegtani vizsgálata. — ELTE Közettani—Geokémiai Tanszék.
- * BÁLDI T.—HORVÁTH M.—NAGYMAROSI A. 1973: A kiscelli agyag, mint formáció. (Jelentés a MÁFI megbízásából végzett munkáról.) — MÁFI-Ad.
- BÁLDI T.—RADÓCZ GY. 1971: Die Stratigraphie der Egerien- und Eggenburgien-Schichten zwischen Bretka und Eger. — F. K. 101. (1): 130—159.
- BÁLDI T.—SENEŠ J. et al. 1975: Chronostratigraphie und Neostatotypen. OM Egerien. — Vyd. Slav. Akad. Bratislava. 5.: 9—553.
- BÁLDINÉ BEKE M.—NAGYMAROSY A. 1979: On the position of the Ottományian and Karpatian Regional Stages in the Tertiary Nannoplankton Zonation. — A. G. P. H. Hors série. (1): 51—59.
- BALOGH K. 1971: The isopachyte Map of the Oligocene of North Hungary. — A. U. Sz. M. P. 20. (1): 19—30.
- BALOGH K. et al. 1966: Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M—34—XXXII. Salgótarján. — Budapest.
- BÁRDOSY GY.—HAJÓS M. 1963: A szurdokpüspöki diatomás rétegösszletek üledékföldtani és geokémiai jellemzése. — É. J. 1960-ról: 121—146.
- BARRA I. 1839: Tekintetes Nemes Pest—Pilis—Solt megyék természettudományi leírása. — Pest.: 97.
- BARTKÓ L. 1938: Cápa fogak Ipolytarnóc vidékéről. — F. É. 3. (1): 14—17.
- 1939: Nummulinás kvarckavicsok. — F. K. 69. (1): 58—61.
- 1948a: Jelentés a Romhány környékén végzett földtani kutatásokról. — J. J. M. 1947/48.: 149—156.
- 1948b: Jelentés 1946. évben Sőshartyán—Szécsény környékén végzett kutatásokról. — J. J. M. 1947/48.: 121—139.
- 1952: A salgótarjáni barnaköszén-medence ÉNy-i részének földtani viszonyai. — É. J. 1948-ról: 101—110.
- 1961: Az észak-magyarországi barnaköszéntelepek kora. — F. K. 91. (1): 143—146.
- * — 1962: A nógrádi barnaköszénterület földtani vizsgálata. — Kandidátusi ért.
- 1967: A nógrádi barnaköszénterület földtani viszonyai. — M. F. T. Északmagyarországi Köszénföldtani Vándorgyűlésének Kirándulásvezetője: 3—6.
- * — 1974: Jelentés Ipolytarnóc—Litke—Mihálygerge környékén végzett földtani kutatásról. — MÁFI-Ad.
- 1985: Ipolytarnóc földtani vázlata. — G. H. 44.

- BARTKÓ L.—BODA J.—SZÉKY F. 1963: Pásztó I. távlati kutatófúrás. — *É. J.* 1960-ról: 339—341.
- BARTKÓ L.—SZÉKY F. 1963: Litke távlati kutatófúrás. — *É. J.* 1960-ról: 342—345.
- BARTKÓ L.—KÓKAY J. 1966: Lajtamészke előfordulása a Kerepesi úton. — *F. K.* 96: 301—305.
- BENDEFY L. 1961: A sóbányászat lehetőségei Magyarországon. — *B. K. L.* 94.: 519—531.
- BEUDANT F. S. 1822: Voyage mineralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. — Paris. 1—4.
- BODA J. 1971: A magyarországi szarmata emelet taglalása a gerinctelen fauna alapján. — *F. K.* 101. (1): 107—113.
— 1974: A magyarországi szarmata emelet rétegtana. — *F. K.* 104. (2): 249—260.
- BOGSCH L. 1935: A nógrádszakáli tufás márga faunájának kora. — *M. T. T. É.* 53.: 720—732.
— 1936: Tortonien fauna Nógrádszakálról. — *F. I. É. K.* 31. (1): 1—22.
— 1937: A rárospusztai homokos réteg faunája. — *F. K.* 57. (1): 146—151.
— 1942: A Litke—Rárospusztá—Nógrádszakál közötti terület földtani viszonyai. — *É. J.* 1936—38-ról. 2.: 1101—1110.
— 1943a: A Buják—Szirák közötti, valamint a Mátraszöllös környéki kövületlelőhelyek földtani viszonyai. — *É. J.* 1939—40-ról: 523—532.
— 1943b: Homokos fáciesű tortonai fauna a Mátraverebély melletti Szentkúti-kolostor környékéről. — *F. I. É. K.* 36. (4): 1—24., 25—107.
— 1943c: A Sámsonháza környéki miocén üledékek földtani és öslénytani viszonyai. — *É. J.* 1939—40-ról. 1.: 492—510.
- BOHNÉ HAVAS M. 1971: Oncophorák (Rzehakiák) a kazári—gyulakeszi alapszelvényben. — *É. J.* 1968-ról: 131—144.
- BOKOR GY. 1941: Adatok Ecseg és Kozárd szarmata faunájának ismeretéhez. — *F. K.* 71. (1): 148—152.
- BONDOR L. 1960: Magyarországi glaukonitos kőzetek üledékföldtani vizsgálata. — *F. K.* 90. (3): 293—302.
- Ö. BONDOR L. 1969: The allothigenic minerals of a glauconitic sandstone sequence in the vicinity of Salgótarján. — *A. H. N. M. N. H. Pars Min.*—Pal. 61.: 45—61.
- BÖCKH H. 1899: Orca Semseyi, új Orca-faj a salgótarjáni alsó-miocén rétegekből. — *F. I. É. K.* 13. (3): 93—97.
— 1909: Geológia. — Selmezbánya.
- BÖCKH J. 1866: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Buják, Ecseg und Herencsény. — *J. G. R. A.* 16.: 201—205.
— 1872: Fót—Gödöllő—Aszód környékének földtani viszonyai. — *F. K.* 1—2. (11): 6—18.
— 1902: Igazgatósági jelentés. — *É. J.* 1900-ról: 33—34.
- BÖHM W. 1931: Az Ipoly-medence árvízi helyzete. — *H. K.* 1930. 10.: 141—157.
- * BUDA GY. 1960: A középső-cserhádi piroxéndezittelérek vizsgálata. — *Dokt. ért.*
- BUDAY T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. — *Geol. Práce. Zosit.* 60.: 87—106.
- ČECHOVIČ V.—HANO V. 1954: Oncophorás rétegek a salgótarjáni köszenmedencében. — *F. K.* 84. (2): 311—333.
- CHENEVIÈRE E. 1933: Note sur le dépôt de terre Diatomées fossiles (Miocène supérieur) récemment découvert près de Szurdok-püspöki. — *F. K.* 63. (2): 216—218.
- CICHA I.—MARINESCU F.—SENEŠ J. et al. 1975: Correlation du Neogène de la Paratethys Centrale. — *Geol. Survey, Prague.*
- CICHA I.—SENEŠ J.—TEJKAL J. et al. 1967: Miozan der Zentralen Paratethys. M₃ Karpatien. In *Chronostratigraphie und Neostatotypen.* — *Vyd. Slov. Akad. Vied. Bratislava.* 1.: 1—312.
- CSALAGOVITS I. J. 1965: Geological and petrological conditions of the Szanda—Bercel area. — *A. H. N. M. N. H.* 57.: 33—47.
- CSÁSZÁR G.—HAAS J.—HALMAI J.—HÁMOR G.—KORPÁS L. 1982: A fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani fejlődéstörténetében. — *É. J.* 1980-ról: 509—517.
- CSÁSZÁR G.—HÁMOR G.—HAAS J.—HALMAI J.—KORPÁS L. 1980: The Role of Tectonic Phases in Hungary's Geological History. — 26. *Congrès Géol. Internat. Paris. Résumé.* 1.: 329.
- CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1949: A salgótarján-vidéki középső-miocén képződmények öslénytani vizsgálata. — *É. J.* 1949-ról: 59—61.
— 1950: Néhány eddig ismeretlen és új forma a K-Cserhát tortonai rétegeiből. — *F. K.* 80. (4): 395—404.
— 1951: A salgótarjánvidéki slír és pectenés homokkő faunája. — *F. K.* 81. (4): 303—319.
— 1953: A salgótarjáni köszenfekvő rétegek faunája és kora. — *F. K.* 83. (1): 35—56.
— 1954: A keletcserhádi helvétai és tortonai fauna. — *F. I. É. K.* 41. (4): 1—129.
— 1956a: Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen faunauntersuchungen. — *A. G.* 4. (2): 183—208.
— 1956b: A hazai miocén rétegtani taglalása az újabb faunavizsgálatok alapján. — *A. H. N. M. N. H. Ser. Nova* 7.: 239—259.
— 1960: Pectinides de Neogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. — *Mém. de la Soc. Géol. de France.* 39. (92).
— 1962: A „katti”-akvitáni kérdés tudománytörténeti megvilágításban. — *F. K.* 92. (2): 185—195.
— 1967: Az ipolytarnóci burdigalai fauna. — *F. K.* 97. (2): 177—185.
- CSEPREGHYNE MEZNERICS I.—SENEŠ J. 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. — *Neues Jahrb. f. Geol. Pal. Stuttgart.* 1.: 1—13.
- CSÍKY G. 1961: Az északmagyarországi szénhidrogén kutatások kőolajföldtani eredményei. — *F. K.* 91. (1): 95—120.
- * CZAKÓ T. 1969: Magyarázó a Pásztó jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
*— 1970: Magyarázó a Cserhátszentiván jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- DANK V.—BODZAY I. 1970: A magyarországi potenciális szénhidrogén készletek fejlődéstörténeti háttere. — Budapest.
- DARNAY-DORNYAY B. 1944: Brelich János cikke 1862-ből a salgótarjáni bányászatról. — *Munka.* 4.
- DETRE CS. 1971: Néhány új ősmaradvány a csövári alsókarni rétegekből. — *É. J.* 1969-ról: 447—452.
- DIENES I. 1971: Klinopiroxén megakirstályok a medvesi bazaltból. — *É. J.* 1968-ról: 125—130.

- DOMBAI T. 1947: Geofizikai felvételek Sósartyán környékén. — J. J. M. 1946.: 83—89.
- DORNYAY B. 1933: Beudant 1818. évi tanulmányútja Salgótarján vidékén. — Salgótarjáni Könyvek. 1.: 13—30.
— 1937: Salgótarján szénbányászatának történetéhez. — Salgótarjáni Könyvek. 8.
- DZSIDA J. 1936: Tektonikai megfigyelések a salgótarjáni medencében. — B. K. L. 69. (3): 60—67; (4): 73—79.
— 1937: Szénsavkitörések a salgótarjáni medencében. — B. K. L. 70.: 457—464.
— 1944: A Salgótarjáni Kőszénbánya R. T. nógrádi szénbányászatának története 1868—1943-ig. — Salgótarján.
- ÉHÍK J. 1930: Prodinotherium hungaricum nov. gen., nov. spec. — G. H. 6.: 1—18.
- EMSZT K. 1939: A kisterenyei ásványos forrás elemzési adatai. — H. K. 19.: 75—77.
- ERDÉLYI J. 1942: A sátorosi andezitbánya hidrotermális ásványai. — F. K. 72. (2): 192—221.
- ESMARK J. 1790: Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reisen durch Ungarn, Siebenbürgen und Banat. — Freyberg.
- FALLER J. 1962: Adatok a salgótarjáni szénbányászat kezdeti idejének történetéhez. — B. K. L. 95.: 422—525.
— 1965: Földalatti bányászati múzeum Salgótarjánban. — B. K. L. 98.: 782—784.
- FÉLIX J. 1882: A magyarországi fa-opálokról. — F. K. 12.: 115.
- FERENCZI I. — 1939: Adatok az Ipolymedence Sósartyán—Karanccság, illetve Balassagyarmat körüli részének földtani ismeretéhez. — É. J. 1933—35-ről. (2): 733—775.
— 1940a: Balassagyarmat vízellátásának kérdése geológiai nézőpontból. — É. J. 1933—35-ről. (4): 1701—1717.
— 1940b: Oligocén és miocén üledékeink elhatárolásának kérdése. — F. K. 70. (1): 22—23.
— 1942: Újabb adatok az Ipoly-medence földtani viszonyainak ismeretéhez. — É. J. 1936—38-ról. (2): 1035—1075.
- FOETTERLE F. 1858: ...der Cserhát-Gebirgeszug. — J. G. R. A. 9. (2). Verhandl.: 96.
— 1859: Geologische Karte von N. W. Ungarn. 53. — J. G. R. A. 10. Sitzungsab.: 55.
— 1865: Berichte bei den Detailaufnahmen im nordwestlichen Ungarn. — J. G. R. A. 15. Verhandl.: 190—191.
- FOETTERLE F.—RACKIEWICZ M. 1866: Geol. Karte G. 5., 1:144 000. — Aufgenommen im Jahre 1864.
- FÖLDVÁRI A. 1970: Üledékciklusok és oszcillogram. — M. T. A. O. K. 3.: 233—237.
- FÖLDVÁRI A.—HAJDÚ MOLNÁR K. 1968a: Studies on the "Schlier" formation. I. Granulometrical types of the "Schlier" formation in North Hungary. — A. G. 12. (1—4): 167—181.
— 1968b: Studies on the "Schlier" formation. III. The palaeogeography of the "Schlier" in North Hungary. — A. G. 12. (1—4): 189—191.
— 1970: Studies on the "Schlier" formation. V. The micromineralogy of the "Schlier" in North Hungary. — A. G. 14. (1—4): 343—347.
- FÖLDVÁRI A.—HAJDÚ MOLNÁR K.—WALLACHER L. 1970: Studies on the "Schlier" formation. VI. The lithostratigraphy of the Miocene cover of the coal-bearing "Schlier" sequence in North Hungary. — A. G. 14. (1—4): 349—356.
- FÖLDVÁRI A.—SZABÓ SOMOGYVÁRI K. 1968: Studies on the "Schlier" formation. IV. Foraminiferal biofacies zones of the "Schlier" in North Hungary. — A. G. 12. (1—4): 193—197.
— 1970: Studies on the "Schlier" formation. VII. Microstratigraphy of the North Hungarian Miocene "Schlier" formation based on the changes of Foraminiferal biocoenoses and the existence of a "Tortonian" schlier facies. — A. G. 14. (1—4): 357—367.
- FÖLDVÁRI A.—SZŐÖR GY. 1968: Studies on the "Schlier" formation. II. Granulometrical types of the Austrian "Schlier". — A. G. 12. (1—4): 183—187.
- FUCHS TH. 1871: Marine Petrefacte aus dem Trachyttuffe von Piliny im Neograder Comitae. — V. G. R. A.: 323—324.
— 1874: Beitrage zur Kenntnis der Hornerschichten. — V. G. R. A.: 115.
- GAÁL I. 1905: Adatok az Osztrovski-Vepor andesit-tufáinak mediterrán faunájához. — F. K. 35.: 288—313.
- GERÓ N. 1910: A Salgótarjáni Kőszénbánya Részvény-Társulat nógrádmegyei bányászatának ismertetése. — B. K. L. 43. (2): 673—686.
- GÖBL W. 1866: Geologische Aufnahme der Umgebung von Salgótarján (Ungarn, Neograder Comitae). — J. G. R. A. 16. Verhandl.: 113—114.
- GREGUSS P. 1954: Az ipolytarnóci alsó-miocén kövesedett famaradványok. — F. K. 84.: 91—108.
— 1967: Újabb adatok Magyarország fosszilis fáinak ismeretéhez. — F. K. 97. (4): 318—321.
- GRETZMACHER GY. 1889: A Salgó-Tarjáni „József akna” nevű bányamezőnek kifulladásja 1888. November 7.-én. — B. K. L. 22.: 41—42., 51—53.
- GYÖRKI J. 1932: Magyarországi kaolinelőfordulások. — B. K. L. 65.: 53—58., 75—81.
- HABLY L. 1979: Klimaváltozások a Kárpát-medencében és környékén a terciér folyamán (makroflóra alapján). — Ö. V. 24.: 73—89.
— 1985: Ipolytarnóc alsó-miocén korú flórája. — G. H. 45.
- HAJÓS M. 1956: Előzetes jelentés a szurdokpüspöki nagy kovaföldbánya kovaföldüledékeinek anyagvizsgálatáról. — É. J. 1954-ről: 63—68.
— 1959: A szurdokpüspöki kovaföldrétegek algái. — F. K. 89. (2): 155—169.
* — 1962: Mátraalja diatomás üledékeinek földtana. 1—3. — Kandidátusi ért.
— 1964: Mátraalja miocén diatomás üledékeinek földtani és ősnövénytani vizsgálata. — É. J. 1962-ről: 495—510.
— 1968: Mátraalja miocén üledékeinek Diatomái. — G. H. 37.
— 1980: A Garábi Slír Formáció Diatomái. — É. J. 1978-ről: 123—158.
— 1985: A magyarországi miocén diatomás képződmények rétegtana. — G. H. (in press).
- HALAVÁTS GY. 1899: A jobbágyi mammoth-lelet. — F. K. 29.: 39—41.
- HALMAI J. 1974: A Fót és Csomád közötti terület harmadidőszaki képződményei. — É. J. 1972-ről: 65—86.

- HÁMOR G. 1969: A földtani térképezés helyzete és feladatai a Magyar Állami Földtani Intézetben. — F. Kut. 12. (1): 7—13.
- *— 1970: Magyarázó a Bercel jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- 1971a: Az Észak-magyarországi Osztály feladatai és 1968. évi működése. — É. J. 1968-ról: 107—111.
- 1971b: Az Észak-magyarországi Osztály 1969. évi munkálatai. — É. J. 1969-ről: 193—198.
- 1971c: A Kisterenye—Gyulakeszi (Nógrád m.) ottngien facies-sztratotípus. — É. J. 1969-ről: 199—212.
- 1972: A nógrád—cserhádi terület kutatási eredményei. — É. J. 1970-ről: 19—34.
- 1973a: Faziostratotypen der Salgótarjáner Schichtengruppe. 3. Faziostratotypus: Kisterenye—Gyulakeszi in Nord-Ungarn. — In „Chronostratigraphie und Neostratotypen.“ B. III. Vydavatelstvo Slovenskej. — Akademie Vied. Bratislava.: 197—209.
- 1973b: Az üledékképződés és szerkezetalakulás összefüggései epirogén területeken. — F. K. 103. (3—4): 245—250.
- 1973c: Az Észak-magyarországi Osztály működési jelentése az 1971. évről. — É. J. 1971-ről: 21—30.
- 1974a: Az Észak-magyarországi Osztály 1972. évi kutatási eredményei. — É. J. 1972-ről: 15—22.
- 1974b: A Börzsöny hegység D-i részének ösföldrajzi vázlata. — É. J. 1972-ről: 23—32.
- 1975a: The Lower and Middle Miocene of Hungary. In Guide for the excursion in the Egerian and Neogene areas of Hungary. VI. Congress of CMNS “D” Excursion. — M. F. T.: 5—9.
- *— 1975b: Előzetes jelentés sz 1975. évi északmagyarországi földtani alapfúrások kiértékeléséről. — MÁFI-Ad.
- 1978a: Die Schichtenfolgen des Badenien im Zentralen Teil der Intrakarpatischen Depression; das Badenien im NW und N Ungarns. In Chronostratigraphie und Neostratotypen; Miozen der Zentralen Paratethys; m₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). — VEDA Verl. Slow. Akd. Wiss. Bratislava. 6.: 80—81.
- 1978b: Die Schichtenfolgen des Badenien im Sueden der Intrakarpatischen Depression; Zala und Drau Becken und Umgebung des Mecsek Gebirges in Ungarn. In Chronostratigraphie und Neostratotypen; Miozen der Zentralen Paratethys; M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). — VEDA Verl. Slow. Akad. Wiss. Bratislava. 6.: 90—91.
- 1978c: Die Orogenphasen des Badenien. In Chronostratigraphie und Neostratotypen; Miozen der Zentralen Paratethys; M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). — VEDA Verl. Slow. Akad. Wiss., Bratislava. 6.: 109.
- 1978d: Miocène inférieure et moyenne. — Lexique Stratigr. Internat. 1. Europe. (9) Hongrie.: 32—34.
- 1980a: A Kárpátok felgyűrődésének kora Magyarországon. Fejezetek Magyarország geológiájából. — Budapest.: 122—135.
- 1980b: The Age of Neogene Tectonic Phases in the Paratethys Realm. — 26^e Congrès Géol. Internat. Paris. Résumé. 1.: 348.
- 1981: Outlines of geological structure and evolution of Hungary. — Excursion Guide of Molasse Formations in Hungary. — Budapest.: 9—13.
- 1983a: O formacii Becske (egerien) i jejo znacsenyii dlja provedenija granyicü mezdsu oligocenom; Miocenom. — Materialü XI. Kongressza Karpato-Balkanszkoj geolocseszkoj asszociacii. Neogen. — Naukova dümka. Kiev (in press).
- 1983b: Entwicklungsgeschichte paläogeographie und tektonische Phasen des Badenien in Ungarn. — Materialü XI. Kongressza Karpato-Balkanszkoj geolocseszkoj asszociacii. Neogen. — Naukova dümka. Kiev (in press).
- 1983: The quantitative methods of palaeogeographical reconstruction. — MÁFI Special papers 1983/2. Budapest.
- 1984: Palaeogeographic reconstruction of Neogene plate movements in the Paratethys realm. — A. G. 27 (1—2): 5—21.
- HÁMOR G.—BALOGH KADOSA—RAVASZNÉ BARANYAI L. 1978: Az észak-magyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora. — É. J. 1976-ről: 61—76.
- HÁMOR G.—CZAKÓ T. 1971: Légifényképek földtani kiértékelése és szerepe a hazai földtani térképezésben. — É. J. 1969-ről: 531—537.
- HÁMOR G.—CZAKÓ T.—JANKOVICH J.—SIPOSS Z.—SZENTES GY. 1974: A Nógrád—cserhádi kutatási terület földtani térképe. (M = 1:50 000). — Budapest.
- HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1969: Das mittlere Miozän Ungarns. — Kolloquium über das Neogén. Verhandlungen der Plenar- und Sektionssitzungen. — Budapest.: 21—40.
- 1971: A magyarországi középsőmiocén. — F. K. 101. (2—3): 91—102.
- HÁMOR G.—JÁMBOR Á.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—ÁRVA-SOÓS E.—BALOGH KADOSA 1981: K/Ar dating of miocene acidic and intermediate pyroclastics and lava rocks in Hungary. — Abstracts of the 12th Congress of Carpatho-Balkan Geol. Ass. Bucharest.: 598—599.
- *HÁMOR G.—HALMAI J.—FORGÓ L. 1978: Észak-magyarországi miocén ösföldrajzi térképsorozata. 1:500 000.
- HÁMOR G.—NAGY B.—NAGY G. 1973: A Börzsöny hegység déli részének földtani vázlata. — É. J. 1971-ről: 31—46.
- HÁMOR G.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—BALOGH KADOSA—ÁRVA SOÓS E. 1979: K/Ar dating of miocene pyroclastic rocks in Hungary. — A. G. P. H. Hors série. 2.: 491—501.
- 1980: A magyarországi miocén riolituffa-szintek radiometrikus kora. — É. J. 1978-ről: 65—72.
- *HÁMOR G.—SIPOSS Z. 1969: Magyarázó a Sósartyán jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- HÁMOR G.—SZENTGYÖRGYI K. 1981: Molasse Formation in Hungary. Miocene. — In Excursion Guide of Molasse Formations in Hungary. — 42—56. Budapest.
- HÁMOR G. et al. 1975: Correlation der Néogène de la Paratethys Centrale. 2^e édition 1974. — Sedimentationsraum. 25. Geol. Survey, Prague.: 27.
- HANTKEN M. 1868: A kis-czelli tályag geológiai kora. — M. O. T. M. XI. Nagygyűlés, Pozsony, 1865.: 234—237.
- 1870: A kis-czelli tályag elterjedése Nógrád megyében. — M. F. T. Munkálatai. 5.: 196—200.
- 1872: Földtani közlemények, vonatkozólag b) Kis-Terenne környékére Nógrád megyében. — F. K. 2. (11): 3.
- 1873: A magyarországi közsén együttes kiállítása a bécsi 1873. évi köztárlaton. — F. I. A. K.: 1—31.
- 1878: A Magyar Korona Országainak széntelepei és szénbányászata. — Budapest.
- HAUER F. 1868: A cs. kir. birodalmi földtani intézetnek munkálatai Magyarországon. — M. O. T. M. XI. Nagygyűlés, Pozsony, 1865.

- 1869: Geologische Uebersichtskarte der Österreichisch—Ungarischen Monarchie. Ungarisches Tiefland. — J. G. R. A. 20. (4): 463—500.
- 1867—1871: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. 1:576 000. — Wien.
- HEGEDŰS GY.—JANKOVICH I. 1973: Badenien korallzátony Márkházáról. — É. J. 1970-ről: 39—53.
- HINTERHUBER O. 1866: Geologische Karte der Umgebungen von Losoncz, Szakál und Ludány. — J. G. R. A. 16. (1) Verh. Sitzung am 20. März.: 58—59.
- HOJNOS R. 1923: Adatok a Kis-Zagyva környékének földtani ismeretéhez. — Budapest.: 1—36.
- HORUSITZKY F. 1934: Megjegyzések a Budapest környéki burdigáliek kérdéséhez. — F. K. 64. (4): 321—334.
- 1936: A Gutai-hegyi mészkő koráról és fácieséről. — F. K. 66. (1): 70—71.
- 1937: A Budapest környéki aequipteenes rétegek koráról. — F. K. 67.: 131—146.
- 1939: Felsőoligocén és alsómiocén faunák az Ipoly medencéből. (in Ferenczi I.) — É. J. 1933—35-ről: 2.: 775—788.
- 1940: A kárpátmedencei alsó miocén földtörténeti tagozódása és ösföldrajzi kapcsolatai. — R. A. I. G. D.: 9—14.
- 1942: Földtani tanulmányok a D-i Cserhátban. — É. J. 1936—38-ról: 2.: 561—624.
- 1952: Földtani vizsgálatok a Galga-völgyben. — É. J. 1948-ról: 9—18.
- 1953: Magyarországi kovaföldelőfordulásokról. A szurdokpüspöki—gyöngyöspatai kovaföldelőfordulás. — É. J. 1950-ről: 39—47.
- 1954: Az Északi-középhegység nyugati részének földtani áttekintése. — Fr. É. 3. (2): 213—242.
- 1979: Alsómiocén vitakérdések. — Akad. kiadó, Budapest.
- HORVÁTH M. 1972: A szécsényi amussiumos slír felső tagozatának mikrofaunája. — F. K. 102. (2): 163—175.
- *— 1981: Magyarországi felsőoligocén—alsómiocén típuszselvények Foraminifera-faunája. — Kandidátusi ért.
- HORVÁTH M.—NAGYMAROSY A. 1978: On the age of the Rzehakia bes on the Garáb Schlier based on foraminifera and nannoplankton investigations. — A. U. S. B. R. E. N. Sect. Geol. 20: 3—21.
- 1979a: Az Egerien/Eggenburgien és Oligocén/Miocén határ helyzete Magyarországon. — Ö. V. 24.: 59—72.
- 1979b: A rzehakiás rétegek és a garábi slír koráról nannoplankton és Foraminifera vizsgálatok alapján. — F. K. 109 (2): 211—229.
- 1979c: On the boundaries of Oligocene (Miocene and Egerian) Eggenburgian in Hungary. — A. G. P. H. Hors série. 2: 543—552.
- HUNFALVY J. 1863—1865: A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása. — 1.: 313—317; 2.: 333—335; 3.: 109—110. Budapest.
- JABLONSKY J. 1914: A tarnóci mediterrán korú flóra. — F. I. É. K. 22. (4): 227—273.
- JÁMBOR Á. 1969: Budapest környéki neogén képződmények ösföldrajzi vizsgálata. — É. J. 1967-ről: 135—142.
- 1971: A magyarországi szarmata. — F. K. 101. (2—3): 103—106.
- The upper Miocene and Pliocene (Pannonian) of Hungary. In Guide for the excursion in the Egerian and Neogene areas of Hungary. VI. Congress of CMNS "D" Excursion. — M. F. T.: 10—16.
- JÁMBOR Á.—MOLDVAY L.—RÓNAI A. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorohatához. L-34-II. — Budapest.
- JÁMBOR Á.—RADÓCZ GY. 1970: Pectináriák Magyarország felsőneogénjéből. — F. K. 100. (4): 360—371.
- *JANKOVICH I. 1969: Magyarázó a Kisterenye jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- *— 1970: Magyarázó a Buják jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- JASKÓ S. 1950: Adatok a palócföldi oligocén rétegtanához. — F. K. 80.: 151—155.
- 1962: Kőszénterületeink földtani térképezése. — F. Kut. 5. (1): 21—27.
- JUGOVICS L. 1934: A medvesi bazalttakaró felépítése és kristálytufája. — M. T. T. É. 51.: 443—470.
- 1939: Der Asphaltspuren führende Andesit des Sulyomtető im Cserhát-Gebirge (Ungarn). — Schweizerische Mineral u. Petrogr. Mitt. 19.: 310—324.
- 1940: Adatok a Somoskő és Rónabánya környéki bazaltelőfordulások ismeretéhez. — É. J. 1933—35-ről: 4.: 1511—1516.
- 1942: Salgótarján és Bárna környékén előforduló bazaltok és bazalttufák. — É. J. 1936—38-ról: 2.: 957—969.
- 1944: Somoskő—Fülek—Ajnácskő között települő bazaltelőfordulások. — É. J. 1939—40-ról: 2.: 643—668.
- 1949: Adatok a Cserhát-hegység andezitjeinek ismeretéhez. — F. K. 79.: 434—453.
- 1958: Néhány építésre és falazótömb előállítására alkalmas vulkáni tufaterületünk kőzetanyagának sajátosságai és bányászatuk. — Építőanyag. 10. (12): 431—446.
- 1962: Mesterséges tó a nyugati Mátrában. — Fr. É. 11. (4): 506—509.
- 1969: A Karancshegy andezitjének közettani—közetmechanikai vizsgálata. — Építőanyag. 21.: 332—341.
- 1971: Észak-magyarországi—Salgótarján környéki bazaltterületek. — É. J. 1968-ról: 145—166.
- KALECSINSZKY S. 1901: A Magyar Korona Országainak Ásványszenei. — Budapest.
- 1905: A magyar korona országainak megvizsgált anyagai. Balassagyarmat: 41., Kisterenye: 104., Litke: 117., Lócz: 118., Pálfalva: 142—143., Piliny: 149., Salgótarján: 163., Szurdokpüspöki: 188. — Budapest.
- KÁROLYI CS.—KERTAI I. 1972: A Zagyva felső szakaszának vízrendezése tározók létesítésével. — H. K. 8.: 339—346.
- KERTÉSZ P. 1956: Műszaki földtani vizsgálatok a mátraszöllösi mészkőbánya környékén. — F. K. 86.: 403—408.
- *KERTÉSZ S. 1976: A Buják (Cserhát hegység) környéki középső- és felső-miocén képződmények földtani és öslénytani viszonyai. különös tekintettel a makroflórára. — ELTE Földt. Tanszék. (Diplomamunka.)
- KÉRI J. 1962: A szorospataki vízkutatás eredményei. — H. T. ápr.: 28.
- 1964: A dél-nógrádi barnakőszénterület újabb kutatási eredményei. — F. K. 94. (4): 466—472.
- 1966: A mátraverebélyi kutatás eredményei. — F. Kut. 9. (4): 7—11.
- KOCH A. 1903: Tarnóc Nógrádmegyében, mint a kövült czápafogaknak új gazdag lelőhelye. — F. K. 33.: 22—44.
- 1904: Pótlék a tarnóczi alsómediterrán homokkő czápafaunájához. — F. K. 34.: 202—203.

- KOLOSVÁRY G. 1949: Új Balanidák a hazai harmadkorból. — F. K. 79.: 111—118.
 — 1950: Négy új Balanida a magyar harmadkorból. — F. K. 80.: 271—276.
- KORDOS L. 1985: Lábnymok az ipolytarnóci alsó-miocén korú homokkőben. — G. H. 46.
- KÖRÖSSY L. 1980: Neogén ösföldrajzi vizsgálatok a Kárpát-medencében. — F. K. 110. (3—4): 473—484.
- KOSSCHATZKY L. 1962: Északmagyarországi szénbányászat. — B. K. L. 95.: 530—545.
- KOVÁCS L. 1962: Hazai kőszéntelepes üledéksorok rétegtani helyzete az üledékképződési ciklusok szemléletében. — B. K. L. 95.: 249—256.
- KRETZOI M. 1950: Az ipolytarnóci lábnymos homokkő földtani kora és az akvitáni kérdés. — F. K. 80.: 259—261.
 — 1951: Új sziréna-típus a magyar miocénből. — F. K. 81.: 438—439.
 — 1976: Fontosabb szörványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében. (1. közlemény). — É. J. 1974-ről: 415—429.
- KUBACSKA A. 1925: Adatok a Nagyszál környékének geológiájához. — F. K. 55.: 150—161.
- KUBINYI F. 1843: Nógrád vármegye ásvány-földtani és ezzel összekötésben lévő státus gazdasági tekintetben. A Nógrád vármegyei csigakövételek. — M. O. T. M. Vándorgyűl. Besztercebánya. 3.: 112.
 — 1854: A tarnóci óriásnagyságú kővült fa és az ezt környező kőnevek földismei tekintetben. — Magyar- és Erdélyország képekben. — Pest. 3.: 61—63.
- KUBINYI F.—VAHOT I. 1854: Ungarn und Siebenbürgen in Bildern Pest. 1.: 150.
- *KUBOVICS I. 1958—59: Jelentés az ÉNy-i Mátrában végzett földtani térképezésről. — MÁFI-Ad.
 — 1963a: Az Északkeleti-Mátra földtani és közettani vizsgálata. — F. K. 93. (2): 186—203.
 — 1963b: Az ÉNy-i Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. — F. K. 93. (4): 466—480.
 — 1964: Glaukonitis magmatit a Mátra hegységéből. — F. K. 94. (4): 432—443.
 *— 1969: Előzetes jelentés a Cserhát hegységi oligocén-miocén üledékes képződmények nyomelemvizsgálatáról. — MÁFI-Ad.
- KUBOVICS I.—PANTÓ GY. 1970: Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. — Budapest.
- *KUBOVICS I. et al. 1971: A Cserhát hegységi üledékes és vulkáni képződmények komplex közettani—geokémiai—vulkanológiai vizsgálata. (Cserhát hegységi komplex ritkafémkutatás.) I.—II.—III. + Rétegtani függelék. — MÁFI-Ad.
- KULCSÁR K.—MAJZON L. 1941: A nagybátonyi I. sz. kutatófúrás szelvénye. — MÁFI-Ad. 633/318.
- LAMBRECHT K. 1912: A borsodi Bükk fosszilis madarai és Magyarország fosszilis madarai. (Miocén korú maradványok. Az ipolytarnóci madárnyomok.) — Aquila. 19.: 293—295.
- LÁNG S. 1952: A Cserhát morfológiája. I. — Fr. É. 1. (4): 738—804.
 — 1967: A Cserhát természeti földrajza. — Budapest.
- LIFFA A. 1938: A hazai tűzálló-agyag és kaolin-előfordulás 1937. évben végzett geológiai megvizsgálása. — É. J. 1937-ről. 3.: 1172—1244.
- LISZKAY G. 1877: Útjegyzetek. — B. K. L. 10.: 15—16., 94—95.
- LÓCZY L. JÚN. 1939a: Igazgatói jelentés az 1934. évről. — É. J. 1933—35.-ről. 1.: 165—213.
 — 1939b: Igazgatói jelentés az 1935. évről. — É. J. 1933—35.-ről. 1.: 271—325.
- LORBERER Á. 1975: Stanislaw Staszic szerepe Magyarország földtani megismerésében. — F. K. 105. (1): 23—30.
- A Magyarhoni Földtani Társulat 1967. évi északmagyarországi vándorgyűlése. Salgótarján—Miskolc. — 1967. Budapest.
- A Magyarhoni Földtani Társulat 1974. évi recski vándorgyűlése. Recsk, 1974. X. 3—4. — 1974. Budapest.
- Magyarország vízvidékeinek hidrológiai viszonyai. — 1965. Budapest.
- MAJZON L. 1936: A nógrádszakáli torton tufás márga Foraminiferái. — F. I. É. K. 31. (1): 113—135.
 — 1942: Újabb adatok Sóshartyán és Szécsény vidékének oligocén korú rétegeihez. — É. J. 1936—38.-ről. 2.: 987—1012.
 — 1949: A mélyfúrás laboratórium foraminifera vizsgálatai. — É. J. 1939—40.-ről. 3.: 285—316.
 — 1950: Újabb öslénytani adatok Ipolytarnócról. — F. K. 80.: 262—265.
 — 1952: Adatok Romhány és Ipolyszög környékének földtanához. — É. J. 1948-ról: 19—30.
 — 1961: Az észak-magyarországi oligocén rétegtani tagolódása Foraminifera tanulmányok alapján. — F. K. 91. (2): 121—125.
 — 1964: Stratigraphic Range of planctonic Foraminifera in Hungary. — A. G. 8.: 283—300.
- MAJZON L.—HEGEDŰS GY. 1952: Rétegminták vizsgálata a fúrólaboratóriumban. — É. J. 1948-ról: 167—173.
- MAHEL M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. — Zapadne Karpathy. Ser. Geol. 4.: 76—91.
- MOCSÁRY A. 1826: Nemes Nógrád vármegyének történelmi, geographiai és statisztikai leírása. I—II. — Pest.
- MOLDAVI L. 1971: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységben. I. — É. J. 1969-ről: 587—638.
- NAGY L.-NÉ 1958: A mátraaljai felső-pannóniai barnaköszén palinológiai vizsgálata. — F. I. É. K. 47.
 *— 1979: Changes in paleoenvironment and paleoclimate during the Miocene in Hungary. — A. G. P. H. Hors série. 2.: 879—888.
- NAGYMAROSY A. 1980: A magyarországi badenien korrelációja nannoplankton alapján. — F. K. 110. (2): 206—245.
- *NATARAJAN M. 1971: Hydrological Conditions of the Southern Part of Cserhát-Region. — Kandidátusi ért.
- NOSZKY J. sen. 1906: Adatok a Cserhát geológiájához. — F. K. 36.: 411—417.
 — 1910: Jelentés az 1908. évben Gömör, Heves és Nógrád vármegyékben eszközölt részletes földtani felvétélről. — É. J. 1908-ról: 123—126.
 — 1911: A Mátra ÉNy-i oldalának piroxéndezitjeiről. — F. K. 41.: 90—91.
 — 1912a: A Salgótarjáni szenterület földtani viszonyai. — Koch Emlékkönyv: 67—90.
 — 1912b: Adatok a Mátra geológiájához. — É. J. 1910-ről: 47—60.
 — 1912c: Adatok a nyugati Mátra geológiájához. — É. J. 1911-ről: 46—60.
 — 1914: A Cserhát középső részének földtani viszonyai. — É. J. 1913-ről: 305—325.

- 1915: Szirák földtani viszonyai. — *É. J.* 1914-ről: 335—338.
- 1916: A Mátrától északra levő dombvidék földtani viszonyai. — *É. J.* 1915-ről: 364—375.
- 1917: A Cserhát északi részének földtani viszonyai. — *É. J.* 1916-ről: 342—352.
- 1923a: A Zagyvavölgy és környékének geológiai és fejlődéstörténeti vázlata. — *A. H. N. M. N. H.* 20.: 60—72.
- 1923b: A Cserhától északra levő terület földtani viszonyai. Jelentés az 1917. évi részletes geológiai felvételekről. — *É. J.* 1917—19-ről: 48—60.
- 1924: Geologische und entwicklungsgeschichtliche Verhältnisse des Zagyvatales und seiner Umgebung. — *Zentralblatt f. Mineral., Geol. u. Pal.*: 500—512.
- 1925: Adalékok a magyarországi lajtameszek faunájához. — *A. H. N. M. N. H.* 22.: 230—280.
- 1926: A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. I. Az oligocén, a miocéntől való elhatárolás kérdése. — *A. H. N. M. N. H.* 24.: 287—330.
- 1927: A Mátra hegység geomorphológiája. — *D. T. I. T. T. Honismertető Biz.* 3.: 1—146.
- 1928: Führer durch das oligo-miozäne Gebiete der Salgótarján (Nógráder: Beckens. — Bei Gelegenheit d. "Paleontologentagen". — *F. I. A. K.*: 3—12.
- 1929a: Ösföldtörténeti emlékek Ipolytarnócon. — *Természet.* 3—4.: 28—30.
- 1929b: A Magyar Középhegység Schlier rétegei. Adalékok a Schlier kérdés megítéléséhez. — *D. T. I. T. T. II. Oszt. munk.* 3.: 81—128.
- 1929c: A Magyar Nemzeti Múzeum érdekesebb új geológiai és paleontológiai szerzeményei. — *F. K.* 69.: 42—49.
- 1931: A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. II. A miocén. — *A. H. N. M. N. H.* 27.: 159—204.
- 1935: Adatok az Ipolyvölgy hidrológiájának ismeretéhez. — *H. K.* 14.: 43—61.
- 1937a: Új cseviceforrások az ÉNY-i Mátraszélen. — *F. É.* 2.: 129—131.
- 1937b: Mátraszöllős hidrológiai viszonyai. — *H. K.* 17.: 36—41.
- 1940a: A Cserháthegység földtani viszonyai. — *M. T. F. L.* 3.: 1—284.
- 1940b: Vándorlások a palócföldön. — Budapest.
- 1941a: Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — *É. J.* 1936—38-ról. 1.: 531—545.
- 1941b: Paleogeográfiai térképvázlatok a Nagyalföld harmadkorú fejlődéstörténetéhez. — *A. H. N. M. N. H.* 34.: 22—29.
- 1943: Felső oligocén stratigraphiánk problémái. — *F. K.* 73.: 87—134.
- NOSZKY J. SEN.—HERRMANN M.—NEMESNÉ VARGA S. 1952: A kelet-nógrádi andezitek. — *F. K.* 82.: 8—36.
- NYÍRŐ M. R. 1967: Az ipolytarnóci tengeri rétegek Foraminifera-faunája. — *F. K.* 97.: 186—193.
- OZORAY GY. 1965: Az ÉK-i Középhegység vulkáni vonulatának vízföldtana. — *H. K.* 45. (5): 214—218.
- *Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás a mátraverebélyi felderítő kutatásról. (OFKfV ÉMO üzemzetősége.) — MÁFI-Ad.
- PAPP A.—RÖGL F.—SENEŠ J. et al. 1973: Miozän der Zentralen Paratethys. M₂ Ottnangien. In *Chronostratigraphie und Neostatotypen.* — *Vyd. Slov. Akad., Bratislava.* 3.: 126.
- PAPP A.—CICHA I.—SENEŠ J.—STEININGER F. et al. 1978: Miozän der Zentralen Paratethys. M₄ Badenien. In *Chronostratigraphie und Neostatotypen.* — *VEDA Verl. Slow. Akad. Wiss., Bratislava.* 6.: 115.
- *PAPP F. 1962: Geologia, hidrológia és klimatológia. — Budapest.
- PAPP K. 1912: Magyarország köszénkészlete. — *F. K.* 42: 753—758.
- 1915: A Magyar Birodalom vasérc- és köszénkészlete. Salgótarjáni barnaszenbányák Nógrád vármegyében. — Budapest.
- PAPADOPOULOS G. A. 1979: Contribution to the study of the Neogene Magmatism in the Aegean Sea area. — *A. G. P. H. Hors série.* 2.: 943—953.
- PAPANIKOLAOU D. J.—DERMITZAKIS M. D. 1981: Major changes from the last stage of the Hellenides to the actual Hellenic Arc an Trench system. — *H. E. A. T.*: 77—78.
- PÁLFY M. 1900: Újabb adatok a Cserhát geológiájához. — *F. K.* 30.: 137—140.
- PÁLFY J.—HURSÁN L. 1971: Issledovanyije geofiziceszkimi metodami zakonomernosztjej oszadkonakoplenija Vnogradskom burougoljnom basszejne. — *A. G.* 15.: 223—229.
- PAUL C. M. 1866: Das Tertiärgebiet nördlich von der Mátra in Nord-Ungarn. — *J. G. R. A.* 16.: 515—525.
- PAUL C. M.—GÖBL W. 1866a: Die Untersuchung der Tertiärbildungen der Gegend von Várgede, Fülek, Somos Újfalu und Salgótarján. — *J. G. R. A.* 16.: Verhandl. 109—110.
- 1866b: Geologische Karte H. 5. 1: 144 000. — *Aufgenommen im Jahre 1866.*
- PÁVAI-VAJNA F. 1948: Jelentés az 1939. évi középső Ipolymenti geológiai felvételeimről. — *É. J.* 1939—40-ről. 2.: 547—577.
- PEJA GY. 1938: Negyedkori deflációs jelenségek a középső Ipolyvölgyben. — *F. K.* 68.: 169—179.
- 1941: A nógrádi-medence geomorphológiája. (Adatok a pleisztocén kor tektonikájához.) — *M. T. T. É.* 60.: 320—331.
- PÉCSI M.—SÁRFALVI B. 1960: Magyarország földrajza. — Budapest.
- POJÁK T. 1944: Közettani megfigyelések nógrád—gömöri bazaltos kőzeteken. — *F. K.* 73—74.: 21—46.
- PÓKA T. 1960: Hipovulkanitok a nagybányai barnaköszén—piroxén-andezit kontaktusból. — *F. K.* 90.: 172—182.
- 1969: An undifferentiated stratovolcanic marginal facies of the Intra-Carpathian volcanic girdle (Cserhát Hills, Northeast Hungary). — *A. U. S. B. R. E. N. sect. Geol.* 12.: 37—47.
- PÓKA T.—SIMÓ B. 1964: Köszénhamu-elemzések a nagybányai barnaköszén—piroxénandezit kontaktusból. — *F. K.* 94. (1): 89—95.
- RADO G.—PANĂ I. 1975: La présence du genre Rzehakia en Roumanie (Dobroudja de Sud). — *Région. Comm. Medit. Néogène Strat., Proc. of the VIth Congress. Bratislava, Sept. 4—7. 1975.* 1.: 141—143.
- *RADÓCZ GY. 1959: A Mátraalja földes—fás barnaköszéntepeinek azonosságáról. — MÁFI-Ad.

- RAITH M.—MEHRENS C.—THÖLE W. 1980: Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol. — J. G. B. A. 123. (1): 1—37.
- RAKUSZ Gy. 1926: Alsómediterrán Asteroidák Salgótarján vidékéről. — F. K. 56.: 53—57.
- RÁSKY K. 1958: Fosszilis növények a salgótarjáni köszénfeküből. — F. K. 88.: 131—135.
— 1959: The fossil flora of Ipolytarnóc. — Journ. of Paleontology. 33. (3): 453—461.
- REICHERT R. 1925: Újabb adatok a Salgótarján környéki bazaltos kőzetek petrokémiai ismeretéhez. — F. K. 55.: 181—196.
— 1928: Petrográfiai megfigyelések nógrádmegyei bazaltokon. I. — F. K. 57.: 201—208.
— 1930: A Szanda hegy piroxénandezitje. — F. K. 60.: 76—81.
— 1931: Über eine Pyroxénandesit vom Cserhát-Gebirge (Ungarn). — Mineral u. Petrogr. Mitt. 41.: 265—271.
- ROZLOZNIK P. 1939: Csomád, Fót és Váchartyán környékének földtani viszonyai. — É. J. 1933—35-ről. (2): 851—871.
- ROZLOZNIK P.—EMSZT K. 1908: Előzetes jelentés a Medves-hegység (Nógrád vm.) amphibolos-nephelines basanitjáról. — F. K. 38.: 36—37.
— 1911: A Medves-hegység bazaltos kőzetei. — F. K. 41.: 257—272.
- SÁNDOR I. 1937: A Cserhát szarmáciai és pontusi-pannóniai korú üledékei. — Dokt. ért. Mezőtúr.
- SCHAFARZIK F. 1881: A „Cserhát” DNy-i végének eruptív kőzetei. — F. K. 10.: 295—317.
— 1892: A Cserhát piroxén-andezitjei. — F. I. É. K. 9. (2): 173—328.
— 1904: A Magyar Korona Országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. — Budapest.
— 1910: Nógrád megyének az új zeolith lelőhelyéről (előadásismertetés). — T. T. K. 42.: 822.
— 1920: Adatok a Mátrán túli barnaköszén terület geológiai alkotásához. — Szt. István Akadémia Term. Tud. Oszt. Felolvasásai. I. (4).
- SCHICK K. 1934: A Tisza, Körös, Maros, Zagyva vizeinek elemzése. — H. K. (1933) 13.: 106—113.
- SCHMIDT E. R. 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához. — A Cserhát hegység vízföldtani jellemzése.: 413—436. Budapest.
- SCHMIDT S. 1897: A bányászat az 1896. évi ezredéves országos kiállításon Budapesten. II. Szénbányák. — F. K. 27.: 22—31.
- SCHLOTZ M. 1917: A Karancs-hegység andezitjei. — F. K. 47.: 227—237.
- SCHÖNVISZKY L. 1969: A hazai földmágneses anomáliák részletező felmérése a Cserhát hegységben. — E. L. G. I. É. J. 1968.: 84—85.
- SCHRÉTER Z. 1912: A magyarországi szarmata rétegek stratigrafiai helyzete. — Koch emlékkönyv: 127—152.
— 1919: Salgótarján környékének hidrológiai viszonyai. — F. K. 49. Hidrológiai közlemények. II. (1): 82—102.
— 1929: A borsod—hevesi szén- és ligniterületek bányaföldtani leírása. — F. I. A. K.: 59—90.
— 1937: A kiskéri barnaszénterület földtani viszonyai. — É. J. 1929—32-ről: 285—297.
— 1940a: Bercel, nógrádmegyei község hidrogeológiai viszonyai. — É. J. 1933—35-ről. (4): 1719—1730.
— 1940b: Nagybátony környékének földtani viszonyai. — É. J. 1933—35-ről. (3): 1163—1178.
— 1940c: Nagybátony környéke. — M. T. F. L. 2.: 1—154.
- SENEŠ J.—MARINESCU F. 1974: Cartes paleogeographiques du Néogène de la paratethys Centrale. — Mém. du B. R. G. M. 78. (2): 785.
- SIMONCSICS P. 1959: A Salgótarján vidéki miocén barnaköszén palynológiai vizsgálata. — F. K. 89.: 71—84.
- *SIPOSS Z. 1970: Magyarázó a Szurdokpüspöki jelű 1 : 25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- SOMMARUGA E. 1866: V. Chemische Studien über die Gesteine der ungarisch-siebenbürgischen Trachyt und Basalt-Gebirge. — J. G. R. A. 16.: 461—478.
- STACHE G. 1866: Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Waitzen in Ungarn. — J. G. R. A. 16.: 277—328.
- STACHE G.—BÖCKH J. 1865: Geologische Karte. G. 6. 1 : 144 000. — Aufgenommen im Jahre 1865.
- STASZIC S. 1806: Carta geologica totius Poloniae, Moldaviae, Transilvaniae et partis Hungariae et Valachiae. — Cracowie (in Staszic S. 1815:) zemiorodstwie Karpatow i innych gór i rownin Polski. Krakow 1815.)
- STEININGER F.—SENEŠ J. 1971: Miozän der Zentralen Paratethys. M₁ Eggenburgien. In Chronostratigraphie und Neostatotypen. — Vyd. Slov. Akad., Bratislava. 2.: 77.
- STEININGER F.—RÖGL F. 1979: The paratethys history. A contribution towards the Neogene geodynamics of the Alpine Orogene. — A. G. P. H. Hors série. 3.: 1153.
- STRAUSZ L. 1923: Az északkeleti Cserhát torton fáciasei. — M. T. T. É. 40.: 144—151.
— 1924: Adatok az Ipoly völgy vidékének geológiájához. — F. K. 54.: 71—77.
— 1925: Az északkeleti Cserhát mediterrán rétegei. — Eötvös füzetek. 1.: 1—34.
— 1928: Geologische Fazieskunde des Miozän des Cserhát-Gebirges der Schlier Ungarns. — F. I. É. K. 28. (2): 73—272.
— 1929: A bujádi lajtameszek. — F. K. 58. (1): 65—69.
— 1952: Felső-pannóniai ósmaradványok Galgamácsáról. — F. K. 82.: 284—288.
— 1962: Magyarországi miocén-mediterrán csigák határozója. Budapest.
— 1971: A pannóniai emelet (pliocén). — F. K. 101. (2—3): 114—119.
- SÜMEGHY J. 1925: Szarmatakorú csigafaunák a Mátra meg a Bükk aljából. — F. K. 54.: 59—64.
- SZABÓ J. 1858a: Geologische Arbeiten Nordöstlich von Pesth. — J. G. R. A. Verhandl. 2.: 120.
— 1858b: Pest—Buda környékének földtani leírása. — MTA. Term. Tud. Pályamunk. 4.: 1—58.
— 1865: A tarnóci kővült fa. — M. T. T. K. 3.: 374—383.
— 1872: Egy bazaltról Lőrinczi mellett a Mátra hegycsoportjában. — F. K. 1. (1—3): 43—44.
— 1873a: Dichroit a Karancsi Trachytban. — F. K. 2. (14): 103—104.
— 1873b: Egy morena-képződmény a Mátrában. — F. K. 2. (18): 233—241.

- 1873c: A Salgó-tarjáni Kőszénbánya Részvénytársaság bányászatának leírása. — M. T. T. K. 11.: 77—94.
- 1876: Magyarország és Serbia néhány jellegzetes vulkáni kőzetének mikroskopi tanulmányozása. — F. K. 6.: 1—15.
- 1878: Petrographiai s geológiai tanulmányok Selmecz környékéről. — F. K. 8. (1—2): 1—14; (3—4): 47—70; (5—6): 103—134.
- 1879: A Nummulitképlet viszonya a Trachythoz Vihnyén, Selmecz mellett. — F. K. 9.: (7—8): 301—312.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1973: A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. — F. K. 103. (3—4): 224—244.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—SOÓS L. 1959: Szénkőzettani vizsgálatok felsőnyárádi és homokterenyei miocén barnakőszének fúrásmintáin. — MÁFI-Ad.
- SZALAI T. 1924: Az ipolytarnóci aquitánien. — F. K. 54.: 102—104.
- 1925: Adatok a harmadkori Crinoideák kérdéséhez. — F. K. 55.: 169—174.
- 1930: A Prodinothierium hungaricum Éhik lelőhelyének geológiai viszonyai. — G. H. 6.: 19—23.
- 1932: Magyarországi teknősök jegyzéke. — F. K. 62. (1—12): 220—222.
- 1940: A dunántúli miocén. — F. K. 70.: 186—194.
- 1962: A Cserhát—Mátra gravitációs anomáliáinak tektonikai értelmezése és kristályos kőzeteinek helyzete a Ny-i Kárpátok rendszerében. — M. G. 3. (1—2): 31—40.
- SZALAI I.—ZELENKA T. 1979: A Darnó-vonal jelentősége Észak-Magyarország szerkezetfejlődésében. — Á. F. Sz. 13.: 7—31.
- SZÉKELY A. 1960: A Mátra nyugati részének kialakulása és formakincse. — F. Közlem. 84. (3): 351—278.
- SZENTES F. 1943a: Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai. — M. T. F. L. 4.: 1—42.
- 1943b: Salgótarján és Pétervására közötti terület. — M. T. F. L. 5.: 1—36.
- * SZENTES GY. 1969: Magyarázó a Nagybátony jelű 1:25 000-es földtani térképhez. — MÁFI-Ad.
- SZENTIRMAI I. 1962: Földtani és kőszénföldtani vizsgálatok a nagybátonyi Katalin II. lejtősaknában. — F. K. 92. (1): 69—80.
- 1965: A nagybátonyi barnakőszénterület bányaföldtani viszonyai. — F. Kut. 8. (1): 17—25.
- 1967: Tengeri molluszkafauna a szorospataki alsómiocén tarkaagyag-összletben. — F. K. 97. (4): 458—461.
- SZONTAGH T. 1880: A somoskői bazaltkúp Salgó-Tarján mellett és néhány szó a bazaltoszlopok keletkezésének elméletéhez. — F. É. 1.: 31.
- 1883: A somoskői bazaltkúp pusztulása. — F. K. 13.: 219—220.
- SZÖRÉNYI E. 1936: Négyiszirmú Clypeaster a mátraszöllősi lajtamészakból. — F. K. 66.: 300—302.
- TASNÁDI KUBACSKA A. 1939: Trilophodon angustidens Cuv. forma praetypica koponyamaradványa Zagypapálfalváról. — A. H. N. M. N. H. Pars Min.—Pal. 32.: 154—164.
- 1958: Őséletkutatás Ipolytarnócon. — T. T. K. 89. (4).
- 1976: Az ipolytarnóci lábnyomos homokkő őseletnyomai. — É. J. 1974-ről: 77—94.
- TELEGDI ROTH K. 1912: A Magyar Középhegység északi részének felső oligocén rétegeiről, különös tekintettel az egervidéki felső oligocénre. — Koch Emlékkönyv: 111—126.
- 1939: A kincstári ásványolaj- és földgáz-kutatás és termelés 1935-től, a mai állapot és a jövő kilátások. — B. K. L. 72.: 189—200.
- TEŐREÖK L. 1941: Aszód. — Magyarázatok Magyarország geológiai és talajismereti térképeire. — Budapest.
- THENIUS E. 1948: Bemerkungen über die angeblichen Anchitherium und Amphicyonidenfährten aus dem Burdigal von Ipolytarnóc (Ungarn). — S. A. W. Abt. 1. 157. (6): 223—230
- THÖNI M. 1981: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. — J. G. B. A. 124. (1): 157—158.
- TIMKÓ I. 1907: Agrogeológiai megfigyelések Budapest környékén. — É. J. 1906-ról: 177—186.
- 1912: A Duna—Tisza közötti hegyrögök és azok déli lejtőjéhez csatlakozó dombvidék; a Tiszai Alföld-, Nyírség- és Hortobágy egyrésznének talajviszonyai. I. A Cserhát-hegység s a Duna és Zagyva közé eső dombos vidék. — É. J. 1911-ről: 182—184.
- TOWNSON R. 1797: Travels in Hungary. — London
- TUZSON J. 1901: A tarnóci kövült fa. — Könyvismertetés Mágocsy-Dietz S.-tól. — T. T. K. 32.: 280—281.
- VADÁSZ E. 1906: Budapest—Rákos felsőmediterrán korú faunája. — F. K. 36.: 256—283.
- 1910: A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. — F. I. É. K. 18. (2): 109—171.
- 1915: Magyarország mediterrán tuskésbőrűi. — G. H. S. G. I. (2): 67—253.
- 1957: Földfejlődés, földtörténet. — Budapest.
- 1960: Magyarország földtana. 2. kiadás — Budapest.
- 1963: Magyarországi kövesedett famaradványok földtani kérdései. — F. K. 93. (4): 505—544.
- 1964: Riolituffában szenesedett fatörzs együttes vizsgálata. — F. K. 94. (3): 385—387.
- VARGA GY. 1962: A Mátra hegységi dácit és dácittufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. — F. K. 92. (4): 375—386.
- 1966: A Mátra hegység fejlődéstörténetének vázlata. — É. J. 1964-ről: 389—402.
- 1968: Szerkezeti mozgások és a vulkanizmus kapcsolata a Mátra hegységben. — É. J. 1965-ről: 305—316.
- 1971: Piroklasztikum változatok a Cserhát hegység keleti szegélyéről. — É. J. 1968-ról: 167—178.
- VARGA GY.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.—FÉLEGYHÁZI Zs. 1975: A Mátra hegység földtana. — F. I. É. K. 57. (1): 1—575.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1967: A Mátra hegység hidropiroklasztikus összletének elterjedése és ősföldrajzi vizsgálata. — É. J. 1965-ről: 333—339.
- 1973: A helvét-tortonai emeletben kirajzolódó Mátra hegységi szinklinálisok. — M. T. A. O. K. 6. (1—4): 355—363.
- * VÁRKONYI J. 1969: Mátranovák környékének földtani viszonyai. — Doktori értekezés.
- VASS D. 1978: World Neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976). — Geologické práce. Správy, 70.: 197—236.

- 1980: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathian molasse basins and depressions. — Veröft. des Zentralinstituts für Physik der Erde. 58.: 155—177.
- VASS D.—KONEČNY V.—ŠEFARA J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej Kotliny a Krupinskej planiny. — Geol. Ustav Dionyza Stura, Bratislava.
- VENDL A. 1912: Az eresztvényi bazalt „ilmenit”-je. — F. K. 42.: 911—912.
- 1932: Über die Pyroxenandesite des Cserhát—Gebirges (Ungarn). — Mineral. u. Petrogr. Mitt. 42.: 491—550.
- VENDL MÁRIA 1928a: Nógrádmegyei bazaltok aragonitkristályairól. — A. H. N. M. N. H. 25.: 69—75.
- 1928b: Kalcitok Szentgálról és Márkházáról. — F. K. 58.: 74—76.
- VENDL MIKLÓS 1930: Sopron környékének geológiája. II. A neogén és a negyedkor üledékei. — Erdészeti kísérletek. 32.: 1—74; 267—354.
- VITÁLIS GY. 1960: Salgótarján környékén tervezett víztározások földtani lehetőségei. — H. K. 40.: 208—223.
- 1962a: A Litke, Komra völgyi víztározó földtani vizsgálata. — H. K. 42.: 309—318.
- 1962b: A Mihálygerge, Jégerfő-völgyi víztározó földtani vizsgálata. — H. K. 42.: 132—144.
- 1972: A vízbeszerzés földtani lehetőségei Nógrád megyében. — H. K. 52. (7): 273—278.
- VITÁLIS I. 1915: Adatok a Cserhát keleti részének geológiai viszonyaihoz. — M. T. T. É. 33. (8): 561—576.
- 1934: A Salgótarján—egercsehi szénmedence tekintettel az alsó miocén szén és a „Schlier” földtani viszonyára. — M. T. T. É. 52.: 287—318.
- 1937: A csonkamagyarországi földgáz- és földolaj-kutatás eredményei és kilátásai. — B. K. L. 70.: 157—169.
- 1938: Die Kohlenvorkommnisse Rumpfungarns. — József Nádor Műsz. és Gazd.-Tud. Egyet. bányá- és kohómérn. oszt. Közl. Sopron. 10. (3): 1—72.
- 1939a: Magyarország szénvagyona. — M. T. T. É. 58.: 130—162.
- 1939b: Magyarország széntermelése. — M. T. T. É. 58.: 615—635.
- 1942: A recens Notidanusok és a fosszilis Notidanus primigenius Ag. fogazata, fő tekintettel a mátraszöllösi miocénkorú Notidanus-fogakra. — G. H. 18.: 1—28.
- VITÁLIS S. 1938a: A Salgótarjáni üveggyár artézi kútja. — H. K. 18.: 405—412.
- 1938b: Salgótarján megyei város vizellátása. — H. K. 18.: 461—478.
- 1939a: Új gyógyvíz Kisterenyén. — H. K. 19.: 62—74.
- 1939b: Újabb hidrogeológiai adatok Salgótarján és környékéről. — H. K. 19.: 47—61.
- 1940: Földtani megfigyelések a salgótarjáni szénmedencében. — F. K. 70.: 12—22.
- 1941: Újabb hidrogeológiai adatok Salgótarján környékéről. 2. — H. K. 21.: 29—35.
- 1944: Hidrogeológiai adatok Mátraverebély, Szúpaták, Kisterenye környékéről. — H. K. 23. (7—12): 147—159.
- 1961: Életnyomok a salgótarjáni barnaköszénmedencében. — F. K. 91. (1): 3—19.
- VOGL V. 1907: Adatok a főtí alsó-mediterrán ismeretéhez. — F. K. 37.: 243—247.
- WÉBER B. 1975: Az urán és tórium eloszlása az Északi Középhegység földtani képződményeiben légi gamma-spektrometriai mérések alapján. — F. K. 105. (3): 309—319.
- WÉBER B.—GÉRESI GY. 1970: A kálium eloszlása a Mátra hegységben légi-gammaspektrometriai felvétel alapján. — F. K. 100. (4): 77—87.
- WOLF H. 1859: Braunkohlen in NW Ungarn. — J. G. R. A. 10. Verhandl.: 64—65.
- WOLF H.—FOETTERLE F. 1858: Geologische Aufnahme-Berichten aus Börzsöny und Cserhát. — J. G. R. A. 9. Verhandl.: 95—96.
- ZELENKA T. 1973: New data on the Darno megatectonic zone. — A. G. 17. (1—3): 155—162.
- ZIPSER K. A. 1817: Versuch eines topographisch mineralogischen Handbuches von Ungarn. — Oedenburg (Sopron). 31.: 1—440.