

Issue N° 25. sz. füzet

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

a Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa

A Szakosztály vezetőségének közreműködésével

szerkeszti

Kázmér Miklós

KÉZIRAT

Budapest, 1990

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

Issued occasionally by the Section for
General Geology of the Hungarian Geological Society

MANUSCRIPT

Budapest, 1990

Hungary

(A közlemények tartalmáért egyedül a szerzők felelősek.)
(Authors alone are responsible for the statements in their papers.)

TARTALOM

KÖRÖSSY LÁSZLÓ: A Délkelet-Dunántúl kőolaj- és földgázkutatásának földtani eredményei	3-53
KONCZ ISTVÁN: Nagylengyel és környéke kőolaj-előfordulásainak eredete	55-82
BÁLDINÉ BEKE MÁRIA & BÁLDI TAMÁS: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete	83-118
BÁLDI TAMÁS & NAGYNÉ GELLAI ÁGNES: Az esztergomi oligocén medencetöredék süllyedéstörténete	119-149
DUNKL ISTVÁN & NAGYMAROSY ANDRÁS: Új adatok az eocén/oligocén határkérdéshez: fission track kormeghatározások az alsóoligocén Tardi Agyag tufarétegein	151-162
DUNKL ISTVÁN: A középhegységi eocén fedős bauxitok törmelkes cirkonkristályainak fission track kora: a korai eocén vulkanizmus bizonyítéka	163-177
HARANGI SZABOLCS: Sokváltozós matematikai módszerek alkalmazása vulkáni kőzetsorozatok vizsgálatában	179-192
GERNER PÉTER: Szerkezetföldtani ábrázolások és szerkesztések számítógépen	193-213

ALP-KÁRPÁTI MEZOZOÓS PALEOBIOGEOGRÁFIA

GÉCZY BARNABÁS: Mezozoós tengeri gerinctelenek paleobiogeográfiája: módszertani alapelvek	215-222
SZENTE ISTVÁN: Középső liász bivalviák paleobiogeográfiai értékelése az alp-kárpáti régióban	223-229
GÉCZY BARNABÁS: A toarci Ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése a mediterrán és a stabileurópai régióban	231-249
VÖRÖS ATTILA: Liász és dogger brachiopoda-elterjedési adatok az alp-kárpáti régió ösföldrajziértékeléséhez	251-263
SZABÓ JÁNOS: Az alp-kárpáti térség liász-dogger gastropoda paleobiogeográfiai kapcsolataihoz	265-271
GALÁCS ANDRÁS: A magyarországi bath ammonitesz-faunák paleobiogeográfiai jellegei	273-286
FÓZY ISTVÁN: Felsőjura ammonitesz-ösföldrajz az alp-kárpáti régióban	287-304
BUSTOR LÁSZLÓ: Albai és cenomán ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése az alp-kárpáti és a mediterrán Tethys régióban	305-325
KÁZMÉR MIKLÓS: Titon-neokom Pygopidae (Brachiopoda) ösföldrajz az alpi-kárpáti régióban	327-335

SZTANÓ ORSOLYA: Durvatörmelkes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gereszei alsókréta tengeralatti csatormakitöltő konglomerátum példáján	337-360
--	---------

CONTENTS

KÖRÖSSY, L.: Hydrocarbon geology of SE Transdanubia, Hungary	3-53
KONCZ, I.: Origin of crude oil at Nagylengyel, Hungary	55-82
BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T.: Subsidence history of the Bakony Eocene basin in W-Hungary	83-118
BÁLDI, T. & NAGY-GELLAI, Á.: Subsidence history of an Oligocene basin fragment at Esztergom, Hungary	119-149
DUNKL, I. & NAGYMAROSY, A.: New data to the age of the Eocene/Oligocene boundary: fission track study on tuff layers of the Lower Oligocene Tard Clay	151-162
DUNKL, I.: Fission track age of zircon grains from Eocene-covered bauxites of the Transdanubian Central Range (Hungary): evidence for Early Eocene volcanism	163-177
HARANGI, SZ.: Investigation of volcanic successions by multivariate mathematical methods	179-192
GERNER, P.: Computer projections and constructions in structural geology	193-213

ALPINE-CARPATHIAN MESOZOIC PALAEOBIOGEOGRAPHY

GÉCZY, B.: Palaeobiogeography of Mesozoic marine invertebrates: principles of methods	215-222
SZENTE, I.: Palaeogeographic evaluation of Middle Liassic bivalves in the Alpine-Carpathian region	223-229
GÉCZY, B.: Palaeobiogeographic evaluation of Toarcian Ammonoidea in the Mediterranean and stable European regions	231-249
VÓRÓS, A.: Distribution of Lower and Middle Jurassic brachiopods: data to the palaeogeographical evaluation of the Alpine-Carpathian area	251-263
SZABÓ, J.: A contribution to the Lower and Middle Jurassic gastropod palaeobiogeography of the Alpine-Carpathian region	265-271
GALÁ CZ, A.: Palaeobiogeography of Bathonian ammonoids from the Alpine-Carpathian region and stable Europe	273-286
FÓZ Y, I.: Upper Jurassic ammonite palaeobiogeography in the Alpine-Carpathian region	287-304
BUTOR, L.: Palaeobiogeographic evaluation of Albian and Cenomanian ammonoids in the Alpine-Carpathian and Mediterranean Tethys region	305-325
KÁZMÉR, M.: Tithonian-Neocomian palaeogeography of Pygopidae (Brachiopoda) in the Alpine-Carpathian region	327-335

SZTANÓ, O.: Gravity movements of coarse clastics: the example of a Lower Cretaceous submarine channel-filling conglomerate in the Gerecse Mts., Hungary	337-360
---	---------

Az Általános Földtani Szemle
1-25. (1971-1990) számának tartalomjegyzéke

(Az első szám a kötetet, a második kettő az oldalakat jelzi.)

BALÁSHÁZY LÁSZLÓ (1979): Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén	13, 33-69
BALÁZS ENDRE, CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE, SZILI GYÖROVNYÉ & NUSSZER ANDRÁS (1985): Kíséret az Alföld metamorf képződményeinek az Erdélyi-középhegységgel való azonosítására	21, 223-231
BÁLDI TAMÁS & NAOVYÉ GELLAI ÁGNES (1990): Az esztergomi oligocén medencetöredéksüllyedéstörténete	25, 119-149
BÁLDINÉ BEKE MÁRIA & BÁLDI TAMÁS (1990): A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete	25, 83-118
BALLA ZOLTÁN (1977): A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója	10, 45-111
BALLA ZOLTÁN (1981): Magyarország kréta-paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése	16, 89-182
BALLA ZOLTÁN (1987): A Bükk-hegység mezozoós tektonikája és kapcsolata a Nyugati-Kárpátokkal és a Dinaridákkal	22, 13-54
BALLA ZOLTÁN (1987): A Mecsek óramutató-járással ellentétes elfordulása a krétában: paleomágneses adatok értelmezése a földtani ismeretek fényében	22, 55-98
BALLA ZOLTÁN (1988): Az Alpok óramutató-járással egyező paleomágneses elfordulásai a Dunántúli-középhegység szerkezetének fényében	23, 163-200
BALLA ZOLTÁN, BAKSA CSABA, FÖLDESSY JÁNOS, HAVAS LÁSZLÓ & SZABÓ IMRE (1981): Mezozoós óceáni litoszféramaradványok a Bükk-hegység délnyugati részén	16, 35-87
BALLA ZOLTÁN & CSILLAONÉ TEPLÁNSZKY ERIKA (1979): A börzsönyi gránát eredete és petrogenetikai jelentősége	13, 163-189
BALOGH KÁLMÁN (1979): Válasz SZALAI TIBORNAK "A varisztikus északi törzs és a bükkitengeri felsőkarbon, perm és triász" c. cikkére	12, 99-106
BALOGH KÁLMÁN (1981): A magyarországi triász korrelációja	15, 5-67
BECK-MANNAGETTA, PETER (1976): A Keleti-Alpok szerkezete és fejlődése, tekintettel Nyugatmagyarországra	9, 5-20
BENDEFY LÁSZLÓ (1971): A Duna magyarországi felső szakaszának, valamint a Rábavízrendszerének tektonikai elemei	1, 9-28
BENDEFY LÁSZLÓ (1973): Adatok a Föld tömegeloszlási és kéregszerkezetviszonyainak ismeretéhez	4, 21-48
BENDEFY LÁSZLÓ (1974): Emlékezés PAPP KÁROLYRA születésének 100. évfordulóján	6, 5-10
BENDEFY LÁSZLÓ (1974): Prof. Dr. FÖLDVÁRI ALADÁR	6, 11-14
BENDEFY LÁSZLÓ (1974): FÖLDVÁRI ALADÁR kaukázusi naplója	6, 15-16
BÉRCZINÉ MAJK ANIKÓ (1985): A Nagyalföld mezozoós kifejlődési típusai	21, 3-47
BODOKY TAMÁS, JÁNVÁRI JÁNOS, NEMESI LÁSZLÓ, POLCZ IVÁN & SZEIDOVITZ GYÖZÖNÉ (1977): Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben	10, 5-44
BODZAY ISTVÁN (1977): Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatási perspektíváinak megítéléséhez	10, 113-184
BUDA GYÖRGY (1979): Ofiolitos magmatizmus a Zagrosz-hegységben	13, 129-162
BUTOR LÁSZLÓ (1990): Albai és cenomán ammonoidéák paleobiogeográfiai értékelése az alp-kárpáti és a mediterrán Tethys régióban	25, 305-325
CLIFTON, H.E. (1989): A figyelemfelkeltés művészete (avagy hogyan tartjuk ébren hallgatóságunk a tudományos előadásunkon)	24, 223-227
CSÁSZÁR GÉZA (1980): A litosztratigráfia helye a rétegtanban	14, 5-18
CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE (1985): A Duna-Tisza-köze kristályos alaphegységének litosztratigráfiaifelosztása	21, 117-194
CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE (1985): Az Erdélyi-középhegység metamorf kőzetekből felépülő takaróinak ismertetése	21, 195-221
CZAKÓ TIBOR (1974): Fotogeológus képzés a hollandiai ITC-ben	6, 19-21
DARÁNYI FERENC (1973): Észrevétel a Középső Alpok kristályos-metamorf vonulatának keleti pereméről	4, 49-51

DOBOSI ISTVÁN, KONRÁD GYÖRGY & ZSENGELLÉR GÁBOR (1982): Szemcsenagyság-closzlási adatszámítógépes feldolgozása és értékelése a mecseki Kővágószőlősi Homokkő Formáció példáján	17, 1-18
DUDICH ENDRE (1974): Megjegyzések a kúpkarstok keletkezéséhez	6, 33-40
DUDICH ENDRE (1979): Agyagásvány-adatok a bakonyi eocén ősföldrajzához	12, 107-120
DUDICH ENDRE & GIDAI LÁSZLÓ (1980): A magyarországi eocén kézetrétegtani egységei (előzetes)	14, 81-111
DUDKO ANTONYINA, DARIDÁNÉ TICHY MÁRIA, MAJKUTH TAMÁS & STOMFAI RÓBERT (1989): A kelet-velencei paleovulkán szerkezete	24, 135-148
DUDKO ANTONYINA, HORVÁTH ISTVÁN, KIRÁLY ERNŐ, MAJKUTH TAMÁS & STOMFAI RÓBERT (1989): Új adatok a Balatonfő-Velencei-hegység délnyugati előterének szerkezetéről	24, 127-134
DUNKL ISTVÁN (1990): A középhegységi eocén fedős bauxitok törmelékes cirkonkristályinak fission track kora: a korai eocén vulkanizmus bizonyítéka	25, 163-177
DUNKL ISTVÁN & NAGYMAROSY ANDRÁS (1990): Új adatok az eocén/oligocén határkérdéshez fission track kor meghatározások az alsóoligocén Tardi Agyag tufarétegein	25, 151-162
FÁYRNÉ TÁTRAY MAGDOLNA (1982): Adatok a Gerecse-előtéri áthalmazott dolomittörmelékes összlet ismeretéhez	17, 101-113
FÓZYSZTIVÁN (1990): Felsőjura ammonitesz-ősföldrajz az alp-kárpáti régióban	25, 287-304
GALÁCSZ ANDRÁS (1980): A Dunántúli-középhegység jura képződményeinek litosztr: tigráfiai kutatása	14, 63-68
GALÁCSZ ANDRÁS (1990): A magyarországi bath ammonitesz-faunák paleobiogeográfiai jelentősége	25, 273-286
GÉCSY BARNABÁS (1989): Az evolúciós szemlélet változásai és a rétegtani gyakorlat	24, 203-210
GÉCSY BARNABÁS (1990): Mezozoós tengeri gerinctelenek paleobiogeográfiája: módszertani alapelvek	25, 215-222
GÉCSY BARNABÁS (1990): A toarci Ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése a mediterrán és a stabil európai régióban	25, 231-249
GERNEK PÉTER (1990): Szerkezeti földtani ábrázolások és szerkesztések számítógépen	25, 193-213
GYÓRYS DÓRA (1989): Geotermikus adatok feldolgozása Commodore-64 számítógéppel	24, 211-222
HAAS JÁNOS (1980): A Dunántúli középhegység kréta képződményeinek litosztratigráfiai tagolása	14, 69-80
HAAS JÁNOS (1984): Mezozoós képződményeink néhány fáciesértelmezési kérdése a tengerkutatók tükrében	20, 29-54
HARANGI SZABOLCS (1990): Sokváltozós matematikai módszerek alkalmazása vulkáni kőzetsorozatok vizsgálatában	25, 179-192
HEGYI JÓZSEF, KISS EMIL & SZLABÓCZKY PÁL (1981): Általános földtani eredmények a budapesti metró földtani kutatásaiból	16, 5-24
JÁMBOR ÁRON (1980): A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonalakozásai	14, 113-124
JASKÓ SÁNDOR (1972): A pliocénkori lignitképződés törvényszerűségei DK-Európában	2, 5-19
JASKÓ SÁNDOR (1973): Az üledékképződés törvényszerűségei a Kárpátokat, Dinaridákat és a Balkán-hegységet övező pliocénkori medencékben	4, 5-19
JASKÓ SÁNDOR (1975): Az üledékvastagság-változások szabályszerűségei pliocén üledékeinkben	8, 3-24
JASKÓ SÁNDOR (1978): A kőszén- és kősóképződés intenzitásváltozásai a neogénben	11, 73-108
KASSAI MIKLÓS (1980): A jakabhegyi vörös homokkő rétegtani helyzete és kapcsolatai az alp-kárpát-balkáni régióban	14, 31-54
KÁZMÉR MIKLÓS (1984): A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben	20, 55-102
KÁZMÉR MIKLÓS (1987): A földtörténeti korbeosztás és időskála	22, 191-212
KÁZMÉR MIKLÓS (1990): Titon-neokom Pygopidae (Brachiopoda) ősföldrajz az alpi-kárpáti régióban	25, 326-336
KÁZMÉR MIKLÓS, KOVÁCS SÁNDOR & PÉRÓ CSABA (1983): A Keleti-Kárpátok szerkezete	18, 3-75
KÁZMÉR MIKLÓS, KOVÁCS SÁNDOR & PÉRÓ CSABA (1984): Tanulmányút a Pienini-szirtöbven és a Lengyel-Tátrában	20, 103-144
KNAUER JÓZSEF (1980): Bevezető ("a Kőzetrétegtani Szeminárium előadásai elé")	14, 1-3
KOMLÓSSY GYÖRGY (1976): Laterites bauxit- és vasércképződés Goában (India)	9, 67-101
KONCZ ISTVÁN (1990): Nagylengyel és környéke kőolajelőfordulásainak eredete	25, 55-82
KOVÁCS SÁNDOR (1983): Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése	18, 77-155
KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1971): A tektonikai tagolás módszereiről	1, 29-36
KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1982): Magyarország földtani szerkezetének áttekintése	17, 21-71
KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1987): A kislalföldi kőolaj- és földgázkutatás módszerei	22, 99-174
KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1988): A zala-medencei kőolaj- és földgázkutatás földtani eredményei	23, 3-162
Hibaigazítás KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1988): A kislalföldi kőolaj- és földgázkutatás földtani eredményei c. cikkéhez	23, 221-222
KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1989): A dráva-medencei kőolaj- és földgázkutatás földtani eredményei	24, 3-121
KÓRÓSSY LÁSZLÓ (1990): A Délkelet-Dunántúli kőolaj- és földgázkutatásának földtani eredményei	25, 3-53
KÓVÁRINÉ GULYÁS ERZSÉBET (1987): Kétsoros peremlyukkártyák alkalmazása szakirodalmi feldolgozásnál	22, 181-190

LORBERERNÉ SZENTES IZABELLA & LORBERER ÁRPÁD (1974): A mélyszerkezet és a felszínalatti vízkészletek összefüggéseinek vizsgálata a Duna-Tisza-közének északi részén	7, 1-39
MAHEL', MICHAL (1974): Grundzüge des Baues der Westkarpaten und die Beziehungen zu den Nachbarsegmenten [németül]	6, 41-72
MAJOROS GYÖRGY (1980): A Dunántúli-középhegységi perm litosztatigráfiai vázlata	14, 55-62
MÁRTONNÉ SZALAY EMŐKE (1979): Mecseki granitoid kőzetek paleomágneses vizsgálata	13, 71-97
MÉSZÁROS JÓZSEF & TÓTH IMRE (1981): Vízszintes elmozdulások Ajka térségében és gyakorlati jelentőségük	16, 25-34
MINDSZENTY ANDREA (1979): A Lang Son környéki (Észak-Vietnam) bauxitok ásványtani vizsgálata	13, 95-128
MINDSZENTY ANDREA & BAKSA CSABA (1987): Titkári jelentés a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1981-85. évi működéséről	22, 175-179
NUSSZER ANDRÁS (1985): A Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egység képződményei	21, 49-78
ORAVECZ JÁNOS (1978): Északmagyarország fototektonikai vázlata	11, 35-45
POGÁCSÁS GYÖRGY, LAKATOS LÁSZLÓ, BARVITZ ANNA, VAKARCS GÁBOR & FARKAS CSILLA (1989): Pliocén-quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön	24, 149-169
RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA (1972): A szigetfövek fejlődése (Beszámoló a szerző angol tanulmányútjáról)	2, 21-38
RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA (1987): A lemeztektonika és az ércképződés elméleti vonatkozásai	22, 3-12
RÉPI ZSOLT (1989): A Közép-Mediterrán-térség (Dél-Olaszország) fiatal vulkanizmusa	24, 171-202
RÓNAI ANDRÁS (1980): A negyedidőszak köztani formációi	14, 125-132
ROZLOZNIK, L. (1979): A Nyugati-Kárpátok és a lemeztektonika	12, 67-81
SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT (1973): Az Atlanti-hát	5, 5-16
SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT (1973): Forradalom a földtanban az új globális tektonika tükrében	5, 17-30
STEGENA LAJOS (1971): Lemez-tektonika, Tethys és a Magyar-medence	1, 41-60
STEGENA LAJOS (1974): Gondwana-problémák. LÓCZY LAJOS Gondwana-tanulmányai	6, 23-29
SZABÓ ELEMÉR (1976): A dunántúli karsztbauxittelek genetikai kérdései	9, 21-66
SZABÓ JÁNOS (1990): Az alp-kárpáti térség liász-dogger gastropoda-paleobiogeográfiai kapcsolataihoz	25, 265-271
SZALAI TIBOR (1971): Beköszöntő	1, 5-7
SZALAI TIBOR (1974): RÉTHLY ANTAL 95 éves	6, 17-18
SZALAI TIBOR (1974): LÓCZY LAJOS braziliai geológiai kutatásainak fontosabb eredményei	6, p. 31
SZALAI TIBOR (1974): Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynklinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nordwestlichen Karpaten	6, 73-74
SZALAI TIBOR (1979): A variszitikus északi törzs és a bükki tengeri felsőkarbon, perm és triász	12, 83-98
SZALAY ÁRPÁD, SZENTGYÖRGYI KÁROLY & SZÓTS ANDRÁS (1978): A Nagyalföld mezozoós képződményei	11, 109-138
SZALAY ISTVÁN & ZELENKA TIBOR (1979): A Darnó-vonal jelentősége Észak-Magyarország szerkezetfejlődésében	13, 7-31
SZEDERKÉNYI TIBOR (1980): A Dunántúl perm előtti paleozoós képződményeinek rétegtani felosztása	14, 19-30
SZENTE ISIVÁN (1990): Palaeogeographic evaluation of Middle Liassic bivalves in the Alpine-Carpathian region	25, 223-229
SZENTGYÖRGYI KÁROLY (1982): Az alföldi felső-kréta köztarégtani egységei	17, 115-144
SZENTGYÖRGYI KÁROLY (1984): Az alföldi felsőkréta képződmények rétegtani, faciális és ősföldrajzi kapcsolatai	20, 5-27
SZEPESHÁZY KÁLMÁN A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai	3, 5-57
SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1975): Az Északkeleti Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata	8, 25-59
SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1975): Kárpátalja, mélytörései, neogén magmatizmusa és ercesedése	8, 61-84
SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1978): A lengyelországi Szentkereszt-hegység földtanának vázlata	11, 47-72
SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1979): A Tiszántúl és az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai	12, 121-198
SZILI GYÖRGYNÉ (1985): A tiszántúli Körös-Berettyó, Álmosdi egységek metamorf képződményeinek köztani jellemzése szénhidrogénkutató fúrások alapján	21, 79-115
SZTANÓ ORSOLYA (1990): Durvatörmelések üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatormakitöltő konglomerátum példáján	25, 337-360
TÓTH KÁLMÁN (1980): Összefüggések a bauxit előfordulása és a közvetlen fedő eocén rétegek kifejlődése között	14, 133-150
TÖRÖK ENDRE (1982): A nagyvarosi Duna-szakasz hordalék- és üledék-jellemzői	17, 73-99
VECSERNYÉS GYÖRGY (1979): A perlitképződés vulkanológiai modellje törökországi (nyugatanatóliai) példák alapján	12, 5-66

VETŐ ISTVÁN (1988): Oligocén anoxikus üledékképződés a Középső-Paratétiszben. Geokémiai, paleo-óceánográfiai áttekintés	23, 201-215
VÖRÖS ATTILA (1990): Liász és dogger brachiopoda-elterjedési adatok az alp-kárpáti régió ösföldrajzi értékeléséhez	25, 251-263
WEIN GYÖRGY (1978): A Kárpátmedence kialakulásának vázlata	11, 5-34

Az Általános Földtani Szemle 19. száma (1983) a szokásos 750 helyett csak 200 példányban készült és nem került a Társulat tagjai között kiosztásra. Kétféles példányként az Országos Széchényi Könyvtárban megtalálható. EÖRERER FRIGYES szerkesztésében 32, nagyjából orosz nyelvű előadáskivonatot tartalmaz. A kötet címe: "Az ásványok és kőzetek fizikai és szerkezeti tulajdonságai nagy nyomáson és magas hőmérsékleten. Új módszerek, műszerek és kísérleti eredmények." A KAPG 3. projekt tematikus szimpóziumának és munkaiülésének előadáskivonatai (Miskolc, 1983. október 24-29.)

Issue No. 19 of *Általános Földtani Szemle* (1983) has been printed in 200 copies only, instead of the usual 750 copies, and was not distributed among the members of the Hungarian Geological Society. A copyright copy is available in the National Széchényi Library, Budapest. It contains 32 abstracts, most of them in Russian, edited by F. EÖRERER. The translated title of the volume is: "Physical and structural properties of minerals and rocks under high pressure and temperature. New methods, instruments and results of experiments." Abstracts of a thematic symposium and workshop of Project 3 of KAPG (Miskolc, October 24-29, 1983).

A DÉLKELET-DUNÁNTÚL KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZKUTATÁSÁNAK FÖLDTANI EREDMÉNYEI

Hydrocarbon geology of SE Transdanubia, Hungary

KÖRÖSSY LÁSZLÓ

Key words: oil geology, stratigraphy, Neogene, Mesozoic, Palaeozoic, Transdanubia, Hungary

ÖSSZEFOGLALÁS

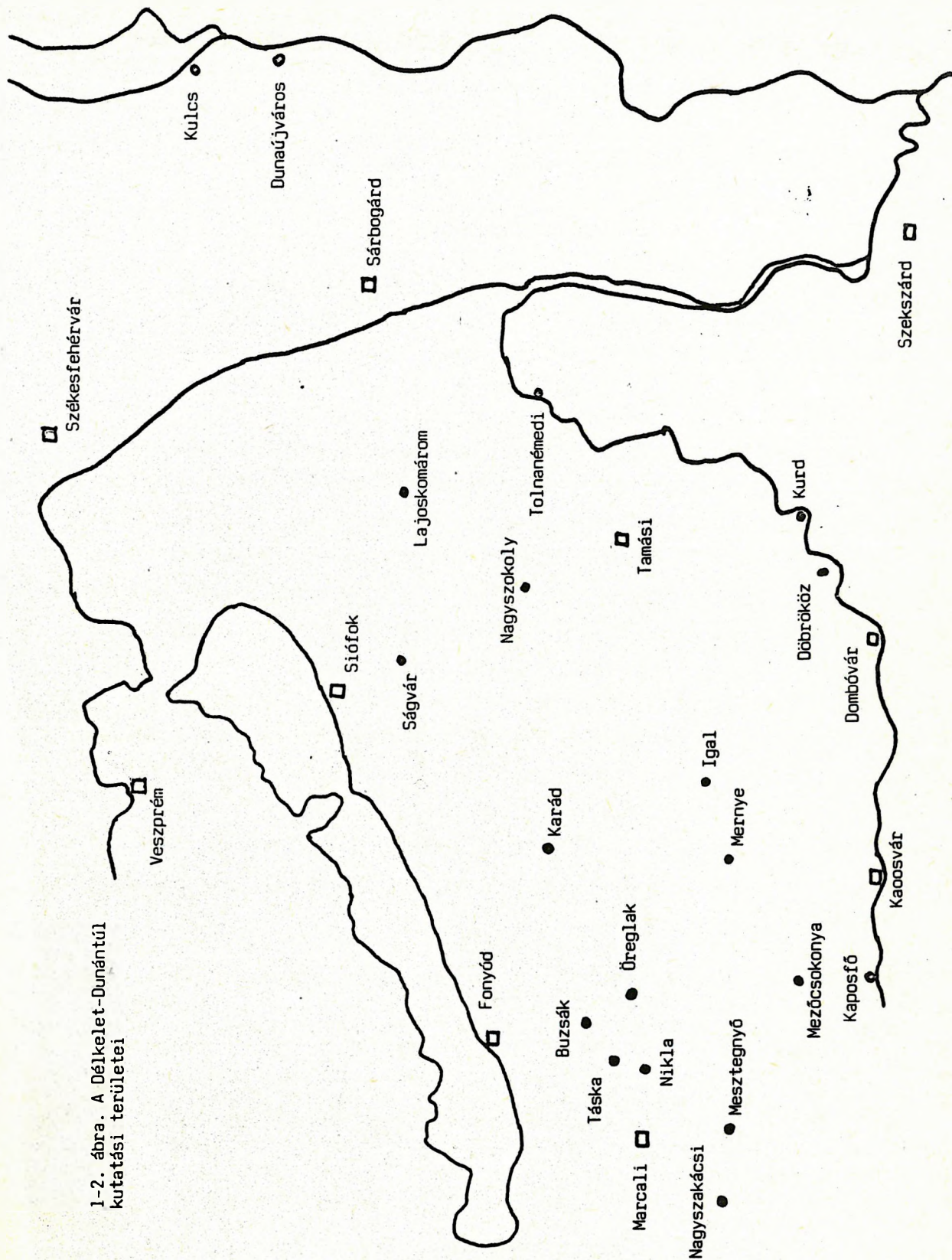
A szerző röviden vázolja a Dunántúl kb. Balaton vonalától délkeletre eső részén folytatott kőolaj- és földgázkutatás történetét (a Dráva-medence kivételével) és időrendben bemutatja az 1980-as évek elejéig tanulmányozott 18 kutatási területet. Ismerteti az előzetes geofizikai vizsgálatok (földmágneses és gravitációs mérések, szeizmika) eredményeit és a fúrásos kutatás indoklását. Megadja 81 mélyfúrás rétegsorát, ismerteti a rétegtani és a szerkezeti viszonyokat, a kőolajföldtani eredményeket (a rétegvizsgálat eredményét, a szénhidrogének összetételét, a kutak hőmérsékleti viszonyait) és következtet a szénhidrogének származási helyére. Tájékoztat a kutatás közben felmerült problémákról és a továbbkutatás lehetőségeiről. A fontosabb kutatási területek leírását a neogén aljzat mélységét is mutató térképvázlattal és földtani szelvényekkel illusztrálja. A gyors tájékozódást helynévmutató és az átfúrt képződmények kor szerinti mutatója könnyíti meg.

ABSTRACT

Following a brief review of the history of hydrocarbon prospecting in the SE half of Transdanubia (except the Drava basin), 18 prospecting areas are described, studied until the early 1980s. Results of geophysical investigations (geomagnetism, gravity measurements, seismics) and stratigraphy, tectonics CH-geology (formation testing, composition of CH, borehole temperature) are described. Stratigraphic columns of 89 boreholes are given. Origin of the hydrocarbons and problems and possibilities of further prospecting are discussed. Maps and geological profiles are given. An index of place names and bored formations help the reader.

Körössy L., 1124 Budapest, Vas Gereben u. 1.

1-2. ábra. A Délkelet-Dunántúl
kutatási területei



Tartalom

A délkelet-dunántúli medencérsz földtani és földrajzi helyzete	5
A kőolajkutatás története /1916-1980 között/	6
A Dunántúl délkeleti részének olajkutatási területei /zárójelben az ábraszámok/	7
1. Kurd, Döbröküz /1-4/	8
2. Kaposfő /1-2, 5-6/	11
3. Igal /1-2, 7-10/	13
4. Karád /1-2, 11-12/	17
5. Buzsák /1,2, 13-16, 31/	18
6. Kulcs /1-2, 17/	24
7. Ságvár /1-2, 18-19/	26
8. Nagyszokoly /1-2/	26
9. Dunaújváros /1-2/	28
10. Mezőcsokonya /1-2, 20-25/ ..	28
11. Mernye /1-2, 25-26/	32
12. Öreglak /1-2, 27-29, 31/ ...	33
13. Tolnanémedi /1-2, 30/	35
14. Lajoskomárom /1-2, 18-19/ ..	37
15. Táska /1-2, 27, 31-33/	38
16. Mesztegnyő /1-2, 34-35/	42
17. Nagyszakácsi /1-2, 36-37/ ..	43
18. Nikla /1-2, 27, 31-33/	45
Összefoglalás és következtetések ...	46
Irodalom	48
Helységnevmutató	51
A fúrások rövidítései	52
Az átfúrt képződmények kortáblázata	53

A DÉLKELETI-DUNÁNTÚLI MEDENCÉRSZ FÖLDRAJZI ÉS FÖLDTANI HELYZETE

A Balaton és a Mecsek hegység közötti neogén medenceterület elhatárolása /mely Fejér, Somogy és Tolna megye területére esik/: ÉNy-on a Balaton, DK-en a Mecsek hegység előtere. DNY-on nagyjából a Zala és Somogy megye határvonala, É-on a medenceszegély és K-en a Duna vonala.

Mindez földtanilag nem természetes elhatárolás. A Zala- és Dráva-medence felé a Buzsák és Nagyszakácsi, majd Kaposfő kutatási területeket soroljuk még ide. Kelet felé a Duna vonala földtanilag nem természetes határ, mert a szerkezeti egységek folytatódnak a Duna-Tisza

közéire. A Bakony, a Budai-hegység és a Mecsek felé természetes határ a neogén medence szélének elsekélyesedő öve.

Ennek a területnek az ÉNy-i részén, a Balaton mentén húzódik az a DNY-ÉK irányú szerkezeti vonal, amelynek jelenlétére először az 1901-1903. évi, a Balaton jegén végzett Böttös-ingás mérések értelmezésekor következtettek. Ez a Balatonvonal ÉNy-i ága, amelynek DNY felé való folytatása a hahóti magas rögvonulattól É-ra az ezt elhatároló Zalatárnok - Bak mély vonulat.

Az említett ÉNy-i Balaton-vonaltól DK-re találjuk a Balatonvonal másik ágát, mely a hahóti magas rögvonulatot dél felől határolja és innen átjön Buzsák, Táska, Nikla és Öreglak területére, a geofizikai mérésekkel és mélyfúrásokkal jól meghatározott törésvonalakba, majd innen tovább ÉK felé a Velencei-hegység DK-i előterébe és a Budai-hegységet DK-ről elhatároló törésvonalakba /1. ábra/.

A Balatonvonal ÉNy-i és DK-i ága között a medencealjzat főleg kristályos pala, ezt áttörő gránit és újpaleozoósmezozoós képződmények.

A Balatonvonal délkeleti ága nagyszerkezeti választóvonal, amely mentén érintkezik az alpi kifejlődésű közephegységi szerkezetegység és az igalbükk, dinarida jellegeket mutató szerkezetegység.

A Balaton és a Mecsek hegység közötti medenceterület közepe táján halad át /a még nem mindenhol világosan kijelölhető/ középmagyarországi nagyszerkezeti választóvonal /Wein Zágráb-Kulcs vonala, Némédi Varga/1975/ Kaposvonal/, amely ezen a területen elválasztja az igalbükk egységet a Kaposfő-Dunaújváros kristályos medencealjzati övtől, mely utóbbi a Mecsek, Nagyalföld és az Erdélyi-középhegység földtani felépítésének bizonyos jellegeit viseli. Ebben az egységben esetleg kevés paleozoósmezozoós képződmény alatt kristályos palák, ultrametamorfitok vannak a neogén medencealjzatában. Itt a kristályos medencealjzatot először a Kaposfő-l fúrás tárta fel, ezért kaposfői kristályos

vonulatnak nevezték el, ami Dunaújvárosig követhető, majd tovább a Duna-Tisza közén és a Tiszántúlon a neogén üledékek alatt.

A kaposfői kristályos vonulatot délről az Észak-Mecsek vonal határolja el, mely a Duna-Tisza közén Páhi kutatási területen át követhető tovább kelet felé. Az Észak-Mecsek vonalnál a mecseki egységben a felszín fölé emelkednek a paleo-mezozoós és kristályos képződmények.

A szerkezeti vonalakkal tagolt, változatos medencealjzatot harmadidőszaki medenceüledékek fedik. Északon egy sávban a paleogén törmelékes üledékek is előfordulnak, amelyeket üledékhíánnyal, diszkordánsan kárpáti és fiatalabb medenceüledékek borítanak. A kárpáti és bádeni üledékek, vulkanitok vastagsága nagyon ingadozó, meg-megszakadó. A medencealjzat mélyedéseit vastagon kitöltötték, a hajdani magasabb területekről pedig hiányoznak. A szarmata üledékek és riolitos vulkáni képződmények foltokban fordulnak elő. A regresszív jellegű szarmata üledékképződés után nagyobb területeken az alsópannon is hiányzik, vagy csak felsőbb részei vannak meg. A terület egy része kiemelkedett és részben a szarmata is lepusztult róla. Kisebb területeken emlétenek a szarmata és alsópannon között folyamatos üledékképződést. Az alsópannon magasabb részének az üledékei már nagyobb területen terjedtek el, de sajnálatosan általában hiányzik a Nagylengyeli Márga Formációnak megfelelő rétegsor, amely ismereteink szerint a kőolajkeletkezésben nagyobb szerepű lehetett, ahol kifejlődött. Többfelé csak a felsópannon üledékei takarták el az idősebb képződményeket, mint a buzsáki szerkezet magasabb részén, délen a kurdi kutatási terület egy részén, északon Kulcson, ahol a felsópannon alatt közvetlenül vulkanitok következnek, Ságváron, ahol a felsópannon alatt az alsópannon, szarmata hiánya után felsóeocénbe sorolt konglomerátum, homokos mészkő következik. Végül a Tolnanémedi-1 fúrásban a felsópannon alatt közvetlenül alsókréta üledékek következnek.

Csak a felsópannon üledékei fedik egységes üledéktakaróként a Balaton és a Mecsek közötti medenceterületet, de ez is vékonyabb kifejlődésű itt, mint más területeken.

A Balaton és a Mecsek közötti medenceterületet a kőolajkutatás szempontjából az alábbi részekre osztjuk: /1/ Balaton melléke /2/ Igal-Kulcs közötti öv /3/ Kaposfő-Kurd közötti terület.

A Balaton melléke alatt az itt két ágra osztott Balaton-vonal közötti, viszonylag magasabban maradt gránittörmösket tartalmazó, kristályos pala és paleo-mezozoós aljzatú medenceterületet értjük. Ezen mélyült a Balatonhídvég, Buzsák É, Buzsák-17, -16 és a Ságvár-1 olajkutató fúrás, valamint több egyéb céllal mélyült, itt nem tárgyalt fúrás. Mindezek számot tevő olajnyomokat nem találtak.

Igal-Kulcs közötti öv: a déli Balaton-vonal és a középmagyarországi nagyszerkezeti vonal között, főleg mezozoós aljzatú medenceterület, melyben a diszlokációs öveket nagyobb kárpáti-bádeni, szarmata andezit-riolit vulkáni tömegek kísérik. Itt mélyültek a Buzsák, Táská, Nikla, Karád, Lajoskomárom, Igal, Nagyszokoly, Tolnanémedi, Kulcs kutatási területek fúrásai. A kőolaj- és földgázkutatás eddig ezen a területen volt a leg-sikeresebb: északi részén van a Buzsák-Sávoly kőolaj- és földgáz regionális felhalmozódási öv, délkeleti részén pedig Mezőcsokonya földgázmező.

A Kaposfő-Kurd közötti terület medencealjzata főleg kristályos pala és ultrametamorfit. Itt van a Kaposfő, Döbrököz-Kurd, Dunaújváros olajkutatási terület és néhány más célból mélyült fúrás /Mágócs, Tamási/. Ezen a területen eddig számot tevő kőolaj- és földgáznyomok nincsenek.

A KŐOLAJKUTATÁS TÖRTÉNETE

A délkelet-dunántúli medencerészben már 1916-ban megszervezték a Pénzügyminisztérium dunántúli olajkutató kirendeltségét Kaposváron. A tényleges kutatás

mégis viszonylag későn indult meg ezen a területen. Pávai Vajna Ferenc már 1917-ben felszíni térképezéssel Pincehely, Regöly, Kurd, Kaposvár, Gödre és Somogy-szentlászló környékén antiklinálisok jelenlétét sejtette, de a kutatófúrások csak az 1920-as évek elején kezdődtek el.

Mint tudjuk a trianoni imperialista békediktátum óriási terheket mért az első világháborúban legyengült hazánkra. Minden lakosra 285 aranykoronának megfelelő összeget kellett háborús jóvátétel címén fizetni. Főként pedig a 63,3 %-os területvesztés volt nagy csapás, melynek révén olyan magyarok milliói kényszerültek kisebbségi sorsban élni az utódállamokban, akik ezer éves őslakók voltak szülőföldjükön. Mindez olyan gazdasági nehézségeket okozott, hogy a Friedrich-kormány külföldi tőkét keresett az olajkutatás folytatására. Az 1910-től a Muraközben és Izsaszacson leányvállalata révén már működő Angol-Perzsa Olajvállalatnak ajánlották fel a kutatás jogát. Az egyezményt 1920. október 20-án írták alá Londonban, amit a magyar nemzetgyűlés 1920. december 20-án hagyott jóvá. Így megalakulhatott a Magyar-Brit Ásványolaj- és Földgáz Rt, melynek igazgatója W. L. Bird őrnagy, geológus vezetője Böckh Hugó volt. A kutatásra 100 000 angol fontot utaltak át.

Ez a szervezet mélyítette a Dunántúl délkeleti részén az első kőolajkutató fúrást a kurdi kutatási területen, amit 1921. május 12-én tűztek ki Pávai Vajna felszíni geológiai térképezése alapján.

Az eredménytelen kurdi fúrás után a Dunántúl délkeleti részén szünetelt a kutatás 1933-ig, amikor már az EURO-GASCO szervezete kezdte el a geofizikai méréseket. A Magyar-Brit Ásványolaj- és Földgáz Rt. 1923-ban válságba került, mert a kutatásra kapott pénzt magyar papírkoronára váltották, ami az infláció miatt elértéktelenedett. A Baja-l fúrás befejezésére már a magyar kincstár adott 5000 angol fontot. Az EUROGASCO vállalat utódja az 1938. július 15-én megalakult

MAORT lett, melyet fennállása alatt, 1949. december 31-ig Papp Simon vezetett. Majd jogutódja, a Dunántúli Ásványolaj Központ /DAK/, illetve ennek Kutató és Mélyfúró Nemzeti Vállalata /Nagykanizsa/ kutatott a területen 1950. január 01-ig Tomor János főgeológus vezetésével. Ezután az a szervezet beolvadt a Magyar-Szovjet Olaj /Maszolaj/ vállalatba, amely szervezet az egész ország területén folytatta a kőolajkutatást Georg Alekszandrovics Dunyamalov geológus igazgató és helyettese Kőrössy László vezetésével 1954. október 01-ig, amikor a magyar-szovjet vegyesvállalatok megszűntek. Az egész ország területén a Nehézipari Minisztérium Olajipari Igazgatósága szervezetébe tartozó Kőolajkutató és Feltáró Vállalat folytatta a kutatást Tomor János főgeológus vezetésével. Helyettese Kőrössy László volt. A Kőolajkutató és Feltáró Vállalat szerepét 1957. februárjában az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt vette át /OKGT/. Főgeológusa Kertai György, helyettese Kőrössy László, majd Dank Viktor volt /aki később a Tröszt főgeológusa, vezérigazgató helyettese lett/.

A fenti átszervezések folyamán a kutatás töretlenül folyt. A Délkelet-Dunántúlon a következő kutatási területeken az alábbi időrendi sorrendben folytattuk a kutatást:

Döbröcköz-Kurd	1923
Kaposfő	1940
Igal	1947
Karád	1953
Buzsák	1954
Kulcs	1955
Ságvár	1955
Nagyszokoly	1956
Dunaújváros	1961
Mezőcsokonya	1964
Mernye	1966
Öreglak	1966
Tolnanémedi	1966
Lajoskomárom	1968
Táska	1968
Mesztegyő	1969
Nagyszakácsi	1972
Nikla	1972

A DUNÁNTUL DELKELETI RÉSZÉNEK OLAJKUTATÁSI TERÜLETEI

A Balaton és a Mecsek közötti medenceterületen időrendben a következő területeken folyt kőolajkutató geológiai, geofizikai és kutatófúrási tevékenység

1923-tól az 1980-as évekig.

1. Kurd-Döbrököz /1-4/

A kurdi kutatási terület szerkezetére az első adatok Pávai Vajna Ferenctől származnak, akit 1917-ben Böckh Hugó miniszteri tanácsos, a magyar olajkutató-sok akkori vezetője megbízott a Horvátországban megállapított redőknek a dunántúli folytatására vonatkozó kutatásokkal. Pávai Vajna felszíni térképezéssel lapos felboltozódások jelenlétét állapította meg. Közöttük az egyik Kurd mellett volt /Böhm, 1939/.

Az első kurdi fúrás a Pávai Vajna féle felboltozódáson mélyült 1923-ban, miután a magyar kincstár 1920. október 20-án "egyezményt" kötött az Anglo-Persian Co. világcég kutató vállalatával, a d'Arcy Exploration Co-vel, amely létrehozta a Hungarian Oil Syndicate Ltd nevű leányvállalatát. Ez a szervezet három fúrást mélyített, ezek közül a második volt a Kurd-1 fúrás.

A Kurd-1 fúrás 623,3 m mélységet ért el, amely mélységben műszaki nehézségek miatt befejezték. Papp Simon szerint kárpáti konglomerátumban ért véget. Ebből a konglomerátumból sok vizet termelt kevés földgázzal / 5 m³/óra /, mely főleg N₂-tartalmú volt. A 305,9 m-es mélységből kevés olajnyom jelentkezéséről tudósít Lóczy /1932/.

Később a vasútállomás közelében mélyült egy 250 m-es fúrás, amelyből 14 °C-os szénsavas-kénes víz származott Páter /1952/ szerint.

Az 1937. évi MAORT-féle gravitációs mérések +28 mg értékű záródó gravitációs maximumot mutattak ki Kurd községnél /3. ábra/. Az angol-perzsa fúrás ennek a gravitációs maximumnak a délnyugati oldalára esett. Döbrököz községtől D-re szintén gravitációs maximumot találtak.

A MAORT 1938-ban kevés szeizmikus mérést is végzett ezen a területen, mely kezdébles eredményel járt /MAORT 27. számú jelentés/, de a kurdi gravitációs maximum helyén záródó kiemelkedést jelzett, és a döbröközi maximumtól DK-re kb. 2,5 km-re egy szeizmikus kiemelkedés

tetővidéke mutatkozott.

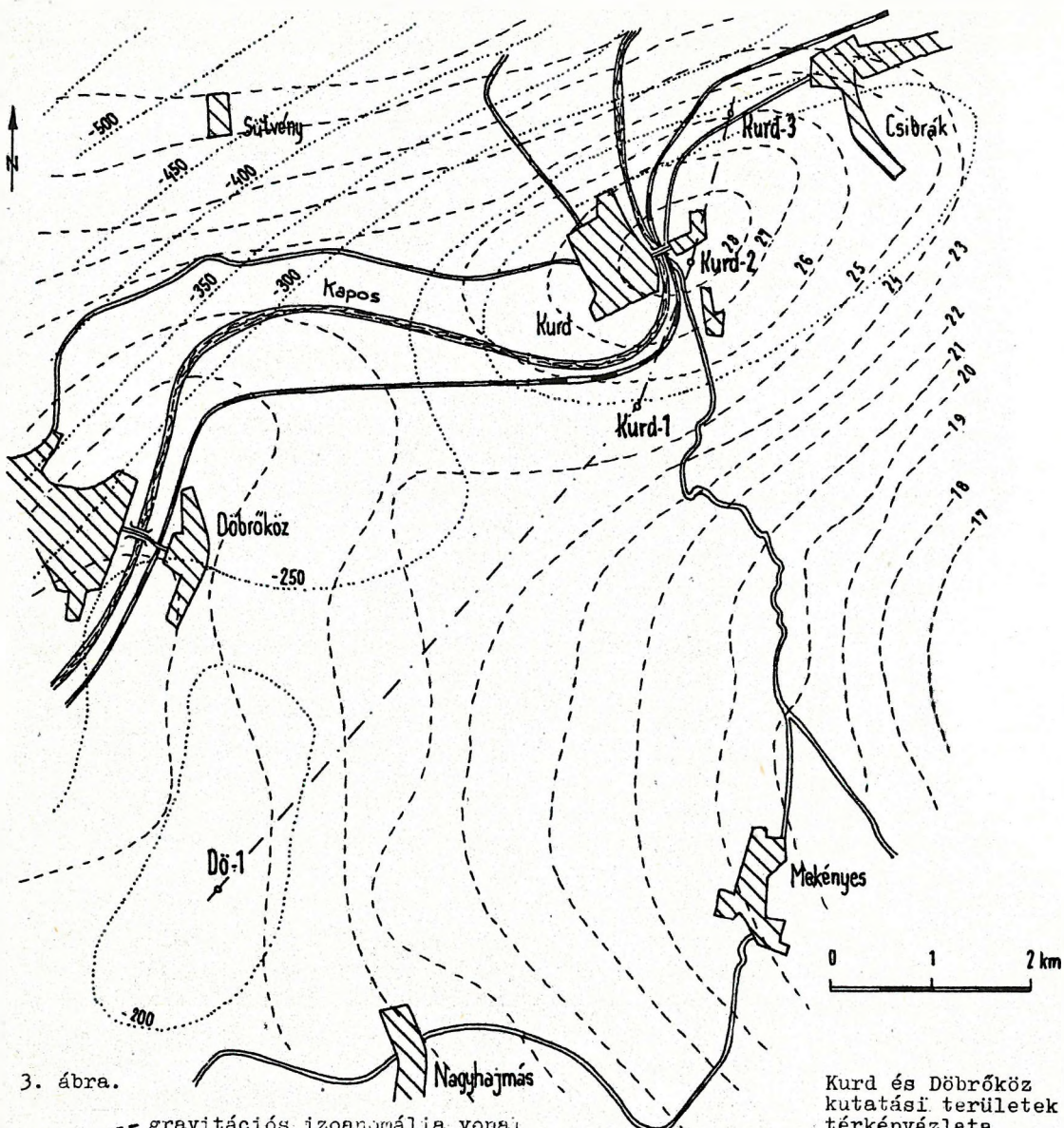
1943-44-ben Facsinay László és Komáromi János részletesebb gravitációs méréseket végeztek. Ezek megerősítették a korábbi mérések eredményeit. Még 1935-ben Scheffer Viktor végzett mágneses méréseket, amelyek a kurdi gravitációs maximumtól K-re, és a döbröközitől D-re maximumot jeleztek, amit akkor kristályos kőzetek jelenlétével értelmeztek. Barnabás és Strausz /1947/ a terület további kutatását javasolták. Erre az OKGT részéről 1966. június 22-től kezdve került sor, amikor lemélyült a Kurd-2 és Döbrököz-1 számú fúrás Bóné András üzemi geológus szolgálatával. A döbröközi fúrás szeizmikus kiemelkedésen mélyült 1966. október 29-december 19. között.

1. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	B-K	Cr ₁	J	T	P	Pz	Megj.
Kurd-1	109,1	25	164	294	330	(6233)	-	-	-	-	-	olajny.
Kurd-2	127,0	56	247	-	-	605	-	-	887	955	(1272)	
Kurd-3	127,2	15	360	-	-	680	864	(9445)	-	-	-	
Döb-1	167,4	-	336	-	-	(978)	-	-	-	-	-	

Rétegsor

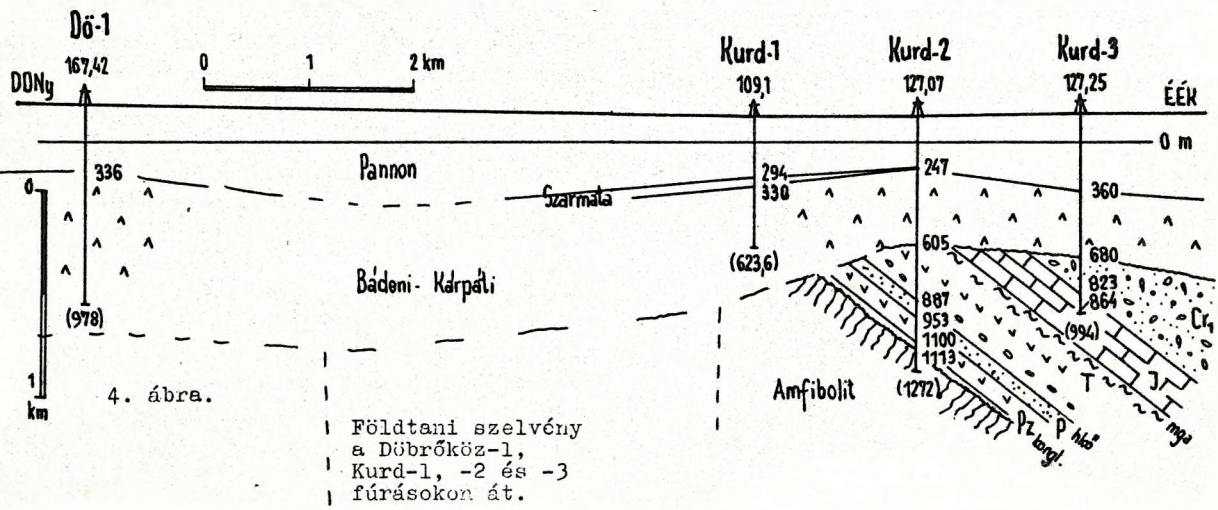
Negyedidőszaki lösz, homokos agyag, homok. Felsőpannon szürke homok, homokos agyag, agyagmárga, márga, mely Bartha /1971/ szerint a felsőpannon középső és alsó részének ősmaradványait tartalmazza. Az alsópannon csak a Kurd-1 fúrásból említi /Bartha/, ugyanígy a származását is. A bádeni-kárpáti emeletbe helyezik a Kurd-1 fúrásban talált konglomerátumot: "mecseki jellegű szárazföldi helvétai konglomerátum, triász mészkő anyaggal" /Vadász, 1960 p.542/. A Kurd-2 és -3 fúrásban az eredeti feltételezés szerint a bádeni és kárpáti emeletet képviseli a pannon üledék alatt talált karbonandezit /a Kurd-2 fúrásban 247-605 m között, a Kurd-3-ban 360-558 m között, és Döbröközön 336 m alatt található/. Ez a képződmény fent trachitos jellegű savanyú andezit, mélyebben bazaltos andezit. Mandulaköves kifejlődéséből nedves környezetben, tenger alatti megdermedésre gondoltak. Sok benne a mezozoós zárvány, mészkő és márga az eredeti megfigyelések szerint /Bóné, Szepesházy, Makkay/.



3. ábra.

- - - - gravitációs izoanomália vonai
 szeizmikus szintvonal
 - - - földtani szelvényirány

Kurd és Döbrököz kutatási területek térképvázlata



4. ábra.

Földtani szelvény a Döbrököz-1, Kurd-1, -2 és -3 fúrásokon át.

Grossz Ádám vizsgálata szerint a Kurd-3 fúrásban kloro-karbo-trachiande- zit szubvulkáni telérkőzet fordul elő, 558-680 m között pedig amafitos karbo- mikroandezit. Ezekben a magmintákban különböző mértékben bontott mandulaköves andezit van, erős karbonátosodással, kisebb fokú kloritosodással. Földpátja általában szericitesedett és karbonátos. Valószínű, hogy víz alatt hűlt ki. A Kurd-2 fúrás 618-862 m közötti magmin- táiban előforduló üledékes kőzetek: világos színű, foltos, kalciteres mészkő, éles darabokra széteső mészmárga, sötétszürke palás agyag, széteső pirites mészkőkavicsokból álló breccsa, fekete-sötétszürke agyagkő kötőanyagban és zöl- desszürke arkózias homokkő. A karboande- zit vulkanitban előforduló exogén zár- ványok, melyekben felsőjura mikrofosszi- liák nyomai vannak. A 860-862 m-es mag- minta foraminiferás mészmárgája a me- cseki alsóliászra hasonlít. Az említett arkózias homokkő a mecseki felsőtriász homokos sorozathoz tartozhat. A vulka- nit ezek szerint a juránál fiatalabb.

A Kurd-3 fúrásban 360-680 m közötti szubvulkáni sorozat andezites kemizmusú, benne kevés porfíros elegyrész ismerhe- tő fel. A színes szilikátok hiányzanak, illetve kloritosodtak. A kőzet alapanya- gában levő andezin-labradorit összetéte- lű plagioklászok andezites kőzetre utal- nak, mely mandulaköves és karbonátoso- dott.

A Döbrököz-1 fúrásban 353 m alatt talált andezit sötétszürke, finomszem- csés, bontott kőzet. Alapanyagában földpátlécek folyásos szövete figyelhe- tő meg. A mandulaüregeket kalcit, kal- cedon, klorit tölti ki. A színes elegy- rész főleg biotit lehetett, de csaknem teljesen kloritosodott, ércesedett. Kör- nyékén másodlagos kvarckiválások van- nak. Kevés augitmaradvány is felismer- hető. A földpát legnagyobb része szeri- citté alakult át.

A Kurd-2, -3 fúrás eredménye alap- ján feltételezhető, hogy a Kurd-1 fúrás sem szárazföldi konglomerátumot, hanem a -2 és -3 fúráséhoz hasonló kőzeteket talált, amit az ütemüködő fúrás felszín- re hozott kőzettörmeléke alapján konglo-

merátumnak vélték.

A Kurd-3 fúrásban a miocénbe helye- zett vulkanitok alatt 680-823 m között az alsókrétaba tartozó faunás polimikt breccsa van: világosszürke kvarcizszes pirites mészkő, fekete kőzetlisztes pi- rites márga fehér kalciterekkel, kalcit- eres sötétszürke mészkő, agyagos mészkő, bontott vulkáni kőzetek, vulkáni tufák fordulnak elő. A mészkő és mészmárga szivacs gemmulákat és tüket, Tintinnida, Calpionella metszeteket, Cadosina pusca, C. semiradiata, Nannocomic steinmanni alsókréta ősmaradványokat tartalmaz Kő- váry és Grossz vizsgálata szerint. Mé- lyebben 823-864 m között piroklasztikum következett: barna-zöld magmás kőzettör- melék.

A jurába helyezik a Kurd-3 fúrás 864-944,5 m között átfúrt vörös-halvány- vörös agyagköveit, mészmárgáit, melyek- ből Kőváry és Grossz Cadosina pulla, C. borzai, C. parvula felsőjura /kimmeridgei/ ősmaradványokat említenek.

A Kurd-2 fúrás a miocén vulkanitok alatt triász rétegekkel váltakozó vul- káni telérkőzeteket harántolt: 605-619 m között sötétszürke bitumenes márgát 47 % karbonáttartalommal. Feltételezik róla, hogy ladini. 619-728 m között vulkanit van. 728-851 m között dolomitos mészkő, mészkőbreccsa, diabáz és trachidolerit telérekkel. 851-887 m között vörös és sötétszürke mészkőbreccsa, mészmárga, és 887-900 m-ben szürke, kemény mészkő van.

A permbe helyezett homokkő van vö- rös, meszes agyagcsíkokkal 900-953 m kö- zött, alatta 1109 m-ig bontott karboná- tosodott dioritot, 1109-1113 m között grauwacke jellegű homokkővet és agyag- követ írtak le, amit paleozoósnak tar- tunk. Végül 1113-1272 m között amfibo- litba ért a fúrás és ebben ért véget.

Az itt átfúrt kőzeteknek részletes, pontos kőzettani leírását Grossz Ádám készítette el.

Szerkezeti viszonyok

Mint látjuk, a neogén rétegek alatt nagyon változatos és bonyolult szerke- zetű idősebb képződmények vannak. A kurdi gravitációs maximumnak megfelelően a neo- gén előtti képződmények lepusztult fel-

színe kiemelkedik, legmagasabban a Kurd-2 fúrásban találjuk /4. ábra/. Valószínűleg az itteni keményebb triász kőzetek a környezetüknél kisebb mértékű lepusztulása okozza a kiemelkedést.

A Kurd-2 fúrásban értük el a legidősebb kőzetet, az amfibolitot. Erre diszkordánsan törmelékeny üledék, majd diorit /bizonyára telér/, ezen perm vörös homokkő, triász mészkőbreccsa, karbonátos bitumenes márga és vulkáni kőzetek, ezen jura és alsókréta kőzetek következnek. Mindezeknek a fúrásadatokkal szerkeszthető legegyszerűbb települése: É felé meredeken dőlő képződmények sorozata, mely a valóságban bizonyára bonyolultabb.

Az alsókréta és neogén közötti lepusztulási időszak után kárpáti konglomerátum, kárpáti-bádeni karboandezitek következnek. A kurdi kiemelkedés É-i szárnyán kevés szarmata lepusztulási maradék van. A szarmata és felsőpannon között üledékhiány van, az alsópannon bizonytalan előfordulását csak a régi Kurd-1 fúrás gyengén ismert rétegsorában feltételezzük.

A szarmata utáni medenceszéli lepusztulási idő után a felsőpannonnak itt vékonyabb a kifejlődése. Igen lapos boltozatokkal fedi a nála idősebb képződményeket.

Ez a szerkezet kőolaj- és földgáz felhalmozódására alkalmas lehetne, ha az akkumulációra más kedvező körülmények meglénnének.

Kőolajföldtani eredmények

A Kurd-1 fúrásban jelentkezett kevés olajnyom, az öblítőiszapon úszó foltokként 305,9 m-es talpmélységnél, az alsópannon-szarmata határnál /Pávai Vajna szóbeli közlése/. Igen gyenge és bizonytalan földgáznyomokat jelentettek 138, 179, 182, 283, 347 és 305,9 m-es mélységből.

Pávai Vajna szeretett adomázni. Egyszer megkérdezte tőlem:

- Tudod-e, milyen az olajos pofon?
- Milyen? kérdeztem. Gondoltam, hogy valami tréfa következik.
- Hát az iszapon úszó olajfoltba tettem a tenyeremet, azt egy ív papírra nyomtam. Nagy olajos folt keletkezett, és ezt elküldtem levélben annak az úrnak, aki ellenezte a kutatást azzal, hogy itt nincs olaj...

A 349 m-ből vett földgázmintát Szarvasy Imre műegyetemi tanár vizsgálta meg; /Bóhm Ferencnek a levelében maradt ránk, amit Birdnek, az angol-perzsa olajtársaság egyik igazgatójának küldött 1924

őszén/ Szénhidrogén gáz	0,91 tf%
CO ₂	4,89
O ₂	0,71
N ₂	93,49

Ez tehát főleg nitrogén, de nem levegő, mert kevés az O₂.

A Kurd-2 fúrás szerkezeti helyzete jóval kedvezőbb az előbbinél. Magasabb helyzetű, mégis az elvégzett négy rétegvizsgálattal csak kevés /19,8 g/l sótartalmú/ víz jelentkezett.

A Kurd-3-ból a 448,91-944 m közötti csövezetlen szakaszból kanalizással felszínre hozott folyadék 2,5 g/l sótartalmú víz volt.

A Döbrököz-1 fúrás csövezetlen 201,8-978 m közötti szakaszát vizsgálva 36 m³ vizet hoztak felszínre kőolaj és gáznyomok nélkül.

További kutatási lehetőségek

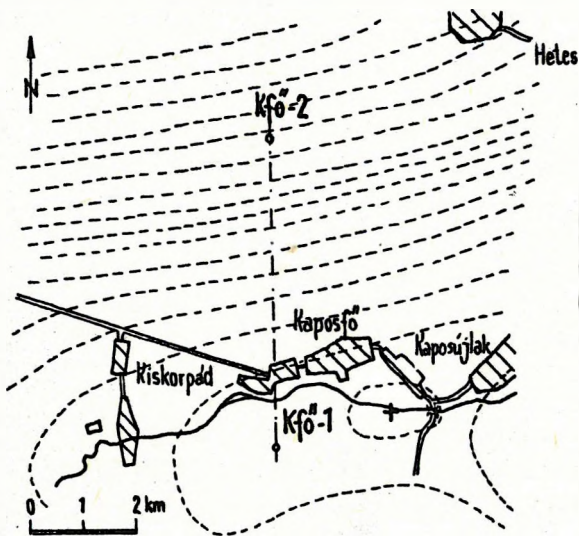
További kutatófúrások mélyítését jelenleg nem lehet indokolni. Esetleg tökéletesebb módszerek birtokában a kutatás majd folytatható.

2. Kaposfő /1-2, 5-6/

Kaposfő környékén gravitációs méréseket először a MAORT végzett az 1940-41-es években. Ezek szerint Kaposfő tágabb környékén két K-Ny tengelyirányú maximumvonalat van /5. ábra/. Az egyik Bakócától D-re, valószínűleg a Mecsek felszín alatti Ny-i folytatását jelzi a hegység főgerincétől É-ra. Ezt felszín közeli nagy hatótömegnek értelmezték annak idején, mert +42 mg értékű az anomália. Az ÉNy-i oldala nagyon meredek, valószínűleg törésvonalak határolják. Tovább Ny felé negatív anomália területek következnek, majd a görgeteg maximum.

A másik pozitív anomália vonulat Kaposgyarmat, É felé Kaposvár, Kaposfő, Szomajom gravitációs teraszszerű nyúlvány. Kaposvártól ÉNy-ra a nagy mezőcsokonyai minimumterület, ÉK-re az igali

maximum következnek /Facsinay, 1941/. A Kaposvár-Kaposfő pozitív gravitációs rendellenességet elég mélyen levő medencealjzati kiemelkedésnek lehetett értelmezni, amelynek fúrással való feltárása szükségesnek látszott.



5. ábra. Kaposfő kutatási terület térképázata a gravitációs anomália vonalaival.

--- földtani szelvényirány

1954-ben szeizmikus méréseket végzett az olajkutató vállalat. E mérések szerint az 1100 m-es szinten kiemelkedés mutatkozik a Kf-1 fúrástól É-ra is.

Fúrási tevékenység

Az első fúrást a MAORT mélyítette 1940. július 25-e és augusztus 13-a között. Ennek eredménytelensége miatt csak hosszú szünet után mélyült a Kf-2 fúrás a gravitációs maximum É-i oldalán, 1965. január 1. és április 10. között.

2. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz-B.	Krist.
Kfő-1	1935	172	1094	?	1106	(1137)
Kfő-2	174,0	35	1410	1702	(2505)	

Rétegsor

Negyvedidőszaki lösz, homok, homokos agyag, kavics alatt felsőpannon következik, mely főleg homok, kevesebb agyagmárga, néha márgapadokkal. A felsőpannon alsó részén egy homokos összlet jól elhatárolódik a Kfő-2 fúrásban 1410 m felett. Az alsópannon csak a Kfő-2 fúrásban külön-

böztethető meg jól, ahol 1410-1505 m között jól kifejlődött a Drávai Formáció homokpados agyagmárga rétegsora. 1505-1620 m között a Tófeji Homok Formáció finomszemcsés csillámos homokkő néhány szürke márgapaddal. 1620-1680 m között a Nagylengyeli Agyagmárga Formáció sötétszürke-szürke agyagmárga, vékony csillámos, finomhomokos réteggel. 1680-1690 m között a világosabb szürke, barnásszürke Beleznai Mészmárga Formáció, végül 1690-1702 m között homokkő, alapkonglomerátum következnek.

Az alsópannon e rétegsora D felé /a Kfő-1 fúrás irányában/ kiékelődik, nem mutatható ki.

Az alsópannon alatt mindkét említett fúrásban konglomerátum, homokkő és vulkáni kőzetek rétegsora következik, amit szarmata-bádeni-kárpáti emeletbe tartozónak vélünk, de őslénytani bizonyíték nincs rá. A Kfő-2 fúrásban 1702-1756 m között tart a konglomerátum, mely főleg 0,3-10 mm átmérőjű kvarc-, csillámpala- és homokkőkavics osztályozatlan homokos alapanyagban. Alatta riolitufa és riolit vulkáni összlete következik. A riolit folyásos szerkezetű, mikrokristályos, felzites, néhol üveges-perlites alapanyagú. Porfíros elegyrészként szanidin, zónás savanyú plagioklász, kvarc és biotit ismerhető fel, járulékosan cirkon és magnetit fordul elő.

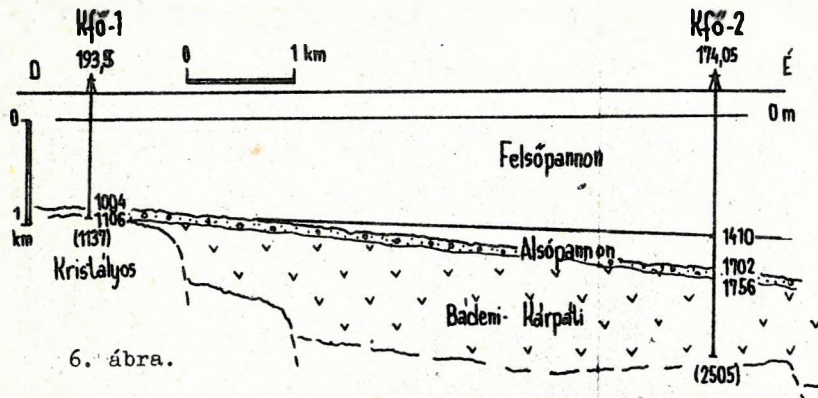
A szerkezeten magasabb helyzetű Kfő-1 fúrás a konglomerátum alatt fehér, kvarcit és klorit tartalmú gyűredezett kristályos palában ért véget, amit később Jantsky diaforitnak minősített /1979/.

Szerkezeti viszonyok

Az 1954. évi szeizmikus mérések szerint a tetőtől 500-600 m-rel D-re van a Kfő-1 fúráspon, ahol a medencealjzati törésvonalak mentén való kiemelkedése valószínűsíthető /6. ábra/. A kristályos medencealjzati mélységének egyenetlenségét nagy képződményhiány után bádeni-kárpáti vulkáni képződmények töltik ki. Ennek lepusztult felszínére alapkonglomerátum települ és ezen az alsópannon kőzetrétegtani szintjei sorakoznak, D felé elvékonyodva, illetve kiékelődve.

A fúrásokkal feltárt kaposfői területen szerkezeti záródás nem tapasztal-

ható, mely kőolaj és földgáz nagyobb felhalmozódását lehetővé tenné. Kiékelődő, tárolásra alkalmas rétegek vannak.



6. ábra.

Földtani szelvény a kaposfői fúrásokon át.

Kőolajföldtani eredmények

A Kfő-1 fúrásban rétegvizsgálat nem volt, a fúráseredmények nem indokolták. A Kfő-2 fúrásban is csak gyenge földgáznyomok voltak, de a hét rétegvizsgálat csak gáznyomos vizet talált.

A kutatást beszüntettük, bár korszerűbb szeizmikus mérések a kiékelődések, kisebb felhalmozódások felkutatását lehetővé tehetik.

Kaposvár környékén több víztermelő fúrás is mélyült. Köztük a Kaposvár-fürdő-2 számú fúrás 1036 m-ben erősen tektonizált porfiroblasztos gránitba jutott és ebben állt meg 1155 m-ben /Boldizsár 1968, Némedi Varga 1977/. Olajnyomokról nincsenek adatok.

3. Igal /1-2, 7-10/

Igal vidékén 1938-40-ben végeztek torziós inga és 1941-43-ban graviméteres méréseket a MAORT geofizikai szervezésében. Igal községnél gravitációs maximumot találtak, melynek legnagyobb értéke az igali templomtól kb. 700 m-rel É-ra van, az igal-szántódi kövesút mellett és +43,8 mg a maximális rendelkezés értéke. Arra lehetett következtetni, hogy a maximumot okozó sűrűbb tömeg közelebb van a felszínhez, mint pl. Inkén, és NyDny-KÉK irányú törésvonalak határolják. A tágabb környéken több tö-

résre lehet következtetni, amelyek között az igali, kurdi, döbröközi gravitációs maximumok sakkáblaszerűen helyez-

kednek el. A Felsőíregnél jelentkező maximumot vulkáni kőzetek okozhatják. A Balatonnál a felszín közelében levő medencealjzat Dny, NyDny-KÉK és EK irányú és erre kb. mérőleges törések mentén DK felé egyre mélyebbre kerül, miközben egy-egy magasabban maradt medencealjzati rög is előfordul. Ilyen az eltemetett hegy jellegű igali rög és a miklósi, Gamás, Bedeg környéki rögök, valamint

az Andocs, Kánya, Osztópán környékiek.

Szeizmikus méréseket először G. G. Malton /1940/ végzett. Megállapították a gravitációs maximumnak megfelelő kiemelkedést és azt, hogy a tetővidéken kettős kúp van Igalnál és Koppányszántónál. A későbbi, 1974-1982. évi szeizmikus méréseket Ráner és Kónya jelentései ismertetik.

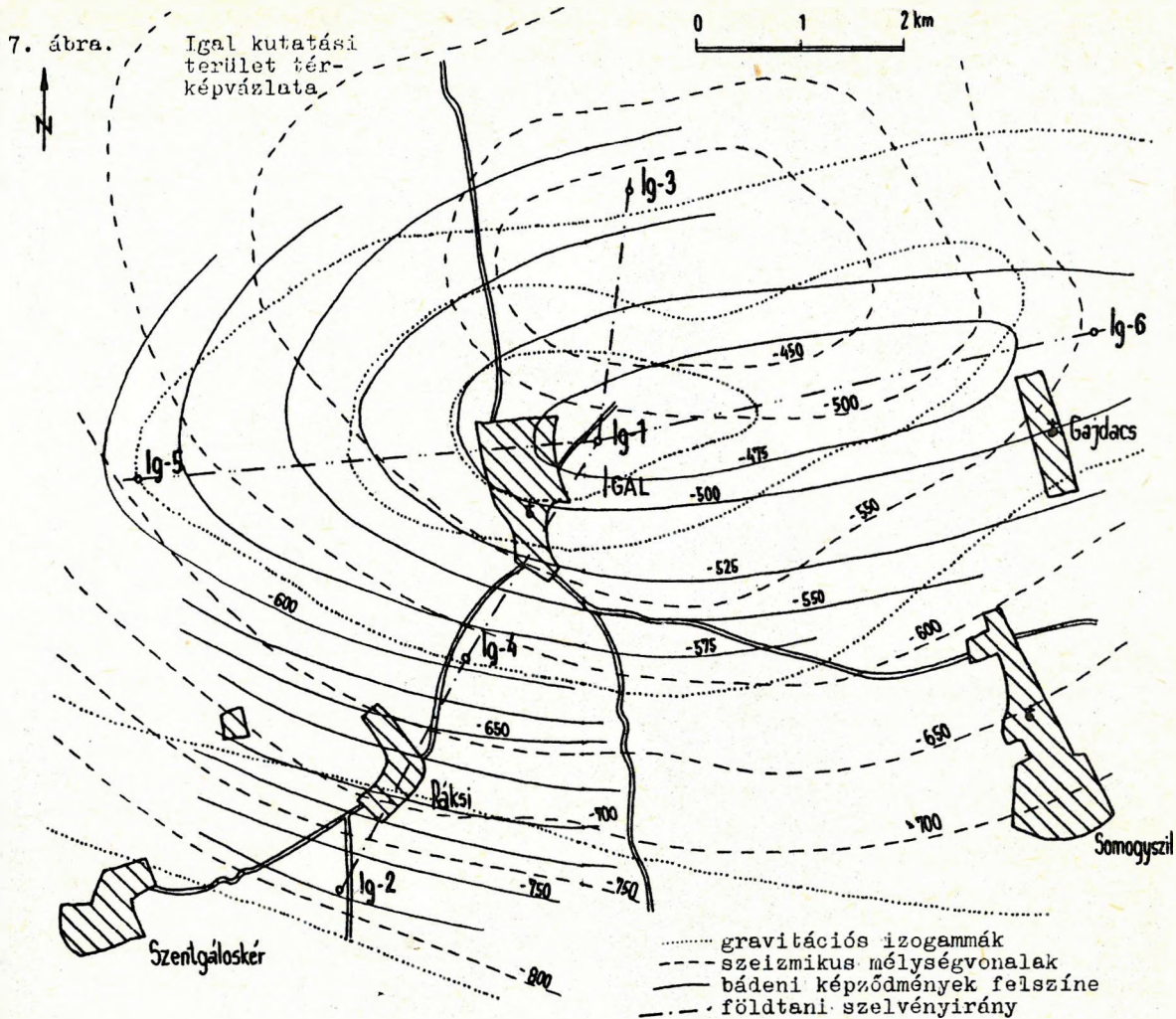
A földmágneses méréseket Scheffer /1937/, Vajk, Kántás /1941/ ismertetik. Az igali kiemelkedő szerkezet mágneses minimumban fekszik és a környéken Mocsolád, Törökkoppány vidékén is csak kis maximumok jelentkeztek.

Fúrási tevékenység

A szerkezetkutató fúrások mélyítése 1947. március 15-én kezdődött az Ig-1 fúrással, Szalánczi üzemi geológus szolgálattal. A 633 m elérésekor lajta-mészakőbe jutottak, amely az iszapot elnyelte, de sikerült 651 m-ig tovább mélyíteni. Kőolajnyomokat nem figyeltek meg. Az 593 m csövezetlen szakaszból 76 °C-os víz jelentkezett, 4,79 g/l sótartalommal.

Az Ig-2 fúrás a szerkezet D-i oldalán mélyült. Az alsópannonban és a szarmatában gyenge gáznyomok voltak kimutathatók, a rétegvizsgálatok alkalmával enyhén sós vízzel gyenge gáznyomok jelentkeztek.

Az Ig-3 fúrás a szerkezet É-i részén mélyült, ahol csak kevés sós víz jelent-



kezett. Fúrás közben 776 m-ben, az alsópannonban gyenge olaj- és földgáznyom volt.

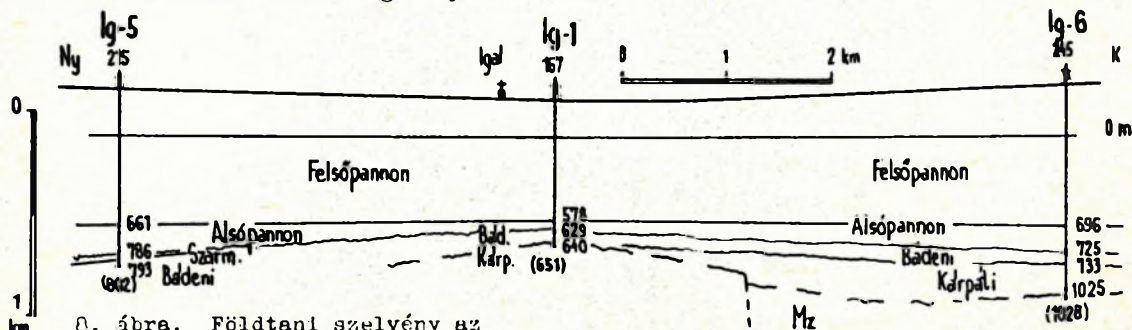
Az Ig-4 fúrás a D-i oldalon, az Ig-1 és -2 között mélyült. Fúrásakor gyenge olaj- és gáznyomok jelentkeztek. Rétegvizsgálat a 696-699 m közötti alsópannon rétegből 52 m³ dugattyúzott vízzel mintegy 1 % kőolajat adott.

Az Ig-5 fúrás a szerkezet DNy-i részén a terv szerint 1400 m-ig mélyült

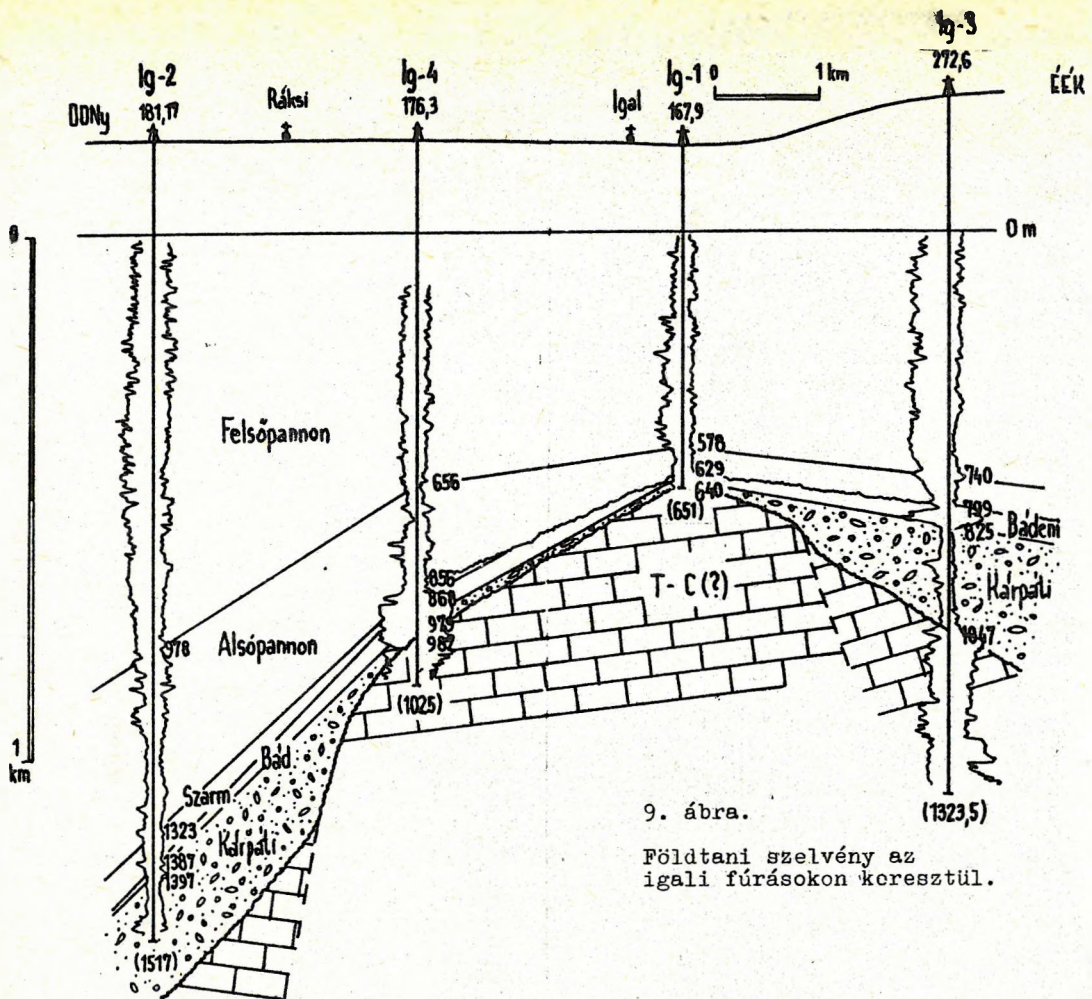
volna, de 802 m elérésekor az iszap elnyelődött a szarmata mészkőben és a rudazat megszorult. Sikertelen mentés után a 254-802 m közötti csövezetlen szakasz dugattyúzásakor kevés édesvíz jelentkezett.

Az Ig-6 fúrás a szerkezet K-i részét vizsgálta. Mivel sem a geológiai, sem a karotázs nem indokolt rétegvizsgálatot, felszámolták.

Később lemélyült az Ig-7 fúrás, amit



8. ábra. Földtani szelvény az Ig-5, -1 és -6 fúrásokon keresztül



9. ábra.
Földtani szelvény az igali fúrásokon keresztül.

víztermelésre képeztek ki.

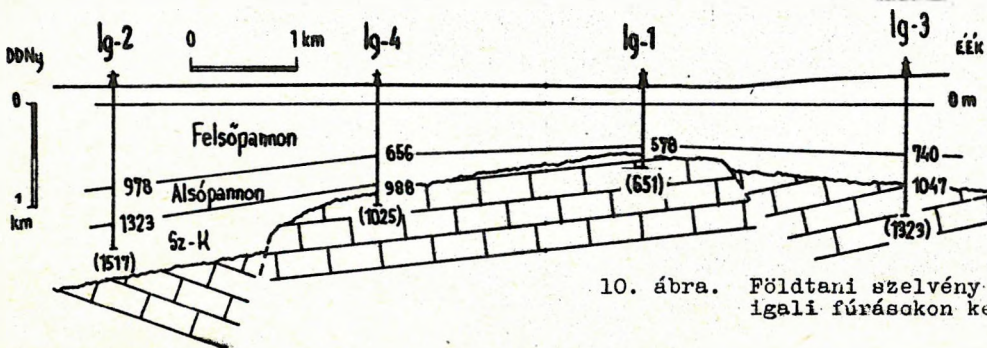
Az igali fúrások fontosabb földtani adatait a 3. táblázat tartalmazza.

3. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bád.	Kárp.	T-C?	Megj.
Ig-1	167,9	10	578	629	-	640	644	(651)	nyom
Ig-2	181,1	15	978	1323	1387	1397	(1517)		nyom
Ig-3	272,6		740	799	-	852	1047	(1323)	víz
Ig-4	176,3		656	856	866	979	988	(1025)	
Ig-5	215,0		661	786	793	(802)			vízsz
Ig-6	245,0		696	725	-	733	1025	(1028)	vízsz
Ig-7	161,5	13	597,6	638,9	649,6			(1019,8)	

Rétegsor

A negyedidőszaki üledék 10-14 m vastag lösz, agyag, homok. A felsőpannon agyag, márga, homok, felső részén lignitpadokkal, egyes vastagabb homokrétegekkel, de főként homokos agyag, vagy agyagos homok rétegekkel. Az alsópannon vékony, nem teljes, a szerkezet tetőrésze felé kiékelődő rétegsor. Az Ig-2-ben a felső részén homokpadok vannak, ez megfelelhet a Tófeji Homok Formációnak. Alatta szürke márga következik, mely a Lenti /vagy Nagylengyeli/ Márga Formációhoz hasonló. Az Ig-3 fúrásban az alsópannon vékony kifejlődésű, pedig a fú-



10. ábra. Földtani szelvény az igali fúrásokon keresztül.

rás már a szerkezet oldalán van. Az Ig-4-ben vastagabb, fent homokos, az alján szürke márga van.

A szarmatát az Ig-2, -4 és -5 fúrásban lehetett kimutatni, vagyis a szerkezet DNy-i oldalán. Itt lemezes-csíkos mélyebb vízi márga, agyagmárga, bitumenes márga, mészmárga, meszes homokkő és konglomerátum van. Gazdag faunája: Cardium, Ccithium, Rissoa, Serpula, Elphidium fajok bizonyítják a korát. Több igali és környékbeli fúrásban nem lehet kimutatni a szarmata jelenlétét és az alsópannon is hiányos. Az igali előfordulás valószínűleg lepusztulási maradéka az eredetileg elterjedtebb üledékeknek. A lepusztulás ideje az alsópannon elején lehetett.

A bádeni rétegsor minden fúrásban kimutatható, különböző tengermélységekben keletkezett. A magasabb szerkezeti helyzetben karbonátos, a mélyebb részeken agyagos-márgás, homokos az üledék, de sehol sem vastagabb kifejlődésű. Gazdag tengeri faunát tartalmaz.

A kárpáti üledék az előbbinél vastagabb, édesvízi-szárazföldi durva törmelék, melyben dolomit, mészkő, gneisz, kvarcit és metamorf kőzettörmelék van, agyagos homokos kötőanyagban. Változó vastagságú vulkáni tufarétegeket tartalmaz, mely É-en és K-en szárazföldre hullott, eléri a 300 m vastagságot. D-en vékonyabb és vízben rakódott le. Homokkőszerű, áthalmazott. A szerkezet tetővidékén csak nyomai vannak meg. Valószínűleg közeli származású, mert durvaszemcsés horzszaköves részei is vannak, és elváltozott bentonitos részei is. Kvarc, savanyú plagioklász, ritkán szanidin és biotit figyelhető meg benne.

Az Ig-3, -4 és -6 fúrásokban a kárpáti rétegek legmélyebb tagja az alapkonglomerátum, melynek anyaga az alphegységből származik.

A neogén medence aljzatát négy fúrás érte el: dolomit és mészkő, világosszürke, szürke, finomszemcsés, néhol kovás-breccsás a kőzet. Ősmeradvány nem került elő, kora bizonytalan. Eredetileg triásznak írták le, később Földvári karbonnak vélte. Végül Halmi et al./1981/ szerint T₃ karni-nóri dolomit és mészkő.

Szerkezeti viszonyok

A legjellemzőbb szerkezeti vonás a törésvonalak mentén környezetéből kiemelkedő T₃ dolomit-mészkőbérc, amely felett a neogén üledék részben kiékelődik, részben nagyon leposan felboltozódik. A medencealjzatba csak kis mértékben behatolt fúrások ennek a szerkezetébe csak kevés bepillantást engedtek.

A geofizikai méréseket a fúrási eredményekkel összehasonlítva látható, hogy a gravitációs eredmények jobban hasonlítanak a bádeni képződmények felszínéről fúrásadatokkal szerkesztett térképhez /7. ábra/. A szeizmikus mérések északabbra, az Ig-3 fúrásnál jelezték -450 m-es mélységben záródó kiemelkedést. Ez a mélység a felsőpannonban lenne, ott azonban kiemelkedésre nincs fúrási adat. Valószínű, hogy a visszaverő szintek azonosítása téves.

A földtani szerkezet alkalmas lenne kőolaj- és földgáz felhalmozódására, de a földtani fejlődéstörténet nem volt kedvező a keletkezés, vándorlás, felhalmozódás folyamataira. A medencealjzat karbonátos kőzetei olyan szellőztvízi zátonyképződmények, amelyekben szénhidrogének nem képződhettek. A neogén üledék vékony és hézagos. A Buzsák környékén anyakőzet jellegű oligocén üledék és az alsópannon máshol vastag olajos rétegsora hiányzik. Jó szerkezeti záródás, mely kőolaj- és földgáz felhalmozódását lehetővé tette volna, csak a felsőpannon folyamán létesült.

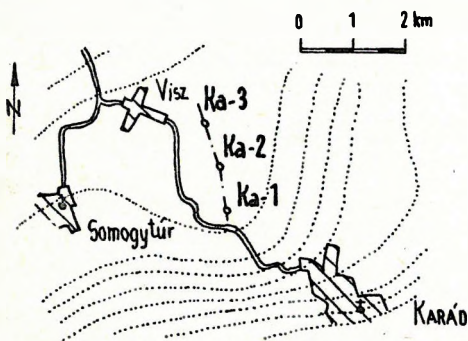
Kőolajföldtani eredmények

A fúrások mélyítése során és a rétegvizsgálatok alkalmával számot tevő kőolaj- és földgáznyom nem jelentkezett. Kisebb nyomok voltak a bádeni, szarmata és alsópannon márgákban. Az Ig-2 fúrásban igen gyenge, de éghető gázbuborékok jelentkeztek néhány rétegvizsgálat vízával.

A gyenge kőolajföldtani eredmény bizonyára kapcsolathozható azzal, hogy a felsőpannon előtt jó szerkezeti záródás nem volt. A mélyebb neogén medencereszekben kellene jól záródó szerkezeteket felkutatni a jobb eredmény reményében.

4. Karád /1-2, 11-12/

A MAORT gravitációs mérései szerint az ÉNy felé emelkedő értékek között a 20-21 mg izogammák között kiüblösödés volt tapasztalható, ami a regionálisan emelkedő medencealjzatban sűrűbb, eltemetett tömeg kiemelkedő helyzetére utalt. Ezt a gravitációs rendellenességet három kutatófúrással vizsgáltuk meg az 1953-54-es években.



11. ábra. Karád kutatási terület térkép-vázlata a gravitációs izoanómia vonalaival
 --- földtani szelvényirány

lyebben zöldesszürke lágy riolittufa, agyagmárga bádani mikrofaunával, majd homokkő, konglomerátum következik. A neogén rétegsort kárpáti emeletbe helyezett palás agyag, mészkőbreccsa, vörösbarna agyag, homokkőkonglomerátum és vulkáni tufa zárja. A kárpáti üledék a Ka-1 és -2 fúrásban 108-188 m, a Ka-3 fúrásban pedig 754 m-nél vastagabb. Ez a fúrás ebben állt meg. Itt szürke agyagmárga, homokkő, agyagos-meszes növénylenyomatot agyagmárga, andezittufa rétegek vannak.

A Ka-1 fúrás 956-959,5 m-ből vett magmintája sárgásfehér mészkőbreccsájának egy vékonycsiszolatából Majzon /1956/ Schubertella és agglutinált vázú Clinacamina sp. foraminifera maradványokat határozott meg. Az anyagot a karbon szakértő Rauzer-Csernouszova is megvizsgálta, aki még *Triticites ex. gr. ventricosus* *Triticites* sp, *Daixina* sp. fajokat ismert fel. A kőzet korát felsőkarbonnak határozták meg /Majzon, 1966. p.564/. Hasonló faunát Nagyvisnyóról ismerünk a felsőkarbon-perm határáról /Bükk/. Bár ez a fauna nem szálan álló kőzetből került elő, hanem a miocén alapkonglomerátumból, -breccsából, mégis figyelemreméltó, mert a Balaton vidékén az első ilyen adat volt.

Sztrákos /1975/ a Ka-3 fúrás 1396,3-1397,3 m-éből származó magmintájában a kárpáti üledékbe áthalmazott oligocén mikrofaunát is említi.

A miocén breccsa alatt nagy diszkordanciával és képződményhiánnyal eredetileg triász korúnak leírt mészkő következik, de kora bizonytalan az említett felsőkarbon faunalelet miatt. A Ka-1 fúrásban világosszürke mészkőbreccsa és sötét agyagpala van, két magfúrással mindössze 30 cm került felszínre. A Ka-2 fúrás fehéresszürke kalciteres mészkőben állt meg, amiből szintén csak kevés jutott a felszínre. Eredetileg ezt is triásznak írták le, később lehetségesnek vélték a felsőkarbon kort. Majzon Schubertella lelete után, feltételezve, hogy a fekü alaphegység törmelékéből került elő /Tomor, 1957/.

Szerkezeti viszonyok

A karádi szerkezet a Bakony felől

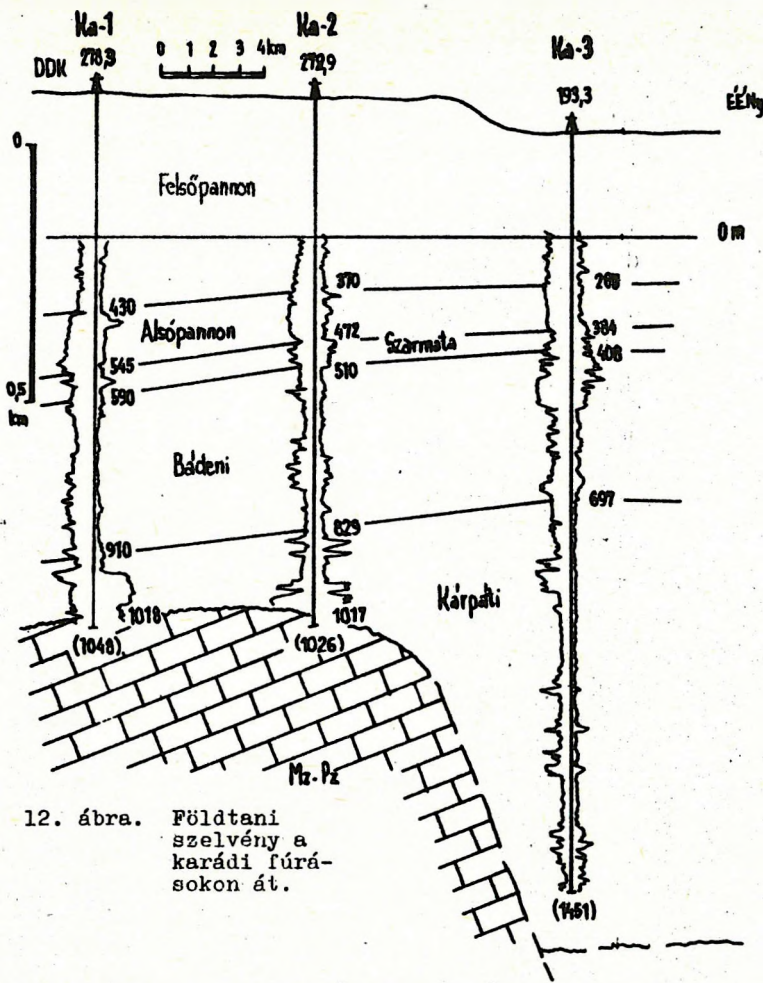
4. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bjd.	Kárp.	Mz-Pz	Megj.
Ka-1	278,3	kb.30	430	545	590	910	1018	(1048)	meddő
Ka-2	272,9	kb.30	370	472	510	829	1017	(1026)	meddő
Ka-3	193,3	kb.30	280	384	408	697	(1451)		meddő

Rétegsor

Negyvedidőszaki lösz, agyag, homok alatt felsőpannon homokos agyag, agyagmárga, vékonyabb márgapadok és agyagos homokrétegek. Alattuk csak néhányszor 10 m-es, hiányos alsópannon következik, ez is vékonyodik ÉK felé. Részben kiékelődik, szürke homokos agyagmárga kifejlődésben. Mélyebben szarmata homokos mészkő és márga következik, szürke bitumenes márga gazdag mikrofaunával és sárgás, meszes homokkő. Ez alatt bádani faunás mészhomokkő, lithothamniumos lajtmészkő, meszes márga, bitumenes márga, mé-

* Balogh Kálmán kezdeményezésére



12. ábra. Földtani szelvény a karádi fúrásokon át.

általában DK felé lejtő medencealjzatnak a Balaton-vonal irányát követő törésvonal mentén magasabban maradt darabja. A törésvonal a Ka-2 és -3 fúrások között van, ennek mentén az ÉNy-i rész mélyebbre került /12. ábra/.

A medencealjzat egyenetlenségeit kárpáti üledék tölti ki, amelynek a vastagsága e miatt nagyon ingadozó. A kárpáti, bádén és a felette következő képződmények ÉNy felé regionálisan emelkednek, a rétegsorok elvékonyodnak, részben kiékelődnek.

A plaeo-mezozoós medencealjzat felszínének hosszas lepusztulása után a kárpáti emelet idején képződött újharmadkori üledékképződésbe távolabbi eredetű, szórt vulkáni anyag került. A tengerelöntés a bádén emelet idején tetőzött. A vékony szarmata regresszív jellegű, amit itt szokatlanul vékony és hiányos alsópannon és valamivel teljesebb felsőpannon tavi-folyami üledékek és negyedidőszaki folyami-szárazföldi

üledékek követtek.

Az újharmadkori üledék vékony és meg-megszakadó volta kedvezőtlen a szénhidrogének felhalmozódására, ugyanúgy a sokáig fedetlen, lepusztuló medencealjzat is. A repedezett, üreges idős mészkörögnak a kárpáti emelettől lezárt állapota kelvező lehetne a felhalmozódásra, de úgy látszik, távoli tápterületről a szénhidrogének idevándorlása nem történt meg. Kedvezőtlen a neogén üledék ÉNy felé való regionális emelkedése, amelyben a szerkezeti záródás hiányzik.

Kőolajföldtani eredmények

A kutatási területen eddig megismert rétegtani, szerkezeti viszonyok kedvezőtlen helyzetével összhangban figyelemre méltó kőolaj- és földgáznyomok nem jelentkeztek. Gyenge gáznyomokat lehetett észlelni a Ka-3 fúrás kárpáti rétegsorában.

További kutatás esetleg a távolabbi környéken válhat indokolttá, újabb kutatás eredményei alapján.

5. Buzsák /1-2, 13-16, 31/

Buzsák környékén a kőolajkutatás a MAORT geofizikai méréseivel kezdődött. Először 1934, majd 1938-40. között Eötvös-ingás és Bousher graviméteres méréseket végeztek, közben 1935-36-ban mágneses mérések folytak Scheffer Viktor vezetésével.

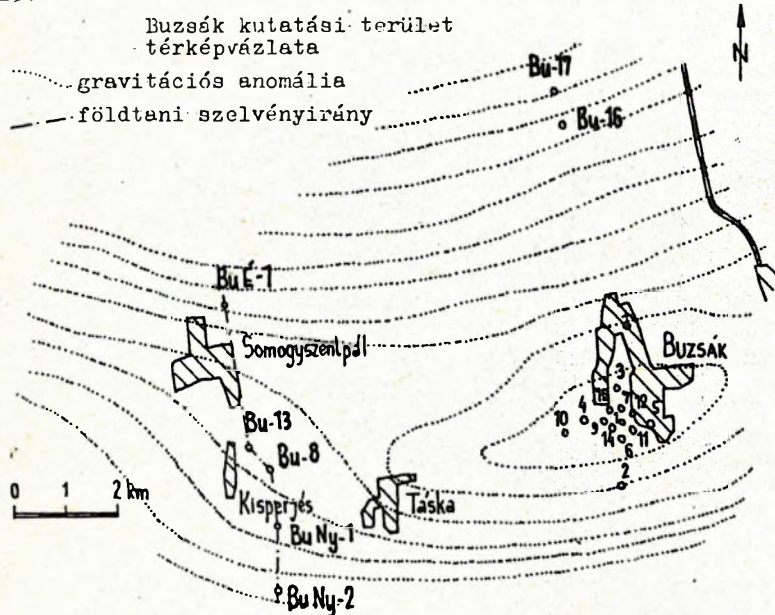
Mivel Buzsák községtől közvetlenül D-re jól záródó gravitációs maximumot találtak, ezért 1939-40-ben szeizmikus mérésekre került sor.

A gravitációs maximum a Balatontól DK-re csökkenő értékű területen 20-19 mg között újra 20-21 mg értékig emelkedik, határozottan záródó, NyDNy-KÉK tengelyirányú elnyúlt alakú szerkezet. A mágneses anomália térképen a buzsági gravitációs anomália nem mutatkozik. A gravitációs anomália D-i szárnyán egy kisebb

kiterjedésű +30 gammás és ENy felé /Somogyszentpálnál/ +50 gammás anomália van. Távolabb, K-en Szőlősgyörök, Gyugy között van nagyobb kiterjedésű mágneses maximum, és Ny-ra Balatonberény-Kéthely között.

Az első szeizmikus méréseket az amerikai Carter Oil Co. 6. szeizmikus csoportja végezte, az akkori kezdetleges eszközökkel. Eredménye is bizonytalan: DK felé enyhén mélyülő visszaverő felületek mutatkoztak.

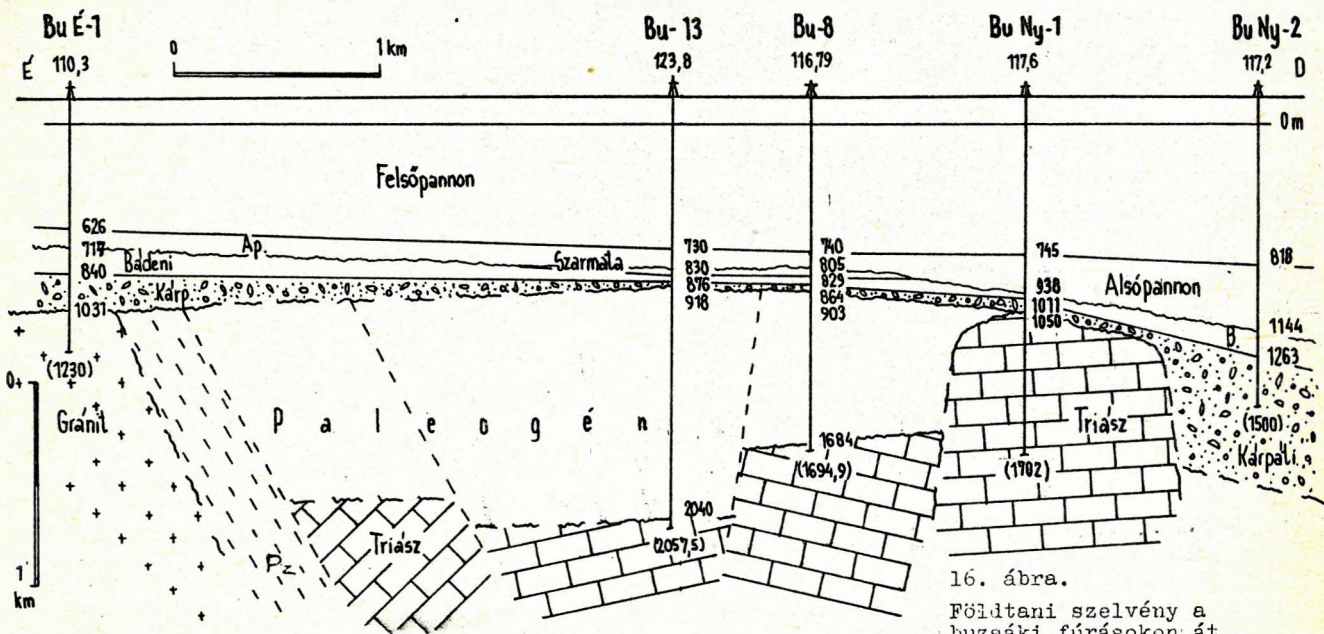
13. ábra.



Kutatási tervünk szerint 1954-ben indult a terület részletesebb vizsgálata. A kutatófúrásokkal egy időben 1954-56-ban folytak szeizmikus mérések a gravitációs maximumon és környezetében. A mocsaras területen nehezen haladó mérések egy gyenge emelkedő szerkezeti formát a gravitációs maximumnak megfelelően, és a K-i oldalán zavart /töréses?/ zónákat is észleltek. Határozottan jelentkező kiemelkedést nem jeleztek, csak DK felé regionálisan süllyedő visszaverő fe-

lületeket találtak az ismert kőpnek megfelelően. A pannon üledéknek megfelelő szeizmikus szintek csak 500-800 m vastagságúak, alattuk bonyolult szerkezetű idősebb képződmények jelentkeztek, amiből közelebbi biztos adatokat nem lehetett nyerni.

A Geofizikai Intézet 1955-ben geokémiai méréseket végzett, ami az akkori kőolajföldtani ismereteket már nem sokkal vitte előbbre. A mérések célja tulajdonképpen a módszer kipróbálása kis mélységű kőolajföldgáz előfordulási helyen és a mélyfúrási eredmények-



16. ábra.

Földtani szelvény a buzsági fúrásokon át.

kel való összehasonlítás volt. A geokémiai vizsgálat 1,5 m mélységből, 250-500 m-es hálósat szerint vett 610 db talajminta fluoreszcens vizsgálatával történt /MAELGI jelentés, 1955/. Az eredményeket térképen foglalták össze /14. ábra/. Az olajmező területén mutatkoztak anomáliák, de meddő területek felelt is.

Fúrási tevékenység

A kutatófúrási tevékenység 1954-ben kezdődött és 1963-ig megszakításokkal 17 buzsáki, 2 Buzsák Nyugat és 1 Buzsák Észak nevű fúrás mélyült /5. táblázat/.

5. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bald.	Kárp.	Egri	Kisc.	Mz.	Krist.	Megj.
Bu-1	133,3	20	626	-	-	703	953	-	-	(963)		olaj
Bu-2	143,2	25	746	-	756	824	-	-	-	(901)		víz
Bu-3	133,9	11	626	690	715	(776,5)						olajny
Bu-4	134,3		570	622	628	704	794	-	-	(1104)		olajny
Bu-5	142,9		642	?	660	754	784	-	-	(1063)		olajny
Bu-6	135,1		561	628	?	(654,5)						olaj
Bu-7	130,5		657	-	-	(670,5)						víz
Bu-8	116,7		740	805	829	864	903	1616	1684	(1694)		meddő
Bu-9	139,5		664	-	-	(661,2)						olajny
Bu-10	137,5		707	-	-	(711,5)						olaj
Bu-11	137,5		624	-	-	(643,8)						víz
Bu-12	135,9		564	645	650	693	(699)					olaj
Bu-13	123,8		730	830	850	876	918	2040	-	(2057)		víz
Bu-14	137,6		556	643	-	719	(719,7)					olaj
Bu-15	132,4		544	660	676	704	-	-	-	(707)		olaj
Bu-16	108,4		372	479	510	553	(593,5)					víz
Bu-17	106,9		444	479	489	(533,5)						víz
Bu Ny-1	117,6	18	745	930	-	1011	1050	-	-	(1702)		meddő
Bu Ny-2	117,2		818	1144	-	1263	(1500)					meddő
Bu E-1	110,3	20	626	777	-	840	1031	-	-	-	(1230)	meddő

A gravitációs maximumnak kb. a közepén lemélyített Bu-1 fúrás 1954. május 09. és 15-e között végzett első rétegvizsgálata szerint 611-631 m-es pannon-bádeni csövezetlen rétegekből napi 30 tonna olajat termelt. Ezt követően a fúrást tovább mélyítettük, több olajos szint reményében, 703 m-ig. A 611-703 m között megnyitott szakaszból szabadfolyással 73,2 m³/12 óra kőolaj jelentkezett, de már 2 % víztartalommal. Összesen 422,5 m³ kitermelése után a

csövezés érdekében 4 m-rel tovább mélyítettük a fúrást és beépítettük a 7 hüvelykes béléscsővet 705,8 m-ig, amely azonban lent nem zárt jól, a csőközből vizet kezdett termelni. Tovább mélyítve 963 m-ig és a 705,8-963 m között nyitott szakaszt /mely kárpáti vörös agyag és konglomerátum 953 m-ig, és alatta szürke kalciteres mészkő/ megvizsgálva, napi 30 m³ víz jelentkezett. Az olajtelep vastagsága tehát kicsi.

A Bu-2 fúrást az előbbtől D-re 1187,6 m-re, a gravitációs maximum D-i oldalára telepítettük. Mély szerkezeti helyzetének bizonyult, és csak napi 34 m³ víz jelentkezett. E távoli telepítést magyar részről helytelenítettük, de akkor folyt a Maszolaj átadásának tárgyalásai, és a szovjet fél tisztázni kívánta, milyen értékeket ad át a magyar félnek.

A Bu-3 fúrást a Bu-1-től E-ra 648 m-rel telepítettük, a gravitációs maximum E-i részére, és bár 653-660 m között olajnyomos bádeni homokkővet találtunk, rétegvizsgálatkor csak olajos vizet kaptunk. Nyilvánvalóvá vált, hogy az olajtartalmú terület kis kiterjedésű.

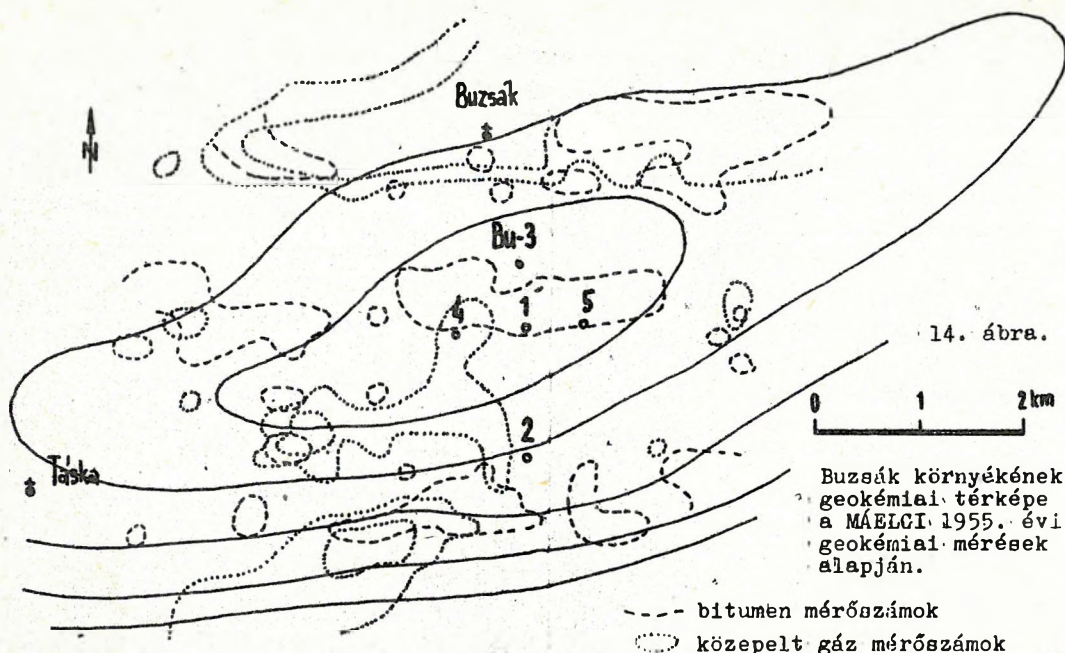
A Bu-4 fúrás az elsőből 600 m-rel Ny-ra csak olajnyomos vizet adott.

Vizes olajat csak az elsőből 300 m-re telepített Bu-6, -11, -12 és -14 fúrásokból kaptunk, ami a lehetőségeket nagyon csökkentette. Távlatosabb lehetőségek felderítésére Somogy-szentpál, Kisperjés vidékén mélyült Bu Ny-1, -2, Bu-8, -13 és Bu E-1 fúrások olajat már nem találtak. Az E felé mélyült Bu-16 és -17 fúrások csak bőséges, 40 °C-os vízbeáramlást adtak a 480-593,5 m-ben levő alsó-pannon mészmárga repedéseiből és a bádeni homokos-lithothamniumos mészkő, illetve kárpáti vörös konglomerátum rétegekből. Ez lehetővé tette a később létesített csisztapusztai fürdő vízellátását, amitől a balatoni fürdőidény meghosszabbítását remélik.

A buzsáki fúrások üzemi geológiai szolgálatát Vándorfi Róbert látta el.

Rétegsor

Negyedidőszaki sárga homok, agyag, lösz, homokos agyag. Felsőpannon világosszürke, kékesszürke homokos agyag, agyagmárga, vastagabb homokpadokkal,



helyenként 30-50 % karbonáttartalommal. Kevés ősmaradvány, mint *Melanopsis* sp, *Viviparus sadleri* balatonicus, *Dreissensiomya* sp, a felsőpannon középső részére jellemző /Bartha, 1979/. Az alsópannon nem minden fúrásban mutatható ki. Ahol megvan, ott is vékony, hiányos kifejlődésű, az alsó része többnyire hiányzik. Szürke agyagmárga, világosabb szürke homokkő és barnásszürke márga, mészmárga képviseli. Kevés őslény került elő: *Limnocardium abichi*, *Congeris*, *Ostracoda*, *Silicoplacentina*, kevés halpikkely és szenes növényi lenyomatok. Az alsópannon alsó részén kőolajszerű és olajfoltos-csíkos bitumenes márgák, homokkövek vannak.

A szarmata emelet csak némely fúrásban, foltokként mutatható ki. Ezek a foltok valószínűleg eróziós maradványok. Talán víz alatti lepusztulás érte a hajdani általános elterjedésű, de mindenhol vékony, 5-17 m, maximum 30 m vastag üledékeit. Általában rétegtelen kagylós törésű, kemény mészmárga, pirités zöldes árnyalatú szürke agyagmárga, kevés homokkő. A Bu-2 fúrásban lemezes, rétegzett olajszerű agyagmárga, a Bu-5 fúrásban kovásodott vulkáni tufarétegek vannak benne. A Bu-15 fúrásban lemezes halmaradványos agyag- és mészmárgát sorolunk ide. A Bu-16 fúrásban durva homo-

kos és oolitos, sok puhatestű héjtöredéket tartalmazó mészkő fordul elő, mely lefelé mézsmárgába megy át. Faunája foraminiferákban gazdag, jellemző szarmata őslénytársaság. A Bu-17 fúrásban finomszemcsés homokkő fordul elő.

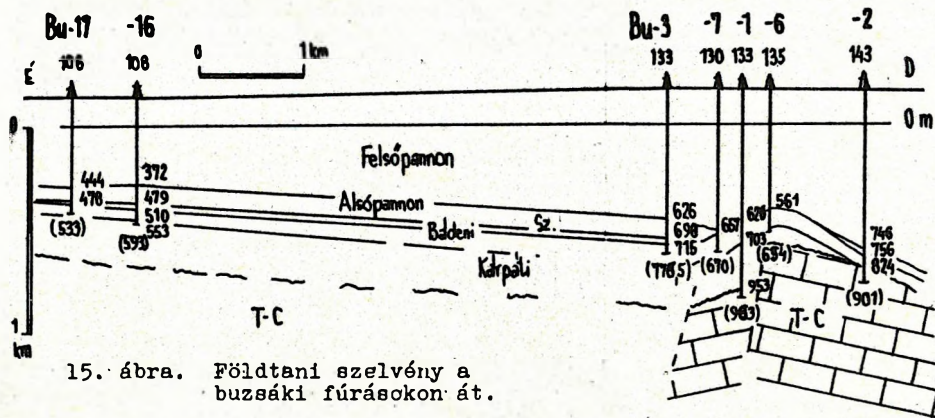
Lefelé a bádai rétegekkel folytatott üledékképződés látszik.

A bádai emelet rétegsorát 13 fúrás harántolta, 7 fúrás ebben állt meg. A kutatási területen általánosan elterjedt. Vastagsága 20-100 m. Sekélytengeri üledék, gazdag bádai faunával. Kifejlődése morzsalékos lithothamniumos mészkő, durvaszemcsés törmelékeny mészkő, mészmárga, lemezes mészmárga, anyagkövet jellegű bitumenes márga. Vulkáni hamucsíkok, lent karbonátos-homokos kvarckonglomerátum is előfordul. A bádai rétegek felső részén gyakori az olajnyom, helyenként olajjal teljesen átitatott rétegek vannak, máshol csak olajfoltok fordulnak elő. A távolabbi fúrásokban kevesebb, de szintén előfordulnak olajnyomok.

A kárpáti emeletbe soroljuk az előbbi rétegek alatt előforduló tarka, többnyire vörösbarna és szürke agyag, márga, homok és homokos kötőanyagú durva konglomerátum rétegeket. A konglomerátum egyes kavicsaiban kréta jellegű őslények is vannak. Ez a rétegsor a transzgredáló neogén tenger előtt képződött szárazföldi

üledék, de néhol nagyobb diagenczis nyomait viseli, ezért feltételezhető, hogy talán paleogén-kréta üledéket is ide soroltunk. A Bu Ny-2 fúrás, mely nagyobb vastagságban tárta fel /16. ábra/, agyagmárga, meszes agyag és homokkőrétegekben igen gyér foraminifera maradványokat is tartalmaz. Ezek a kárpáti emeletre utalnak, s tengeri lerakódások. Itt mélyebben riolit tufa padok is előfordulnak. Az alaphegység mélyedéseit ilyen jellegű, vastag üledék tölti ki. A szerkezetileg magasabb helyzetű fúrásokban a tarka konglomerátumot találjuk 20-40 m vastagságban.

köréteg van, amely barnásszürke, tömött, kalciteres kőzet, őslények nem kerültek elő belőle. Az eocénnél idősebbnek látszik. Alatta zöldesszürke glaukonitos márga és ez alatt /1652-1682 m/ barnásszürke, szürke néhol finomhomokos bitumenes márga következik, amely meggyújtva lánggal ég. Végül ez alatt sötét zöldesszürke kemény glaukonitos agyagmárga következik, igen gazdag foraminifera faunával, amit Majzon dolgozott fel /1956/ és felsőeocénnek vélt. Ujabbán Sztrákos /1975/ foglalkozott vele, aki Báldiné Beke Mária nannoplankton vizsgálataira



15. ábra. Földtani szelvény a buzsáki fúrásokon át.

Oligocén. A kutatási terület DNy-i részén mélyült Bu-8 és -13 fúrás harántolt gazdag oligocén mikrofaunás szürke agyagmárga, homokos agyagmárga, világosszürke homokkőcsíkos rétegsort; 60-90°-os rétegdőléssel, sok fényes csúszási lappal. A Bu-8 fúrásban 1160 m körül vulkáni törmelékanyagból és zónás plagioklász-kristályokból álló tufa közbetelepülés fordul elő. A Bu-13 fúrásban a rétegsor hasonló, de a rétegdőlés kisebb, 20-25° körüli.

Ez a rétegsor Majzon szerint gazdag rupéli mikrofaunát tartalmaz. Később Sztrákos /1975/ szerint a rupélinek meghatározott rétegsor az egri emeletbe tartozik, és az alatta levő, eredetileg felsőeocénbe sorolt rétegek nannoplankton alapján a kiscelli emeletet képviselik.

Eocén/?/ a Bu-8 fúrásban az előbbi rétegsor alatt 30 m vastag kemény mészkő

hivatkozva a kiscelli emeletbe sorolta, és a Bled-Ljubljana környéki oligocén képződményekkel hozza kapcsolatba. Feltételezik, hogy az egri emelet idején jött létre kapcsolat a jugoszláviai és a Bükk környéki oligocén tengerág között és a második

szávi orogén mozgások idejére teszik a buzsáki oligocén rétegek felpikkelyeződését. Báldi /1982/ a buzsáki erősen diszlokált pélitekből említi az NP-24-25 nannoplankton zónát.

Mezozoikum. A paleogén üledék alatt diszkordánsan kérdéses mezozoós mészkő, dolomitos mészkő, szemcsés mészkő következik. A Bu-2 fúrásban zöldesszürke finomhomokos mészkő, lemezes dolomitos mészkő, világosszürke mészkő, szürke breccsás, dolomitos mészkő és kevés mészmárga fordul elő. A Bu-5 fúrásban valószínűleg mezozoós kemény agyagmárga és homokkő, szemcsés mészkő, a Bu-8-ban világosszürke finomszemcsés repedezett mészkő, mészmárga, a Bu-13-ban szürkésfehér dolomit van, mely részben breccsás, részben kristályos-szemcsés szövetű. A Bu-15 fúrásban breccsás kristályos-szemcsés dolomitos mészkő, végül a Bu Ny-1 fúrásban szürke mészkő fordul elő.

Mindezek a kőzetek ősmaradványt nem

tartalmaznak, de a bakonyi alsótriász képződményekkel hasonlíthatók össze.

Paleozoikum/?/. A Bu-4 fúrás 797-855 m között sötétszürke kalciteres mészkövet, igen összetöredezett mészkőbreccsát és kalciteres breccsás mészkövet fúrt át. Alatta 855-1036 m között 45-60°-os rétegdőlésű, gyűredezett, kihengerelt, kalciteres palás agyagmárga, palás agyag következett, majd 30°-os rétegdőlésű világos földesszürke és selymesfényű agyagmárga-pala mészkő betelepülésekkel és kalciterekkel. Ez alatt 1036-1104 m között ismét sötétszürke kalciteres mészkövet fúrt és ebben állt meg. A Bu-1 fúrás is sötétszürke kalciteres-breccsás fehér hajszálerekkel átjárt mészkőbe ért. Ezekről Szepesházy /1956/ feltételezte, hogy karbon korúak, bár ezt fauna nem bizonyítja, de a karádi és szabadbattyáni alsókarbon faunás /Sidó, 1978/ kristályos mészkő és agyagpala rétegekhez hasonlíthatnak.

Végül a Bu E-1 fúrás a kárpáti konglomerátum alatt /16. ábra/ biotitos gránitba ért és ebben állt meg.

A gránit felső részén szürke gránittörmelék van, 1-2 mm-es szemcsék karbonátos kötőanyagban, sötétszürke agyagcsomókkal, csúszási felületekkel, kalciteres repedésekkel. A gránittörmelék ortoklász, biotit és unduláló kioltású kvarckristályokat tartalmaz.

Mélyebben világosszürke, rideg, törésre szögletes darabokra széteső biotitos gránit következik, közel függőleges csúszási felületekkel. Benne ortoklász, zónás plagioklász, biotit és kvarc fordul elő. Legalul világosszürke és narancssárga színű gránit, sötétszürke, biotitban gazdag gránit, karbonátosan elváltozott gránit fordul elő, kvarcerekkel. Ezekben kevés aprószemű földpát, csillám és kvarc ismerhető fel. Útésre szögletes darabokra esik szét. A Velencei-hegység gránitjára hasonlít. Buda /1981/ posztorogén gránit-granodiorit batolitnak tartja. Kovách szerint Sr/Rb kora 300-340 millió év.

Szerkezeti viszonyok

A bonyolult felépítésű, gránittömzsöt tartalmazó, paleozoós és mezozoós aljzatú

kiemelkedést lapos boltozattal követi az alig zavart neogén üledék. Az idősebb szerkezeti emelet erősen diszlokált. Benne ÉK-DNy irányú és erre merőleges fiatal törésvonalak mentén sasbércek és árkok alakultak ki. A Bu-1 fúrásnál levő gravitációs maximum környezetéből kevéssé kiemelkedő sasbérc, amit a kárpáti rétegek kiékelődve, a bádeni és fiatalabb üledékek laposan felboltozódva takarnak. A fiatalabb üledékekben a lapos felboltozódás is elhal, és a felsőpannon üledékekben már csak a regionális délkeleti rétegdőlés mutatkozik.

Az idősebb szerkezeti emelet bonyolult felépítését Sztrákos /1975/ próbálja magyarázni. Szerinte "az azonos dőléssel jellemzett egységek, mint egymásra tolt pikkelyek értelmezhetők". Ő a Bu-8 és -13 fúrásban a paleogén rétegekben öt-öt pikkelyt feltételez, melyeket nem lehet egymással párhuzamosítani. A nagy dőlésszög valóban észlelhető, de az azonosságuk kérdéses.

A 15. ábra átnézetes szelvény a Bu-17 és Bu-2 fúrások között, amelyben a regionális D-, DK-i dőlés mellett egy karbon/?/-alsótriász sasbérc emelkedik ki törések mentén, oldalán törésvonalak mentén érintkezve fiatalabb rétegekkel. A 16. ábra átnézetes szelvény az előbbi től nyugatra, a Bu K-1 és Bu Ny-2 fúrásokon át. Itt É-on az említett gránittömzs van, amelyen valószínűleg megvan a paleozoós palák, majd alsótriász képződmények mélyebb-magasabb helyzetű rögei következnek. Mindezek törések, árkok-sasbércek, esetleg pikkelyes szerkezetű tömbjeit paleogén üledék takarta el, mely a kárpáti üledékképződés előtt nagyon lepusztult, úgy, hogy csak az árkokban maradt meg nagyobb vastagságban. A paleogén és idősebb képződmények egyetlenül lepusztult felszínére kárpáti tengeri és szárazföldi üledék rakódott. A tengeri homok-márga a mélyebb, vastagabb kifejlődések helyein van meg, másol csak a felső tarka szárazföldi durvátörmelékese kifejlődést találjuk, ami egyúttal a tengeri bádeni és szarmata rétegsor bevezetője. A bádeni tengeri üledékek itt vékony kifejlődésűek, de általános elterjedésűek. A szarmata és

pannon üledékképződés között a szarmata nagy része lepusztult, helyenként foltjai maradtak meg. Az alsópannon nagy része, néhol az egész alsópannon szintén hiányzik. Mivel ezen a szinttájon szárazföldi üledékképződésnek nincs nyoma, talán lehetséges, hogy tenger alatti lepusztulás folyt a szarmata végén és az alsópannon nagy része folyamán.

Mindezt a felsőpannonban 600-700 m vastag, D felé vastagodó üledék takarta el. Ez a bonyolult, a pannon medence szélére jellemző szerkezeti alakulás kedvező volt kisebb kőolajtelep keletkezésére.

Kőolajföldtani eredmények

A Bu-1 fúrás környékén a Bu-6, -11, -12, -14 fúrások területén többnyire a -500 m tengerszint alatti mélység feletti pannon talpának lezáró rétegei alatti, tárolásra alkalmas kőzetekben, kis telepben halmozódott fel a kőolaj. Tárolókőzetek a pannon vékony agyagréteges homokkő, szarmata repedezett márga, bádeni mészkő /melynek porozitása 18-22 %, átteresztőképessége 20-56 mD/. A kőolaj csak a legátteresztőbb rétegekbe jutott, a finomabb hézagokat 2-4 g/l sótartalmú víz tölti meg.

6. TÁBLÁZAT

Kőolaj	Bu-1	Bu-1	Bu-6	Bu-11	Bu-15
	511-631m	611-703m	628-631m	615-643m	655-675m
FAJSÚLY 20°C	0,935	0,959	0,959	0,9693	0,964
VISZK. E° 30°C	45,80	-	-	-	-
50°C	-	-	-	-	75,5
70°C	15,03	-	-	-	20,3
DERMEDÉS °C	-	-	-20	-	-16
JELLEG	naftén	naftén	-	-	-
KÉNTARTALOM	1,64	-	1,84	-	1,9
ASZFALT %	6,83	-	-	-	4,07
BENZIN	4,7	2,19	13,99	1,26	1,18
PETRÓLEUM	-	7,08		10,40	8,73
GÁZOLAJ	15,2	-	-	-	-
KŐOLAJ kis viszk.	7,2	-	-	-	-
közepes	3,8	-	-	-	-
nagy	8,9	-	-	-	-
MARADÉK	59,4	88,87	86,01	87,85	89,74
VESZTESÉG	0,8	1,86	-	0,49	0,35

6. TÁBLÁZAT

Földgáz	Bu-1 611-631m
Szénhidrogén %	85,03
CO ₂	12,56
N ₂	2,41

Gráf László vizsgálata szerint a kilimánihoz hasonló. Távolabb Eghelen és a romániai felsőpannonból származó kőolajak hasonlóak hozzá, de ezek több könnyű alkatrészt tartalmaznak. Míg a buzsáki kőolaj naftén-naftén jellegű /6. táblázat/, addig az Ujfalu-felső telep és Bányavár kőolaja naftén-intermedier jellegű, különben azok is hasonlóak. A buzsáki kőolajból elsőrendű kenőolajok gyárthatók. Hátránya a nagy kéntartalom, bár ez a nafténes kőolajoknál kevésbé hátrányos, mint a paraffinos kőolajoknál. Az arkansasi, kaliforniai, texasi és venezuelai nafténes kőolajak több ként tartalmaznak a buzsákinál, és mégis jól értékesíthetők.

Nagyobb baj az, hogy a készlet nem jelentős.

További kutatási lehetőségek

A buzsáki kutatási területen nagyobb előfordulás felfedezésére aligha van remény, de a távolabbi környék reményteljes terület. A kőolaj keletkezésének, vándorlásának és felhalmozódásának a lehetősége sohasem lokális, hanem nagyobb területre kiterjedő jelenség. Minden előfordulás egy-egy akkumulációs övezet tagja lehet, amely övezetben az először megismertnél sokkal jelentősebb helyi felhalmozódások is lehetségesek.

Részletesebb és korszerű szeizmikus vizsgálatok után még van remény eredményes fúrásokra, amint azt ebbe a szerkezeti övbe tartozó sávolyi kutatási eredmények bizonyítják.

6. Kulcs /1-2, 17/

Kulcs község környékén a felsőpannon üledék a felszínre búvik a környező negyedidőszaki lösz, homok alól. Ezt a felszínre búvást a Duna magaspártja Kulcs környékén jól feltárta. Pávai Vajna

felszíni dőlésmérésekkel lapos boltozatot állapított meg a felsőpannon rétegekben.

A gravitációs mérések szerint az adonyi és rácalmási negatív rendellenességek között kis értékű, DNy-ÉK tengelyirányú pozitív rendellenesség mutatkozik, összhangban a felsőpannon felszíni megjelenésével.

Ezen a helyen az 1953-ban tartott akadémiai bizottsági ülésen javaslat hangzott el a terület megvizsgálására.

A szerkezetkutató fúrások mélyítését 1955. október 05-én kezdtük el, és 1956. május 16-ig összesen 7 db, 340-790 m mély fúrást mélyítettünk. Ezek egy kivételével a felsőpannonban megálltak. A Ks-2 fúrás a felsőpannon alatt riolittufában végződött.

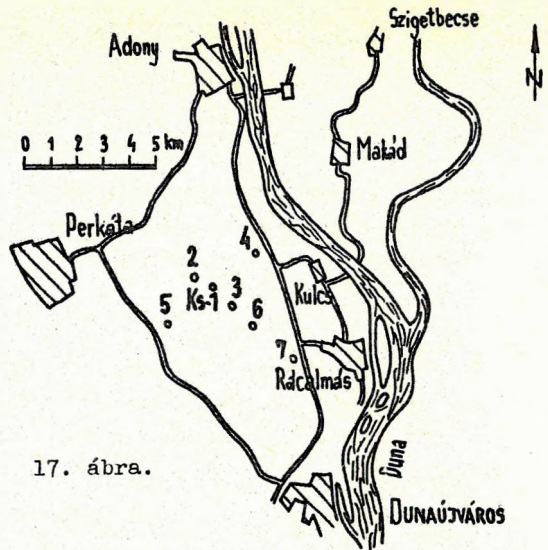
7. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Sz.B.
Kulcs-1	158,2	87	(501,4)	
Kulcs-2	153,3	77	790	(794,5)
Kulcs-3	157,6	72	(501,5)	
Kulcs-4	131,3	94	(506,7)	
Kulcs-5	155,5	104	(344,7)	
Kulcs-6	160,0	95,7	(375,9)	
Kulcs-7	kb. 150	87,2	(401,1)	

Rétegsor

Negyedidőszaki lösz, agyag, homok alatt felsőpliocén hiánya után a felsőpannon lepusztult felszíne következik. A felsőpannon agyag, agyagmárga, néhol keményebb márgapadokkal, és homok, agyagos homok, mészkonkréciós agyagos homok, gyakori váltakozása. A kevés ősmaradvány között Hydrobia, Planorbis, Limnocardium sp, L. apertum, Melanopsis decollata, Ostracoda, szivacsstű került elő.

A felsőpannon üledékhiánnyal diszkordánsan települ a szarmata, vagy bádeni emeletbe tartozó, zöldesfehér, horzsaköves riolittufára, amit csak a Kulcs-2 fúrás ért el. A riolittufában finomszemcsés kőzetes anyagban víztiszta átlátszó kvarc reszorbeált kristályok, ikerlemezes savanyú plagioklászok, üde



17. ábra.

Kulcs kutatási terület térképvázlata.

szanidínlécek, barna-fekete biotit idiomorf pikkelyei ismerhetők fel. A porfíros beagyazás kb. 25 %, a szemcsenagyság 0,15-3,8 mm.

Szerkezeti viszonyok

Az egymástól 1-2,2 km-re levő sekély fúrások a kiékelődő lencsés felsőpannon rétegsorban olyan nagyobb kiterjedésű vezető réteget nem találtak, amely alapján a felsőpannon felboltozódás bizonyítható lett volna. A felsőpannon felszínének boltozatszerű kiemelkedését /Pávai Vajna/ a fúrások nem bizonyították, ez valójában egyenetlen eróziós felszín, amelyre különböző vastagságú negyedidőszaki üledék települt. Ugyanígy egyenetlen lepusztult felszín a riolittufáé is, melyre üledékhiánnyal települ a felsőpannon.

Kőolaj- és földgáz felhalmozódására alkalmas szerkezet jelenlétét a fúrások nem bizonyították.

Kőolajföldtani eredmények

A fúrások mélyítésekor végzett földtani megfigyelések és az elektromos fúróluk mérések értelmezése rétegvizsgálatok végzését nem indokolták. A fúrásokat béleléscsővezés nélkül felszámolták.

A területet mélységében nem tárták fel ezek a fúrások, és a vulkáni összlet alatti földtani felépítés teljesen ismeretlen maradt.

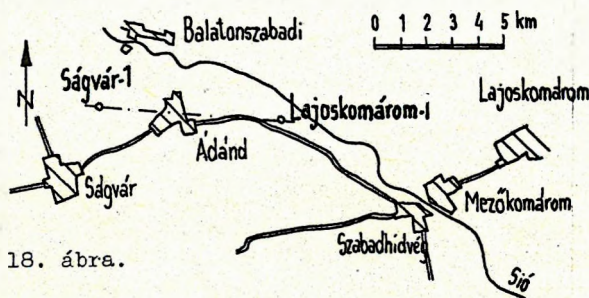
7. Ságvár /1,2, 18-19/

Gravitációs mérések szerint Ságvár vidékén gravitációs maximum jelentkezett. ÉK-DNy irányban 6 km hosszúságban elnyúló záródó szerkezet.

Fúrásai tevékenység

A gravitációs maximumot a medencealjzat kiemelkedéseként értékeltük, és ennek vizsgálatára 1955-ben szerkezetkutató fúrást terveztünk, tervezett mélysége 150 m volt.

Megemlítjük, hogy 1960-ban és 71-ben is mélyült egy-egy fúrás nem olajkutatási céllal, de értékes földtani eredménnyel.



18. ábra.

Lajoskomárom és Ságvár kutatási területek térképvázlata.

--- földtani szelvényirány

Rétegsor

Negyvedidőszaki lösz, agyag, homok és kavicsrétegek alatt /a felsőpliocén hiánya után/ felsőpannon homokos agyag, lignites homokos agyag, márga, mészkonkréciós agyagmárga és finomhomok lencsék sűrű váltakozásából álló rétegsor után kevés alapkonglomerátummal a Ság-1. fúrásban granit következik, mely világoszürkés, repedezett, durvaszemcsés kőzet. Benne üvegfényű földpátok, muszkovit, biotit csillámok, valamint zsírfényű kvarckristályok jól felismerhetők. A Ságvár-2. fúrásban a felsőpannon alatt felsőeocén konglomerátum, meszes homokkő, homokos mészkő, majd 166-214 m között andezitagglomerátumos andezit következik. Végül 214-257 m között az ópaleozoikumba sorolt breccsa, alatta 420,8 m talpmély-

ségig szericitfillit és kvarcfillit települ.

Szerkezeti viszonyok

A ságvári fúrások a gravitációs mérésekkel teljes összhangban a kristályos alaphegység környezetéből kiemelt helyzetét bizonyították, amit foltokként kevés felsőeocén törmelékeny üledék és vulkáni képződmények fednek, majd hosszabb üledékhiány után csak a felsőpannon rétegsor következik. A kristályos medencealjzat valószínűleg törésvonalak mentén emelkedik környezeténél magasabbra /18. és 19. ábra/.

8. TÁBLÁZAT

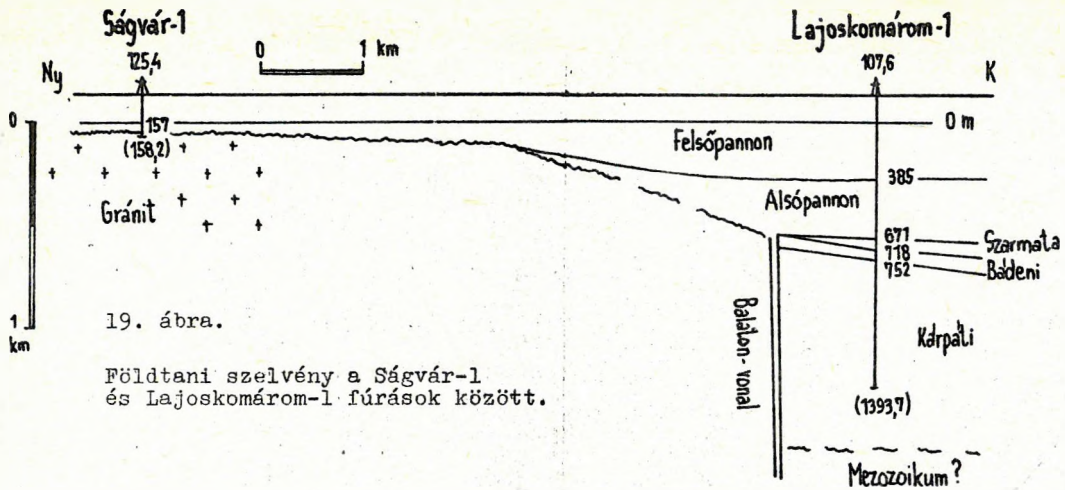
Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bdd.	Eoc.	Krist.
Ság-1	125,4	20	157	-	-	-	-	(158,2)
Ság-2	135,0	18	138,8	-	-	-	214,8	(420,8)
Ság-3	125,4		169,9	-	-	-	-	(200)

Kőolajföldtani eredmények

A fúrások magasabb szerkezeti helyzetet igazoltak, de kőolaj- és földgázyomót nem találtak. A hézagos rétegsor közötti nagyobb lepusztulási időszakok, az anyakőzet jellegű alsópannon és idősebb neogén rétegek hiánya kedvezőtlen a kőolaj- és földgáz kutatása szempontjából.

8. Nagyszokoly /1-2/

A nagyszokolyi szerkezetkutató fúrás az első ízben a MAORT által 1941-44-ben végzett gravitációs mérések alkalmával észlelt nagyszokolyi gravitációs minimum Ny-i szélére, illetve a nagyberényi gravitációs maximum K-i oldalára esik, ahol rohamosan csökkennek a gravitációs értékek. Itt a Balaton DK-i vonalával közel párhuzamosan húzódó gravitációs maximumsornak buzsáki tagján kisebb kőolajtelepét tártak fel a fúrások. A buzsáki-karádi gravitációs maximumtól ÉK felé a nagyberényi maximum jelentkezik, de ugyanitt szeizmikus mélyedés mutatkozott. Szeizmikus kiemelkedés innen Iregszemcse-Nagyszokoly környékén volt ész-



lelhető.

A kutatás célja a torziós inga mérésekkel talált maximum oldalán, szeizmikus mérősekkel kimutatott lapos kiemelkedés rétegsorának és felépítésének a megismerése volt /1. ábra/.

Fúrási tevékenység

1956. július 14. és augusztus 16. között mélyült a Na-1 szerkezetkutató fúrás.

A Na-1 fúrás 165,35 m tengerszint feletti forgatóasztal magasságról indulva 731 m-es mélységet ért el.

Rétegsor

Kb. 20 m vastag negyedidőszaki lösz, homok-agyag alatt 535 m-ig felsőpannon agyagmárga, agyagos-márgás finomszemcsés homok sűrűn váltakozva, az agyagmárga túlsúlya mellett. Lent, 535-557 m között finomszemcsés homokkőpadok jelennek meg. Ez az alsó része esetleg már vékony kifejlődésű alsópannon üledék, de valószínűbb az alsópannon teljes hiánya. A 400-406 m-ből származó magmintában még Dreissena auricularis /FUCHS/, a felsőpannonban gyakori kagyló van.

A pannon rétegek alatt 557 m-től vulkáni összlet következik. Itt riolit és tufái fordulnak elő, amit a környéken néhol szarmata fauna kísér. A riolitpadok durvaszeműek, porfírosan földpát, ikerlemezes oligoklász, ritkán szanidin, elszórtan biotit, másodlagosan kalcit figyelhető meg a vitrofíros-mikrolitos alapanyagban.

A vulkáni törmelékkőzet /590-592 m magfúrás/ főleg zöldesszürke mikrolitos vulkáni üveg törmeléke, melyben plagioklász-kristályok és biotitlemezek figyelhetők meg. A 624-630 m-ből származó üveges alapanyagú riolit, melyben apró földpát mikrolitok vannak, valamint nagyobb plagioklász, szanidin és biotit beágyazások. A 624-630 m-ből származó magminta hasonló.

A fúrás ebben a vulkáni összletben állt meg.

Szerkezeti viszonyok

A nagyszokolyi gravitációs minimumot a fentiek szerint a laza szerkezetű riolittufák, riolitpados tufáknak környezetüknél kisebb sűrűségű tömege okozza. Az alaphegység itt mélyebben várható, lemélyedését vulkanitok töltik ki, melyek a középmagyarországi nagyszerkezeti választóvonal diszlokációs övét kísérik.

A fúrás kőolaj- és földgáz felhalmozódásra kedvező helyi szerkezeti viszonyokat nem bizonyít.

Kőolajföldtani eredmények

A Na-1 fúrás kőolaj- és földgáznyomokat nem talált. A 106-731 m közötti csővezetlen szakaszt vizsgálva kanalizással napi 30-40 m³ édesvíz volt termelhető, olaj- gáznyomok nélkül. A fúrás nem harántolta teljesen a neogén képződeményeket, az alaphegység a fölötte várható medenceüledékekkel ismeretlen maradt. A helyi szerkezeti viszonyok tisztázatlanok.

9. Dunaújváros /1-2/

A Dunaújváros vidékén végzett gravitációs mérések szerint a várostól D-re találjuk a Hercegfalva-Nagylók felé húzódó, közel Ny-K irányú maximumvonulatot. Ennek É-i szárnyán mélyült az eredetileg Sztalinváros-1-nek nevezett szerkezetkutató fúrás 1961-ben.

Rétegsor

A 135 m-es tengerszint feletti magasságban mélyült fúrásban kb. 30 m negyedidőszaki lösz, kavics, homok-agyag alatt 723 m-ig felsőpannon világos kékesszürke homokos agyag, agyagos-márgás homok, kevés márga és mészmárga réteget fúrtak át. Egyes vastagabb homokrétegek vannak 320-330 m és 450-465 m között. A felsőpannon alsó része különösen homokos. Alatta az alsópannon-ba sorolt világosszürke agyagmárga, csillámos-homokos agyagmárga és vékony csillámos finomhomok rétegek következnek 785 m-ig. Szarmata-bádoni riolit-dácittufa, horzszaköves, homokos, plagioklászos 956 m mélységig, majd diszkordancia után csillámpala következik, amelyben 1016 m-ben befejeződött a fúrás.

A csillámpalában ortoklász, plagioklász, muszkovit-biotit, klorit és kvarc ismerhető fel. Kevés apatitú és pirit figyelhető meg. A zöldesszürke kőzet finomszemcsés, gyengén palás. Csiszolatban ortoklász, plagioklász, muszkovit-biotit és kvarc figyelhető meg, valamint kevés apatit és pirit. Szepesházy szerint mezozónás csillámpala lehetett, amit átítatott egy közeli intrúzió alkáliákban gazdag magmamaradéka.

Szerkezeti viszonyok

Az egyetlen fúrás a helyi szerkezetről nem sok adatot jelent. A medencealjzat itt már kristályos kőzetekből áll, a területtől É-ra és ÉK-re mezozoós karbonátos kőzetek vannak. Kőolaj felhalmozódásra alkalmas szerkezet jelenlétére nem nyertünk adatokat.

Kőolajföldtani eredmények

A fúrásban kőolajnyomok nem fordultak elő, azt víztermelésre képezték ki /strandfürdő/. Az olajkutatás szempontjából bizonyára kedvezőbb lett volna a gravitációs maximum tetővidékének a vizsgálata ott, ahol a medencealjzat kiemelt helyzetét szeizmikus mérések is bizonyítják. A terület kutatása így befejezetlen. A távolabbi környéken korszerű szeizmikus mérések után esetleg indokolható új kutatófúrások mélyítése, de az alsópannon és a többi neogén rétegsor hiánya a terület értékét csökkentő tényező.

10. Mezőcsokonya /1-2, 20-25/

A MAORT 1941-44. évi Boucher-gravitációs mérései szerint Mezőcsokonya környéke -3 mg értékű nagy kiterjedésű negatív rendellenességű terület, amelyet a kutatási területeinken a kis sűrűségű vulkáni tufarétegek szoktak okozni. Feltételezzük, hogy a várható vulkáni tömeg fölött felboltozódó fiatalabb rétegek vannak, és a felboltozódás kőolaj- és földgáztárolásra reményteljes. Ezért 1963-ban a 4. számú szeizmikus csoporttal méréseket végeztettünk. Ezek szerint a gravitációs minimum területén belül több kisebb-nagyobb kiemelkedés mutatkozott az 1300-1500 m körüli mélységszakaszban.

A geofizikai mérések alapján feltételezni lehetett, hogy a gravitációs minimum nagyobb kiterjedésű, mélyebb medence és az ebben várható kiemelkedés a szétszórt szénhidrogének egy helyre való felhalmozódása szempontjából kedvező terület.

A mezőcsokonyai kutatás idején az innen É-ra levő buzsáki olajmező irányában végzett szeizmikus mérések regionális emelkedést jeleztek. Viszont a Mezőcsokonyától ÉK-re levő igáli és D-re levő kaposfői kutatás eredménytelen volt. Ezen a vidéken kutatásra legkedvezőbbnek lehetett ítélni a községtől É-ra várható szeizmikus kiemelkedést.

Fúrási tevékenység

Az 1964. január 02. és március 03-a között lefűrt Mcs-1 fűrés /9. táblázat/ 1780-84 m-ben kevés, és 1624-28 m-ben alsópannon homokkő rétegekben 10 mm-es fűvókán napi 163 500 m³ földgázt és ezzel 3 m³ könnyűolaj párlatot termelő réteget talált. Ezért összesen 22' lehatároló fűrés mélyült 1966. október 07-ig, valamint még két további felderítő fűrés Mcs K néven 1967, február 21.-1973. augusztus 15. között.

9. TÁBLÁZAT

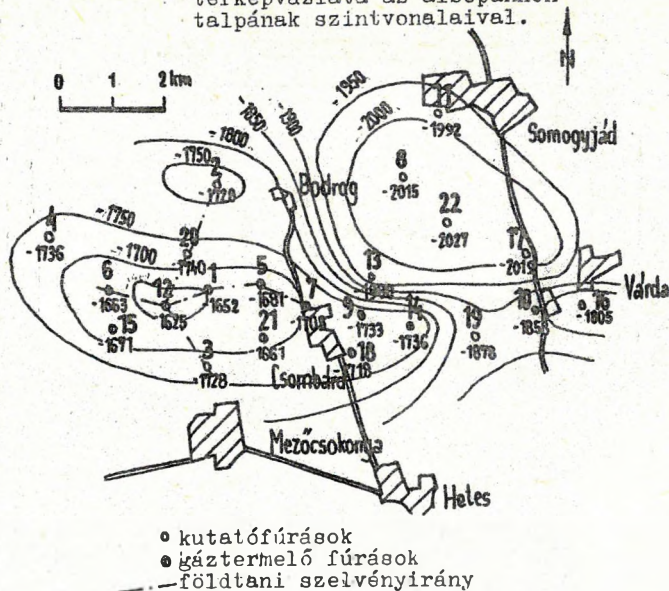
Fűrés	FA	Q	L	Fp.	Ap.	Sz.	Bád.	Kárp.	Megj.
Mcs-1	164,8			1405	1817			(2216)	
Mcs-2	158,0			1548	2150			(2244)	
Mcs-3	164,1			1432	1892		1921	(1962)	
Mcs-4	152,7			1445	1889			(1972)	
Mcs-5	163,8			1390	1849			(1913)	
Mcs-6	160,9			1407	1828			(1880)	
Mcs-7	172,5			1390	1875	1887		(1954)	
Mcs-8	155,9			1508	2171	-	2255	(2420)	
Mcs-9	162,7			1440	1896	1909		(2003)	CO ₂
Mcs-10	180,7			1462	2039	2070		(2115)	
Mcs-11	170,8			1350	2163	2217		(2357)	
Mcs-12	166,2			1365	1791			(1844)	gáz
Mcs-13	169,5		195	1460	2149	2163		(2354)	
Mcs-14	167,5		271	1465	1983	-		(2052)	gáz
Mcs-15	162,4	30	185	1390	1832	-		(1879)	gáz
Mcs-16	169,7		220	1402	1975	-		(2130)	
Mcs-17	181,0	30	206	1483	2200	2281		(2320)	
Mcs-18	165,5		225	1442	1881			(1931)	gáz
Mcs-19	164,2	60	271	1463	2042	2051		(2106)	
Mcs-20	161,2	30	184	1380	1901			(1980)	gáz
Mcs-21	163,5	35	170	1397	1824			(1953)	CO ₂
Mcs-22	171,8	50	181	1449	2199	2301	(2437)		
McsK-1	169,8			1452	1807			(2100)	
McsK-2	161,6			1445	1739	1750	(2001)		

A Mcs K területrész kutatására azért került sor, mert az 1962. és 1963. évi szeizmikus mérések alapján /86. számú jelentés/ a mernyei kutatási területtől DNy-ra törésvonal által elkülönült rög volt várható, és ennek magasabb helyzetű ÉK-i részén szükségesnek mutatkozott két kutatófűrés mélyítése.

Rétegsor

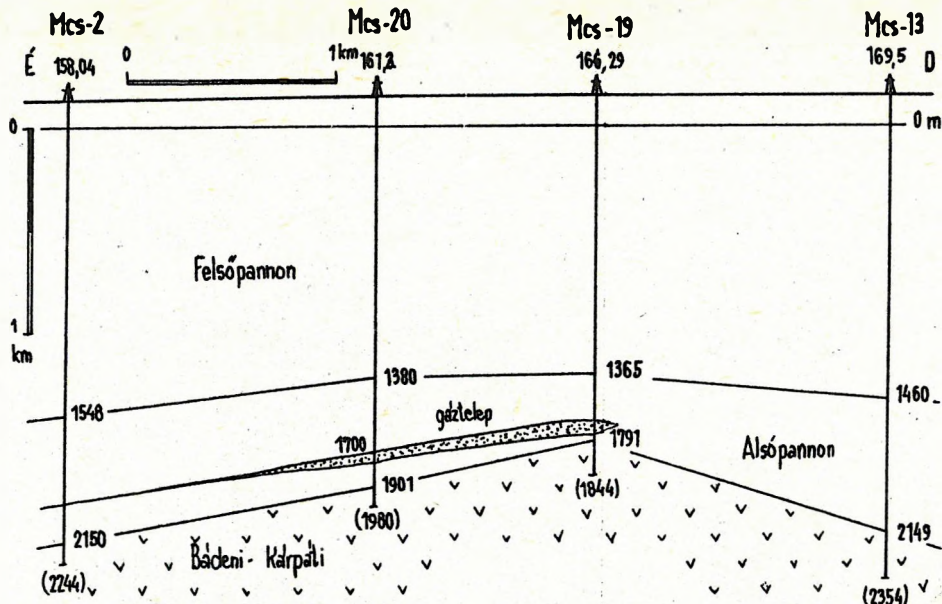
Negyedidőszaki lösz, agyag, homok,

20. ábra. Mezőcsokonya kutatási terület térképészvázlata az alsópannon talpának szintvonalával.



homokos kavics. Felsőpliocén /?/ / világoskék, kékeszürke mészkonkréciós agyag és homok, aprókavicsos rétegek növényi lenyomatokkal. Felsőpannon világos kékeszürke agyag, agyagmárga és finomszemcsés homokrétegek-lencsék. sűrűn váltakozva. Mélyebb részén vastagabb homokrétegekkel. Alsópannon: a mélyebb szerkezeti helyeken vastagabb alsópannon harántolt fűrésokban 3-4 közetrétegtani szint ismerhető fel. Így a Mcs K-1 fűrésben 1452-1525 m között találjuk a Drávai Formáció homokpados szürke agyagmárga rétegeit, 1525-1695 m között a Tófeji Homok Formációnak megfelelő csillámos, finomszemcsés homokrétegeket, vékony szürke agyagmárga lemezekkel. Ebben a szintben vannak a földgáztermelő homokrétegek. Az 1695-1807 m-es mélységben a Nagylengyeli Agyagmárga Formáció sötétszürke agyagmárga rétegeit fűrték át, melyek közé itt néhány finomszemcsés homokréteg iktatódik. A Mcs-2 fűrésben 1548-1785 m között találjuk a Drávai Formációt, 1785-2088 m-ben a Tófeji Homok Formációt, és 2088-2150 m között a Nagylengyeli Agyagmárga Formációt.

Az alsópannon alatt a szarmata üledékek néhány fűrésben mutathatók ki a szerkezet D-i részén, ahol oolitos homokkő, homokos mészkő, márga és homokrétegek vannak partközeli kifejlődésben,



21. ábra. Földtani szelvény a mezőcsokonyai fúrásokon át.

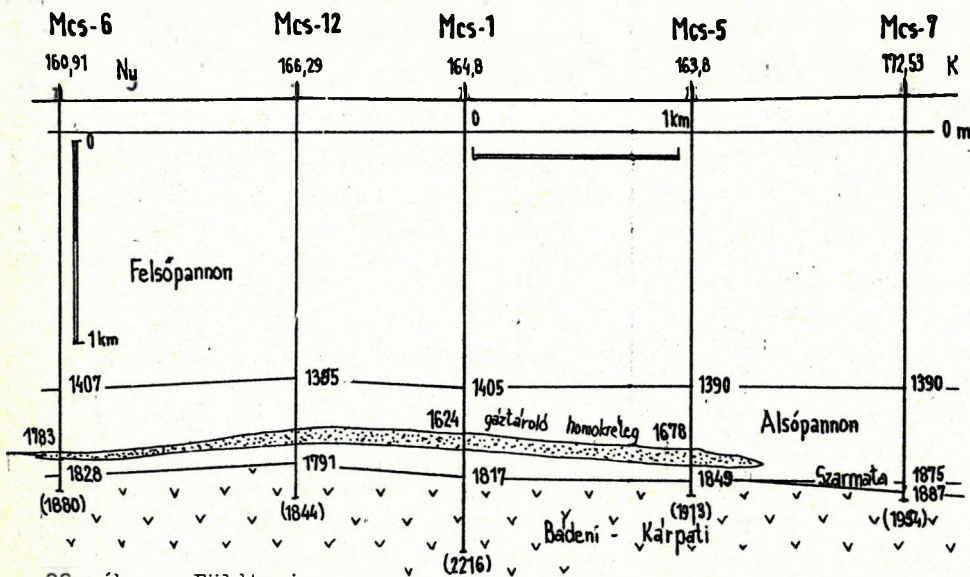
leten két vulkáni kúp van*, a DNy-i kisebb. A vulkáni kőzetek rétegzetlenek, üledékes közbetelepülések hiánya szárazföldi tufaszórás mellett szól. A vulkáni összlet felső részén lávaömlések voltak. Riolit, riodácit, dácit, andezites dácit különböztethető meg. Ezek valószínű kora bádéni és felső kárpáti lehet. Lent főleg riolit-dácit-tufa van, ami alsókárpáti korú lehet.

jellemző elegevsvízi faunával.

A bádén-i és kárpáti emeletek képződményei nem választhatók el mindig jól. A bádén-i üledék a szerkezet mélyebb részein van meg: sekélytengeri, partközeli homokos, lithothamniumos mészkő, homokkő, a mélyebb, csendesebb medencerészekben márga-mésmárga képződött. A tengeri bádén-i rétegek alatt vulkáni összlet következik, melynek nagy része már kárpáti lehet. A terület

Szerkezeti viszonyok

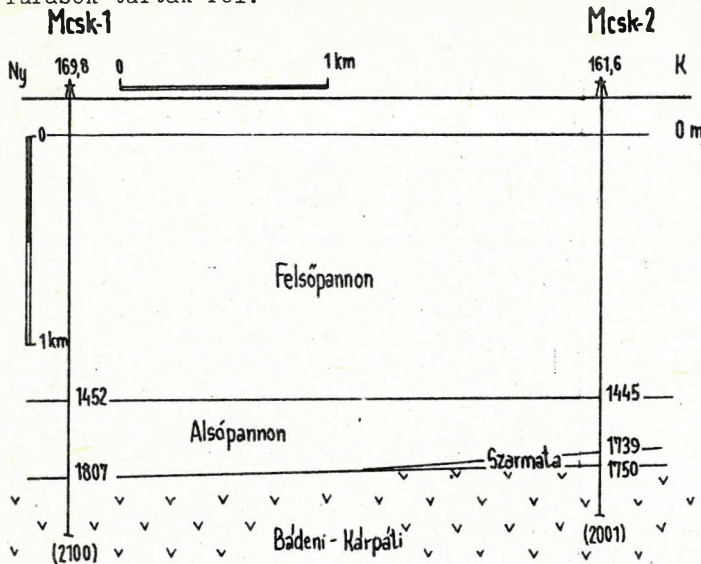
A kárpáti-bádén-i vulkanitoknál régebbi képződményeket a fúrások nem tártak fel. Az alsópannonnál régebbi felszínen a Mcs-1 és K felé a Mcs-16 fúrás környékén egy-egy nagyobb kiterjedésű kiemelkedést találunk, melynek közel K-Ny-i irányú gerinc alakja van. Ezekre lapos települt boltozatként következnek az alsópannon rétegek /20. és 21. ábra/.



22. ábra. Földtani szelvény a mezőcsokonyai fúrásokon át.

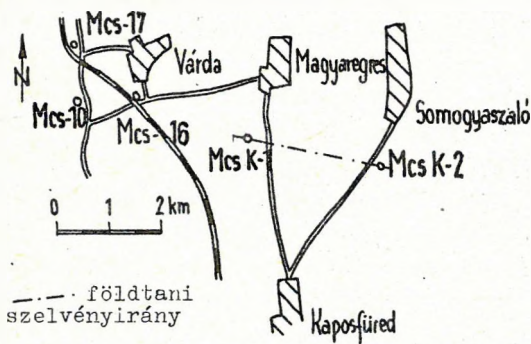
A lapos felboltozódások tárolásra alkalmas hézagterefogatú és átteresztőképességű alsópannon rétegei alkalmasak voltak a földgáz felhalmozódására. A Mcs-1 és -16 fúrások közötti kiemelkedéstől É-ra mélyebb vonulatot jelez a Mcs-2, -8, -12 és -22 fúrás rétegsora. Ettől É-ra újra emelkedő terület következik, ezt a Mcs-11 és a Mernye-1 és -2

fúrások tárták fel.



24. ábra. Földtani szelvény a Mezőcsokonya Kelet-1 és -2 fúrásokon át.

23. ábra. Mezőcsokonya Kelet kutatási terület térképvázlata.



Kőolajföldtani eredmények

A szeizmikus mérésekkel kitűnően meghatározott felboltozódás tetővidékén a Mcs-1 fúrás jó hozamú földgáztelepet talált. Az 1624-28 m-es mélységből /alsópannon homokkő/ származó földgáz hozama és összetétele az alábbi volt: 10 mm-es fúvókán 121,6 atm termelőcső nyomás mellett napi 163 500 m³ földgázt, 3 m³ könnyű párlatot és 1 m³ vizet termelt. A földgáz összetétele az alábbi:

Összes szénhidrogén: 89,54. tf%

- metán 83,54
- etán 0,31
- propán 1,04
- i. bután 0,44
- n. bután 0,66
- pentán 0,55

CO₂ : 1,10
N₂ : 9,36

További továbbfejlesztő és lehatároló fúrások az alsópannon Tófeji Homok Formációnak megfelelő homokos összetételű, kiemelkedő rétegeiben és lencséiben több különféle összetételű, közöttük nagy CO₂-tartalmú földgázfelhalmozódásokat találtak. Gáztelepeket talált fúrások: Mcs-1, -5, -6, -7, -9, -10, -12, -14 és -18. A mezőcsokonyai főbb földgáztelepek kezdeti hozamát és a gáz összetételét a 10. táblázat tartalmazza.

A 10. táblázat adatai szerint a kiemelkedő homokrétegekben, homoklencsékből akkumulálódott földgáz összetétele nagyon változó. Némi szabályszerűség a Mcs-5

10. TÁBLÁZAT

Földgáz származása	Fúvóka mm	Hozam m ³ /nap	CH tf%	CO ₂ tf%	N ₂ tf%	
Mcs-5	1773-75 m	10	25 600	2,96	96,39	0,65
	1764-67 m	10	57 900	2,66	96,53	0,81
	1748-52 m	10	8 300	4,40	92,79	2,81
	1729-32 m	10	9 740	10,72	87,38	1,90
	1719-72 m	10	5 020	12,71	84,48	2,81
	1711-1715,5 m	10	22 700	17,54	69,32	13,14
	1678-81 m	10	10 000	39,01	41,16	19,83
Mcs-6	1775-62 m	10	21 700	5,44	92,95	1,61
	1716-19 m	10	15 600	40,87	50,59	8,54
	1711-1712,5 m	10	24 200	40,30	51,29	8,41
Mcs-7	1877-82 m	10	32 500	51,71	31,62	17,27
	1725-1728,5 m	10	27 900	14,28	82,35	3,37
	1700-1703,5 m	10	14 400	23,42	72,0	4,58
	1691-96 m	10	20 600	29,39	64,69	5,92
Mcs-8	2242-47 m	6	9 900	52,13	38,24	9,63
	Mcs-9	4	2 500	4,51	92,87	2,62
Mcs-9	1726-1720,5 m	6	16 000	4,80	93,84	1,36
	1697-99 m	8	19 000	15,87	80,60	3,53
	1676-81 m	4	4 700	35,68	56,57	7,75
	1651-53 m	10	500	79,69	3,64	16,67
	1637-43 m	10	93 300	80,55	2,50	16,95
Mcs-18	1714-22 m	8	32 800	19,74	76,16	4,10
	1708-10 m	4	9370	21,79	73,40	4,81

és -6 fúrásnál: a CH és N₂ tartalomnak a mélységgel való csökkenése, a CO₂-nak pedig a mélységgel való növekvése. De ez nem általános, mert a Mcs-7 fúrásnál ennek az ellenkezője tapasztalható.

A gáztároló homoklencsék elsősorban a szerkezetileg magasabb helyzetű fúrásokban vannak. Mivel nem egységes tárolóréteg van jelen, hanem vékonyabb kiékelődő rétegek és lencsék, ezért előfordul, hogy mélyebb helyzetű fúrások is találtak gáztároló rétegeket /pl. Mcs-8, -10/ és a szomszédos magasabb helyzetű Mcs-16 csak gyenge gáznyomokat talált.

A földgázzal könnyű olajpárlat is jelentkezett, pl. a Mcs-1 fúrásból már említett napi 3 m^3 , a Mcs-3 fúrás 1764-67 m-es rétegeből napi $0,17 \text{ m}^3$, a Mcs-18 fúrás 1714-22 m-es rétegeből napi $0,57 \text{ m}^3$ párlat volt nyerhető. Némely vizes rétegből némi kőolaj is jelentkezett. A Mcs K-1 és -2 fúrások csak gyenge földgáznyomokat találtak.

További kutatási lehetőségek

Figyelembe kell venni, hogy a mezőcsokonyai fúrások a neogén rétegsort nem harántolták teljesen. A mélyebb képződmények kőolajföldtani tulajdonságai ismeretlenek. A kis lencsés gáztárolók további kutatása a pannonban bonyolult feladat, de a korszerűbb geofizikai mérésekre támaszkodva az eddigieknél gazdagabb kutatási eredmény is feltételezhető.

11. Mernye /1-2, 25-26/ .

A mezőcsokonyai földgázélfordulás környékének kutatása során került sor a mernyei kutatófúrásokra. A MAORT 1941-44. évi Boucher-graviméteres mérései szerint záródó gravitációs minimum terület van, amiről a mezőcsokonyai fúrások alapján tudjuk, hogy vulkáni tufatömegek hatása. A vulkanitok fölött felbontozódó fiatalabb üledék Mezőcsokonyán: gáztároló.

Az OKGT Szeizmikus Üzeme 1962-63. évi reflexiós szeizmikus és 1965. évi refrakciós mérései szerint /86. számú jelentés/ Mezőcsokonya és Mernye között három törésöv jelenléte valószínű. E törésövek NyÉNy-KDK irányúak, és közöttük ÉK felé emelkedő visszaverő felületek vannak. A Mernyétől D-re levő törés-

vonallal elkülönülő rögnek viszonylag magasabbra emelkedő ÉK-i része alkalmas lehet kőolaj- és földgázfelhalmozódásra, ezért szükséges volt felderítő fúrásokkal való megvizsgálására.

Fúrási tevékenység

A mernyei kutatási területen két fúrás mélyült 1966-67-ben, 2565 illetve 2950 m mélységre. Az első fúrást szerzőmérnök, mentés hátráltatta. Az üzemi geológus munkáját Molnár János végezte.

11. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	L	Fp.	Ap.	Sz.	Bád.	Kárp.	Megj.
Mer-1	170,4	180	235	1255	1762	-	1780	(2565)	vizes
Mer-2	177,8	30		1310	1959	1990	2910	(2950)	vizes

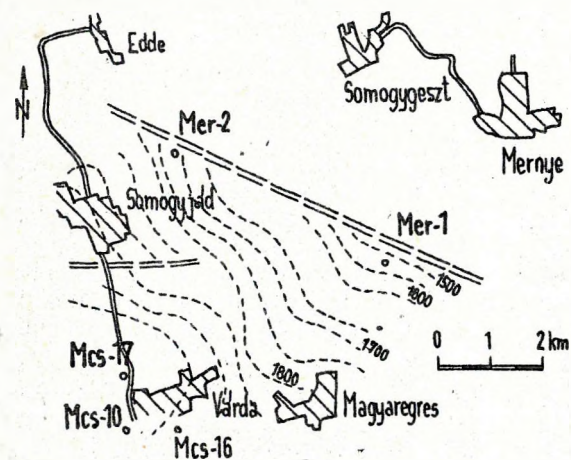
Rétegsor

Negyedidőszaki üledék: lösz, homok, agyag. Felsőpliocén világoskék agyag, mészkonkréció agyag, homokos agyag, homok és aprókavicsos rétegek. Felsőpannon homokos agyag és agyagos homok vékony, kiékelődő rétegei sűrűn váltakozva. Mélyebben vastagabb finomszemcsés homokrétegek. Az alsópannon kőzetrétegtani szintjei a Mer-2 fúrásban különülnek el jobban, mivel ez mélyebb helyzetű és az alsópannonja vastagabb. Jól megkülönböztethető 1310-1530 m között a szürke agyagmárga és homokkőpadok váltakozásával jellemzett Drávai Formáció, 1530-1885 m között a Tófeji Homok Formációnak megfelelő finomszemcsés csillámos homokos rétegsor, 1885-1952 m között a Nagylengyeli Márga Formáció sötétszürke agyagmárga-márga és csillámos finomhomokos vékony lemezeket tartalmazó rétegsora, melyből itt Congeria partschi, C. banatica, Limnocardium lenzi került felszínre. 1952-1959 m között a Beleznai Mészmárga Formáció világossárgás, barnásszürke márga, mészmárga rétegei kagylós töréssel, kevés szenes növényi lenyomattal, bitumenes nyomokkal ismerhető fel jól.

A szarmata emelet üledékeit csak a Mer-2 fúrásban tételizzük fel a fúradékban talált Elphidium és Rotalia vázak alapján. A kőzet márga, agyagmárga, homokos agyagmárga.

A bádeni emelet képződményeiben szórt vulkáni tufarétegek váltakoznak

lithothamniumos és bryozoás mészkővel, homokkővel és gazdag bádai faunás agyagmárga-mészmárgával.

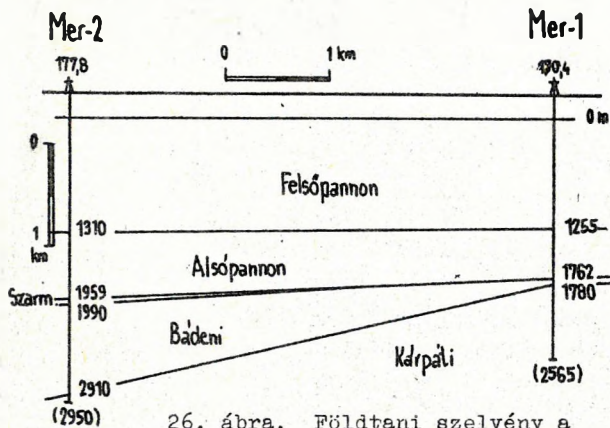


25. ábra. Mernye kutatási terület térképészlete

--- szeizmikus szintvonalak
 === törésvövek

A kárpáti emeletbe soroljuk az előbbi alatt lévő vastag, bontott vulkáni kőzetpadokat és szórt tufarétegeket. Dácit, melyben savanyú plagioklász, biotit, amfibol és kvarc van, andezit jellegű, de felismerhetetlenül bontott vulkáni kőzetekkel, tufa és agglomerátum padokkal váltakozik. Közben szürke márgapadok fordulnak elő, melyekben szivacsstűk és szegényes apró termetű *Nonion* sp. és *Rotalia beccarii* foraminifera vázak vannak. A márgarétegek 15°-os dőlésűek.

A Mer-1 fúrás rétegsorának legalján kristályos pala törmelék is előfordul, de valószínű, hogy ez csak a miocénbe került törmelék.



26. ábra. Földtani szelvény a mernyei fúrásokon át.

Szerkezeti viszonyok

A két egymástól távol eső fúrás /25. ábra/ a helyi szerkezeti viszonyokról kevés felvilágosítást nyújt. A Mer-2 fúrás formációhatárai a szeizmikus mérések értelmezésével összhangban mélyebben vannak, de a feltételezett törésvonalakra nem nyertünk adatokat: az ÉK felé való emelkedést és az ezt lezáró törésvonalat nem bizonyították. A két fúrás szerkezeti helyzete bizonytalan, és kőolaj- földgáz felhalmozódásra úgy látszik, kedvezőtlen.

Kőolajföldtani eredmények

A mernyei fúrásokban figyelemre méltó kőolaj- és földgázelfordulások nincsenek, a rétegvizsgálatok alkalmával gyengén gázos víz jelentkezett. A kutatófúrások a miocén rétegeket nem harántolták.

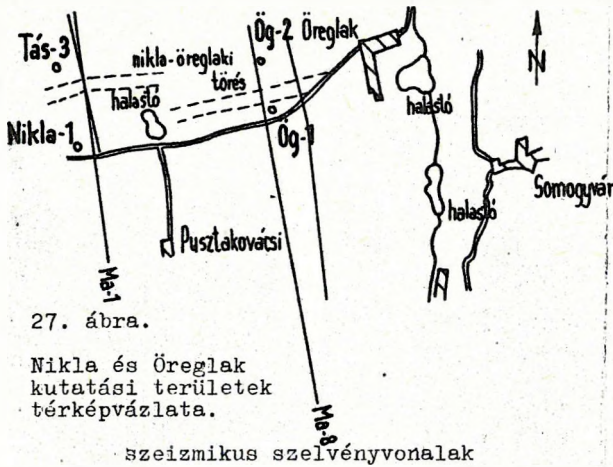
A kutatás folytatása nem volt indokolható. Új, korszerű geofizikai mérések esetleg újbóli kutatás megindítását indokolhatják.

12. Öreglak /1-2, 27-29, 31/

A Buzsák környéki gravitációs és régebbi szeizmikus mérések szerint a DK-re süllyedő medencealjzaton lépcsős törések voltak várhatóak, amelyek mentén elvileg kőolaj- és földgázfelhalmozódás is lehetséges. A buzsáki és mezőcsokonyai előfordulások megerősítették ezt a lehetőséget. Ezért 1965-ben feladatul kapta a Szeizmikus Kutató Üzem a Buzsák és Mezőcsokonya kutatási területek részletes megvizsgálását. A szeizmikus méréseket a 4/65. számú csoport végezte el. Több párhuzamos ÉÉNY-DDK irányú szelvény mentén.

A szeizmikus mérések szerint több KÉK-NyDny irányú törésöv határozottan kimutatható. A nagyobb törésvonalak: a táska-i törés, mely megvan a Bu-8 fúrástól É-ra, átmege a Tás-4 fúráson, itt rétegtani rendellenességeket okoz, és a buzsáki kiemelkedő szerkezetet É felé lehatárolja /16. ábra/. A másik nagyobb törésvonal a nikla-öreglaki törés, mely Táska-3 és Nikla-1, valamint Öreglak-2 és -1 fúrások között szeizmikusan és

fúrásokkal kimutatható /27. és 28. ábra/.



27. ábra.

Nikla és Öreglak kutatási terület térképvázlata.

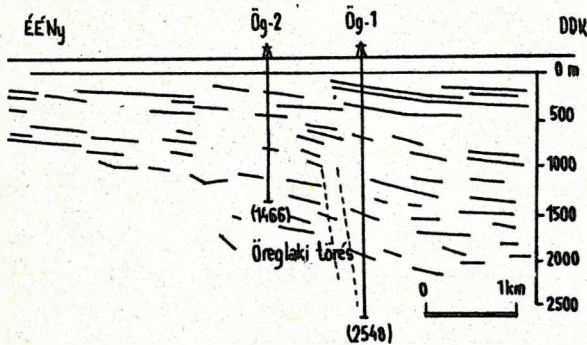
szeizmikus szelvényvonalak

Fúrási tevékenység

Az öreglaki törés magas és levetett oldalának vizsgálatára 1966-ban két fúrást telepítettünk. Üzemi geológusuk Bardócz Béla volt. A fúrások fontosabb földtani adatait a 12. táblázat tartalmazza.

12. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bád.	Kárp.	D?	óPz.
Ög-1	156,9	104	1205	1680	-	1770	2290	2465	(2548)
Ög-2	159,9	90	960	1230	-	1350	(1466)		



28. ábra. Az Ma-8 számú szeizmikus szelvény az öreglaki kutatási területen.

Rétegsor

Negyvedidőszaki lösz, homok, homokos kavics és agygrétegek alatt a felsőpliocén hiányzik. Alatta felsőpannon homokos agyag és agyagos homokrétegek sűrű váltakozása következik, néhány márgaréteg és mélyebben vastagabb homokréteg

iktatódik közbe. Az alsópannon homokpados szürke agyag- és agyagmárga rétegekből áll.

A szarmata emelet üledékeinek jelenlétére nincs bizonyítékunk.

A bádeni rétegsor itt viszonylag vékony, lithothamniumos mészkő, mészmárga, gazdag faunával.

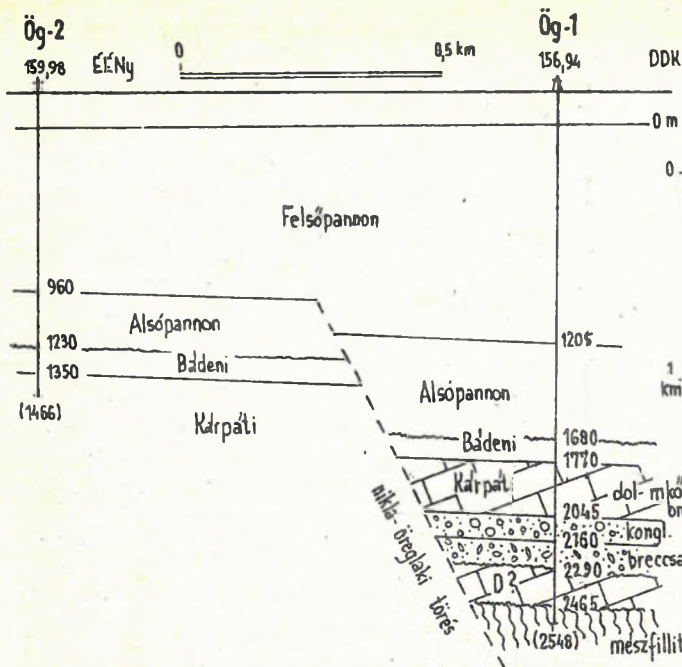
A kárpáti rétegsor vastag kifejlődésű, felső része az Ög-1 fúrásban 1770-2045 m között dolomitos mészkőbreccsa, agyag-homok kötőanyagban. Az 1886-88 m-ből származó magban Rhabdammina, Cibicides, Glomospira, 1927-29 m-ből sötétszürke aleurolitből Bathysiphon foraminiferák kerültek elő. A 2045-2160 m-es mélységterakaszban konglomerátum van, amelyben agyagpala- kloritpala- és homokkavicsok vannak tarkaagyag és homokos agyag kötőanyagban. Végül 2160-2290 m között mészkő és kvarcporfir törmelék tartalmazó breccsa következik, melynek homokos-agyagos kötőanyagában szegényes aprónövésű kárpáti mikrofauna van.

2290-2465 m között kérdéses devon sötétszürke mészkő fehér kalciterekkel, márgapala, mészpala, végül 2465-2548,5 m talpmélység között szürke mészfilit, zöldesszürke szericites agyagpala, világoszöld fehér sávós gyüredezett mészpala következett. Ezt devon korúnak véljük, a már fölötte levő szürke mészkővel együtt. Ebből 2342-2344 m-ből nehezen felismerhető algamaradványok származtak /Kóváry/. A korkérdés véglegesen eldöntetlen.

Szerkezeti viszonyok

Öreglak kutatási terület környéke a Balaton D-i partvidékén magasan levő medencealjzat DK felé törésvonalak mentén lépcsősen egyre mélyebbre süllyed. Az egyik nagyobb lépcső a táskai törésvonal, a másik a nikla-öreglaki törés. Az utóbbi két oldalán mélyült a két öreglaki fúrás /29. ábra/.

A fúrási adatok szerint a medencealjzat felett 520 m vastag kárpáti üledék van. Ez a vastag kárpáti üledék a Balatontól DK-re levő területen többfelé jellemző, mint Karád, Buzsák Ny, Táska, Nikla.



29. ábra. Földtani szelvény az Öreglak-1 és -2 fúrásokon keresztül.

A szerkezeti viszonyokat részletesebben csak Niklán és a két öreglaki fúrás között ismerjük, ezeken a helyeken a szerkezeti viszonyok bonyolultak, kedvezőtlenek nagyobb kőolaj- és földgáz-tömegek felhalmozódására.

Kőolajföldtani eredmények

Az Ög-1 fúrásban hét rétegvizsgálatot végeztünk, de csak egészen gyenge földgáznyomok jelentkeztek, több-kevesebb vízzel. A kevés földgáz is kedvezőtlen összetételű:

Szénhidrogén összesen: 9,14

metán	8,780	tf%
etán	0,222	
propán	0,095	
i. bután	0,013	
n. bután	0,020	
i. pentán	0,005	
n. pentán	0,005	

CO₂ : 5,75

N₂ : 85,11

Az Ög-2 fúrásban három réteget vizsgáltunk, ezekből különböző mennyiségű és összetételű víz jelentkezett.

Továbbkutatási lehetőség nyílna, ha az öreglaki törésvonal levett szárnyán felboltozódásokat, kiemelkedéseket lehetne kimutatni. A buzsáki olajmező

környezete bizonyára rejt még magában kőolaj-földgáz felhalmozódást, amire új, korszerű geofizikai mérések kedvező eredménye alapján lehetne további kutatófúrásokat megindokolni.

13. Tolnanémedi /1-2, 30/

Az 1938-40-es években a MAORT gravitációs mérésekkel gravitációs maximumot talált, amit a medencealjzatnak törések mentén való kiemelt helyzetével lehetett értelmezni. Ugyanakkor a MAORT néhány szeizmikus szelvényt is méretett amerikai cégekkel, de az akkor még kezdetleges módszer csak kis mélységekig jelzett visszaverődéseket. Ezek a medencealjzat kis mélységére utaltak. Facsinay László földmágneses mérései szerint nincs vulkáni tömegre utaló pozitív mágneses anomália a gravitációs maximum területén. Vajk értelmezése szerint a gravitációs maximumnak megfelelő kiemelkedést ÉNy-on és DK-en 1000-1500 m-es elmozdulást jelentő törésvonalak határolják. Feltételezhető volt, hogy a medencealjzat kiemelkedése fölött a fiatalabb üledékes rétegek felboltozódnak és a repedezett-üreges idősebb kőzetek, valamint a felboltozódtó tárolásra alkalmas rétegek felhalmozódásra alkalmas szerkezetet rejtnek.

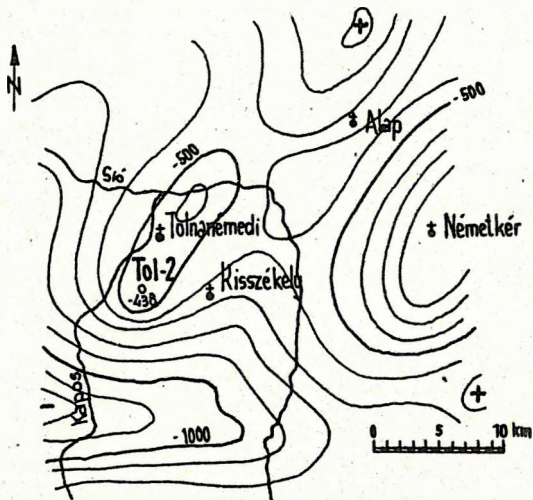
A tolnanémedi gravitációs maximum rombusz alakú. Hossztengelye DNy-ÉK irányú, záródó része kb. 30 km hosszú, tetővidékén két záródás van. A DNy-i Pince és az ÉNy-i Tolnanémedi község vidékén. A tolnanémedi gravitációs maximum DNy-i folytatása a Kurd-Döbrököz és mágócsi maximum, ÉK-i folytatása a Nagylók, Dunaújváros maximum, melyeket gravitációs minimumok, valószínűleg mélyebb medencerészek vesznek körül.

Fúrási tevékenység

A geofizikai módszerekkel kimutatott földtani szerkezet fúrással való feltárására 1966-ban került sor. 1966. március 25-én két fúrást tűztünk ki a tetővidék

két kiemelkedésére, de csak az egyik, a Tol-2 fúrás mélyült le 1966. december 03. és 1967. február 05-e között, 978 m mélyre. Az üzemi geológus munkáját Szerecz Ferenc végezte.

30. ábra.



Tolnanémedi környékének térképészlete az alsópannon medence mélységtérképével.

Rétegsor

A fúrás a 208,24 m-es tengerszint feletti forgatóasztal magasságtól számítva az alábbi rétegsort harántolta:

Kb. 150 m-ig negyedidőszaki lösz, homok, barna agyag. 466 m-ig felsőpannon világos késszürke agyag, agyagmárga és finomszemcsés homokrétegek. Az alsópannon, az idősebb neogén és paleogén rétegek hiányzanak. A felsőpannon alatt diszkordánsan, nagy üledékhiánnyal Makkay Klára feldolgozása szerint alsókréta /berriázi/ mikrofau-nát tartalmazó rétegsor következik. A 468-470 m-ből vett magminta már alsókréta mészmárga, szürke-sötétszürke lencsés márgabetelepülésekkel, 45°-os dőlésű repedésekkel és 80 % karbonáttartalommal. A 470-735 m közötti mélységszakaszban mészmárga van, mely sűrűn repedezett, szürkésbarna. 735-965 m között mészkő következett, mely szürke, kalciteres, finomszemcsés. Végül 965-978

m között újra mészmárga mészkőpadokkal, szürke és sötétszürke foltokkal, kalciterekkel és sok csúszási lappal. A rétegdőlés 70° körüli. Az előkerült fauna 505-506,5 m-ből Makkay és Kőváry szerint /csiszolatból meghatározva/: *Globochaeta alpina*, *Cadosina fusca*, *Robulus* sp, *Lenticulina* sp, *Radiolaria* és *Echinoidea* tüskék. Később a magmintákat az 1973. évi szerződéses munkák során az ELTE szakemberei újra átvizsgálták, akik az 588-591 m-ből előkerült világos barnásszürke, sötétebb lencséket-csíkokat tartalmazó mészgumós-pirites márgából és mészmárgából *Posidonomya* maradványok alapján a rétegsor földtani korát liász-alsódogzernek határozták meg. Lehet tehát, hogy a felsőpannon alatt mind az alsókréta, mind pedig a jura képviselve van, de a korviszonyok bizonytalanok, a közöttük levő határ is bizonytalan.

Szerkezeti viszonyok

A fúrás igazolta a geofizikai mérések értelmezését. A kutatási terület a környezetéből kiemelt helyzetű. A viszonylag vékony felsőpannon üledék alól hiányoznak a kőolajkeletkezés és tárolás szempontjából fontos alsópannon, és mélyebb neogén rétegek. Az alsókréta-jura rétegek feltűnően meredek rétegdőlésűek, a mélyebb képződmények pedig ismeretlenek maradtak.

Kőolajföldtani eredmények

Kőolaj- és földgáznyomokat sem fúrás közben, sem a rétegvizsgálatok alkalmával nem észleltünk. A 466,29-978 m közötti csövezetlen szakaszt egyszerre vizsgáltuk, amikor is 2 m³/óra vízbeáramlás jelentkezett.

A kőolajkutatásra kedvezőtlen a hiányos rétegsor, különösen az alsópannon anyakőzet jellegű agyagmárgáinak és tárolásra alkalmas rétegeinek az itteni hiánya. Az erősen diszlokált mezozoikum sokáig /a felsőpannon felső részéig/ fedetlen és lepusztuló helyzetben volt, ami a velük kapcsolatos esetleges felhalmozódások pusztulását okozta.

A szerkezet továbbkutatása nem látszik indokoltnak, de a környéken újabb korszerűbb kutatási eredmények még szükségessé tehetik azt. Nem ismerjük a ré-

tegsort teljesen és részletesen a szerkezeti viszonyokat, sem pedig a mezoikum nagy rétegdőléseinek összefüggéseit és az alatta várható idősebb képződményeket. A környék szerkezete változatos, erre húzódik a középmagyarországi nagyszerkezeti választóvonal. Több, felhalmozódásra alkalmas szerkezet van, amelyeket fúrások nem tártak fel. Mindezek mellett vannak kedvezőtlen adataink is, amelyeket már említettünk.

14. Lajoskomárom /1-2, 18-19/

A MAORT gravitációs mérései Lajoskomárom, és tőle DNy-ra Nagylók és Nagyberény között gravitációs maximumot találtak. Ennek vizsgálatára az OKGT megbízásából és költségére az Országos Kutató és Feltáró Vállalat 1968-ban egy 1000 m mélyre tervezett fúrást mélyített az Ádánd és Szabadhídvég közötti úttól É-ra, és Oroszi majortól ÉÉNy-ra 500 m-re, 107,59 m-es tengerszint feletti ponton. A fúrás földtani ellátását és feldolgozását a Magyar Állami Földtani Intézet végezte és végeztette el, igen részletesen /Jámbor 1969, 1985, Somssich 1969/. A fúrési munkálatok 1968. április 19. és 1969. április 11. között folytak*, és 1393,7 m-ben kárpáti üledékben értek véget /18. és 19. ábra/.

Rétegsor

A felszíntől 13 m-ig negyedidőszaki lösz, homok, kavics, agyag van, utóbbiban *Candona ostracoda* fajok fordulnak elő /Széles/. Alatta a felsőpliocén hiánya után felsőpannon rétegek következnek 472,5 m-ig, ahol elérték a *Congeria czjzeki* szint felszínét, a puhatestűek alapján megállapítható felső és alsópannon határát /Jámbor et al, 1983/. Ugyanitt van a kőzetrétegtani határ a vastag agyagréteges alsópannon /Drávai Homokpados Agyagmárga Formáció/ és a vékonyréteges, pélites-homokos felsőpannon között. A dinoflagellata mikroplanktonban bekövetkező változással meghatározható képződményha-

*végig magfúrással

tár a *Spiniferites bentori* és a *S. validus* zóna határát 502,5 m mélységben alapították meg /Jámbor, Sütőné, 1983/, amelyet izokron alsó- és felsőpannon határnak tartanak, mivel ez regionális jellegű éghajlati, hőmérsékleti csökkenés következménye.

A felsőpannon jellemző *ostracodái* Jámbor és Széles /1983/ vizsgálatai szerint *Candona extensa*, *C. hungarica*, *C. lobata*, *C. labiata*, *C. balatonica*, *C. alta*, *C. ankae* fajok.

A felsőpannon rétegsor homokos agyag, márga és agyagos-márgás homokrétegek sűrű váltakozása, néhány vastagabb, általában finomszemcsés homokpaddal.

Az alsópannon rétegsor felső része a Drávai Homokpados Agyagmárga Formáció rétegeivel kezdődik, alatta a Tófeji Homok Formáció /amit a medenceszegélyen a durvább szemcsetartalma miatt Zámori Homokkőkavics Formációnak neveznek/ következik. Meszes kötőanyagú homokkő, főleg kvarc, ritkábban földpát, muszkovit, klorit homokszemekkel és kvarckavicsokkal. Ósmaradvány ritka benne, főleg csak növényi törmelék, uszadékfa darabok, néha *ostracodák*.

Mélyebben /559-581,6 m között/ a Nagylengyeli Márga Formáció, majd a Beleznai Mészmárga Formáció és a Zsámbéki Tufacsíkos Márga Formáció következik. Utóbbiban tíz, 2-15 mm-es vékony dácittufa csíkkal. Végül a Zalai Lemezes Márga Formáció /665,2-671 m között/ párhuzamos lemezes rétegsora volt kimutatható, *Trochammina kibleri* és *Miliammina foraminifera* fajokkal.

Az alsópannon alján Korpásné szerint előfordul a *Cardium pium* szarmata reliktum faj, feljebb a *Limnocardium praeponticum*, majd *L. Krambergeri*, *Paradacna lenzi*, *P. laevicosdata*, *P. sirmiense*, *Congeria banatica* alsópannon puhatestűek, és Széles szerint *Amplocypris*, *Ciprideis*, *Hungarocypris* kagylósrákok.

A szarmata rétegsor 671-718,5 m között szürke lemezes márga, agyagmárga, homokkő és durva homokos mészkő, mely valószínűleg megszakítás nélkül foglal helyet az alsópannon alatt, de a fauna és flóraváltozás a szarmata és alsópannon

között éles. Benne kagylósrák /Aurila, Xestoleberis/, foraminiferák /Articulina, Nodophthalmidium, Elphidium, Nonion, Miliolina/ vannak.

A bádeni emeletet 718,5-750 m között lajtmészko, homokkő és konglomerátum képviseli, gazdag bádeni tengeri faunával.

Végül a kárpáti emelet üledékei következik 750 m-től, amelyben 1393,7 m-ben fejezték be a fúrást. Rétegsora: agyag, agyagmárga, homokkő, homokos mészkő, agyagos homokkő. Ez a rétegsor repedések mentén olajnyomós volt.

A Lk-1 fúrás ősmaradványainak a debreceni egyetem Földtani Tanszéke vizsgálatai alapján megállapították /Szöör, 1977/, hogy a paleobiokémiai vizsgálati módszer alkalmas rétegtani tagolásra /Székyné, 1983/.

Szerkezeti viszonyok

Ez az egyedül álló fúrás, mely nem érte el a medencealjazatot, a mintaszerűen feldolgozott rétegtani-öslénytani adatok mellett üledékképződési, vastagsági adatokat hozott, de a szerkezeti ismereteket csak kevéssé gyarapította. A Karád-3 fúráshoz hasonlóan vastag kárpáti rétegsort harántolt, de az ottani karbonátos medencealjazatot nem érte el. A regionális szerkezeti térképeink szerint a karbonátos medencealjazat az igal-bükki szerkezetegység területére esik és a kristályos medencealjazatú ságvári fúrás területétől a Balaton-vonal választja el /19. ábra/.

A helyi szerkezeti viszonyokat nem ismerjük kellően, ezért bizonytalan, hogy a fúrás a kőolaj- földgázfelhalmozódásra a legkedvezőbb ponton mélyült-e.

Kőolajföldtani eredmények

Mint említettük, a kárpáti rétegekben repedések mentén gyenge olajnyomok fordulnak elő. A fúrásban rétegvizsgálat nem volt indokolható. A helyi szerkezeti viszonyok tisztázatlansága folytán bizonytalan, hogy a fúrás a szénhidrogén felhalmozódására leginkább reményteljes területen mélyült-e. A medenceüledéket nem fúrták át teljesen, a medencealjazat kifejlődése ismeretlen.

A helyi szerkezeti viszonyoknak korszerű geofizikai felderítése után esetleg indokolható lesz a kutatás folytatása.

15. Táska /1-2, 27, 31-33/

A Táska környéki kutatási terület összefogazódik Buzsák, Nikla, Öreglak kutatási területekkel. Tulajdonképpen a buzsáki kőolajelőfordulás környékének továbbkutatása folyt ezen a néven, az 1965-66-os években végzett szeizmikus mérések után /97. számú jelentés/.

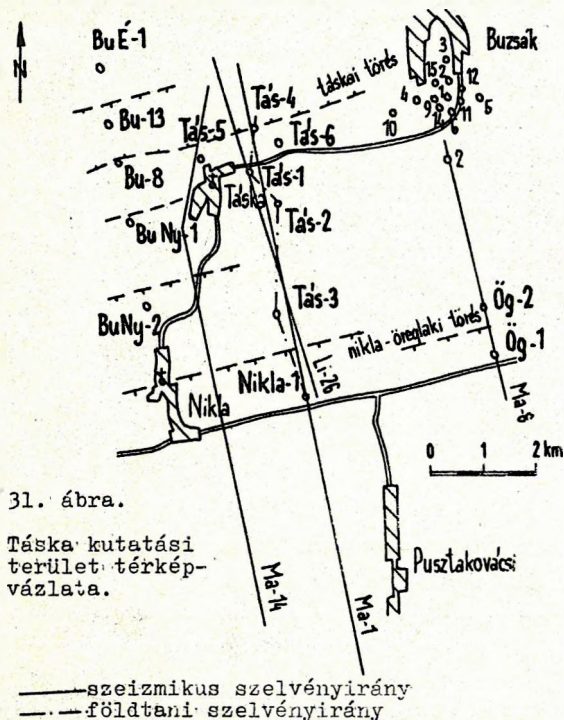
A táscai kutatás okát az 1968. március 20-án kelt feljegyzés indokolja /Körbössy, 1968/ az alábbiak szerint:

A Balatontól DK-re környezetéből kiemelkedő rögvonalat húzódik ÉNy-ÉK irányban, ami reményteljes kutatási területnek tekinthető. Nagyobb szerkezeti mozgások színhelye volt, ami csapadék kialakulásához kedvező lehetett. Az előző kutatásokkal megismert karbon, mezozoós, paleogén, neogén változatos és vastag rétegsora mind a kőolaj keletkezés, mind a felhalmozódás lehetősége szempontjából kedvező. Ezeket a viszonyokat igazolják a buzsáki kutatási terület eredményei. Feltételezhető, hogy a buzsáki előfordulás olyan regionális felhalmozódási öv tagja, amelyben a már ismert előfordulásoknál nagyobb gazdasági jelentőségű kőolaj- földgáztelepek várhatók. Ezért 1965-66-ban újabb szeizmikus méréseket végeztünk, amelyek során újabb záródó, törésekkel határolt kiemelkedéseket találtunk.

Fúrási tevékenység

A táscai kutatási területen 1968-1970. között hat fúrás mélyült. A Tás-1 fúrás a szeizmikusan kimutatott rög legmagasabb részén /32. és 33. ábra/, és a bádeni rétegsor felső részén bízható olajnyomokat talált. Rétegvizsgálatkor vízzel kb. 1 % kőolaj, összesen 0,6 m³ került felszínre. A Tás-2 fúrás az előbbitől 800 m-rel D-re települt, a szeizmikus mérésekkel kimutatott rög kutatására. A fúrás közben 927 m-ben iszapvesztés lépett fel a szarmata mészkőben, a fúrást az öblítőiszap cirkulációja

nélkül mélyítettük tovább 1088 m-ig, ahol a rudazat megszorult és a fúrást be kellett fejezni.



31. ábra.

Táska kutatási terület térkép-vázlata.

Ezután még négy fúrás mélyült.

Ezek közül figyelemreméltó a tászkai törésvonal közelében mélyült Tás-4 fúrás, mely az eredeti elgondolás szerint rendellenes rétegsorú: a bádai rétegek alatt 887-941 m között felső-ecécén és 941-1230 m között felsőtriász, majd 1230-1855 m között kárpáti, és 1855-2200,75 m talpmélység között ismét felsőtriász rétegsort fúrt. Újabb vizsgálat szerint a bádai rétegsor alatt 887-2150 m között másodlagos helyzetű idősebb törmelék-tartalmazó kárpáti rétegsor van jelen, és 2200,75 m-ig /2150 m-től/ felsőtriász nóri dolomitos mészkövet fúrt át.

A Tás-5 fúrás az alsópannonban /708-717 m/ és a bádai rétegekben /717-719 m között/ jó olajnyomokat talált. A szarmata nagyobb vastagságát bizonyára a tászkai törésvonal közelsége, rétegméltóságok magyarázzák.

A Tás-6 fúrás az olajnyomos Tás-1-től 750 m-re ÉK-re olajnyomos alsópannon alatt szintén olajnyomos bádai rétegekben állt meg.

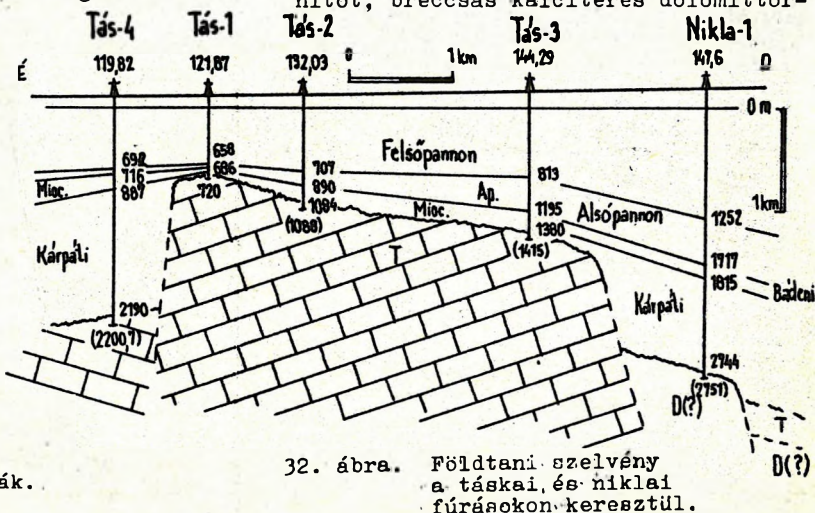
Az üzemi geológus feladatait Baróczi és Gyarmati látta el.

Rétegsor

A negyed-dőszaki lösz, sárga és kék agyag, homok, kavicsos homok alatt a felsőpliocén hiányával felsőpannon agyagos homokrétegek sűrű váltakozása, majd viszonylag vékony alsópannon szürke homokos agyagmárga és homokkőpadok következnek.

A szarmata emelet üledékeit a Tás-6 fúrás kivételével mindenhol sikerült kimutatni, de a Tás-1-ben az alsópannon alatt csak tufa, tufit van, melynek pontosabb kora kérdéses. Másol szarmata mészmárga, agyagmárga van jellemző faunával. A Tás-4 fúrásban faunás kemény, világosbarna, kénhidrogén szagú márga, mészmárga rétegsor van. A Tás-5 fúrásban fent faunás szürke agyagmárga van, alatta kovásodott bontott, pirites vulkanit, majd faunás, kalciteres, pirites márga, melyben triász dolomit- és breccsarétegek vannak. Alatta szürke márga következik szarmata faunával.

Bádai a Tás-2 fúrásban van: lithothamniumos mészkő, mészkőkonglomerátum vörös agyag kötőanyagban. A Tás-3, -4, -6 fúrásokban szürke márga és lithothamniumos mészkőpadok és törmelékek vannak gazdag bádai faunával. A Tás-5 fúrás szarmata faunás rétegek alatt idősebb törmelék, kovásodott bontott vulkanitot, breccsás kalciteres dolomittör-



32. ábra. Földtani szelvény a tászkai és niklai fúrásokon keresztül.

meléket tartalmazó pirites márga kötőanyagot talált, mely bádeni-kárpáti korú lehet.

13. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bád.	Kárp.	J ₁	T ₃	Megj.
Tás-1	121,8	28	658	686		699		719	(720)	olajny.
Tás-2	132,0	40	707	880	927	960	1054	-	(1088)	olajny.
Tás-3	144,2	110	813	1145	1178	1275	1380	-	(1415)	
Tás-4	119,8	16	692	716	739	887	2150	-	(2200)	
Tás-5	113,1	96	662	717	830		1035	-	(1039)	olajny.
Tás-6	127,1	56	632	674	-	(691)				olajny.

A kárpáti emeletbe soroljuk a Tás-2 fúrás 960-1054 m közötti vörös-vörösbarna agyagos-homokos kötőanyagban levő felsőtriász mészkőkvacsokat tartalmazó konglomerátumát, a Tás-3 1275-1380 m közötti bizonytalan korú /bádeni?/ rétegeit.

A Tás-4 fúrás 887-2150 m közötti rétegsorát újabban kárpáti emeletbe sorolják, mely többféle idősebb törmelék tartalmaz, mint előbb említettük. Felső- és középsőeocén törmelék, tarka

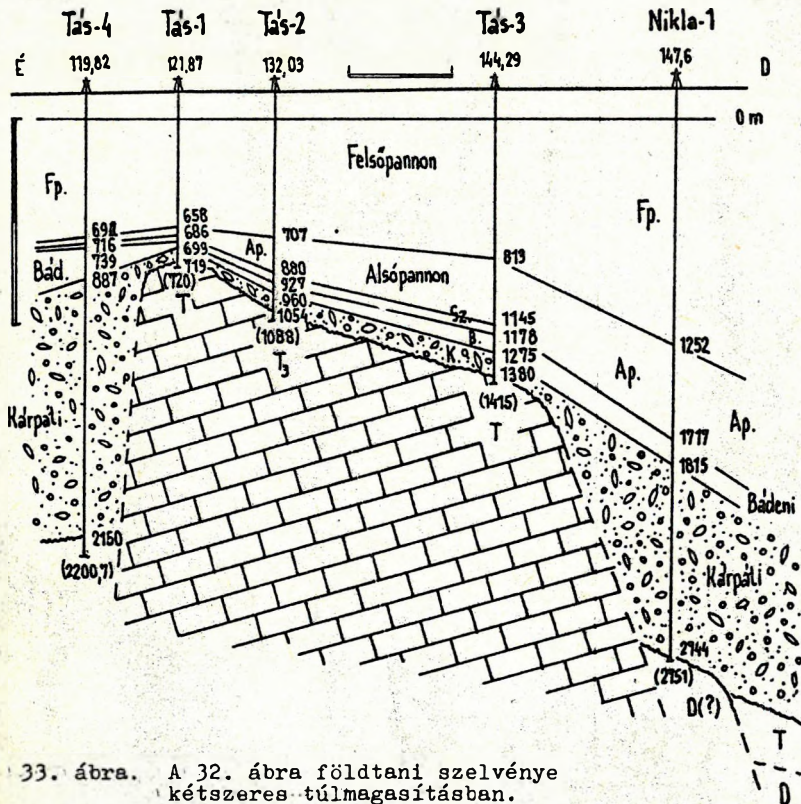
meszes agyag /zöldesszürke, okkersárga, vörösbarna/ Cytherella, Nummulites, Anomalinoidea, Cassidulina töredékekkel és mikroflóra maradványokkal. Az 1618-20 m-ből vett magban kárpáti Bulimina elegans fordul elő. Alatta 2150 m-ig mészkőtörmelékéből álló konglomerátum és breccsa következik, barnászvörös agyag, szürke agyag rétegekkel, és karboandezit, valamint triász dolomittörmelékkel.

Végül bizonytalan kárpáti rétegsort ismerünk a Tás-5 fúrásból, 830-1035 m közötti szakaszból, mely breccsás kőzet-törmelék, kovásodott bontott, pirites vulkanit, kalciteres dolomitbreccsa és pirites márga. Lehet, hogy ez még a fellelő idősebb törmelék is tartalmazó szarmata faunás márgákhoz sorolható.

A kárpáti rétegsor hovatartozása bizonytalan maradt, az idősebb törmelék többet tektonikailag rendellenes rétegsorként értelmezik újabban allochton törmeléknek. Mivel az utóbbi felfogás egyszerűbb, valószínűleg célszerű ennél maradni, amíg esetleg újabb adatok nem cáfolják.

A mioocén rétegsor alatt diszkordánsan alsójura Gloiospira sp. és ostracoda-faunás kékesszürke agyagmárga, kalciteres szürke márga, sötétszürke mészmárga következett a Tás-1 fúrásban, amit máshol nem találtunk meg.

Végül triász rétegekben végződtek a Tás-1 -5 fúrások. Kalciteres szürke mészkő, szericites márgapala, agyagpala, felsőtriász faunás szürke kristályos mészkő, dolomitos mészkő, mely sötétszürke kemény mikrokristályos, sztilolitos és a Tás-4 fúrásban nóri faunát tartalmaz: Globochaeta alpina, Frondicularia sp. fordul elő. A fúrásban jelentkező triász anyag egy részének szálban álló volta bizonytalan, lehet hogy részben



33. ábra. A 32. ábra földtani szelvénye kétszeres túlmagyasításban.

még a kárpáti lepusztítás törmeléke. Ez a fúrási anyagból nem dönthető el.

Szerkezeti viszonyok

Összefoglalva a terület geofizikai és fúrási adatait, megállapítható a medencealjzat regionális D felé való súlylédése, amit DNy-ÉK irányú törésvonalak zavarnak. A Buzsák-Táska kutatási területen szeizmikával és kutatófúrásokkal biztosan kimutatott törésvonalak a Táska-törés a Bu-8, Tás-5 és -4 fúrások mentén, mely ellaposodva É felé elhatárolja a buzsáki alaphegységi rögöt is, és a délebbi vonal a Nikla-Öreglak törés, mely szembetűnő a Tás-3 és Nikla-1, valamint az Ög-2 és -1 fúrások között /32, 33, 28. és 29. ábra/.

A Bu É-1 gránitja D felé ismeretlen mélységbe kerül, vagy a gránittörmény már délebbre nincs meg. Oldalán a Bu-1, Öreglak-1 és Nikla-1 fúrásokban megismert paleozoós üledék várható.

A szeizmikus mérések az említett két, fő törésvonal mellett több kisebbet is kimutattak: Bu Ny-1 és -2, valamint Bu-8 környékén ezeket a fúrások is kimutatták.

A paleozoós képződményeken változó vastagságú triász és egy folton /Tás-1/ kevés alsójura maradvány van. A paleomezozoós képződmények felszíne igen változatos, mélyedéseit különböző vastagságú kárpáti üledék tölti ki, melynek fő tömegét az idősebb képződmények lepusztult törmeléke adja. A kárpáti és bádeni rétegek által kiegyenlített, D felé mélyülő felszínre rakódott a foltokként meglévő szarmata lepusztulási maradéka, és a szarmata-alsópannon képződmények egy részének hiánya után az alsópannon felsőbb részének, a Drávai Homokpados Agyagmarga Formációnak és az alsópannonnál teljesebb felsőpannonnak a rétegsora. Az idősebb képződményekből származó lepusztult anyag néhol a szarmatában is megjelenik /Tás-5/.

A Táska törésvonal és a Nikla-Öreglak törésvonal földtani korára kimutatható, hogy a törés még érintette az alsópannon rétegeket, és befolyásolta a kárpáti üledékképződést is. Erre az időszakra esik a környék riolit-andezit

vulkánossága is.

Kőolajföldtani eredmények

A bonyolult szerkezetegységekben, amelyeket csak az alsópannon végén és a felsőpannonban takart el, fedett le vastagabb üledék, nagyobb telepek felhalmozódására nem voltak alkalmasak a viszonyok. Kőolaj- és földgáznyomok a Tás-1 és -6 fúrások környékén voltak, a buzsáki magas rög folytatásán. Említettük, hogy a Tás-1 fúrás 591-689 m közötti szakaszából sok vízzel kb. 1 % kőolaj is jelentkezett. A rétegvizsgálat folyamán összesen 0,6 m³ olaj. Az olajnyomos Tás-6 fúrás 667-691 m-ből napi 680 m³ 67 °C-os hévizet ad, kevés földgázzal. Ezt fürdősi céllal hasznosítják. A Tás-3 fúrás az alsópannon alján benzinszagú homokkővet talált. Több fúrás hévizet termel.

A táscai kutatási terület kőolaj- és földgáznyomainak összetétele az alábbi:

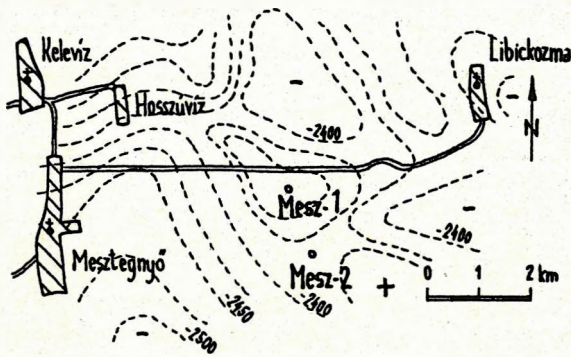
14. TÁBLÁZAT

Kőolaj		Tás-1 591-689m	Földgáz	Tás-6 667-691m
FAJSÚLY	20°C	0,930	METÁN	9,41
VIZSK.	38°C	cSt 168,14	ETÁN	0,69
	50°C	cSt 91,48	PROPÁN	0,12
DERMEDÉS	°C	+ 0,5	BUTÁN-HEPTÁN	0,08
JELLEG		intermed.	CO ₂	80,62
ÖSSZES BENZIN	s%	3,12	N ₂	9,08
PETRÓLEUM		1,71		
GÁZOLAJ		5,98		
Nehezebb alkálrés		88,90		
VESZTESÉG		0,29		

További kutatás a szűkebb kutatási területen jelenleg nem indokolható. Azonban a környéken, különösen Sávoly felé korszerű szeizmikus mérések alapján folytatni kell a kutatást, mert nem valószínű, hogy Sávoly-Buzsák felhalmozódási övekben ne legyen több és nagyobb előfordulás.

16. Mesztegyő /1-2, 34-35/

A mesztegyői kutatási terület a nagy gravitációs minimumvidék mezőcsokonyai részének Ny-i oldalán van. Itt az 1965-66. évi szeizmikus mérések /Szeizmikus Üzem 97. számú jelentés/ kb. az alsópannon aljának megfelelő mélységben mintegy 50 m-es viszonylagos magasságú kiemelkedést találtak, a mezőcsokonyai földgázelfordulás szomszédságában. A szeizmikus kiemelkedés szerkezetkutató fúrásokkal való megvizsgálását szükségesnek ítéltük.



34. ábra. Mesztegyő kutatási terület térképábrázolása a szeizmikus mélységvonalakkal.

Fúrási tevékenység

A mesztegyői kutatási területen 1969. január 08. és április 16.; majd később 1973. május 18. és július 02. között két fúrás mélyült. Ezek főbb földtani adatai az alábbiak:

15. TÁBLÁZAT

Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bad.	Kárp.	Megjegyzés
Mész-1	138,0		1385	2432	-	2978	(3100)	gáznyom
Mész-2	146,9		1320	2159	-	(2602)		

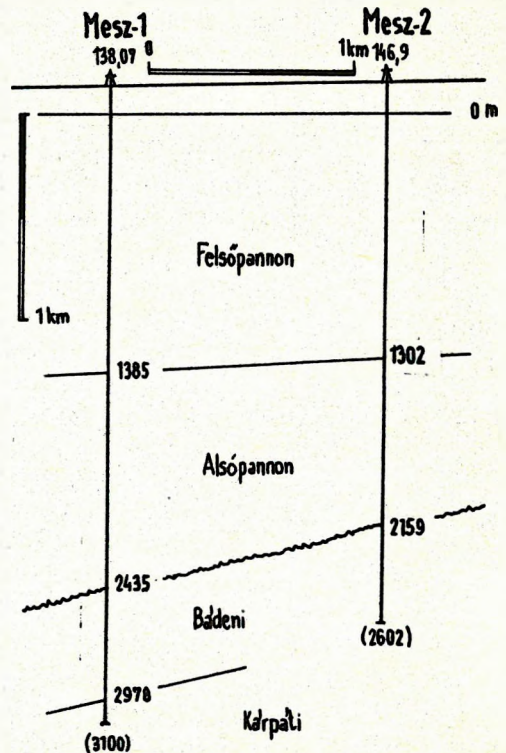
Rétegsor

Negyedidőszaki lösz, homok alatt felsőpannon sűrűn váltakozó homokos agyag, és agyagos homok, agyagmárga, néhány homokos-márgás paddal, alsó részén vastagabb finomszemcsés homokkő réteggel. Az alsópannon felső része homokpados kékecsszürke agyagmárga, alatta finomszemcsés csillámos homokkő, vékonyabb,

szürke agyagmárga rétegekkel. Szürke agyagmárga rétegsor, vékony finomhomokos, csillámlemezekkel, lefelé sárgásbarnásszürke mészmárgába megy át. Alsópannon puhatestűek és kagylóárakok maradványai gyakoriak.

A szarmata emelet üledékeit nem sikerült kimutatni.

A bádeni emeletet dácittufa, kevés Globigerina vázzal, szürke, barnásszürke agyagmárga, kemény szilánkos törésű finomhomokos rétegei gazdag bádeni mikrofaunával /Globigerina, Bolivina, Dentalina, Globorotalia fajok/ képviselik. Az agyagmárga ritkább betelepülésekkel van jelen a vastag vulkáni tufapadok között. A bádeni képződmények felső része /a Mész-1 fúrásban 2435-2650 m között/ főleg dácit, melyben plagioklász, biotit és kvarc figyelhető meg. Alatta 2659-2978 m között 319 m vastag dácittufa, finomhomokos agyagmárga és barnásszürke kemény agyagmárga van gazdag bádeni mikrofaunával. A Mész-2 fúrásban az alsópannon alatt /2159 m alatt/ andezitpad, andezitagglomerátum következik, melyben ősmaradvány nincsen, de a Mész-1 fúrás alapján ezt is bádenibe soroljuk.



35. ábra. Földtani szelvény a mesztegyői fúrásokon keresztül.

A kárpáti emeletbe sorolható képződmények a Mesz-1 fúrásban vannak meg: tufás homokkő, agglomerátum, szürke agyagmárga, melyben gyéren aprónövésű foraminifera maradványok vannak: Globigerina, Globorotalia és szivacsstűk, kevés kagylósrák. Az üledékek dácitandezit padokkal /telérek?/ váltakoznak.

Mindkét fúrás a miocén képződményekben állt meg.

Szerkezeti viszonyok

A mesztegyői fúrások a mezőcsokonyai nagy vulkáni tömeg ÉNY-i szélét fúrták meg. A szeizmikus mérések szerint itt rendszertelenül kisebb kiemelkedéseket és mélyedéseket állapítottak meg. A két fúrással nyert földtani adatok ezt nem cáfolják, de nem is bizonyítják. A fúrások annyiban nem igazolják a szeizmikus mérések értelmezését, hogy a Mesz-2 fúrásban a szeizmikus térképen mélyebben ábrázolt alsópannon alja /34. ábre/ a fúrások tanúsága szerint magasabban van, mint a Mesz-1 fúrásban. Végeredményben a helyi szerkezeti viszonyok tisztázatlanok, de kőolaj- és földgáz felhalmozódására nem alkalmasak. Az alaphegység ismeretlen maradt.

Kőolajföldtani eredmények

A Mesz-1 fúrásban 15, a Mesz-2-ben 3 rétegvizsgálat volt, de csupán gyenge földgáznyomos víz jelentkezett. Mivel a helyi szerkezeti viszonyok tisztázatlanok, valószínűtlen az, hogy a fúrások a szénhidrogének felhalmozódására a legkedvezőbb ponton mélyültek volna.

A kutatás folytatása a jelenlegi adatok fényében nem célszerű. Új, kedvező eredmények indokolhatják a kutatás medencealjazati való folytatását.

17. Nagyszakácsi /1-2, 36-37/

A mezőcsokonyai gravitációs minimumterületnek /amit a MAORT 1941-44. évi graviméteres mérései fedeztek fel/ a NY-i részén az 1969-70. évi szeizmikus mérések záródó kiemelkedést észleltek a 2000-2200 m közötti mélységszinten /I. 3. számú jelentés/. A szeizmikus adatok szerint a harmadidőszaki képződmények alatt erősen zavart szerkezetű réteget lehet várni. A mezőcsokonyai gázelfordulás környékének kutatása keretében szükségesnek láttuk a nagyszakácsi szeizmikus kiemelkedés vizsgálatát.

Fúrási tevékenység

1971-ben a 2000 m-ig emelkedő szeizmikus magaslatra két, és az ettől DK-re, Mesztegyő közelében lévő kiemelkedésre egy felderítő kutatófúrást terveztünk. 1972. február 24. és 1973. május 10. között ezek a fúrások le is mélyültek, Jászai Sándor és Keresztes Csaba üzemi geológusok közreműködésével.

A nagyszakácsi fúrások fontosabb földtani adatai:

16. TÁBLÁZAT

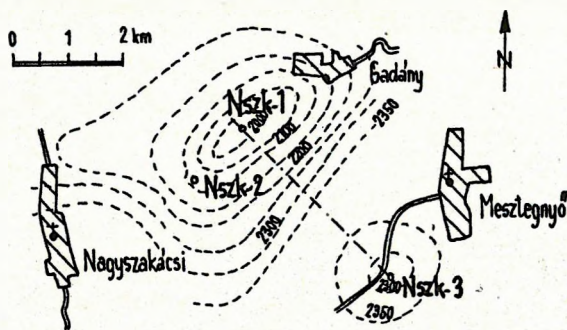
Fúrás	FA	Q	Fp.	Ap.	Sz.	Bald.	Kárp.	Megj.
Nszk-1	1923	80	1563	2330	-	2335	(3590)	gázny.
Nszk-2	2034		1626	2386	-		(2626)	gázny.
Nszk-3	1569		1640	2405	-		(3080)	olaj

Rétegsor

A kb. 80 m vastag negyedidőszaki lösz, kék agyag, homok-kavics alatt, a felsőpliocén hiányzik. A felsőpannon finomszemcsés mészkonkréciós homokos agyag, agyagos homok, márgarétegek, lencsék sűrűn váltakozva finomszemcsés homokrétégekkel. Mélyebben vastagabb finomszemcsés homokrétégek vannak. Az alsópannon homokpados szürke agyagmárga, finomszemcsés csillámos homokrétégek, szenesedett növényi lenyomatokkal. Szürke agyagmárga igen vékony finomhomok, csillámlemezekkel. Előkerült ősmaradványok: Limnocardium majeri, L. abichi, Congeria banatica, C. partschi, kagylósrák, halfogak és helyenként gazdag

mikroflóra /spóra/ maradványok.

A szeizmata előfordulására nincsenek adataink.



36. ábra. Nagyszakácsi kutatási terület térképvezlata a szeizmikus szintvonalakkal.

--- földtani szelvényirány

A bádeni és kárpáti képződmények főleg vulkanitok. A felső részen lithothamniumos mészkő, mészmárga van /gazdag bádeni faunával/ és agyagmárga. A Nszk-3 fúrásban olajnyomokkal. Az üledékes rétegek alatt valószínűleg részben kárpáti vulkáni összlet következik: andezitpadok. Kőzete zónás plagioklász mellett hipersztén-, augit- és biotit-kristályokat tartalmaz, andezittufákkal váltakozik. A Nszk-3-ban az andezit plagioklász, hipersztén, kloritosodott biotit tartalmú és vastagabb andezittufa rétegekkel váltakozik.

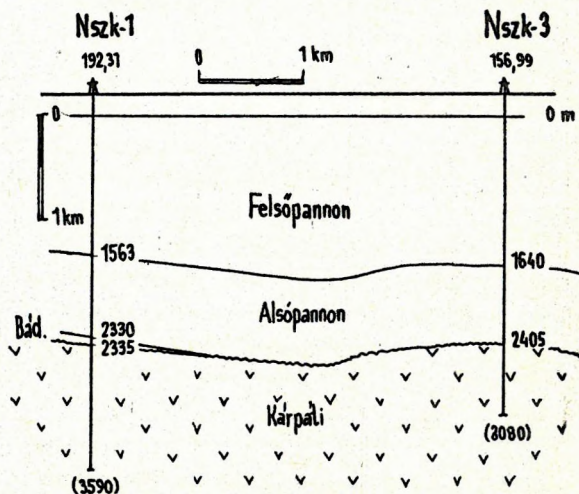
Az idősebb képződményeket nem érték el a mély szerkezeti helyzetű fúrások.

Szerkezeti viszonyok

A lemélyült három fúrás közül a bádeni rétegek felszíne szerint /a szeizmikus térképnek megfelelően/ az Nszk-1 fúrás van a legmagasabb, és a Nszk-3 fúrás a legmélyebb szerkezeti helyzetben. Különbözik a helyi szerkezeti viszonyok nem eléggé részletesen tisztázottak. A fúrások nem érték el a harmadidőszaki medence aljzatát. A szeizmikus térkép valószínűleg az alsópannon Lenti Márga Formáció felszínét követi. A medencealjzat itt nagyobb mélységben várható, a regionális szerkezeti adatok szerint itt áthaladó középmagyarországi nagyszerkezeti választóvonal mentén, amit a bádeni-kárpáti andezit-dácit vul-

kánosság kísér.

A vulkáni összlet felszínén kialakult domborzatot követve az alsópannonban lapos települt boltozatok alakultak ki, ezek alkalmasak lehetnének kőolaj- és földgáz felhalmozódására. Valószínűleg a tápterület nem elég nagy ahhoz, hogy nagyobb felhalmozódások létrejöhesse.



37. ábra. Földtani szelvény a nagyszakácsi fúrásokon át.

Kőolajföldtani eredmények

A szeizmikus boltozaton mélyült Nszk-1 és -2 fúrásokban csak gyenge gázy nyomok fordultak elő. A DK-i kisebb szeizmikus kiemelkedésen az Nszk-3 fúrás figyelemreméltó kőolajjelőfordulást talált a 2412-2415 m közötti bádeni homokkő és andezittufa rétegekben. Innen napi 2,5 m³ kőolajbeáramlás jelentkezett. A rétegvizsgálat folyamán összesen 10,75 m³ kőolaj gyűlt össze.

17. TÁBLÁZAT

FAJSÚLY	20°C	0,8565
VISZK.	38°C cSt	7,82
	50°C cSt	5,71
DERMEDÉS	°C	+16,5
ÖSSZES BENZIN	5%	17,24
PETRÓLEUM		9,69
GAZOLAJ		6,81
Nehezebb, maradék		66,26

A Nagyszakácsi környéki kutatás nem tekinthető befejezettnak, mert a harmadidőszaki képződményeket nem ismerjük meg teljesen, a medencealjzatot nem értük el. Legfőképpen pedig azért, mert a helyi szerkezeti viszonyokat nem ismerjük pontosan. Lehetséges, hogy a Nszk-3 fúrás biztató eredménye után felhalmozódásra kedvezőbb szerkezeti helyet is fel lehet kutatni.

18. Nikla /1-2, 27, 31-33/

Nikla környékén a kutatás a buzsáki kis kőolajelőfordulás, és a Táska kutatási területen talált biztató kőolajnyomok szomszédságában új szeizmikus mérések' alapján vált szükségessé. Nikla környéke reményteljes övezetbe tartozik, ahol a neogén medenceüledék alatt paleozoós-mezozoós repedezett, és karsztosodott üreges, tárolásra alkalmas képződmények várhatók. A környéken vastag anyagok jellegű paleogén üledékes kőzetek vannak. A terület földtani fejlődéstörténete folyamán a kőolaj keletkezésére alkalmas viszonyokat a buzsáki előfordulás és a táskai reményteljes kőolajnyomok bizonyítják. A kutatási terület reményteljes volta indokolta, hogy 1965-66-ban részletes szeizmikus méréseket végezzünk, és az akkor legkorszerűbb mágneses jölrögzítésű szeizmikus szelvények készüljenek /97. számú jelentés F melléklete/.

A szeizmikus mérések szerint Nikla helysége D-re egy NyDNY-KÉK irányú törésv hűzódik, a Nikla-Öreglak törés, a Balaton-vonal diszlokációs öv tartozékaként, melynek levetődött D-i része a törésvonalnak támaszkodik. Itt az elvonszolódott rétegfejek viszonylag emelt helyzetűek és záródásuk a törésvonalnál feltételezhető. Így akkumulációra alkalmas csapadék jelenléte várható volt.

Fúrású tevékenység

A nikla-öreglaki törés DK-i levetett oldalára telepített fúrás 1972-ben mélyült 147,6 m-es tengerszint feletti forgatóasztal magasságtól számítva 2751 m talpmélységig /31. és 32. ábra/. A

helyszíni földtani megfigyelések Keresztes Csaba és Szórádi Miklós üzemvezető geológusok munkája.

Rétegsor

Kb. 20 m mezvedidőszaki lösz, kavics, homok, agyagrétegek alatt 1252 m-ig felsőpannon finomhomokos agyag és márgarétegek sűrűn váltakoznak finomszemcsés homokrétegekkel és lencsékkel. A rétegsor alsó részén vastagabb finomszemcsés homokrétegek vannak, melyek megfelelnek az Ujfalu Homok Formációnak. Az alsópannon 1252-1717 m között fent az általánosan elterjedt homokpados szürke agyagmárga, finomszemcsés csillámos homok, szürke agyagmárga, igen vékony csillámos finomhomokos lemezekkel, mely lefelé világosabb szürke, barnásszürke mészmárgába megy át.

A szarmata emelet üledékeit nem sikerült kimutatni.

A bádeni rétegsor 1717-1815 m-es mélységszakaszban, tehát 98 m vastagságban átfűrt gazdag tengeri faunás mészmárga, tufás homokkő és idősebb mészkőbreccsákkal váltakozik. A mészmárga világos barnásszürke, sötétszürke és sávos, kb. 20°-os rétegdőléssel. Szenes növényi törmelék, halpikkelyeket és többek között Anomalina badensis, A. simplex gazdag fauna alapján a bádeni emeletbe soroljuk. Az agyagmárga rétegek között dácittufa, homokkő és helyenként mészkő-dolomit konglomerátum és breccsa rétegek jelennek meg.

Eredetileg alsótriász-perm üledékek tartottuk az 1815-2525 m közötti 710 m vastagságban átfűrt változatos üledékeket: dolomit pszeudobreccsát, dolomitport és dolomitörmelék, kemény mészmárgát, mészkövet, mészpalát, palás agyagmárgát, melyben 60°-os rétegdőlések is mérhetőek. A magfúrások anyagában a fentiek mellett agyagos-bitumenes mészkő, préselt palás márga, szericites agyagmárga, mészpalá, dolomit mikobreccsa, mésziszap cementáló anyaggal fordul elő. Tektonikailag igen erősen igénybevett rétegsor, melynek triász-perm korát csak azon az alapon feltételeztük, hogy már nem metamorf, tehát a variszkuszi orogén szakasznál fiatalabb.

E törmelékes és szerkezetileg megviselt összlet alatt újra miocén tengeri rétegsorba jutott a fúró a 2525-2744 m közötti 219 m-es szakaszon. Márga, mészmárga, gazdag miocén tengeri faunával, vulkáni agglomerátum és tufit rétegekkel. A 2590-2592,5 m-től vett magmintában vulkáni agglomerátum, márgatörmelék és kovásodott intermedier vulkáni törmelékközetek voltak. Ezekben dolomit, kvarcit, mészmárga törmelék között szanidint és nagyobb trachandezit törmelékéből álló karbonátosodott agglomerátum rétegeket említ Balázs Endre. Mélyebben metamorf kőzettörmelék is megjelenik, melyben metamorf kvarc, plagioklász, szericit-kvarcit ismerhető fel, homokkő-márga rétegekkel. Utóbbiakban gazdag miocén tengeri mikrofauna van. Ezt a szakaszt is idősebb törmelék tartalmazó kárpáti rétegsornak tartjuk, amelyet a diszlokációs vonalak közelsége befolyásolt.

Végül 2744-2751 m között 7 m-es szakaszon devonba sorolt szürke, kemény, kovás agyagpala, palás agyag, mikrobreccsás mészkő, kovás mészmárga, préselt palás tufit és zöldesszürke ortofirnak, paleotrachitnak meghatározott, de nagyon elbontott kőzet következik /Balázs/, melyben földpát és földpát-pótló /leucit, nefelin/ van, színes elegyrész nincs, ezek klorittá, magnetit-halmazokká váltak. A földpát nagy része is bontott: részben kaolinná, szericitté, kalcedonná alakult.

A rétegsorban az 1717-1815 m közötti bádeni faunás rétegsor is tartalmaz már idősebb mészkőtörmelékes rétegeket. Aztán az 1815-2525 m közötti idősebb kőzetek törmelékét tartalmazó, szerkezeti mozgások hatását viselő rétegsor következik, amelynek korát eredetileg alsótriász-permek véltük. De mivel a szomszédos, szerkezetileg szintén a Nikla-Öreglak töréstől D-re lévő Öreglak-1 fúrásban a kárpáti emeletbe sorolt dolomit-mészkő breccsa és konglomerátummal párhuzamosítható, tehát kárpátinak tartjuk, melyben sok idősebb törmelék van. Ebben az esetben nem rendellenes a rétegsor. Hasonló hozzá a Táska-4 fúrás rétegsora is, a Táska törés lesüllyedt

oldalán /32, ábra/.

A 2744-2751 m közötti képződmények földtani kora bizonytalan, csak kőzettani hasonlóság alapján, és az Öreglak-1 fúrás 2342-2344 m-ében talált algamaradványok alapján sorolják devonba az erős diagenezisen átment kőzeteket.

Szerkezeti viszonyok

A szeizmikus mérések szerint Nikla-Öreglak között határozottan jelentkező törésöv van, melynek levetett DK-i szárnyán mélyült a Nikla-1 fúrás. Ezzel a törésövvvel van kapcsolatban a fúrásnak a szerkezeti mozgásokkal megviselt rétegsora.

Kőolajföldtani eredmények

A fúrás idején kőolaj- és földgáznyomok nem jelentkeztek. A három legreményteljesebb mélységszakasz vizsgálatkor csak 55-60 m³/nap mennyiségű rétegvíz volt dugattyúzható.

A környék továbbkutatásra alkalmas.

ÖSSZEFOGLALÁS ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

A Dunántúl délkeleti részén 18 kutatási területen 86 olajkutató és feltáró fúrás, ezen felül több egyéb célból mélyült fúrás létesült. Az olajkutató fúrások mindössze két kisebb ipari jelentőségű lelőhelyet találtak. Az egyiket Buzsákon, mely a Sávoly-Buzsák regionális kőolajfelhalmozódási övben, környezeténél magasabb medencealjzati rög felett alakult ki. A másik a mezőcsokonyai földgázelőfordulás, mely a medencerész mélyvonulatában vulkáni tömeg felett felboltozódó fiatal üledékekben halmozódott fel.

Kőolaj- és földgáznyomok vannak a déli medenceszegélyen a Kurd-1 fúrásban, az Igal-Kulcs egységben: Nagyszakácsi-3, Táska, Öreglak, Igal-4 és kevés a Lajoskomárom-1 fúrásokban. Ezek közül jó nyomoknak tekinthetők a Nagyszakácsi-3 fúrása, a többi gyengébb.

A Dunántúl délkeleti medencerészeiben tehát ^áaddig talált szénhidrogénkutatási eredmények gyengék. Ez azzal lehet kap-

csolatban, hogy itt az alsópannon vékony és hiányos. Főként az első részén az anyakőzet jellegű Beleznai Mészmarga Formáció és a Lenti /vagy Nagylengyeli/ Marga Formációnak megfelelő szintek, valamint a több helyen tárolásra szolgáló Tófeji Homok Formáció hiánya, vagy csak nagyon szórványos előfordulása kedvezőtlen. Az alsópannonnál idősebb harmadidőszaki üledékek is csak helyenként fejlődtek ki. Nagyobb vastagságban csak a kárpáti üledékek vannak meg helyenként, a viszonylagos mélyebb ércök kisebb területein. Nagy része szárazföldi lepusztulástermék, vagy vulkáni öszszlet, ami kedvezőtlen kifejlődést jelent számunkra.

Az idősebb neogén üledékek egyre vékonyabbak, és velük a kőolaj-, földgázhyomok egyre gyérülnek. Csak a medence déli részén van egy aránylag keskeny sáv, ahol a mintegy 3000-1000 m neogén üledékvastagság áthúzódik az Alföld területére is.

Kedvező a paleogén képződmények jelenléte, de sajnálatosan csak szűk ÉNy-i területen ismertük meg ezeket.

A harmadidőszaki medence aljzata igen sokáig fedetlen, lepusztuló terület volt. A vele esetleg kapcsolatban volt olaj- gázfelhalmozódások a hosszú lepusztulási idő alatt megnyíltak és elpusztultak. A paleo-mezozoós képződmények szerkezeté bonyolult, kisebb szerkezeti egységekre tagolódik, amelyekkel nagyobb felhalmozódások aligha várhatók.

Ugy látszik, hogy a tápterületek felől a szénhidrogének vándorlása szegényes és csak kivételes volt. Ahol felhalmozódásra kétségtelenül alkalmas csapdákat találunk, azok üresek, vagy csak gyengén töltődtek fel. A csapdában a záródásukig még hely lenne sokkal több kőolaj- és földgáz felhalmozódására, ha bőségesebb odaáramlás lett volna.

Mind ezek a földtani következtetések aránylag hosszú kutatási idő alatt felgyülemlett adatokból vonhatók le. Ez a hosszú kutatási idő maga is azt bizonyítja, hogy a kutatás nem folyt elég rendszeresen, és helyes módszerességgel.

Ezt saját tanulságunkra önkritikát gyakorolva megállapíthatjuk. Ha meggondoljuk, hogy olyan óriási kutatási területen, mint az Északi-tenger üledékes medencéje, vagy akár az ÉK kínai Szung-Liaó medence /300 000 km²/ hazánknál sokkal nagyobb területein 2-3 évi tervszerű kutatás után már megismerték a földtani felépítést, szerkezeti viszonyokat, fejlődéstörténetet, ezek alapján a kőolajfelhalmozódásra alkalmas öveket és a hozzájuk tartozó tápterületeket. Hamarosan rátérhettek a felhalmozódásra alkalmas övekben a helyi szerkezetek kutatására és ezekben az akkumulációra alkalmas csapdák megismerésére. Ezekre a legreményteljesebb területekre összpontosított kutatással már néhány évi munka után megtalálták az első kőolaj- és földgázmezőket. Lényegében így történt a Nyugat-szibériai alföld kutatása sok földrajzi nehézség ellenére, és minden olyan terület kutatása, ahol tervszerű és korszerű munka folyik /Kőrössy, 1964/.

Ezekhez mérve a mi munkánk nem volt elég jól megtervezett, rendszeres és következetes a kutatás korszerű módszereinek, a különféle módszerek helyes sorrendjének betartásában. A kutatásunk tervszerűség helyett inkább ötletszerű, hosszú évekre meg-megszakadó, majd egy-egy helyen pepecselő akkor, amikor regionális kutatással még nem tisztáztuk azt, hogy a részletesen vizsgált terület valóban az egész medencerésznek a felhalmozódásra legalkalmasabb része-e. Egy-egy helyi szerkezetegység kutatásának részletezésével bíbelődtünk, mielőtt áttekintést nyertünk volna az egész medencerészről. A geofizikai méréseket sem végeztük elég tervszerűséggel és az egyes mérésfajtákat nem mindig a megfelelő időben, sorrendben és helyen alkalmaztuk. Ezekkel is egy-egy helyen részleteztünk, újramértünk, miközben nagy területek jóformán nincsenek felderítve.

Csak a hatvanas évek óta kényszerítették minket bizonyos mértékig a KGST előírásai arra, hogy legalább ötvenként tekintsük át eredményeinket és készítsünk több éves tervet. De ezek a tervek nem váltak közismertté és alig hasznosultak.

A mai ismereteink szerint a Dunántúl délkeleti medencereszében a kutatásra legreményteljesebb terület két övezetben állapítható meg:

Az egyik a Sávoly-Buzsák közötti zóna, ahol anyakőzet jellegű paleogén, esetleg neogén rétegek lehetnek és már kisebb kőolaj-földgáz felhalmozódásokat ismerünk. A másik reményteljes terület a medenceresz déli részén végighúzódnó 1000 m-nél mélyebb, helyenként 3000 m-t is elérő neogén övezet, amelyben felhalmozódásra alkalmas helyi szerkezet felderítése esetén reményteljes kutatófúrások telepítésére volna lehetőség /1. ábra/.

Irodalom

A kéziratos munkák az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt, illetve a Magyar Állami Földtani Intézet adattáránál találhatóak.

Ádám/1953/: Jelentés az 1953.05.01-07. 15-i balatonhídvégi szeizmikus mérésekről. Kézirat.

Alföldi, Bélteky, Korim, Körössy, Papp, Szpiriev, Urbancsek/1965/: Magyarország hévízkútjai. A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa Budapest, p.420.

Báldi/1982/: A Kárpát-Pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciárban /49-19 millió év között/. Őslénytani Viták 28, p.79-155.

Barnabás, Strausz/1947/: A Délnyugat Dunántúli Pannonikum. Kefelevonat a Földtani Közlönyből p.81-188. Előadták a Magyarhoni Földtani Társulat 1947.03.07-i szakülésén.

Bartha/1971/: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata in: Bartha et al. A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai, p. 9-172. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Bernáth, Jászai et al./1975/: A Nagyszákácsi-Mesztegyő kutatási terület felderítő kutatási zárójelentése. Kézirat. MÁFI-adattár Ter.8722

Bohn/1982/: A Tengelic-2 fúrás rétegsorának őslénytani vizsgálata. MÁFI Evkönyv 45, p.189-203.

Boldizsár/1968/: A Magyar Medence geotermikus viszonyai. MTA X. Osztály közleményei 2, p.119-136.

Böhm/1939/: Asványolaj és földgázbányászat Magyarországon 1935-ig. Bányászati és Kohászati Lapok 72/9, p.153-189.

Buda/1981/: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. Acta Geol. Hun. 124/2-4, p.309-318.

Csíky, Scheffer/1964/: Feljegyzés a Döbrököz szarkezet kutatófúrásáról. Kézirat.

Csíky/1976/: A hazai kőolaj és földgáz-kutatás 30 esztendeje /1945-1975/. Földrajzi Közlemények 100/1-2, p. 135-137.

Dank/1985/: Hydrocarbon Exploration in Hungary in: Neogene Mineral Resources in the Carpathian Basin, Hungarian Geological Institute Budapest, p.107-213.

Dubay, Majzon, Szepesházy/1956/: Adatok az északsomogyi neogén medenceresz ismeretéhez, igali terület. Kézirat, p.10.

ELGI/1956/: Jelentés a Buzsák környékén végzett geokémiai kutatásokról 1955-ben. Kézirat, MÁFI adattár Ter.5683.

Facsinay/1940/: Összefoglaló jelentés a graviméteres mérésekről 1939-40. között. Kézirat OKGT adattár.

Facsinay/1941/: Kaposvár környéki graviméteres mérések. Kézirat OKGT adattár.

Facsinay/1943/: Az igali maximumon végzett graviméteres mérésekről, 1941-43. Kézirat OKGT adattár.

Facsinay/1940-44/: Jelentés a Balaton és Dráva között végzett graviméteres mérésekről. Kézirat OKGT adattár.

Facsinay/1944/: Kurd, Döbrököz és Murga graviméteres mérések. Kézirat OKGT adattár.

Halmi, Jámor, Haas, Hetényi, Vető, Hegyi /1981/: Igal-7 számú fúrás földtani eredményei, 6. kötet: Neogén képződmények. Kézirat MÁFI adattár.

Halmi, Jámor, Ravasz, Vető/1982/: Tengelic-2 számú fúrás földtani eredményei. MÁFI Evkönyv 65, p.1-113.

Jámor/1969/: A Lajoskomárom-1 számú fúrás földtani értékelése. Kézirat MÁFI.

Jámor, Korpásné/1973/: Möglichkeiten für die Horizontierung der pannonischer Ablagerungen im Südostvorland des Transdanubischen Mittelgebirges. Acta Geol. Hun. 17, p.429-467.

Jámor/1975/: A Dunántúli Középhegység pannoniai képződményei. MÁFI Evkönyv 62, p.1-259.

Jámor/1976/: Uledékes kéntelepek a Zsámbéki-medence szarmata sorozatában. MÁFI Évi Jelentés 1974-ről, p.301-306.

Jámor, Korpás, Oravecz, Ravasz/1976/: A budajenői Bő-2 fúrás földtani eredményei. MÁFI adattár.

Jámor et al./1982/: Az Igal-7 számú fúrás földtani eredményei. Neogén és kvarter képződmények. MÁFI adattár.

Jámor, Korpás-Hódi, Széles, Sütő-Szentai /1985/: Zentrales Mittleres Donaubekken: Bohrung Lajoskomárom Lk-1, S-Balaton in: Papp, Jámor, Steininger /eds./: Chronostratigraphie und Neostatotypen VII, p.204-241. Akadémiai Kiadó, Budapest.

- Jantsky/1979/: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. MÁFI Évkönyv 60, p.385.
- Jaskó/1943/: A bicskei öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. Beszámoló a Magyar Kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól 5, p.254-302.
- Jaskó/1984/: Neogén hegységmozgás és letarolás a Dunántúli Középhegység délkeleti peremén. MÁFI Evi Jelentés 1982-ről, p.185-200.
- Kiás /1951/: A sárszentmiklósi riolit kérdése. Földtani Közöny 81/1-3, p.81-86.
- Kleb /1968/: A Mecsek hegység déli előtere pannóniai képződményeinek földtani vizsgálata. Földtani Közöny 98/3-4, p.335-359.
- Kleb /1971/: A pannon emeletbeli kiédesedés üledékföldtani és geokémiai vizsgálata in: Bartha, Kleb et al: Magyarországi pannonkori képződmények kutatása. Akadémiai kiadó Budapest, p.173-198.
- Kleb /1973/: A mecseki pannon földtana. MÁFI Évkönyv 53/3, p.751-943.
- Koreczné /1982/: Tengelic-2 számú fúrás miocén foraminifera faunája. MÁFI Évkönyv 65, p.151-185.
- Korim /1985/: Új hévízfeltáró fúrás Igalon. Vízkutatás 85/1, p.9-10.
- Körössy /1963/: Följegyzés a Mezőcsokonyai és -2 felderítő fúrások kitűzéséről. Kézirat, OKGT adattár.
- Körössy /1964/: A kőolaj- és földgázkutatás módszertani kérdései. Földtani Kutatás 7/2-3, p.1-6.
- Körössy /1966/: Följegyzés a Mernye-1 és -2 kutatófúrások kitűzéséről. Kézirat OKGT.
- Körössy /1953-1967/: A magyarországi kőolajkutatás évi jelentései. Kézirat, OKGT adattár.
- Körössy /1968/: Följegyzés Táskai-1 és -2 felderítő kutatófúrások kitűzéséről. Kézirat, OKGT.
- Körössy et al./1970/: A Délkelet-Dunántúl /Sió-Kapos medence/ kutatási tájegység felderítő kutatási terve. Kézirat, OKGT.
- Körössy /1973/: Följegyzés Nikla-1 kutatófúrás kitűzéséhez. Kézirat OKGT.
- Körössy /1942-1976/: Jegyzetek a magyarországi kőolajkutató területekről és fúrásokról. Kézirat.
- Kretzoi /1940/: Az 1939. évi mágneses mérések. Kézirat OKGT.
- ifj. Lóczy /1932/: Memorandum a bányageológiai kutatások fellelítése ügyében.
- Lóczy /1933/: Magyarország petroléum és földgáz lehetőségei. Ásványolaj 1939. évf.
- Majzon /1956/: Kőolajkutatásaink újabb rétegtani eredményei. Földtani Közöny 86/p.44-58.
- Majzon /1966/: Foraminifera vizsgálatok. Akadémiai kiadó Budapest, p.939.
- MÁELGI jelentés /1955/: A Buzsák környékén 1955-ben végzett geokémiai kutatásról. Kézirat MÁFI adattár.
- Maxey /1939/: Döbrököz-Kurd környékén végzett szeizmikus mérésekről. Kézirat.
- Megyeri /1970/: A táskai terület víztermelő képességének meghatározására irányuló vizsgálatok összefoglalása. OGIL. Műszaki-Tudományos Közlemények 1970.
- Molnár, Bíró, Mémeth /1966/: Mezőcsokonyai kutatási terület előzetes földtani zárójelentése. Kézirat OKGT.
- Nagyné Bodor / 1982/: Tengelic-2 fúrás miocén palynomorphái. MÁFI Évkönyv 65, p.117-139.
- Némédi-Varga /1974/: Mezo-kainozoos magmatizmus és szerkezetalakulás a Délkelet-Dunántúlon. Földtani Közöny 1975. évf.
- Némédi-Varga /1974/: Mezo-kainozoos magmatizmus és tektonizmus a jugo-vosztoké Zadunajsztoko kraja. Acta Geol. Hun. 18/3-4, p.343-348.
- Némédi-Varga /1977/: Kapos-vonal. Földtani Közöny 107/3-4, p.312-328.
- Nemesi /1977/: Magyar Állami Geofizikai Intézet 1977. évi magnetotellurikus mérései Igaltól Sásdig. ELGI 1977.
- Nemesi /1986/: Mélységtérkép szerkesztése nem S intervallumban végzett tellurikus mérések felhasználásával. Magyar Geofizika 27/2, p.53-60.
- Olajos /1981/: Befejező jelentés az Ig-7 mélyfúrásról. Kézirat MÁFI adattár. OKGT Kézikönyvek.
- Oszlaczky: A buzsaíki gravitációs maximum feltételezhető földtani szelvénye. Kézirat OKGT.
- Páter /1952/: A kurd-csibráki szénsavas víz. Hidrológiai Közöny 32/5-6, p.205-207.
- Papp /1939/: A Magyar-Amerikai Olajipari Rt. földolaj és földgáz kutatásai a Dunántúlon. Bányászati és Kohászati Lapok 72/9, p.200-241.
- Pávai Vajna /1943/: A Dunántúl hegyszerkezete. Beszámoló a Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól 5, p.213-223.
- Pávai Vajna /1953/: Az alföldi Dunamellék rétegtana és hegyszerkezete. MÁFI Evi Jelentése 1951-ről, p.69-74.
- Ráner /1974/: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata 1973-ban a Dunántúli Középhegységtől délre. ELGI kézirat p.12. 1 térkép, 10 szelvény.
- Ráner, Kónya /1975/: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata 1974-ben a Dunántúli Középhegységben és a Középhegységtől délre. ELGI kézirat.
- Ráner, Kónya /1976/: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata 1975-ben a Dunántúli Középhegységben és a Középhegységtől délre. ELGI p.16. 1 térkép, 14. geofizikai szelvény.

- Ráner, Kónya, Pleszkáts /1977/: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata 1976. évi jelentés ELGI p.24.
- Ráner /1982/: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. Jelentés az Mk-2/73 és Mk-2/76 szelvények újrafeldolgozásáról. ELGI p.14 1 térkép 6 szelvény.
- Scheffer /1937/: Kaposvár környéki földmágneses mérésekről. Kézirat OKGT.
- Schmitt /1961/: Hidrológiai szakvélemény Sztalinváros hévízfeltárási lehetőségeiről. Kézirat MÁFI adattár, Ter. 6356.
- Somsichné et al./1969/: Lajoskomárom-1 szerkezetkutató fúrás anyagvizsgálatai eredményei. Kézirat MÁFI adattár.
- Strausz /1952/: A Dunántúl délkeleti részének földtani felépítése. Földrajzi Értesítő 1.évf. 2. füzet.
- Strausz /1955/: Szarmata fauna a karádi mélyfúrásból. Földtani Közlöny 85/3 p.381-385.
- Sümeghy /1942/: Földtani adatok Baranya megye déli részéről. MÁFI Évi Jelentés 1941-42-ről, p.137-148.
- Szabadváry et al./1967/: A Bicskei-medence triász időszaki medencealjának domborzati térképe. Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1966, p.73-93.
- Szabadváry /1968/: Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben és peremén /Bicskei-medence térképekkel/. MÁELGI Évi Jelentés 1967, p. 49-65.
- Szalánczi /1948/: Földtani adatok Somogyból. Földtani Közlöny 78, p.80-94.
- Székyné Fux /1983/: Ötven éves a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásvány-Földtani Tanszéke /1929-1979/. Földt. Tud. Tört. Évk. 1980-81, p.67-83.
- Szepesházy, Tilesch /1956/: A buzsáki olajos terület geológiai, termelési és műszaki leírása. Kézirat OKGT.
- Szepesházy /1962/: Sztalinváros-1 számú földtani alapfúrás. Kézirat OKGT p.8.
- Szőör /1972/: Molluszkahéjak elemzése derivatográfias fingerprint módszerrel. Földtani Közlöny 102, p.54-73.
- Sztrákos /1975/: A karád-buzsáki paleogén rétegek újravizsgálata. Földtani Közlöny 105, p.488-494.
- Tomor /1957/: Kőolaj- és földgázkutatások a Dunántúlon in: Szurovy /eds/: olajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. Akadémiai kiadó Budapest, p.157-201.
- Tomor /1965/: Tektonische und paleogeographische Verhältnisse des ungrischen Beckensystems in Zusammenhang mit der Bildung von Kohlen- und Kohlenwasserstoff Lagerstätten. Freiburger Forschungshefte C.189, p.225-245.
- Vadász /1924/: Miért hagyták abba az angolok a Dunántúlon a petróleum-fúrásokat. Magyarország, 1924. augusztus 14.
- Vadász /1925/: A dunántúli földgázkutatások tudományos eredményei. Pesti Napló 1925. november 03.
- Vadász /1926/: A magyar földgázkutatások eredményei modern földtani megvilágításban. Bányászati Kohászati Lapok 59, p.284-288.
- Vadász /1960/: Magyarország földtana. Akadémiai kiadó Budapest, p.646.
- Vajk /1937/: Kurdi gravitációs maximum területén végzett torziós-inga mérések. Kézirat OKGT.
- Vajk, Scheffer /1938/: Kurd-Döbrököz vidéki földmágnességi mérések. Kézirat OKGT.
- Vajk /1940/: A Balaton, a Velencei-tó és a Duna között végzett torziós-inga mérésekről. Kézirat.
- Vajk /1941/: Report on the Reconnaissance Magnetometer Survey in the Vicinity of Szekszárd, Mohács and Villány. Kézirat OKGT.
- Vajk, Kántás /1941/: Az igali szerkezeten végzett részletes mágneses mérésekről. Kézirat OKGT.
- Vajk /1943/: Igal környéki részletes graviméteres mérések összehasonlítása a torziós-inga és szeizmikus mérésekkel. Kézirat OKGT.
- Vajk /1943/: Adatok a Dunántúl tektonikájához geofizikai mérések alapján. Földtani Közlöny 73/1-3, p.17-38.
- Vajk /1944/: Kurd és Döbrököz környéki graviméteres, torziós-ingas és szeizmikus méréseredmények. Kézirat OKGT.
- Vándorfi /1956/: Összefoglalás a buzsáki kutatási területről. Kézirat OKGT.
- Weichert /1939/: Kaposvár környékén végzett szeizmikus mérések. Kézirat OKGT.
- Weichert /1939/: Jelentés Döbrököz és Kurd környékén végzett szeizmikus mérésekről. /MAORT 27. számú jelentés/
- Weichert /1939/: Jelentés a Balatontól D-re végzett szeizmikus mérésekről /MAORT 29. számú jelentés 9 db melléklet/.
- Weichert /1940/: Report on Cross-Sections I, II, III, IV. of the Area South of Lake Balaton. Carter Seismograph Party No 6, 1940. március 11.
- Walton /1940/: Jelentés az Igal környékén végzett kiegészítő szeizmikus mérésekről /MAORT 34. számú jelentés angol, 1 melléklet/.
- Walton /1940/: Dunaföldvár környékén végzett szeizmikus mérések. Carter Seismograph Party No 6, 1940. május 10. Kézirat.

HELYNÉVMUTATÓ

Az aláhúzás a kutatási területek nevét, ill. oldalszámát jelzi. T = térkép, SZ = szelvény

A helységnév után, ha az nem önálló község, zárójelben megadtuk az anyaközség nevét.

Ádánd T26, 37
 Adony 25, T25
 Agram (Zágráb, Zagreb) 5
 Alap T36
 Andocs 13
 Baja 7
 Bak 5
 Bakóca 11
 Balatonberény 19
 Balatonhídvég 6
 Balatonszabadi T26
 Bányavár 24
 Bedeg (Bedegkér) 13
 Bled 22
 Bodrog T29
Buzsák 5, 6, 7, 16, 18, SZ19, T19, 20, T21, 21, 22, SZ22, 23, 24, 26, 28, 33, 34, 35, 38, T39, 41, 45, 46, 48
 Buzsák, Csisztapuszta 20
 Csibrák T9
 Csisztapuszta (Buzsák) 20
 Csombárd T29
Döbrököz 6, 7, 8, SZ9, T9, 10, 11, 13, 35
Dunaújváros 5, 6, 7, T25, 28, 35
 Edde T33
 Egbell (Gbely, CS) 24
 Felsőíreg (Iregszemcse) 13
 Felsőmocsolád (Mocsolád) 13.
 Gadács (helytelenül Gajdacs) T14
 Gadány T44
 Gajdacs (helyesen Gadács) T14
 Gamás 13
 Gbely (Egbell, CS) 24
 Gödre 7
 Görgeteg 11
 Gyugy 19
 Hahót 5
 Hetes T12, T29
 Hosszúvíz T42
Igal 5, 6, 7, 11, 13, 14, SZ14, T14, SZ15, 15, 16, 28, 38, 46
 Inke 13
 Iregszemcse 26
 Iregszemcse, Felsőíreg 13
 Kánya 13

Kaposfő 5, 6, 7, 11, 12, T12, SZ13, 13, 28
 Kaposfüred (Kaposvár) T31
 Kaposgyarmat 11
 Kaposújlak T12
 Kaposvár 6, 7, 11, 12, 13,
 Kaposvár, Kaposfüred T31
Karád 6, 7, 17, T17, SZ18, 18, 23, 26, 34, 38
 Kelevíz T42
 Kéthely 19
 Kiskorpád T12
 Kisperjés (Somogyzentpál) T19, 20
 Kisszékely T36
 Koppányszántó 13
Kulcs (Rácalmás) 5, 6, 7, 24, 25, T25
Kurd 6, 7, 8, SZ9, T9, 10, 11, 13, 35, 46
Lajoskomárom 6, 7, T26, SZ27, 37, 38, 46
 Libickozma T42
 Ljubljana 22
 Mágocs 6, 35
 Magyaregres T31, T33
 Makád T25
 Mekényes T9
Mernye 7, 29, 30, 32, 33, SZ33, T33
Mesztegnő 7, 42, T42, SZ42, 43, T44
Mezőcsokonya 6, 7, 11, 28, 29, T29, SZ30, 30, SZ31, T31, 31, 32, 33, 42, 43, 46
 Mezőkomárom T26
 Miklósi 13
 Mocsolád, Felsőmocsolád 13
 Nagyberény 26, 37
 Nagyhajmás T9
 Nagykanizsa 7
 Nagylók 28, 35, 37
Nagyszakácsi 5, 7, 43, 44, T44, SZ44, 45, 46
Nagyszokoly 6, 7, 26, 27
 Nagyvisnyó 17
 Németskér T36
Nikla 5, 6, 7, T34, 34, 35, 38, SZ39, T39, SZ40, 41, 45, 46
 Osztopán 13
Öreglak 5, 7, 33, T34, 34, SZ34, SZ35, 35, 38, T39, 41, 45, 46
 Páhi 6
 Perkáta T25
 Pince (helyesen Pincehely) 35
 Pincehely 7, 35
 Pusztakovácsi T34, T39
 Rácalmás 25, T25
 Rácalmás, Kulcs 5, 6, 7, 24, T25
 Ráksi T14, SZ15
 Regöly 7
Ságvár 6, 7, 26, T26, SZ27, 38
 Sávoly 6, 24, 41, 46, 48

Somogyaszaló T31
 Somogygeszti T33
 Somogyjád T29, T33
 Somogyszentpál (helytelenül Somogyszentlászló)
 7, 19, T19, 20
 Somogyszil T14
 Somogytúr T17
 Somogyvár T34
 Sütévény (helyesen Sütvénypuszta) (Döbrököz) T9
 Szabadbattyán 23
 Szabadhidvég T26, 37
 Szentgáloskér T14
 Szigetbecse T25
 Szomajom 11
 Szőlősgyörök 19
 Sztálinváros (= Dunaújváros) 28
 Tamási 6
Táska 5, 6, 7, T19, T21, 33, 34, 38, 39, SZ39, T39,
 40, SZ40, 41, 45, 46
Tolnanémedi 6, 7, 35, 36, T36
 Tornyiszentmiklós, Újfalu 24
 Törökkoppány 13
 Újfalu (Tornyiszentmiklós) 24
 Várda T29, T31, T33
 Visz T17
 Zágráb /Zagreb, Agram, YU) 5
 Zalatárnok 5

A FÚRÁSOK RÖVIDÍTÉSEI

Bu, Bu É, Bu K, Bu Ny: Buzsák
 Dö : Döbrököz
 Ig : Igal
 Ka : Karád
 Kfő : Kaposfő
 Ks : Kulcs
 Lk : Lajoskomárom
 Mcs : Mezőcsokonya
 Mer : Mernye
 Mesz : Mesztegnyő
 Na : Nagyszokoly
 Nszk : Nagyszakácsi
 Őg : Őreglak
 Ság : Ságvár
 Tás : Táska
 Tol : Tolnanémedi

NAGYLENGYEL ÉS KÖRNYÉKE KŐOLAJ-ELŐFORDULÁSAINAK EREDETE

Origin of crude oil at Nagylengyel, Hungary

KONCZ ISTVÁN

ÖSSZEFOGLALÁS

A tanulmányozott terület kőolajai desztillációs frakcióiknak fizikai állandói alapján három típusra oszlanak: a parafin jellegű Nagylengyel-, az intermedier jellegű Szentgyörgyvölgy- és a naftén jellegű Szilvagy-típusra. A kőolajok és frakcióik, a kőzetextraktumok szénizotóparányaiból, a gázkromatográfiás benzinelemzésből, a gázkromatográfiás-tömegspektrometriás biomarker-elemzésből és a nagynyomású folyadékkromatográfiás elemzésből álló genetikai vizsgálatok alapján két genetikai típus állapítható meg az egyes genetikai vizsgálatok során mutatkozó populációk állandó elemei segítségével. Az egyik genetikai típus a Nagylengyel-, a másik a Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú szénhidrogén-folyadékokat foglalta magába. A kőolaj-Kőolaj korreláció eredményeként a tanulmányozott területen legalább kettő, tulajdonságaiban azonos vagy hasonló anyakőzet eredményezte a kőolaj-előfordulásokat. A szénizotóparány mérések eredményei segítségével végrehajtott kőolaj-anyakőzet korreláció, a tárolókőzetek térbeli elhelyezkedése és a migráció irányára utaló hőmérséklet-anomáliák szerint a tanulmányozott terület ismert kőolaj készleteinek nagyobb hányadát adó Nagylengyel-típusú kőolajok a triász képződmények anyakőzeteiben keletkeztek térbeli, en a neogén üledékképződés során. A másik genetikai típust alkotó, főleg indikáció-értékű kőolaj-előfordulásokat tartalmazó Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú fluidumok a bádeni, kárpáti és felsőkréta képződmények anyakőzeteivel állnak genetikai kapcsolatban.

ABSTRACT

Three types can be distinguished among the crude oils of the study area on the basis of physical properties of the distillation fractions: the paraffinic Nagylengyel, the intermediate Szentgyörgyvölgy and the naphthenic Szilvagy oils. For the establishment of a genetic classification carbon isotope ratio measurements on crude oils, oil fractions and rock extracts, GC study of the light distillates, GC-MS study of the biomarkers and HPLC analyses were carried out. These investigations resulted in two genetic types: one of them corresponds to the Nagylengyel type oils, the other includes the Szentgyörgyvölgy and Szilvagy type hydrocarbon fluids. On the basis of oil-oil correlation the pooled oils of the area are the products of at least two different source rocks. The oil-source rock correlation based on carbon isotope ratios makes likely that the bulk of the known oil reserves, belonging to the Nagylengyel type was originated in Triassic source rocks during the Neogene burial. This statement is corroborated by temperature anomalies suggesting the migration pathways and the distribution of the reservoir rocks in space, too. The crudes of the other genetic type, represented mostly by indications, were generated by Middle Miocene /Badenian and Karpatian/ and Upper Cretaceous source rocks.

Dubay két képződményt valószínűsített anyakőzetnek: a karni pikkelyes márgát, a szarmata márgás kifejlődésű részét /DUBAY, 1962/. A karni pikkelyes márgáról BODZAY /1973/, Bérces és Kőváry értelmezése nyomán kiderült, hogy raeti képződmény. Kertai /1972/ Porfirjev azon állításával szembeszegülve hogy a kőolajtelepek mindenütt csak a harmadkorban keletkeztek, feltételezi, hogy ez az állítás "az újabb mezozoós olajelődfordulások, sőt éppen a Magyarországon /Nagylengyel/ valószínű mezozoós anyakőzet lehetőségével dől meg".

/Meg kell jegyezni, hogy a kőolajtelepek harmadkori keletkezésének a mezozoós anyakőzet - mint a kőolajtelepek forrása - nem mond ellent, mivel ezen anyakőzetekből a harmadkor idején is képződhettek, és fel is halmozódhattak kőolaj-szénhidrogének, ha a mezozoós anyakőzetek a harmadkort megelőzően nem jutottak olyan mélységtartományokba, amelyekben kőolaj-szénhidrogén potenciáljukat kimerítették. Kertai megállapításában az a lényeges, hogy a nagylengyeli kőolajelődfordulás lehetséges forrásául a mezozoós anyakőzeteket jelöli meg./

GRÁF /1981/ a kőolajelemzések alapján két főtípust mutatott ki:

1. a gyakoribb, főleg mezozoós tárolókőzetekben felhalmozódott, könnyű párlataiban parafinos jellegű kőolajokat
2. a ritkább, főleg miocén tárolókőzetekben felhalmozódott, könnyű párlataiban intermedier, naftésesbe hajló kőolajokat

Ez utóbbiak jelentősége azért kicsiny DUBAY /1962/ szerint, mert az anyakőzetekhez kapcsolódó jó tárolókőzetek elenyésző mértékben jelentkeznek. DUBAY /op.cit/ valószínűsítette azt is, hogy a neogén képződményekben keletkezett szénhidrogének laterális migrációval a már kialakult, triász eredetű kőolajokat tartalmazó telepekhez keveredtek. Bodzay és Dubay álláspontja abban megegyezik, hogy a parafinos jellegű kőolajokat tartalmazó telepek feltöltődése a tektonikusan vetőkkel feldarabolódott triász dolomitokon keresztül történt, de a telepek lehetséges forrásaként Bodzay a neogén, Dubay a triász anyakőzeteket jelölte meg.

PETHŐ /1978/ a magyarországi kőolajelődfordulások nyomelemtartalmának,

különös tekintettel a genetikai szempontból mérvadó vanádium- és nikkeltartalomnak és a vanádium/nikkel koncentrációarányának a vizsgálata alapján a nagylengyeli-barabásszegi kőolajelődfordulás mezozoós eredetét valószínűsítette. Földünk számos kőolajtelepére vonatkozó kutatási eredmények szerint /TISSOT és WELTE, 1978/ a kőolajok vanádium- és nikkeltartalma nem függ a kőolaj anyakőzet korától, hanem döntően a kőolaj gyanta-aszfaltén tartalma és ezzel összefüggésben kéntartalma befolyásolja. Ez utóbbit viszont az üledékképződés kémiai-biológiai viszonyai határozzák meg azáltal, hogy az anoxikus körülmények között a diagenezis során végbemenő bakteriális bomlás által termelt kénhidrogént a fémekben szegény karbonátos üledékekben nem a fémek, hanem a kerogén köti meg, és így ennek termikus bomlástermékeiben - köztük a kőolajban - kéntartalmú vegyületek jelentkeznek. Ez a kőolajban lévő kén az oka a nagy gyanta- és aszfalténtartalom létrejöttének. PETHŐ /1978/ szerint minél idősebb egy anyakőzet, a belőle képződött kőolaj nyomelemtartalma annál nagyobb. Ennek ellenére a legnagyobb nyomelemtartalommal a genetikai vizsgálatokkal igazoltan a harmadkori anyakőzetekből származó venezuelai kőolajok rendelkeznek /TISSOT és WELTE, 1978/. A kőolajokban lévő vanádium és nikkel kémiaiilag döntően a porfirin-szerkezetekhez kapcsolódik. A magyarországi vizsgált kőolajok közül a legnagyobb porfirin-tartalma - Lakatosné SZABÓ /1976/ vizsgálatai szerint - a nagylengyeli kőolajnak van /125 ppm/, míg a többi vizsgált kőolajé 1-20 ppm. A nagylengyeli kőolaj porfirinjai kizárólag vanádiumot tartalmaznak.

HOLCZHACKER et al. /1981/ a magyarországi kőolajok desztillációs maradékának és a kőzetextraktumok /bitumeneknek/ a szénizotóparányai alapján megállapították, hogy mind a neogén és a mezozoós tárolókőzetek kőolajai, mind a neogén és a mezozoós pelitek bitumenjei egymástól szignifikánsan eltérő szénizotóparány-eloszlással rendelkeznek. Az eltérés irányára jellemző, hogy a mezozoós pelitek bitumenjei és a mezozoós korú tárolókőzetek kőolajai a neogénhez képest ^{13}C -ben szegényebbek, a PDB standard-

hoz viszonyított eltéréseik nagyobb negatív értékek. Ezen eredmények alapján indokoltan feltételezték, hogy a mezozoós tárolókőzetekben elhelyezkedő kőolajtelepek egy része nem a neogén pelitekből származik.

A Nagylengyel és környékén ezideig megismert kőolajjelőfordulásokkal kapcsolatos, ismertetett eredmények, amelyek alapján feltételezhető a kőolajjelőfordulások egy részének mezozoós eredete, további kiegészítést kívánnak egyrésztől azért, mert a tanulmányok zöme országos kiterjedésű ismeretanyagra támaszkodva eredményezett lokális szintű következtetéseket; másrésztől azért, mert a szerves geokémiai módszerek fejlődése lehetővé teszi a kőolajok eredetével összefüggő megállapítások bizonyító erejének növelését, továbbá az időközben a tanulmányozott területen megnövekedett számú kőolaj-előfordulások és -indikációk célszerűvé tették azok vizsgálatát és eredményeik beillesztését. E tanulmány a Nagylengyel és környékén megismert kőolajjelőfordulásokra korlátozódik, és olyan vizsgálati módszerek eredményeit is felhasználja, amelyek szorosabb kapcsolatot mutatnak a kőolaj eredetével.

A KŐOLAJGENETIKA MÓDSZERTANI ALAPELVEI

A kőolajgenetika alapvetően két módszert alkalmaz a kőolajjelőfordulások eredetének felderítésére: a kőolaj-Kőolaj és a kőolaj-anyakőzet /illetve kőolaj-kőzetextraktum/ korrelációkat.

A kőolaj-kőolaj korreláció a kőolajok genetikai szempontból mérvadó tulajdonságai révén alkalmas a kőolajok csoportosítására, az ún. populációk megállapítására. Egy-egy csoporton belül a hasonlóság nagyobb mérvű - az ugyanazon csoportba tartozó kőolajjelőfordulások ugyanazon vagy hasonló anyakőzetekből származó kőolajszenhidrogének jelentkezésének tekinthetők. A kőolaj-kőolaj korreláció csak arra a kérdésre adhat választ, hogy a tanulmányozott területen

hány, tulajdonságaik és produktumaik szerint eltérő forrásból, anyakőzetből származó kőolajjelőfordulás valószínűsíthető. Arra azonban nem képes felelni, hogy melyek ezek az anyakőzetek. Ezt az információt a kőolaj-anyakőzet korreláció képes megadni, ha a kérdéses anyakőzetek anyaga fúrások révén hozzáférhető, vagy analóg kőzetanyagok állnak rendelkezésre. A kőolaj-anyakőzet korreláció lehetőségét az teremti meg, hogy a kőolajszenhidrogének eltávozása anyakőzeteikből nem teljes - a primer migráció után a kőzetben maradt, szerves oldószerekkel eltávolítható bitumen meghatározott komponensei összehasonlíthatók azokkal, amelyek a kőolajjelőfordulásokban is jelen vannak és mérhetőek. A kőolajok genetikai szempontból mérvadó tulajdonságainak csak azok tekinthetők, amelyeket a termikus érettség és a migráció kevéssé befolyásol - amelyeket döntően az üledékképződés /szingenezis/ és a kőzetté válás korai stádiumában /a diagenezis során/ végbemenő kerogén kialakulás hozott létre.

A kőolajipari gyakorlatnak megfelelően legnagyobb számban azok az analízisek állnak rendelkezésre, amelyeket a 275°C-ig végzett atmoszférikus desztillációs vizsgálatok során állítanak elő: a desztillációs frakciók állandói /sűrűség, diszperzió, korrelációs index/, különös tekintettel a kőolaj parafinos, intermedier vagy naftén jellegét meghatározó 250-275 °C forráspont tartományú frakció, az ún. I. kulcsfrakció sűrűségére. Kevesebb számú mintán a vákuum-desztillációt is elvégzik, amelynek során az említett fizikai állandókat meghatározzák, és a 275-300 °C forráspont-tartományú frakció, az ún. II. kulcsfrakció sűrűsége alapján is megadják a kőolaj jellegét. A fajlagos, sűrűségre vonatkozó diszperzió és a korrelációs index értéke a nyílt szénláncú szénhidrogének /normál- és izoparaffinok/ - cikloparaffinok - aromás szénhidrogének sorrendjében nő, ugyanazon forrásponttárú frakcióban megközelítőleg a gyűrűs /ciklo-paraffin és aromás/ szénhidrogének egy, átlagos molekulára vonatkozó gyűrűszámával arányos /NES és WESTEN, 1951/.

Az említett fizikai állandók a desztillációs frakciók forrásponttartományainak emelkedő sorrendjében ábrázolva

olyan jelleggörbéknek adnak, amelyek lehetővé teszik a desztillálható részek fizikai állandói alapján a kőolajok csoportosítását. Továbbá megadható a kulcsfrakciók sűrűsége alapján a kőolaj jellege. E módszer előnye a nagyszámú analízis, hátránya az, hogy a jelentősen eltérő forráspont-eloszlású fluidumok korlátozott mértékben hasonlíthatók össze, továbbá főleg az aromás szénhidrogének migráció során jelentős mértékben képesek adszorbeálódni a kőzetfelületen. Ennélfogva az ugyanazon anyakőzetből származó kőolajszenhidrogén elegy a migrációs úthossz növekedésével az aromás szénhidrogének egy részét elveszti.

Genetikai szempontból mérvadóbb paraméterek állíthatók elő a kőolaj vagy gázcsapadék 200 °C-ig desztillálható benzin részének kapilláris gázkromatográfiás vizsgálata segítségével. E módszer felbontóképessége olyan nagy, hogy az egymástól pár tized forráspontkülönbséggel különböző, azonos típusú /izoparafin, cikloparafin, aromás/ szénhidrogének megbízhatóan elkülöníthetők és mérhetők. A benzin rész ezen "ujjlenyomat-szerű" elemzésének eredményeit olyan tartományban célszerű összehasonlítani, amelyben a tanulmányozott fluidumok mindegyike jól mérhető mennyiségű komponenszt tartalmaz. E módszer egyedülálló lehetőség a gázcsapadékok és a nehéz kőolajok tulajdonságainak összehasonlítására. A módszer genetikai szempontból megbízhatóbb eredményt ad abban az esetben, ha az összehasonlítás ugyanazon típusú, egymáshoz közeli forráspontú ún. izomerek arányaira terjed ki. Ez esetben, főleg az izoparafinok arányaira és a cikloparafinok arányaira semmilyen hatást nem gyakorol a migráció során bekövetkező adszorpció, a migráció vagy a mintavétel során fellépő fázisarány változás.

A kőolajok és gázcsapadékok illékonyabb részeiből szerezhető genetikai információk egyáltalán nem, vagy csak nagy technikai nehézségek árán használhatók fel a kőolaj-anyakőzet korrelációra. Igéretes alkalmazási területük a kőolaj-kőolaj illetve a gázcsapadék-kőolaj korreláció.

A kőolaj kevésbé illékony részéből, a 200 °C-ig végzett desztilláció maradékából előállított paraméterek egy része alkalmas a kőolaj-anyakőzet korrelációra, mivel ezek a kőzetextraktumokból is előállíthatók.

Az előbb említett desztillációs maradékból és ennek preparatív folyadékkromatográfiásan elkülönített, telített /normálparafin, izo-parafin/ szénhidrogéneket tartalmazó I. frakciójából és az aromás szénhidrogéneket tartalmazó II. frakciójából előállított szénizotóparányok genetikailag mérvadó paraméterek. Ilyen paraméterek állnak rendelkezésre az említett telített és aromás frakciók gázkromatográfiás-tömegspektrometriás /GC-MS/ elemzéséből álló ún. biomarker analízis révén is, továbbá az aromás frakció nagynyomású folyadékkromatográfiás /HPLC/ elemzésével, amely a benzin-elemzésnél említett "ujjlenyomat-szerű" jellemzést ad.

A migráció és a termikus érettség által jobban befolyásolt, genetikailag kevésbé mérvadó tulajdonságok nyerhetők a preparatív folyadékkromatográfiás módszerrel előállított telített /I./, aromás /II./ és a gyanta-aszfaltén vegyületeket tartalmazó III. frakció megoszlásából, a vegyületcsoport összetételéből, továbbá a telített frakció kapilláris gázkromatográfiás /GC/ módszerrel készült kromatogramjából és a vanádium, nikkel nyomelemek koncentrációjából.

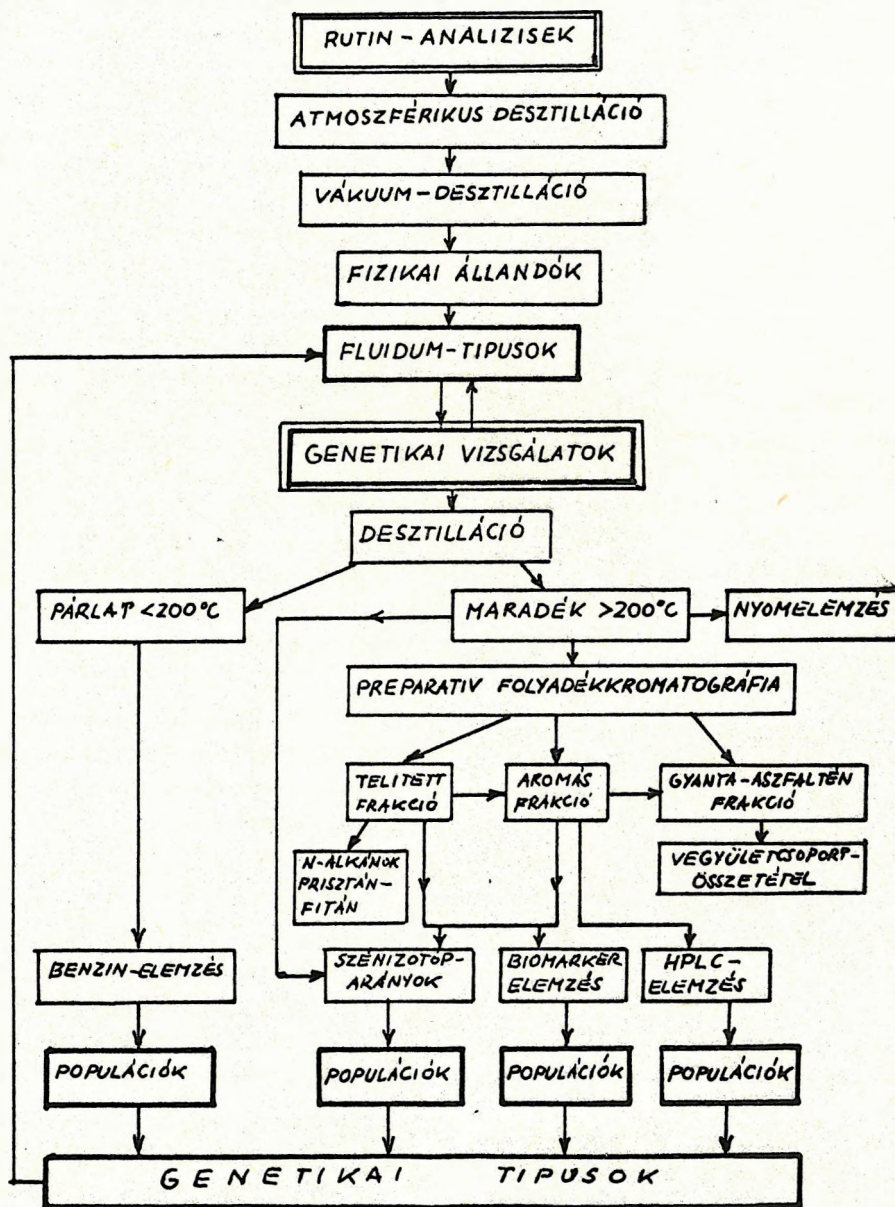
Az előbbieken felsorolt genetikai jellemzőket a 2. ábra szemlélteti. A genetikai szempontból mérvadó elemzés-típusok a következők:

- a 200 °C-ig desztillált benzin rész kapilláris gázkromatográfiás elemzése
- a 200 °C-ig végzett desztilláció maradékából előállított analízisek:
 - szénizotóparány mérések
 - biomarker analízis
 - aromás frakció HPLC elemzése

A tanulmány a következő módszert követi. Először a nagyszámú desztillációs vizsgálatból származó fizikai állandók alapján megkísérli a kőolajok és gázcsapadékok csoportosítását. A genetikai szempontból mérvadó paraméterek mérésére kiválasztott

lényegesen kisebb számú szénhidrogén-folyadékot elhelyezi az előbb említett csoportosításban: meghatározza a kiválasztott minták által reprezentált csoportot. Az egyes genetikai paraméterek alapján előállítja a genetikai populációkat. Abban az esetben, amikor az egyes genetikai vizsgálatok több paramétert szolgáltatnak, célszerű a csoportosítást a hierarchikus agglomeratív cluster analízissel /DAVIS 19 / végezni. Ez a matematikai eljárás ún. dendrogram formájában szemlélteti a genetikai kapcsolatokat,

amelynek segítségével az egy populációba tartozó minták köre exakt módon megállapítható. A különböző genetikai paramétereiből adódó populációk állandó elemei segítségével valószínűsíti a genetikai típusokat. Megadja a genetikai típusok jellemzését a genetikailag kevésbé mérvado paraméterek felhasználásával. A genetikai típusokat visszacsatolja a fizikai állandók alapján végzett csoportosításba. Végül megkísérli a kapott eredmények szénhidrogén-földtani konzekvenciáinak levonását.



2. ábra Az analízisek típusai
Figure 2. Analytical flowchart

A SZÉNHI-DROGÉN-FOLYADÉKOK CSOPORTOSÍTÁSA
DESZTILLÁCIÓS FRAKCIÓK
FIZIKAI ÁLLANDÓI ALAPJÁN

A szénhidrogén-folyadékok desztillációs vizsgálatai, a desztillációs frakciók fizikai állandói a Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet és jogelődjei Nagykanizsai Laboratóriumában készültek.

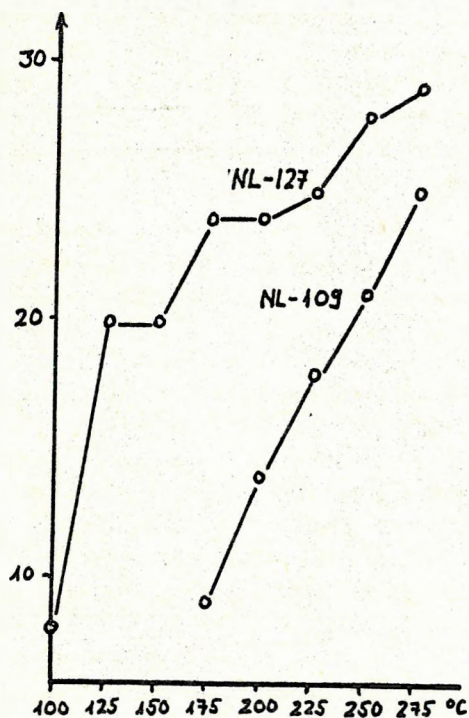
A tanulmányozott területen a szénhidrogén-folyadékok három fő csoportba sorolhatók, reprezentánsaik előfordulási helyével jelölve:

- "Nagylengyel-típus", amelyre jellemző, hogy I. kulcsfrakciójuk sűrűsége alapján döntően parafinos jellegű
- "Szentgyörgyvölgy-típusúak" intermedier jellegűt mutatnak

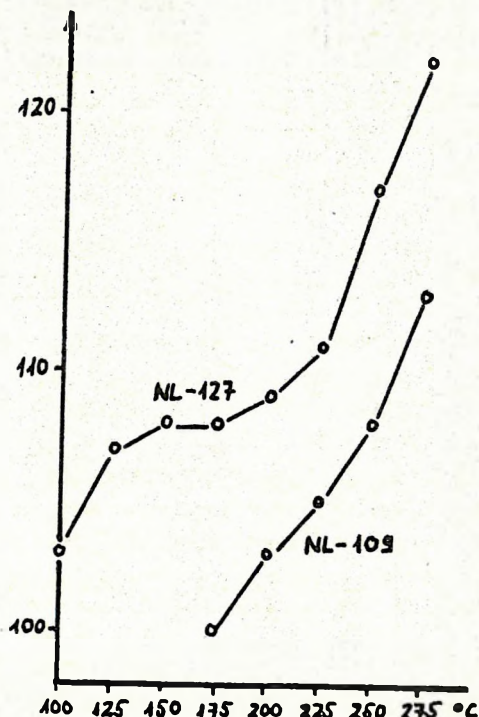
- "Szilvagy-típusúakat" a naftén jelleg jellemzi

A Nagylengyel-típushoz tartozó szénhidrogén-folyadékok a következő fúrások nevével jelölt területeken fordulnak elő: Nagylengyel, Bak, Barabásszeg, Pusztaapáti, Szilvagy. Ezek a szénhidrogén-folyadékok zömmel nagy /0,9 t/m³ feletti/ sűrűségű, 80-100 % intervallumba eső atmoszférikus desztillációs maradékú, nagy viszkozitású ún. nehéz kőolajok. Magán a nagylengyeli kőolajtelepen belül, amelyhez a Bak jelű fúrások is sorolhatók, néhány területileg koncentrálódó eltérés figyelhető meg, amelyre már előzőleg DUBAY /1962/ felhívta a figyelmet. Az I. kulcsfrakciójuk alapján már enyhén intermedier jellegűt mutató kőolajok a mező délnyugati részén a 193 és 108 számú fúrások, mint szélső helyzetek közötti területen, valamint a mező északnyugati részén a 127, 140, 166 és 154 számú fúrásokat tartalmazó területen összpontosulnak. A 3. ábra szemlélteti a legnagyobb eltérést mutató, 127 szá-

KORRELÁCIÓS INDEX



DISZPERZIÓ



DESZTILLÁCIÓS FRAKCIÓK VÉGFORRPONTJA

3. ábra Eltérések a nagylengyeli terület kőolajainak jelleggörbéiben
Figure 3. Correlation index vs. boiling point temperature and dispersion vs. boiling point temperature curves of two Nagylengyel crudes

mú fúrásból és a 109 számú fúrásból származó, átlagosnak tekinthető kőolajok jelleggörbéit. A Nagylengyel-típusú kőolajok a feltárt készletek döntően nagy hányadát képezik a Nagylengyel - Bak, Barabásszeg, Pusztaapáti jelű fúrások és a Szilvagy-24 fúrás környezetében lévő előfordulásokban. A Szilvagy-1 fúrás körül csoportosuló fúrások közül csak a Szilvagy-1 fúrás által harántolt felsőtriász tárolókőzetből származik olyan kőolaj, amely ugyan közepes sűrűségű $0,87 \text{ t/m}^3$, de I. kulcsfrakciója alapján parafin jellegű. A Nagylengyel-típusú kőolajokra jellemző a viszonylag nagy kéntartalom, amely a Nagylengyel - Bak jelű fúrásokban 2,2 és 6,4 s%, a Barabásszeg jelűekben 1,1 és 1,9 s% szélső értékek között van. A Szilvagy-1 fúrásban felsőtriász tárolókőzetből származó kőolaj kéntartalmát illetően, amely 0,2 és 0,3 s% szélső határok közötti, már a Szentgyörgyvölgy-típusúakhoz áll közel. A Nagylengyel-típusú kőolajok tárolókőzeteinek kora felsőtriász, vagy a triásszal érintkező felsőkréta, sőt miocén. Közös jellemzőjük, hogy a tárolókőzeteknek minden esetben van triász, vagy azzal közvetlenül érintkező része. Ezen kőolajelőfordulások jellemző mélységtartománya Nagylengyel - Bak területén 1,9 - 2,4 km, Barabásszegen 2,2 - 2,3 km, Pusztaapáti jelű fúrásokban 2,6 - 2,7 km, a Szilvagy-1 fúrásban 2,9 - 3 km.

A Szentgyörgyvölgy-típusú szénhidrogén-folyadékok a következő területeken fordulnak elő: Barabásszeg /2,2-2,3 km/, Pusztaapáti /2,6-2,7 km/, Csesztreg-1 /3,2 km/, Szentgyörgyvölgy-1 /3,2 km/, Bajánsenye /2,4-2,5 km/. E szénhidrogén-folyadékok sűrűségére területenként a következő tartományok jellemzőek: Barabásszeg, Pusztaapáti $0,85-0,9 \text{ t/m}^3$, Csesztreg-1, Szentgyörgyvölgy-1 $0,8-0,85$, Bajánsenye zömmel $0,8$ alatt. Az atmoszférikus desztilláció maradékának jellemző tartományai: Barabásszeg, Pusztaapáti 60-80 s%, Csesztreg-1 40-60, Szentgyörgyvölgy-1 20-40, Bajánsenye 20 s% alatt. Kéntartalmuk a Nagylengyel-típusúaknál lényegesen kisebb: $0,2-0,5 \text{ s\%}$. Tárolókőzeteik kora: zömében miocén /bádeni/ vagy azzal érint-

kező felsőkréta. Területi elhelyezkedésükre jellemző, hogy a Barabásszeg, Pusztaapáti jelű fúrások térségében a Nagylengyel-típusú kőolajat tartalmazó, a készletek nagy hányadát képező telepeken kívüli peremi helyzetű fúrásokból származnak. A tanulmányozott területen a feltárt készletek igen kis hányadát alkotják, több esetben csak indikáció értékűek.

A Szilvagy-típusú szénhidrogén-folyadékok a következő területeken jelentkeztek: a Szilvagy-6 fúrástól kezdődően, attól délre eső Szilvagy jelű fúrásokban /2,4-2,7 km, 3-3,5 km mélységben/; a Szilvagy-1 fúrás közelében /2,8-3 km mélységben/, Bajánsenye-1 és -2 jelű fúrásokban /2,5-2,7 km mélységben/. Sűrűségükre jellemző tartományok: a Szilvagy jelű fúrásokban $0,83-0,89 \text{ t/m}^3$, a Bajánsenye jelűekben $0,78-0,82$. Az atmoszférikus desztilláció maradékának tartományai: a Szilvagy jelű fúrásokban zömmel 40-50 s%, a Bajánsenye jelűekben 20 s% alatti, gázkondenzátum minőségű. A Szilvagy-1 fúrás bádeni korú tárolókőzetéből származó kőolaj kéntartalma $0,1-0,4 \text{ s\%}$. Tárolókőzeteik kora a Szilvagy-1 fúrás körzetében és a Bajánsenye jelű fúrásokban miocén /bádeni/, a Szilvagy-6 fúrástól délre főleg felsőkréta. A tanulmányozott területen feltárt készletek kisebb részét képezik, több esetben csak indikáció értékűek.

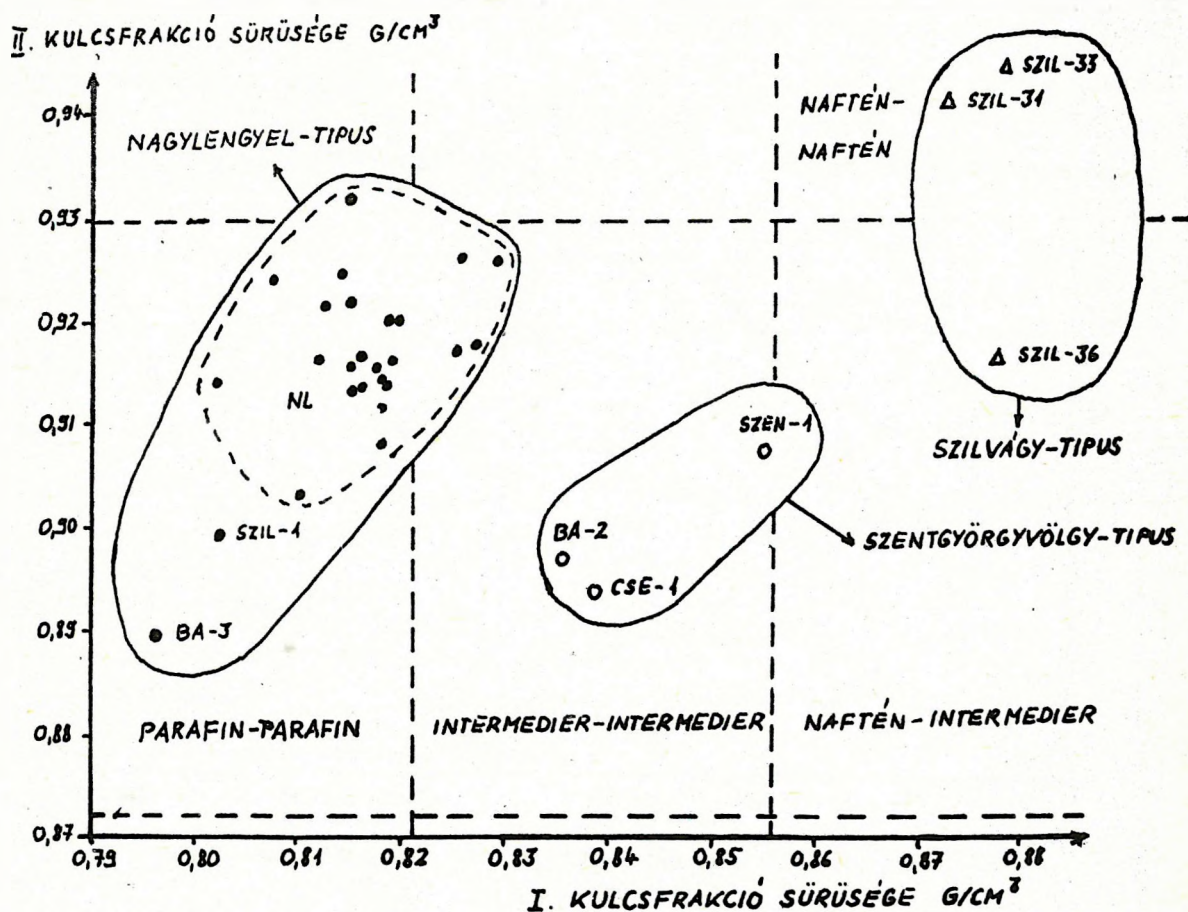
Néhány szénhidrogén-folyadék olyan tulajdonságokkal rendelkezett, amelyek alapján nem volt egyértelműen besorolható az említett három típus valamelyikébe. Ilyen szénhidrogén-folyadékok kerültek felszínre a Csesztreg-1 fúrás mezozoós képződményeiből 3,8 km mélységből, a Csesztreg-2 fúrásból 3,2 km mélységből. Mindkét fluidum parafin jellegű, $0,8 \text{ t/m}^3$ alatti sűrűségű, 20-40 s% atmoszférikus desztillációs maradékú nehéz gázcsapadék. Parafin jellegük alapján a Nagylengyel-típusú kőolajokhoz lennének sorolhatók, de sűrűségük és desztillációs maradékuk szerint nem illenek ebbe a csoportba. A Szilvagy-1 fúrás körzetéhez tartozó 3 és 8 számú fúrásokból, 2,6-3 km mélységből származó kőolajok intermedier jelleget mutatnak a Szentgyörgyvölgy-típushoz hasonlóan, de

sűrűségük $0,9 \text{ t/m}^3$ feletti, desztillációs-maradékuk 80-100 % közötti intervallumban van a Nagylengyel-típusú kőolajokhoz hasonlóan.

Kevés számú kőolajnál a vákuum-desztillációból származó II. kulcsfrakció sűrűsége is rendelkezésre áll, ennél fogva a fluidumok mindkét kulcsfrakció alapján minősíthetők /4. ábra/. A Nagylengyel-típusú kőolajok parafin-intermedier jellegűek. /Néhány nagylengyeli kőolajnál intermedier-intermedier jelleg is előfordul/ A Szentgyörgyvölgy-típusúak intermedier-intermedier, a Szilvagy-típusúak naftén-intermedier illetve naftén-naftén jellegűek. A 4. ábrán látható, hogy a különböző típusú szénhidrogén-folyadékok viszonylag jól elkülönülő területeken helyezkednek el.

A szénhidrogén-folyadékok fizikai állandói alapján végzett csoportosítás

szerint csak Nagylengyel-típusú kőolajok fordulnak elő a Nagylengyel - Bak jelű fúrásokban, a Szilvagy-24 fúrás körzetében. Kizárólag Szentgyörgyvölgy-típusú kőolaj jelentkezett a Cesztreg-1 és Szentgyörgyvölgy-1 fúrásokban. Kivétel nélkül Szilvagy-típusú fluidumok kerültek felszínre a Szilvagy-6 fúrástól délre lévő Szilvagy jelű fúrásokból. A Nagylengyel- és a Szentgyörgyvölgy-típusú fluidumok egyaránt előfordultak a Barabásszeg, Pusztapáti jelű fúrások térségében. A Nagylengyel- és Szilvagy-típusú fluidumok együttes jelentkezése volt megfigyelhető a Szilvagy-1 fúrás körzetében. Végül Bajánsenye területén Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú fluidumok fordultak elő. Egyedülálló esetnek bizonyult a Szilvagy-1 fúrás, amely 2855-2859 m mélységben bádeni tárolókőzetből Szilvagy-típusú, 2934-2961 m mélységben felsőtriász tárolókőzetből



4. ábra Az I. és a II. kulcsfrakciók sűrűségei közötti összefüggés
Figure 4. Relationship between densities of the I and II key fractions

Nagylengyel-típusú kőolajat eredményezett. A jelleggörbék szerint az eltérés szembevetendő /5. ábra/.

A GENETIKAI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI

A genetikai vizsgálatokra kiválasztott 21 szénhidrogén-folyadék mintából álló kollekció képviselte mind a három, előzőekben említett fluidum-típust /1. táblázat/. A mintakollekció egy-egy típusba tartozó mintái desztillációs frakciónak fizikai állandóiból készített jelleggörbék jól elkülönülnek egymástól /6. ábra/. A különböző típusok jelleggörbéinek pontjai a fizikai állandók eloszlásának mediánjait jelentik. Két minta jelleggörbéje egyes forráspont-közökben eltért a különböző típusok átlagos jelleggörbéitől. A Szilvagy-1 fúrás felsőtriász képződményeiből származó kőolaj jelleggörbé-

je 125-225 °C forráspont-tartományban lényeges eltérést mutatott a Nagylengyel-típusú kőolajok jelleggörbéitől. Ez a kőolaj az I. kulcsfrakció sűrűsége alapján a Nagylengyel-típusú kőolajokhoz tartozik. A Csesztreg-I fúrás mezozoós képződményeiből származó nehéz gázcsapadék 75-150 °C forráspont-tartományban a Nagylengyel-típusúaktól eltér, azonban a 150 °C feletti forráspontú frakciók állandói a Nagylengyel típusúakéhoz igen közeli értéket mutatnak.

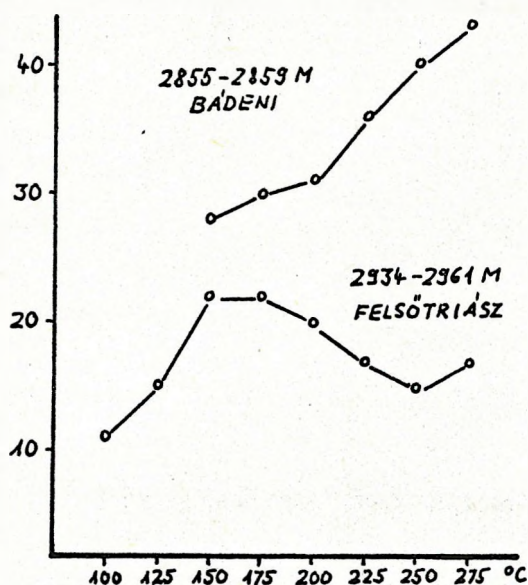
1. A szénizotóparány mérések eredményei /2. táblázat/

A szénizotóparány méréseket a Központi Bányászati Fejlesztési Intézetben Holczhacker Károly és munkatársai végezték.

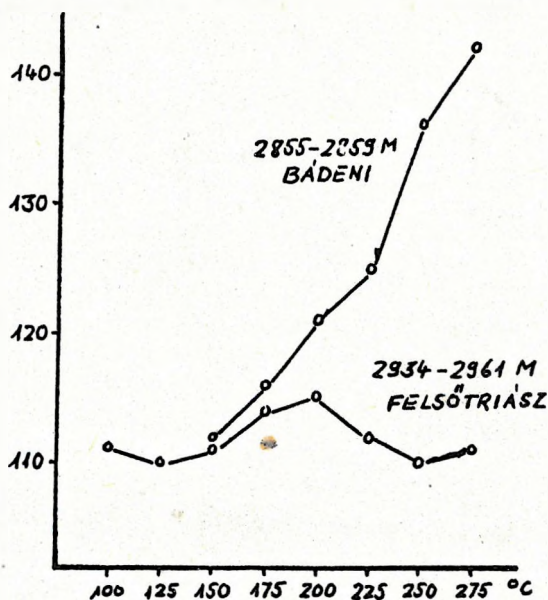
A szénhidrogén-folyadékok desztillációs maradékainak és az ezekből előállított telített /I./ és aromás /II./ szénhidrogéneket tartalmazó frakciónak a szénizotóparányait tekintve a Nagylengyel-típusú kőolajok jól elkülönülő csoportot képeznek.

SZILVÁGY-1

KORRELÁCIÓS INDEX



DISZPERZIO



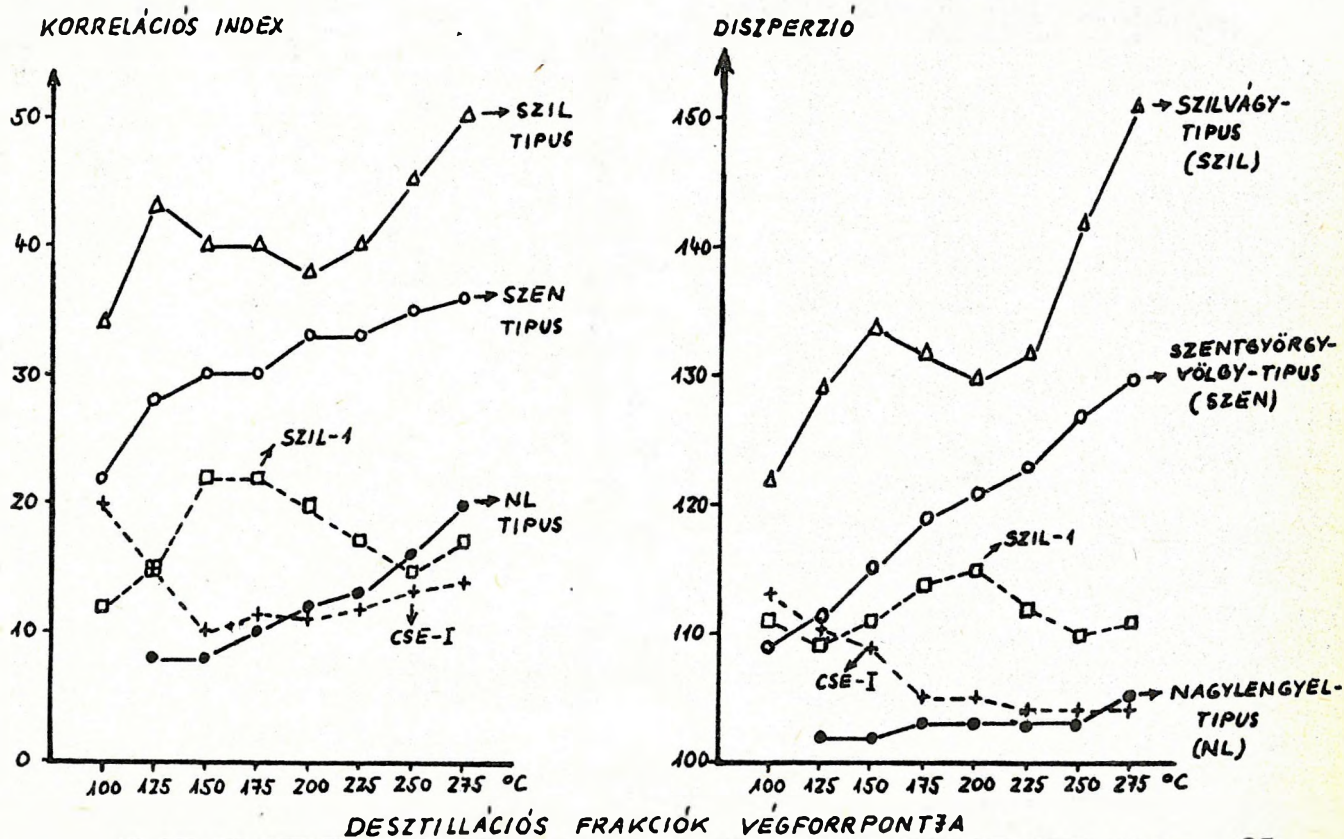
DESZTILLÁCIÓS FRAKCIÓK VÉGFORRPONTJA

5. ábra Eltérő jelleggörbék a Szilvagy-1 fúrásban

Figure 5. Contrasting correlation index vs. boiling point temperature and dispersion vs. boiling point temperature curves for two crudes found in the well Szilvagy-1

Terület	Furás		Mélység (m)	A tárolókőzet kora	Sűrűség (t/m ³)		Deszillációs Maradék %
	Jele	Száma			Fluidum	I.k.f.	
Nagylengyel-típusú szénhidrogén-folyadékok							
Bak	Bak	5	2530-2550	Felsőkréta	0,941	0,802	56,1
Barabásszeg	Ba	15	2226-2258	Triász	0,939	0,802	87,9
Nagylengyel	Nl	15	2212	"	0,951	0,818	85,4
"	"	18	2101	Felsőkréta	0,948	0,820	83,8
"	"	109	2410	Triász	0,962	0,814	86,9
"	"	310	2456	Felsőkréta	0,980	-	-
"	"	365	2469	"	0,916	0,820	80,3
Puszystaapáti	Pusz	1	2661-2718	Triász	0,922	0,797	88,1
"	"	3	2648-2732	"	0,918	0,801	86,9
Szilvagy	Szil	1	2929-2972	"	0,877	0,803	77,1
"	"	24	2575	"	0,870	-	-
Szentgyörgyvölgy-típusú szénhidrogén-folyadékok							
Barabásszeg	Ba	18	2202-2257	Miocén	0,855	0,841	60,5
Csesztreg	Cse	1	3215-3228	"	0,845	0,839	53,1
Bajánsénye	Baján	1(a)	2429-2434	"	0,774	0,844	6,5
Puszystaapáti	Pusz	4	2613-2744	"	0,869	0,842	64,2
Szentgyörgyvölgy	Szen	1	3187-3195	"	0,839	0,855	36,0
Szilvagy-típusú szénhidrogén-folyadékok							
Bajánsénye	Baján	1(b)	2506-2511	Miocén	0,778	0,859	6,4
Szilvagy	Szil	31	3045-3065	Felsőkréta	0,830	0,873	44,4
"	"	33	3246-3404	"	0,839	0,873	39,4
"	"	41	3176-3178	"	0,845	0,880	40,7
Nem besorolható							
Csesztreg	Cse	I	3801-3808	Mezozoós	0,780	0,796	34,9

Table 1. Basic data of the samples selected for correlation study



6. ábra A kőolajtípusok átlagos jelleggörbéi

Figure 6. Correlation index vs. boiling point temperature and dispersion vs. boiling point temperature curves for the crude types of the study area

A Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú fluidumok szénizotóparányai egymástól lényegesen nem különböznek, egy csoportot képviselnek, de jelentős mértékben különböznek a Nagylengyel-típusú kőolajok szénizotóparányaitól /7. ábra/. A két csoport közül a Nagylengyel-típusúak szénizotóparányai viszonylag szűk tartományt fognak közre, nagyobb negatív értékekkel jellemezhetők, mint az egy csoportot képező Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusúak. A Szilvagy-típusú fluidumok közül a Szil-33 jelű telített frakciójának szénizotóparánya a Nagylengyel-típusúak tartományába, az aromás frakcióé az egy csoportot alkotó Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusúak tartományába esik. Ennek a fluidumnak a sajátos, különálló viselkedésére jellemző, hogy a telített és az aromás frakció szénizotóparányainak kü-

lönbsége nagy /3,3 %/, míg a többi fluidumnál a 2,4 % értéket nem haladja meg. A típusokba be nem sorolható Cse-I jelű fluidum desztillációs maradéka és telített frakciója adta a legkisebb negatív értékű szénizotóparányt, aromás frakciója a Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusúak tartományában van. A telített és az aromás frakciók szénizotóparányainak különbsége ez esetben is nagy /4 %/. A Szil-33 és a Cse-I jelű fluidumoknál a telített és az aromás frakciók szénizotóparány-különbsége alapján genetikai eltérések mutatkoztak.

A szénhidrogén-folyadékok és a kőzetextraktumok szénizotóparányai lehetőség szerint adnak a kőolaj-anyakőzet korrelációra. Az 1. ábra szemlélteti azokat a fúrásokat, amelyeknek magfúrási anyagából kőzetextraktumokkal és azok szénizotóparányaival rendelkezünk. A fluidumok és a kőzetextrak-

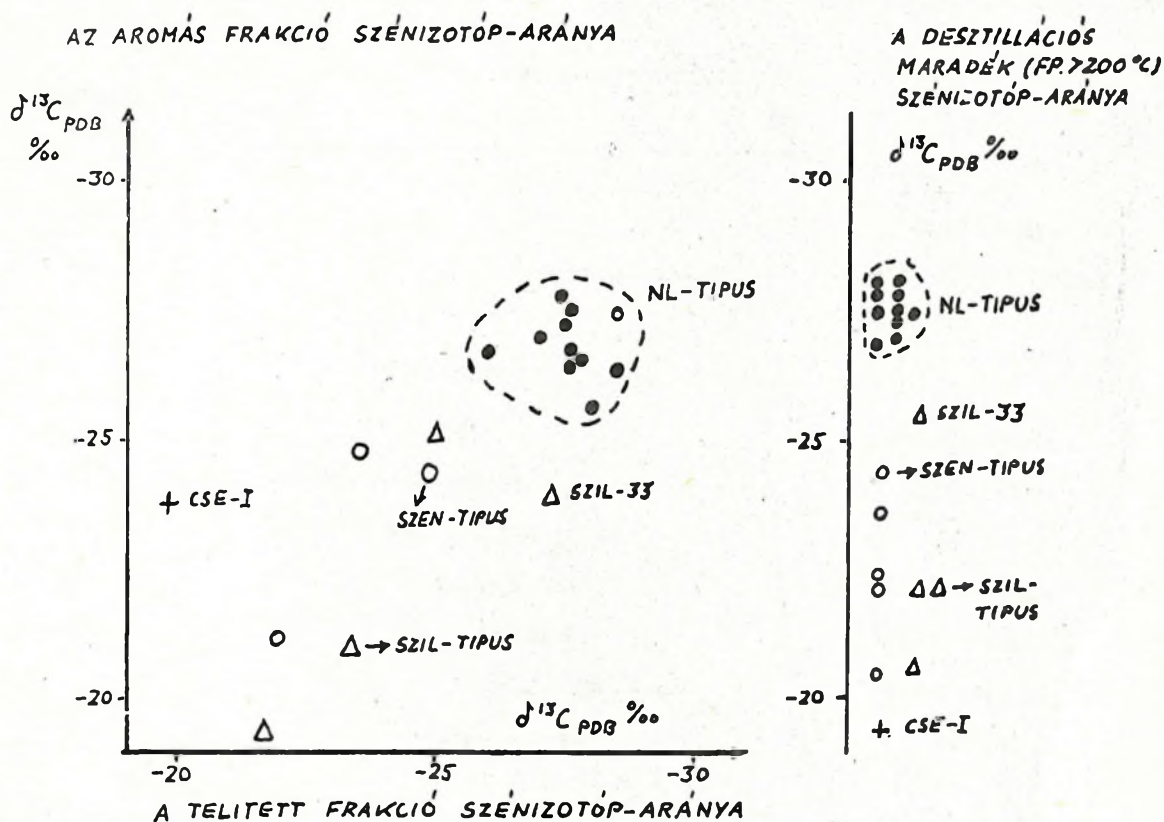
2. táblázat Szénhidrogén-folyadékok szénizotóparányai

Furás	Szénizotóparány ‰		
	Desztillációs maradék	Frakciók telített	Frakciók aromás
Nagylengyel-típusúak			
Bak-5	-27,5	-28,5	-27,4
Ba-15	-27,8	-26,0	-26,7
N1-15	-28,0	-27,0	-27,0
N1-18	-27,6	-27,5	-27,2
N1-109	-26,9	-27,6	-26,7
N1-310	-27,3	-27,6	-27,4
N1-365	-27,8	-28,5	-26,3
Pusz-1	-	-27,4	-27,8
Pusz-3	-27,5	-27,6	-27,5
Szil-1	-27,0	-28,0	-25,6
Szil-24	-28,1	-27,7	-26,6
Szentgyörgyvölgy-típusúak			
Ba-18	-24,4	-24,9	-24,4
Cse-1	-22,1	-21,9	-21,1
Baján-1(a)	-22,4	-23,5	-24,8
Pusz-4	-23,6	-24,0	-
Szen-1	-20,5	-	-
Szilvagy-típusúak			
Baján-1(b)	-22,1	-25,0	-25,1
Szil-31	-20,6	-21,7	-19,3
Szil-33	-25,5	-27,2	-23,9
Szil-41	-22,1	-23,3	-21,0
Nem besorolható			
Cse-I	-19,4	-19,8	-23,8

Table 2. Carbon isotope ratios of the hydrocarbon fluids

tumok szénizotóparány eloszlását az átlagértékkel és a szórásstartománnyal jellemzi a 8. ábra. A Nagylengyel-típusú kőolajok szénizotóparány-tartományát a felsőtriász /raeti/ és a szarmata képződmények kőzetextraktumai nagy mértékben, 88 illetve 100 %-ban átfedik, az átlagértékek /-2,70 és -2,71 %/ igen közel vannak a Nagylengyel-típusú kőolajokhoz /-2,76 %/. Kisebb mérvű /50 %/ az átfedés a bádani képződmények extraktumaival, amelyeknek átlagos szénizotóparánya már jelentősen kisebb negatív érték /-2,54 %/. A felső- és alsópannon, valamint a kárpáti és a felsőkréta képződmények extraktumainak szénizotóparányai nem mutatnak átfedést a Nagylengyel-típusú kőolajokkal. Átlagértékeik az előbbi felsorolás sorrendjében: -2,50, -2,54, -2,37 és -2,38 %. A Nagylengyel-típusú kőolajok tehát a felsőtriász /raeti/ és a szarmata képződmények extraktumaival hozhatók genetikai kapcsolatba szénizotóparányaik alapján.

A Szentgyörgyvölgy- és Szilvágyp-típusú fluidumok szénizotóparány-tartományával a legnagyobb átfedést a kárpáti /76 %/, a felsőkréta /58 %/ és a bádani képződmények /26 %/ extraktumai mutatták. Kisebb mérvű az átfedés a felsőpannon /11 %/ és az alsópannon /3 %/ képződmények extraktumaival. A Szentgyörgyvölgy- és Szilvágyp-típusú fluidumok szénizotóparányainak átlagértékét /-2,23 %/ legjobban a kárpáti és a felsőkréta képződmények extraktumainak szénizotóparány-átlaga /-2,37 és 2,38 %/ közelítette meg. A szénizotóparányok alapján a Szentgyörgyvölgy- és a Szilvágyp-típusú fluidumok a bádani, kárpáti és a felsőkréta képződmények anyakőzeteivel mutatnak genetikai kapcsolatot. A Nagylengyel-típusú kőolajok és a felsőtriász /raeti/ valamint a szarmata képződmények extraktumai a szárazföldi növények lipidfrakciója szénizotóparányára jellemző tartományt képviselik /EGLINGTON és MURPHY, 1969/. A Szentgyörgyvölgy-Szilvágyp típusú



7. ábra A kőolajok és frakcióik szénizotóp arányai

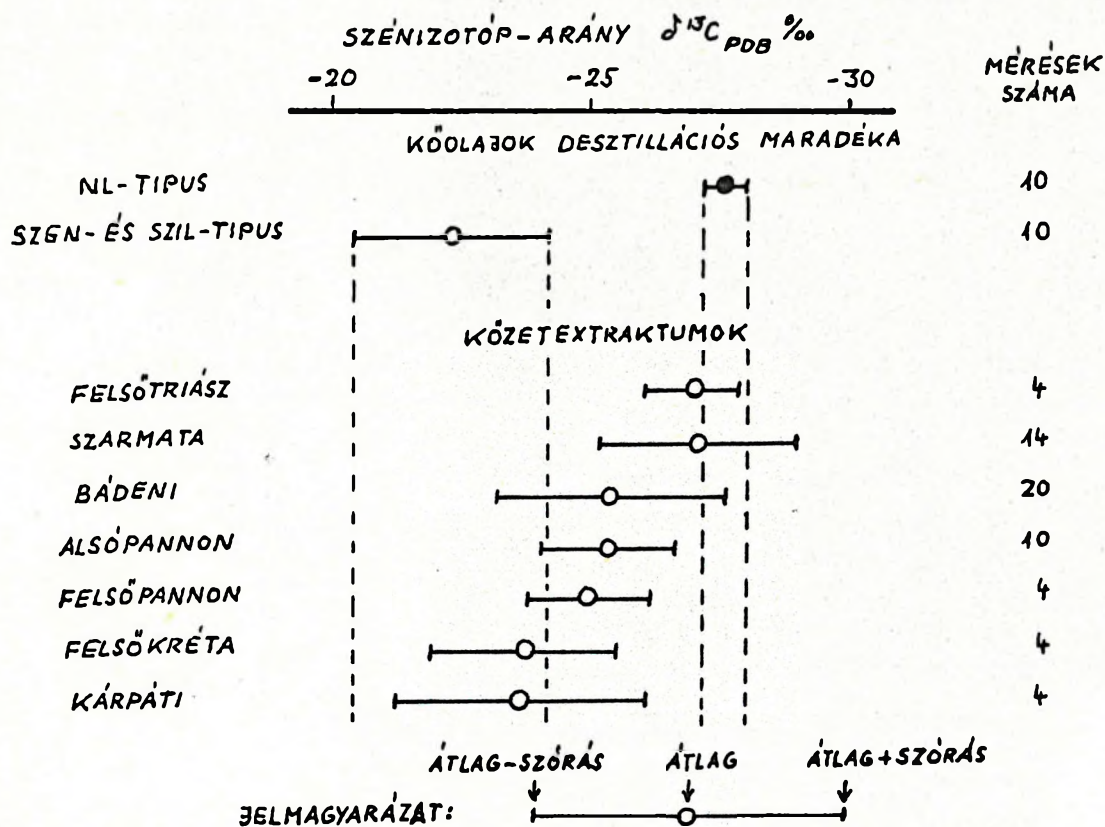
Figure 7. Plot of ^{13}C of saturates vs. ^{13}C of aromatics and stable carbon isotope composition of the distillation residue /boiling point 200°C/ of the studied crudes

fluidumok és a bádeni, kárpáti, felsőkréta extraktumok szénizotóparányai tengeri eredetű kerogénre utalnak /EGLINGTON és MURPHY, op.cit/.

2. A benzinelemzés eredményei

A 3. táblázat tartalmazza azt a 11 fluidummintát, amelyből benzinelemzés készült a Magyar Ásványolaj és Földgáz Kísérleti Intézetben. A 4. táblázat azokat a komponenseket foglalja össze, amelyek minden vizsgált fluidumban mérhető mennyiségben szerepeltek, ennél fogva az összehasonlításra alkalmasak voltak. Az értékelt komponensek 8 és 9 szénatomú izo- és cikloparafinokból, valamint aromás szénhidrogénekből tevődtek össze, amelyeknek forráspont-tartománya 131-152 °C. A 9. ábra szemlélteti a benzinelemzésből kapott dendrogramot, amelyből két populáció volt elkülöníthető. Az I. populációhoz tartoznak a Szil-1 jelű kőolajat és a nem besorolható Cse-I jelű fluidumot kivéve a

Nagylengyel-típusú kőolajok /N1-109, Ba-15, Pusz-1/. A II. populációt a Szil-1 jelű kőolaj kivételével a Szentgyörgyvölgy- és Szilvágypopuláció-típusú fluidumok képezik. A Szil-1 jelű kőolaj benzinfrafrakciónak fizikai állandói a Nagylengyel-típusú kőolajokétól eltérő jellegű görbét mutattak. A II. populáción belül a Szilvágypopuláció-típusú két fluidum /Szil-33 és Szil-44/ részlegesen elkülönült, és a Szen-1 fluidummal együtt képezett szűkebb csoportot. A két populáció eltéréseit szemléltető 10. ábrán az egyes populációk ugyanazon komponenseinek átlagértéke szerepel vegyület-típusonkénti elrendezésben. Az I. és a II. populáció egyes komponenseknél képzett különbségeit bemutató ábrarészről kitűnik, hogy az I. populáció izo-parafinokban, különösen a 4-metil, 2-metil, és 3,4-dimetil-heptánban jelentősen dúsabb, az aromás szénhidrogénekben, kiváltképpen a metaés az orto-xilolban lényegesen szegényebb mint a II. populáció. A vegyület-típusok eloszlása szerint az I. populációban az

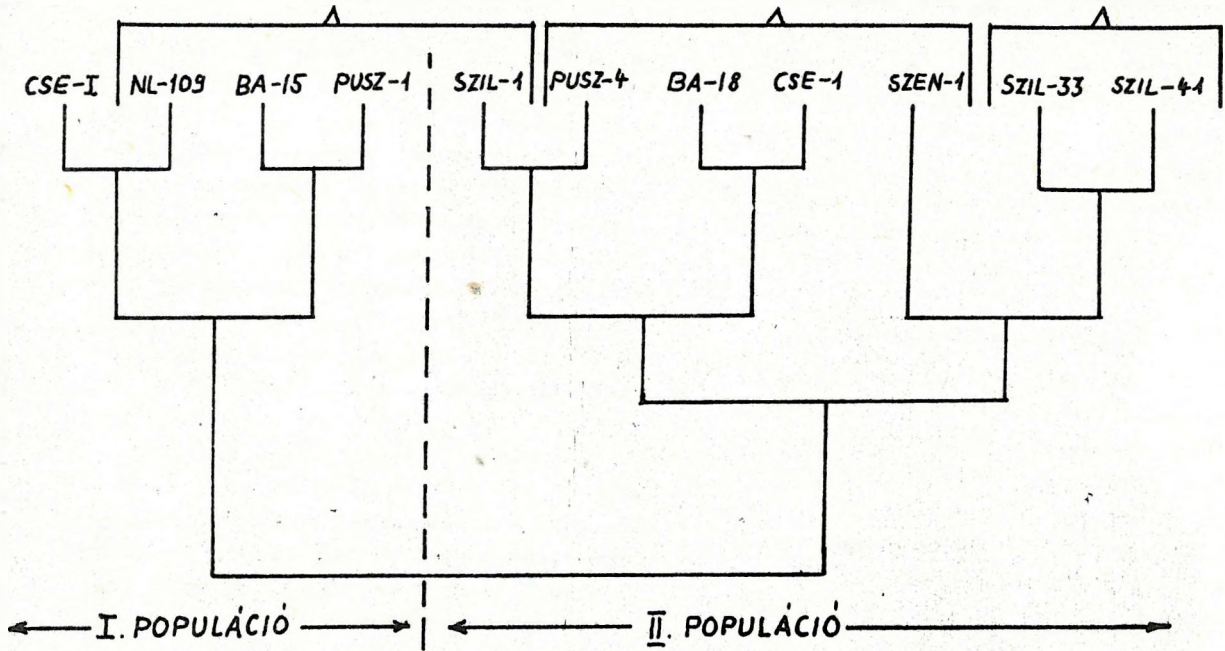


8. ábra A kőolajok és a kőzetextraktumok szénizotóparány-eloszlásai
Figure 8. Stable carbon isotope composition of the crude oil distillation residues and rock extracts

NAGYLENGYEL - TIPUS

SZENTGYÖRGYVÖLGY - TIPUS

SZILVÁGY - TIPUS

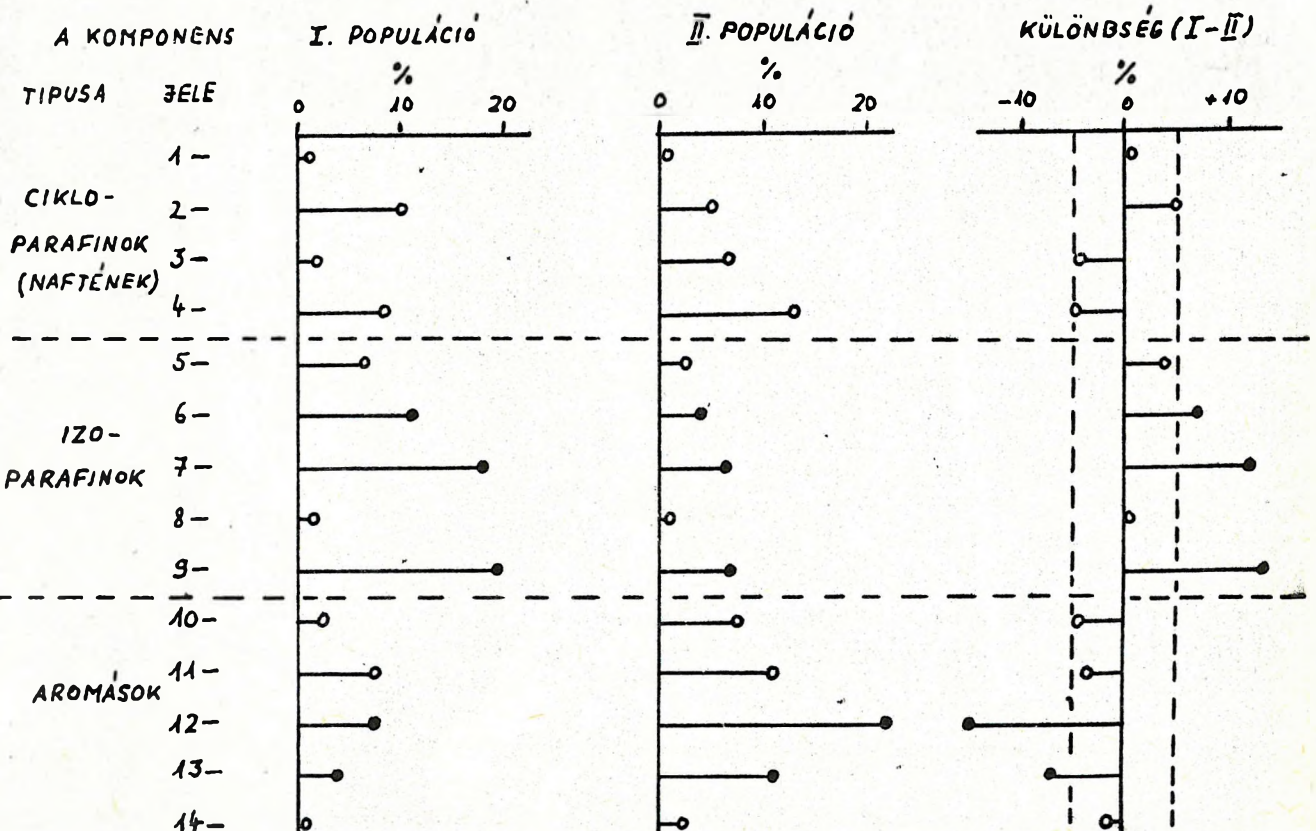


9. ábra A benzinelemzés dendrogramja

Figure 9. Cluster diagram of the studied crude oils

10. ábra A benzinelemzésből származó populációk komponensenkénti átlagai és különbségei

Figure 10. Average quantity of some selected HC compounds in the two populations differentiated by the light distillate analysis and differences of the average values



izoparafinok 57 s%-ot, a II. populációban csak 21 s%-ot képviselnek, az aromás szénhidrogénekre nézve az előbbi sorrendben 22 s%, illetve 54 s% átlagértékek adódtak. A cikloparafinokat illetően az átlagértékek /21 illetve 25 s%/ egymástól lényegesen nem különböznek. A vegyület-típusok egyes mintákra vonatkozó megoszlását szemléltető 11. ábrán jól látható a két populáció elkülönülése.

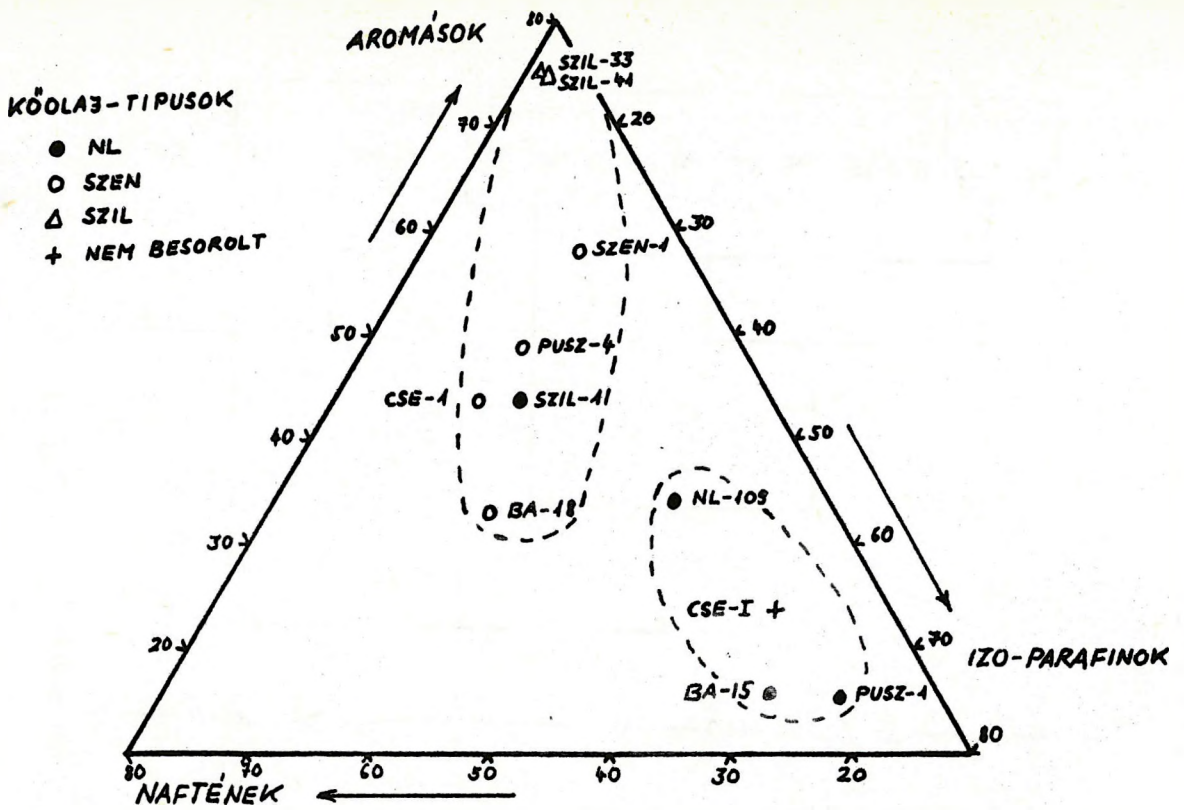
3. A biomarker-elemzés eredményei

A 3. táblázatban szerepel az a 8 fluidumminta, amelyből biomarker-elemzés készült a MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumában /1983/. A fragmentogramok kiértékelését Sajgó Csanád végezte. Az 5. táblázat tartalmazza a genetikai kapcsolatok valószínűsítésére felhasznált biomarker paraméterek /22 db/ felsorolását, az egyes

paraméterekhez kapcsolódóan a fragmentogramra jellemző tömegszámot. A dendrogramok két variációban készültek. Az első variációban az összes eredetjelző biomarker paraméter /12. ábra/, a másodikban csak a leggyakrabban használt /1-4 jelű/ biomarker paraméterek /13. ábra/ nyertek felhasználást. A két variáció ugyanazon mintákat magában foglaló két populációt szolgáltatott. Az I. populáció a Nagylengyel-típusú kőolajokon kívül magában foglalta az egyetlen mintával /Szil-33/ képviselt Szilvagy-típust is. A II. populáció a Szentgyörgyvölgy-típusú fluidumokat képviselő két mintából /Ba-18, Cse-1/ és a nem besorolhatónak minősített Cse-I jelű mintából állt. A 14. ábra szemlélteti az I. és a II. populáció biomarker paramétereinek átlagértékét és szórás-tartományát, valamint az átlagértékek különbségét. Mérvadó eltérések csak abban az esetben állnak elő,

3. táblázat A genetikai vizsgálatok körébe vont fluidumok
Table 3. Fluids selected for correlation study

Furás	Benzin-elemzés	Biomarker-analízis	HPLC-analízis
Nagylengyel-típus			
Ba-15	+	+	+
N1-109	+	+	+
N1-365			+
Pusz-1	+	+	+
Szil-1	+	+	+
Szil-24			+
Szentgyörgyvölgy-típus			
Ba-18	+	+	+
Cse-1	+	+	+
Pusz-4	+		+
Szen-1	+		+
Szilvagy-típus			
Szil-33	+	+	+
Szil-41	+		+
Nem besorolható			
Cse-I	+	+	+

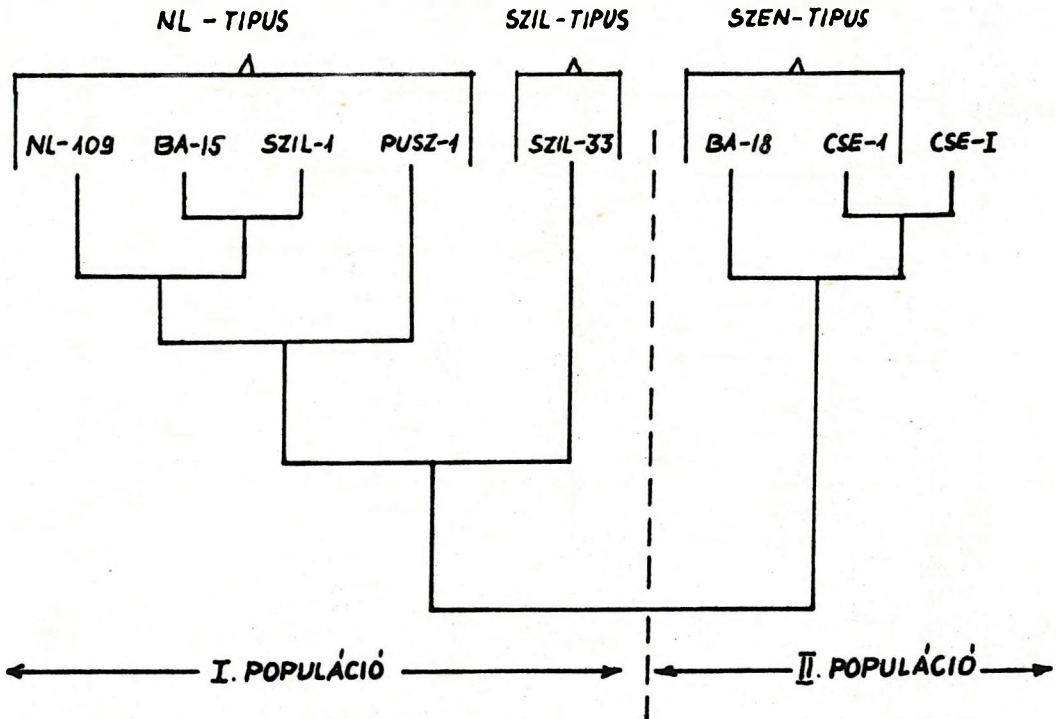


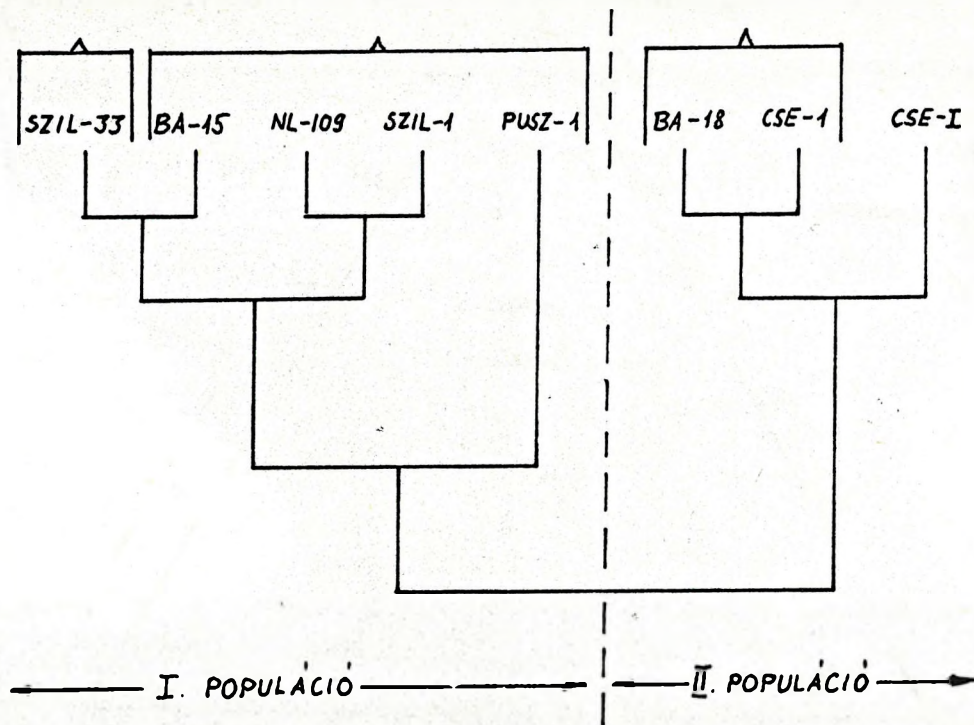
11. ábra A benzinelemzésből származó vegyületcsoport-összetétel

Figure 11. Aromatics/naphthenes/iso-paraffines relationship on triangular diagram for the light distillates

12. ábra A biomarker-elemzés dendrogramja 22 paraméter alapján

Figure 12. Cluster diagram of some studied crudes on the basis of 22 selected biomarker parameters



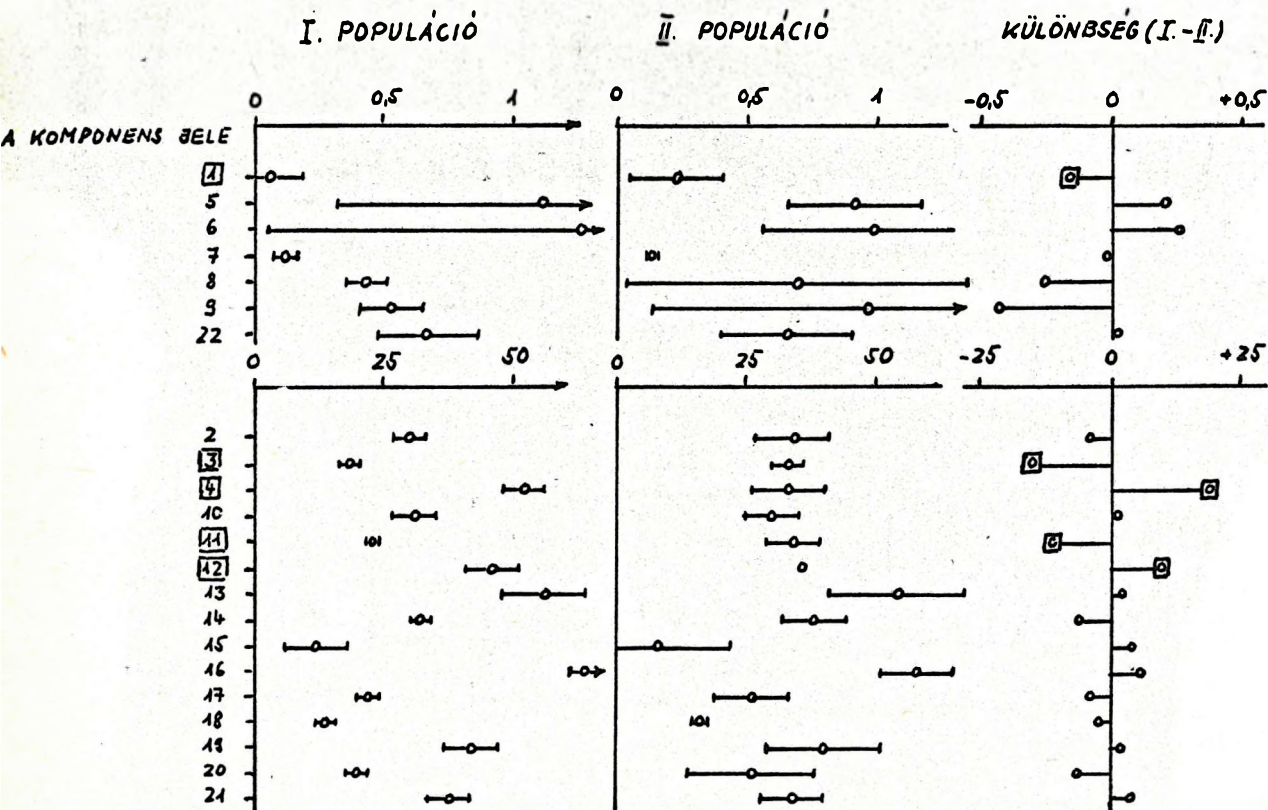


13. ábra A biomarker-elemzés dendrogramja 4 paraméter alapján

Figure 13. Cluster diagram of some studied crudes on the basis of 4 biomarker parameters

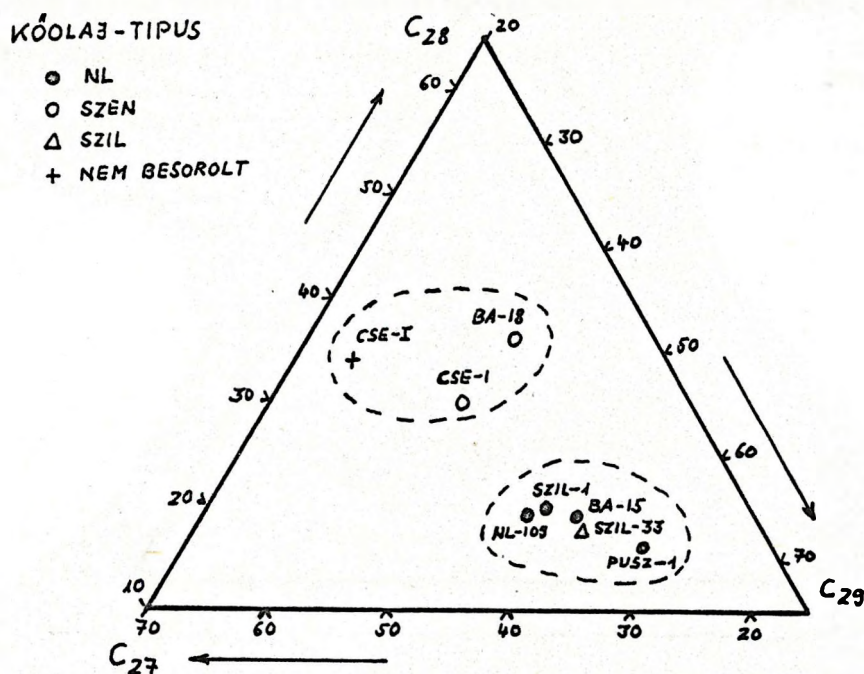
14. ábra A biomarker-elemzésből származó populációk komponensenkénti átlagai, szórás-tartományai és az átlagértékek különbsége

Figure 14. Average values and ranges of standard deviation of the 22 biomarker parameters for the two populations with differences of the average values



ha az átlagértékek közötti különbség jelentős és a szórás-tartományok nem, vagy csak kis részben fedik át egymást. /A jelentős eltérésekkel rendelkező paramétereket az ábrán megjelöltük/ Az oleanán/hopán arány /1. jelű paraméter/ a két populációban jelentősen eltér. Az I. populáció Nagylengyel-típusú kőolajai-ban az oleanán nem mutatható ki, csak az ugyanebben a populációban szereplő Szil-33 jelű fluidumban fordult elő mérhető mennyiségben. A II. populációt alkotó minták mindegyikében kimutatható és mérhető volt az oleanán. Az $\alpha\alpha\alpha$ 2OR, az $\alpha\beta\beta$ 2OR és 2OS szerkezetű, 28 és 29 szénatomszámú szteránok /3,4,11 és 12 jelű paraméterek/ részvételi arányai a két populációban jelentős eltérést mutattak. A 28 szénatomszámú szteránok mind az $\alpha\alpha\alpha$ 2OR, mind az $\alpha\beta\beta$ 2OR és 2OS szerkezetű szteránokon belül lényegesen alacsonyabb arányúak az I. populációban. Az eltérés ellenkező előjelű a 29 szénatomszámú szteránokat illetően. A két különböző szerkezetű $\alpha\alpha\alpha$ 2OR, $\alpha\beta\beta$ 2OR és 2OS/ szterán vegyülettípus 27, 28 és 29 szén-

atomszámú komponensei alapján képzett szterán-eloszlásokat a 15. és a 16. ábra háromszögdiagramjai szemléltetik. Az I. és II. populáció az említett ábrákon, főleg a 15. ábrán jól elkülönül egymástól. Az $\alpha\alpha\alpha$ 2OR szerkezetű, 29 és 28 szénatomszámú szteránok aránya az I. populáció mintáiban 2,40 - 3,63, a II. populációéban 0,74 - 1,20 intervallumban van. Ugyanezen szénatomszámú szteránok aránya az $\alpha\beta\beta$ 2OR és 2OS szerkezetű szteránokat illetően az I. populációban 1,72 - 2,32, a II. populációban 0,75-1,29 értékek közötti. Irodalmi források szerint /LEENHEER et al. 1984/ az $\alpha\alpha\alpha$ 2OR szerkezetű, 29 és 27 szénatomszámú szteránok aránya jellemző a kőolajat képező anyagok kerogénjének eredetére. A 29 szénatomszámú szterán dominanciája a szárazföldi magasabbrendű növényekből álló, a 27 szénatomszámú túlsúlya a tengeri eredetű kerogénre jellemző. A 29 és 27 szénatomszámú szterán aránya az I. populációban 1,38-2,23, a II. populációban 0,61-1,37 értékek közötti. Eszerint az I. populációnak megfelelő kerogénben nagyobb arányú volt a szárazföldi magasabb-



15. ábra Az $\alpha\alpha\alpha$ 2OR szerkezetű szteránok 27, 28 és 29 szénatomszámú komponensei

Figure 15. C27/C28/C29 $\alpha\alpha\alpha$ 2OR steranes relationship on triangular diagram for the crude oils

rendű növények részvétele.

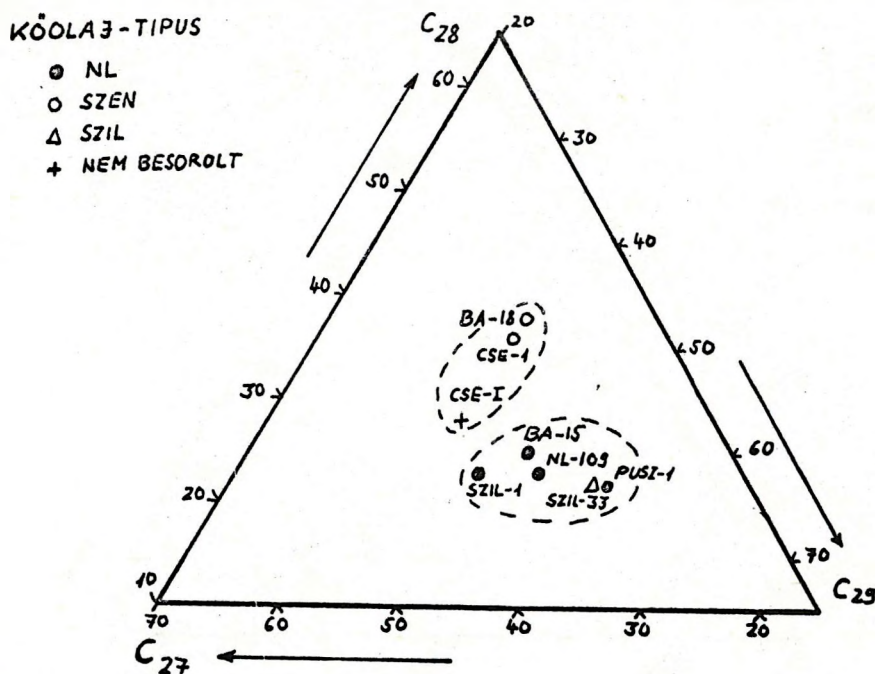
4. Az aromás frakció nagynyomású folyadék-kromatográfiás /HPLC/ "ujjlenyomat-elemzésének" eredményei

A 3. táblázat tartalmazza azt a 13 mintát, amelyből HPLC elemzés készült a Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézetben. Az azonos méretűre átalakított folyadék-kromatogramok alakösszehasonlítása a 17. ábrán szereplő dendrogramot eredményezte /TÓTH és PESTI, in press/. A dendrogram három populációt adott. Az I. populáció kizárólag a Nagylengyel-típusú kőolajokat foglalja magába. A II. populáció a Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú fluidumokból áll. A III. "populációt" egyedül a Cse-I jelű fluidum képezi.

5. A genetikai vizsgálatok eredményeinek összefoglaló értékelése

A genetikai vizsgálatok eredményeként előállított populációkról a következők állapíthatók meg. A legtöbb genetikai

vizsgálat-típus két populációt eredményezett GRÁF /1981/ korábbi megfigyeléseivel összhangban. Három populáció jelentkezett a HPLC elemzés kiértékelése során, és gyenge elkülönülés mutatkozott egy harmadik populációra vonatkozóan a szénizotóparányokban. Mindkét esetben a harmadik populáció a Cse-I jelű fluidumból állt, amely a desztillációs frakciók fizikai állandói alapján egyetlen csoportba sem volt besorolható. Az I. populáció az esetek zömében a Nagylengyel-típusú, a II. populáció a Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú fluidumok együtteséből tevődött össze. Tehát a genetikai vizsgálatok nem igazolták a desztillációs frakciók fizikai állandói alapján elkülönült Szentgyörgyvölgy-típusú és Szilvagy-típusú fluidumok jelentős mérvű különállását. Meg kell azonban jegyezni, hogy azoknál a genetikai vizsgálat-típusoknál, ahol mindkét Szilvagy-típusú fluidum /Szil-33, Szil-41/ szerepelt, a két fluidum a II. populáción belül a legszorosabb kapcsolatot, a legnagyobb hasonlóságot mutatta. A populációk közötti "ingadozás" a következő jelű fluidumokat jel-

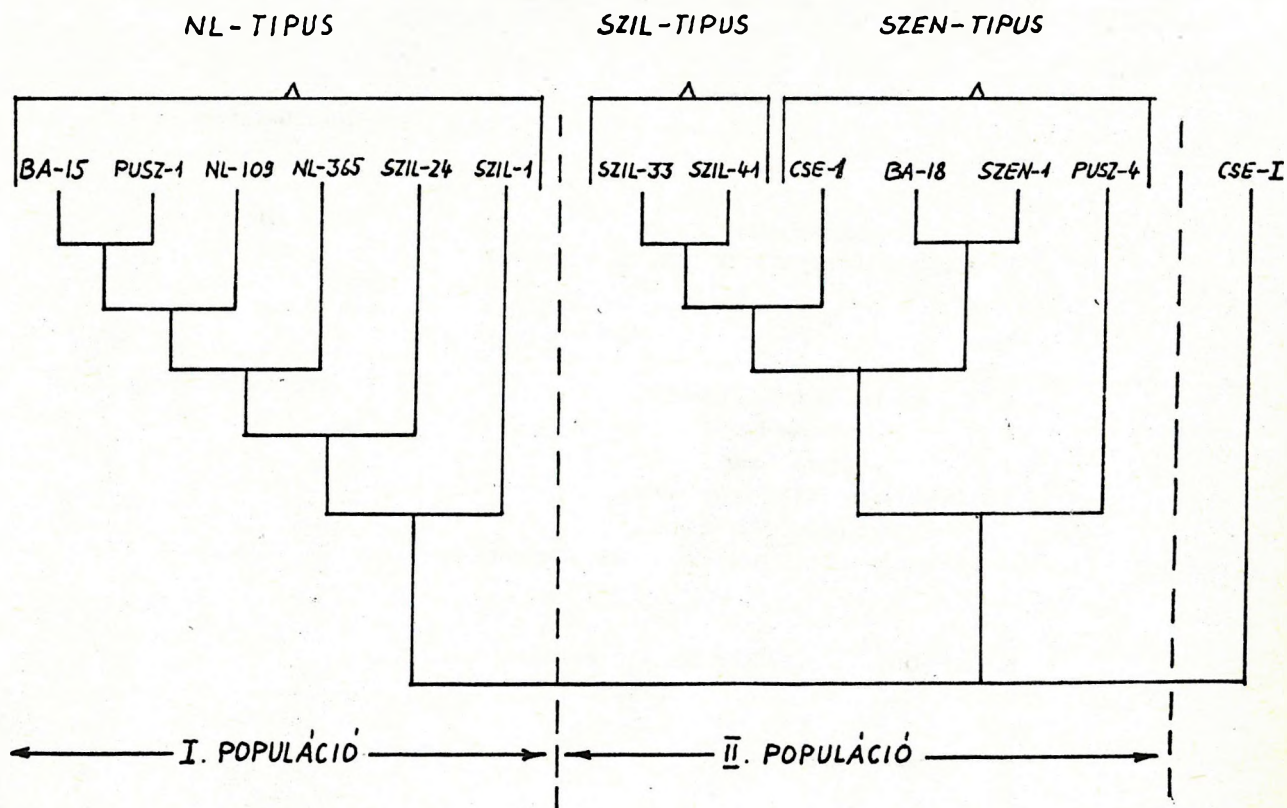


16. ábra Az $\alpha\beta\beta$ 20R és 20S szerkezetű szteránok 27, 28 és 29 szénatomszámú komponensei

Figure 16. C27/C28/C29 $\alpha\beta\beta$ 20R + $\alpha\beta\beta$ 20S steranes relationship on triangular diagram for the crude oils

lemezte: Szil-33, Szil-1, Cse-I. A Szil-33 jelű fluidum a desztillációs frakciók fizikai állandóin alapuló csoportosítás szerint a Szilvagy-típusúak között szerepelt, ezért a populációk közül a II. jelűben kellett volna szerepelnie a Szentgyörgyvölgy-típusúakkal együtt. Ennek ellenére telített frakciójának szénizotóparánya, valamint a biomarker paraméterek szerint a Nagylengyel-típusú kőolajokat tartalmazó I. populációba került. A Szil-1 jelű kőolaj, bár a desztillációs frakcióinak fizikai állandóiból készült jelleggörbék a Nagylengyel-típustól eltérést mutattak, az I. kulcsfrakció sűrűsége alapján a Nagylengyel-típusban szerepelt. A benzinelemzés dendrogramja szerint a II. populációban foglalt helyet. /A többi genetikai vizsgálat-típus alapján az I. populációban volt/ A Cse-I jelű fluidumnál a desztillációs frakciók jelleggörbéi a könnyűbenzin tartományban jelentős eltérést mutattak a Nagylengyel-típustól, amelybe

az I. kulcsfrakció parafin jelleg alapján sorolni lehetett volna. Erre azért nem került sor, mert egyéb tulajdonságai /a fluidum sűrűsége, atmoszférikus desztillációs maradéka/ erre nem adott lehetőséget. Egyedül a benzinelemzés alapján került az I. populációba. Biológiai markervegyületei és aromás frakciójának szénizotóparánya szerint a II. populációba tartozónak minősült. Az atmoszférikus desztilláció maradékának és a telített frakciónak a szénizotóparánya, valamint a HPLC analízis alapján az összes többitől eltérő tulajdonsággal rendelkezett. A genetikai vizsgálatok szerint a tanulmányozott területen legalább kettő, tulajdonságaiban és produktumaiban jelentősen eltérő anyakőzetből származó szénhidrogén-folyadék jelentkezett. Az egyik anyakőzet-típus a Nagylengyel-típusú, I. populációba tartozó kőolajok keletkezésében játszott szerepet, a másik a Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú, II. populációba sorolt fluidumokat generálta. Ez utóbbin belül különbsé-



17. ábra A HPLC-elemzés dendrogramja

Figure 17. Cluster diagram of some studied crudes on the basis of the HPLC analysis

4. táblázat A benzín-elemzés értékelt komponensei

Komponens-név	vegyület-típus	forráspont (°C)	A komponens jele a 10. ábrán
propil-ciklopentán	ciklo-parafin	130,9	1
etil-ciklohexán	"	131,8	2
etil-benzol	aromás	136,2	10
3,5-dimetil-heptán	izoparafin	136,0	5
1,1,3-trimetil-ciklohexán	cikloparafin	136,6	3
para-xilol	aromás	138,4	11
meta-xilol	"	139,1	12
4-metil-oktán	izoparafin	142,4	6
2-metil-oktán	"	143,3	7
3-metil-oktán	"	144,2	8
3,4-dimetil-heptán	"	140,6	9
orto-xilol	aromás	144,4	13
C ₉ -naftének	cikloparafin	-	4
izopropil-benzol	aromás	152,4	14

Table 4. Light distillate compounds used for correlation

5. táblázat Eredetjelző biomarker paraméterek
Table 5. Biomarkers used for correlation

A komponens (paraméter)		A fragmentation tömegszáma (m/e)
Jele	elnevezése	
1	oleanán/hopán	191
2	5 α (H), 14 α (H), 17 α (H) 20R, C ₂₇ szterán (%)	217
3	- " - C ₂₈ "	"
4	- " - C ₂₉ "	"

5	C ₃₀ moretán+hopán/C ₂₉ szteránok	191; 217
6	norhopán/hopán	191
7	moretán/hopán	"
8	4-metilszterán(20R)/szterán(20R)	231; 217
9	4-metilszterán(C ₂₉)/szterán(C ₂₉)	"
10	5 α (H), 14 β (H), 17 β (H) 20R és 20S, C ₂₇ szterán(%)	217
11	- " - , C ₂₈ "	"
12	- " - , C ₂₉ "	"
13	17 α (H), 21 β (H) 22R és 22S, C ₃₁ hopán (%)	191
14	- " - , C ₃₂ "	"
15	- " - , C ₃₃ "	"
16	monoaromás szteroidok (%)	239
17	"	253
18	"	267
19	triaromás szteroidok (%)	217
20	"	231
21	"	245
22	monoaromás és a triaromás szteroidok aránya	-

gek arra utalnak, hogy anyaközetek esetleg különbözőek. Ez az eltérés azonban a genetikai vizsgálatok eredményeiben alúrendelten jelentkezik. A genetikai vizsgálat-típusonként egy vagy több esetben különböző populációkban található, "helyváltoztató" fluidumok /Szil-1, Szil-33, Cse-I/ arra utalnak, hogy bizonyos esetekben a különböző genezisű, különböző anyaközetekből származó fluidumok a migrációs út mentén, vagy magában a tárolóközetben elegyedhettek, vagy maguk az anyaközetek is genetikailag inhomogének - előfordulhatott az idősebb, eróziós felszínen lévő anyaközetek áthalmozódása a neogén üledékképződés során a neogén üledékekbe.

A kőolajok és kőzetextraktumok szénizotóparányai segítségével végrehajtott kőolaj-anyaközet korreláció szerint az I. populációba tartozó Nagylengyel-típusú kőolajok szénizotóparányai a felső-

triász /raeti/ és a szarmata képződményekével rokoníthatók. A szarmata képződmények viszonylag kicsiny vastagsága azonban ellentétben van a Nagylengyel-típusú kőolajok nagy elterjedtségével és tömegével. Valószínűbbnek tűnik a nagyobb vastagságú felsőtriász /raeti/ képződményekből való származás. E kérdés egyértelműbb megválaszolása céljából a kőzetextraktumokból is el kell végezni a jövőben az olyan genetikai vizsgálatokat mint a biomarker és a HPLC-elemzés. A Szentgyörgyvölgy- és Szilvág-típusú fluidumok szénizotóparányai a bádeni, kárpáti és felsőkréta képződmények extraktumaival rokoníthatók, ennélrova képződésük is ezekhez a kőzettömegekhez kapcsolódhat. Ennek a feltevésnek a bizonyítására is az előzőekben említett genetikai vizsgálatokat kell elvégezni.

6. táblázat

Szénhidrogén-folyadékok vanádium és nikkeltartalom

Terület(fúrás)	Nyomelem-tartalom (ppm)		Elemzések száma
	Vanádium	Nikkel	
Nagylengyel-típus			
Bak-5	68	77	1
Ba-15	65	37	1
Nl-15	83	71	1
Nl-18	98	21	1
Nl-109	113	58	1
Nl-310	48	70	1
Nl-365	80	104	1
Nl I.a triász blokk	181	47	2
Nl II.a-II.b alsókréta blokkok	166	45	3
Nl I-IV. blokkok	151	47	4
Nl V. blokk	228	56	1
Nl VI.a, VI.b. blokkok	144	46	3
Nl VII. blokk	95	43	9
Nl VII.a, VII.b. blokkok	194	46	7
Nl VIII., X. blokkok	162	42	12
Nl IX. blokk	170	44	3
Pusz-3.	91	63	1
Szil-24	46	32	1
Szentgyörgyvölgy-típus			
Ba-18	0,3	7,6	1
Cse-1	3,8	1,3	1
Pusz-4	4,6	11,0	1
Szilvág-típus			
Szil-31	0,2	0,2	1
Szil-33	0,0	0,2	1
Szil-41	0,2	0,1	1

Table 6. Nickel and Vanadium content of the hydrocarbon fluids

A SZÉNHYDROGÉN-FOLYADÉKOK KÜLÖNBÖZŐ
 GENETIKAI TÍPUSAINAK JELLEMZÉSE EGYÉB,
 GENETIKAI SZEMPONTBÓL KEVÉSBÉ
 MÉRVADÓ TULAJDONSÁGOKKAL

1. Vanádium és nikkeltartalom
 /6. táblázat/

A szénhidrogén-folyadékok nyomelem-
 tartalmát a Magyar Szénhidrogénipari Ku-
 tató-Fejlesztő Intézetben Pethő Attila
 vizsgálta.

A különböző típusok nyomelem-tartalma erős
 elkülönülést mutat. A Nagylengyel-típusú
 kőolajok nyomelem-tartalma nagyságrenddel
 nagyobb mint a többi típusé: a vanádium-
 tartalom 46-228 ppm, a nikkeltartalom 21-
 104 ppm határok között van. Általában a
 vanádium nagyobb koncentrációban van je-
 len mint a nikkeltartalom. A Szentgyörgyvölgy- és
 Szilvagy-típusúak vanádium-tartalma 0,3-
 4,6 ppm illetve 0 - 0,2 ppm, nikkeltartal-
 ma 1,3 - 11 ppm illetve 0,1 - 0,2 ppm

határok közötti. A Szentgyörgyvölgy-típu-
 sák nyomelem-tartalma, főleg a nikkeltar-
 talom nagyobb, a nikkeltartalom a vanádi-
 umét meghaladja.

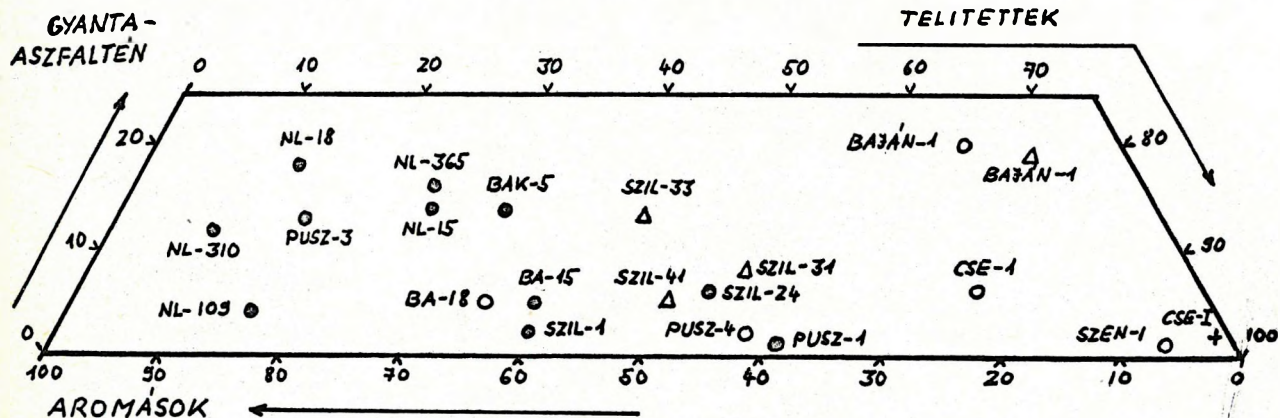
2. A telített, aromás és gyanta-aszfalten
 frakciók megoszlása /vegyületcsoport-
 összetétel/

A vegyületcsoport-összetétel vizs-
 gálatok a Magyar Szénhidrogénipari Kutató-
 Fejlesztő Intézetben készültek.

A különböző típusok a telített és az aro-
 más szénhidrogéneket tartalmazó frakciók
 aránya tekintetében térnek el /18. ábra/.
 A Nagylengyel-típusúaknál kevés kivétellel
 /Pusz-1, Szil-24/ az aromás frakció mennyi-
 sége meghaladja a telítettét. A II. popu-
 láció Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú
 fluidumaiban a telített frakció dominál.
 A telített frakció túlsúlyát illetően a
 legszélsőségesebb esetet a Cse-I jelű
 fluidum képviseli.

KŐOLAJ-TÍPUS

- NL
- SZEN
- △ SZIL
- + NEM BESOROLT



18. ábra A desztillációs maradékok vegyületcsoport-összetétele
 Figure 18. Bulk composition of the distillation residues

A VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEINEK
ÖSSZEFOGLALÁSA ÉS AZOK SZÉNHI-DROGÉN-
FÖLDTANI KÖVETKEZMÉNYEI

A genetikai vizsgálatok szerint a tanulmányozott területen az ezideig medismert szénhidrogén-folyadékok két genetikai típust képeznek, amiből következik, hogy legalább kettő, tulajdonságaikban azonos vagy hasonló anyakőzetben illetve anyakőzetekben keletkeztek. Az I. populációba tartozó kőolajok genetikailag egyneműbbek, mint a II. populációba tartozók. A desztillációs frakciók fizikai állandói alapján végrehajtott csoportosításból adódott típusok a genetikai típusokat oly módon fedik, hogy az I. populációban a Nagylengyel-típusú kőolajok, a II. populációban a Szentgyörgyvölgy- és Szilvagy-típusú fluidumok szerepelnek. /A II. populáción belül a Szentgyörgyvölgy- és a Szilvagy-típusúak részlegesen elkülönülnek/ Az első kulcsfrakció sűrűsége alapján parafin-jellegűnek minősített Nagylengyel-típusú, I. populációba tartozó kőolajok anyakőzetének szárazföldi, magasabbrendű növények lipidfrakciójában dús kerogénje anoxikus környezetben végbemenő, fémekben szegény, karbonátos kőzeteket eredményező üledék-képződés során keletkezett. Ennek tulajdonítható a Nagylengyel-típusú kőolajok nagy kén-tartalma és ezzel összefüggésben nagy sűrűsége, nagy nyomelemtartalma. Ugyanennek köszönhető az is, hogy atmoszféricusan desztillálható részük sok nyílt szénláncú szénhidrogént tartalmaz, magasabb forráspontú szénhidrogénjeik és a nem desztillálható rész viszont aromásokban rendkívül gazdag. Az első kulcsfrakció sűrűsége alapján intermedier jellegűnek minősített Szentgyörgyvölgy-típusú és a naftén jellegűnek minősített Szilvagy-típusú, II. populációba tartozó fluidumok anyakőzeteinek kerogénje több tengeri eredetű szerves anyagot tartalmaz, amely kevésbé redukív, néhány esetben határozottan oxikus környezetben végbemenő, fémekben gazdagabb, főleg törmelékes /nem karbonátos/ üledékeket eredm-

nyező üledékképződés során keletkezett. Ennek következményeként ezen fluidumok kis kén-tartalommal és ezzel összhangban kis sűrűséggel, kis nyomelemtartalommal rendelkeznek. Atmoszféricusan desztillálható részük gyűrűs vegyületekben, főleg aromás szénhidrogénekben dúsabbak, magasabb forráspontú részeik aromásokban általában szegényebbek mint a Nagylengyel-típusúak. A desztillációs frakciók fizikai állandóinak jelleggörbéi és a genetikai vizsgálatok eredményei olyan eseteket is felszínre hoztak, amelyeknél a különböző típusokba illetve populációkba történő besorolás egyértelműen, minden vizsgálat-típusra kiterjedően nem volt lehetséges. Ezek a fluidumok kisebb valószínűség szerint külön típust képviselnek /pl. a Cse-I jelű fluidum/, nagyobb valószínűséggel a különböző típusok elegyei /pl. a Szil-1 és a Szil-33 jelű fluidum/.

A szénizotóparányok alapján elvégzett kőolaj-anyakőzet korreláció szerint a Nagylengyel-típusú kőolajok anyakőzetei vagy a felsőtriász /raeti/ vagy a szarmata képződményekben vannak. A szarmata képződmények törmelékes jellege azonban nem teszi valószínűvé olyan kőolaj képződését, amelynek nagy kén-tartalma van. A II. populáció fluidumainak szénizotóparányai a bádeni, kárpáti, felsőkréta képződményekből származó kőzetextraktumokéval rokoníthatók. Meg kell jegyezni, hogy a Nagylengyel-típusú kőolajokból álló I. populáció, valamint a felsőtriász /raeti/ képződményekből származó kőzetextraktumok szénizotóparányai viszonylag szűk intervallumot képviselnek a II. populáció fluidumaihoz és a felsőkréta illetve miocén képződményekből származó kőzetextraktumokhoz viszonyítva. Mivel a kőolaj-anyakőzet korreláció csak a szénizotóparányokat volt kénytelen felhasználni, célszerűnek mutatkozik a kőzetextraktumokon is elvégezni azokat a genetikai vizsgálatokat, főleg a biomarker-és a HPLC-elemzéseket, amelyek segítségével a generáló anyakőzetek megalapozottabban rendelkezhetők a belőle képződött és felhalmozódott fluidumokhoz.

Az I. populációt alkotó kőolajokra jellemző, hogy tárolókőzeteik vagy a triász, vagy a triásszal közvetlenül érint-

kező felsőkréta illetve miocén képződményekben vannak, legtöbbször halmaztelepet képeznek. A II. populáció fluidumainak tárolókőzetei között a triász nem fordult elő, csak miocén és felsőkréta tárolókőzetek szerepeltek. A nagylengyeli kőolajtelep területén jelentős hőmérsékleti anomáliák vannak. BODZAY /1973/ a tengerszint alatti 2200 m-re számított hőmérséklet-térképen keletről nyugat felé haladva 80-140 °C-ig terjedő hőmérsékletnövekedést figyelt meg. DUBAY /1962/ felismerte, hogy a felsőtriász dolomitban rendkívül alacsony /10 °C/km/ hőmérsékleti gradiens mérhető a dolomitösszletben végbemenő konvekciós áramlás hőmérsékletkiegyenlítő hatása miatt. Az említett hőmérsékletnövekedés a konvekciós áramlás következményének tekinthető. A felsőtriász dolomitban végbement nagy vertikális migrációs komponensű, a nagyobb mélységből a felszín irányába mozgó karsztvízrendszer hozhatta létre a Nagylengyel-típusú kőolajok felhalmozódását a triász képződmények felszíni részében és a vele érintkező, tárolóterrel rendelkező felsőkréta illetve miocén képződményekben. Ez a döntően vertikális irányú migráció is a Nagylengyel-típusú kőolajok felsőtriász képződményekből való származását valószínűsíti.

Felmerül azonban a kérdés, hogy a felsőtriász anyakőzetek a neogén üledékképződés előtt nem értek-e el olyan hőmérsékletű zónát, amelyben kőolajszénhidrogének képződhettek. Ha ezt a zónát elérték, a képződött kőolajfelhalmozódásokat a neogén előtti tektonikai mozgások és az erózió megsemmisíthették. Amerikában a felsőtriász képződmények hőtörténete olyan volt, hogy a neogén előtti számottevő kőolajképződés nem mehetett végbe, akkor a felsőtriász anyakőzetekben a neogén időszakban képződött kőolaj felhalmozódásával és megmaradásával számolni lehet. Ez az utóbbi eset áll fenn, ha ugyanazon mélységintervallumban a felsőtriász képződmények szervesanyagának termikus érettsége lényeges mértékben nem nagyobb, mint a fiatalabb /felsőkréta, miocén/ képződményeké. LACZÓ /1982/ a nagylengyeli területéről származó két,

2760-2786 m mélységből származó felsőtriász mintára 0,69 % vitrinitreflexió átlagértéket állapított meg. VETŐ /1979/ valószínűsítette a vitrinitreflexió mérések alapján, hogy a nagylengyeli terület eocén-felsőkréta összlete a mai átalakulási fokát a neogén-egyedidőszaki süllyedés során érte el. A csekély átalakulási fok alapján valószínűtlennak tartotta, hogy a nagylengyeli szerkezet felsőkréta, vagy annál fiatalabb kőzeteiből származnék. A felsőtriász akkori ilyen értelmű ismertségét még kevésnek vélte ezen képződmények megítélésére. Az időközben megnövekedett ismeretek szerint 2,5 - 3 km mélységben a felsőtriász képződmények termikus érettségét öt mérés átlagaként 0,7 % vitrinitreflexió jellemzi. Ugyanezen mélységben a felsőkréta képződmények vitrinitreflexióinak átlagértéke 0,8 % 15 mérés átlagaként, a miocén képződményeké 0,60 % 3 mérés átlagaként. Ezek szerint a neogén képződmények ebben a mélységintervallumban éppen elérték az intenzív kőolajképződés megindulásához szükséges termikus érettséget, a 0,6 % értékű vitrinitreflexiót. A felsőkréta és a felsőtriász képződmények ugyan ezen mélységközben már a kőolajképződés fő fázisának kezdetén vannak. A vitrinitreflexió adatok tanúsága szerint a jelenleg 2,5 - 3 km mélységben lévő felsőtriász képződmények kerogénjének termikus érettsége csak kis mértékben tér el a fiatalabb képződményektől ugyanabban a mélységtartományban. Ez a tény arra utal, hogy a Nagylengyel-típusú kőolajok anyakőzeteiként számításba jövő felsőtriász /raeti/ képződmények a neogén időszakban kerültek először olyan mélységbe, amelyben kőolajat képezhettek. Az egymástól korban jelentősen eltérő képződmények viszonylag kis termikus érettségbeli különbsége alapján indokoltan feltételezhető, hogy a felsőtriász üledékképződést követően a nagylengyeli szerkezeti kiemelkedés területén eleve jelentősen kisebb volt a jura - felsőkréta - paleogén képződmények vastagsága, mint a kiemelkedést szegélyező bak - novai süllyedék területén, ha ezek a képződmények -főleg a paleogén - a kiemelkedés területén egyáltalán képződtek. A 3 km-nél nagyobb mélységben lévő triász képződmények termikus érettsége valószínűleg nagyobb

lehet, mint az ugyanazon mélységben lévő neogéné.

IRODALOM

Hasonló hőtörténeti viszonyok eredményeztek felhalmozódásokat a bécsi medencében /LADWEIN, 1988/ a jura korú anyaközetekből. Az anyaközetek mennyiségi kritériumait is kielégítő, 1-4 s% szerves széntartalmú és nagy bitumentartalmú /1000-3000 ppm/ felsőtriász /raeti, raeti-nóri/ anyaközeteket ismertünk meg Nagylengyel területén.

E tanulmány lényeges szénhidrogén-földtani következtetése az, hogy a tanulmányozott területen az ismert kőolajkészletek döntően nagy hányadát képező Nagylengyel-típusú kőolajok nem a neogén és a felsőkréta korú képződményekből, hanem a felsőtriász anyaközetekből származnak. A genetikai vizsgálatok eredményei KERTAI /1972/ hipotézisét igazolták és összhangban vannak DUBAY /1962/ és GRÁF /1981/ interpretációjával. Az a tanulmányozott területen feltárt lehetőség, hogy a felsőtriász képződmények hazai méretekben viszonylag nagy kőolajkészletek generálására voltak képesek, meggondolandóvá tehetik a szénhidrogénkutatás orientálását a nagylengyeli mezozoós szerkezet belsejének irányában illetve a nagylengyellivel analóg helyzetű képződmények megismerése felé más területeken.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönettel tartozom a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalatnak a genetikai vizsgálatokhoz szükséges minták biztosításáért és a vizsgálatok költségeinek fedezéséért, BERNÁTH Zoltánné geológusnak /KFV/ a minták kiválasztásáért, ANLAUF József technikusnak /SzKFI/ a desztillációs vizsgálatok elvégzéséért.

- BOLZAY I. /1973/: A nagylengyeli kőolajmező folyadék-földtani viszonyai. Kandidátusi értekezés
- DAVIS, J.C. /19 /: Statistics and data analysis in geology. John Wiley and Sons Inc. New York
- DUBAY L. /1962/: Az Észak-zalai medence fejlődéstörténete a kőolajkutató-sok tükrében. Földtani Közlemények 92/1/:15-39.
- DUBAY L. /1963/: Geotermikus viszonyok a nagylengyeli területen. Bányászati és Kohászati Lapok 1:47-51.
- EGLINGTON, G. - MURPHY, M.T.J. /1969/: Organic Geochemistry, Springer Verlag, Berlin.
- GRÁF L. /1981/: Szosztav nefteji zadunaj-szkoj oblasztyi V.N.R. i ih proizvodzheniya. Geologija nefti i gaza 2.
- HOLCZHACKER K. - KONCZ I. - FISCH I. /1981/: "A stabilszénizotóparányadatok felhasználási lehetőségei. Kőolaj és Földgáz 14/114/, 6:178-186.
- KERTAI Gy. /1972/: A kőolaj és a földgáz vegyi összetétele és keletkezése. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- LACZÓ I. /1982/: Magyarországi vitrinit-reflexió adatok földtani értékelése. MÁFI Évi Jelentés az 1980. évről, p.417-434.
- LADWEIN, H.W. /1988/: Organic geochemistry of Vienna basin: model for hydrocarbon generation in overthrust belts. AAPG Bulletin 72/5/:586-599.
- LAKATOSNÉ SZABÓ J. /1976/: "Magyar kőolajok porfirintartalmának vizsgálata. Kőolaj és Földgáz 9/103/, 12:370-373.
- LEENHEER, M.J. et al. /1984/: Workshop on the practical applications of organic geochemistry in petroleum exploration. Cities Service Oil and Gas Corporation, Tulsa.
- MTA GKL Jelentés /1983/: Dunántúli kőolajok biológiai marker vizsgálata
- NES, K. - WESTEN, H.A. /1951/: Aspects of the constitution of mineral oils. Elsevier Publishing Comp. Inc. Amsterdam.
- PETHŐ A. /1978/: "Die Ergebnisse der Untersuchung über die Geochemie der Spurenelemente und ihre mögliche Anwendung bei der Kohlenwasserstoff-Erkundung in Ungarn". Práce vyzkumného ústavu geologického inženýrství XXXV/1 B: 479-492, Brno
- TISSOT, B.P. - WELTE, D.H. /1978/: Petroleum Formation and Occurrence. Springer Verlag, Berlin.
- TÓTH P. - PESTI G. /in press/: Characterizing crude oils and soluble dispersed organic matters by high pressure liquid chromatography. Acta Mineralogica Petrographica p.119-130.
- VETŐ I. /1979/: Jelentés a karbonátos anyaközetek vizsgálatáról. MÁFI Adattár.

A BAKONYI EOCÉN MEDENCE SÜLLYEDÉSTÖRTÉNETE

Subsidence history of the Bakony Eocene basin in W-Hungary

BÁLDINÉ BEKE MÁRIA & BÁLDI TAMÁS

ÖSSZEFOGLALÁS

A hazai eocénmedence bakonyi töredékének bathymetriai és süllyedéstörténeti elemzését adjuk számos magfúrás alapján. A bathymetrikus tanulmányok a nannoplanktonon és molluszkákon kívül a bentoszforaminiferák /Kecskeméti és H.Kollányi/ osztrakodák /Monostori/ hasonló célú vizsgálataira és - kisebb mértékben - terepi szedimentológiai megfigyelésekre épültek. A nagy pontosságú kronológiát más tanulmányok /Bernhardt, Lantos, B.Beke/ tették lehetővé. Vizsgálataink során bizonyítást nyert, hogy a medencét - szemben a korábbi becslésekkel - a bartoni és priabonai folyamán legalább 800 m mély tenger töltötte ki, mely élénk kapcsolatban volt nyílt óceáni régióval É-ÉNy felé. A D-DK-en elhelyezkedő andezitív a medence pereméhez volt közel, és terrieren anyagforrásként is szolgált. Intenzívebb vulkáni tevékenység a bartonitól zajlott a priabonain át a korai oligocénig. Részletelesen tárgyaljuk a medence ősföldrajzi helyzetét és a medence rajzolatát meghatározó tektonikai feltételeket is.

ABSTRACT

Based on palaeoecological and, on a less extent, sedimentological analyses of boreholes and outcrops, bathymetric conclusions are drawn for marine basins of Lutetian to Priabonian age /Middle to Late Eocene/, located in Hungary between the Danube and the Alps. The bathymetric studies have been based on molluscs, foraminifers, ostracods, nannoplankton, as well as on some sedimentological criteria. We prove the existence of a more than 800 m deep sea during Bartonian and Priabonian times /earliest estimations described these depressions as shallow marine basins, with less than 200 m depth/. Traces of Bartonian - Priabonian andesitic volcanic activity is also recorded on the basis of thin tephra intercalations in hemipelagic marls. Palaeogeographic setting, tectonic control of basin patterns are also discussed in details. Chronology is based on latest results of magnetostratigraphic and plankton stratigraphic studies, carried out in the Bakony Eocene Basin.

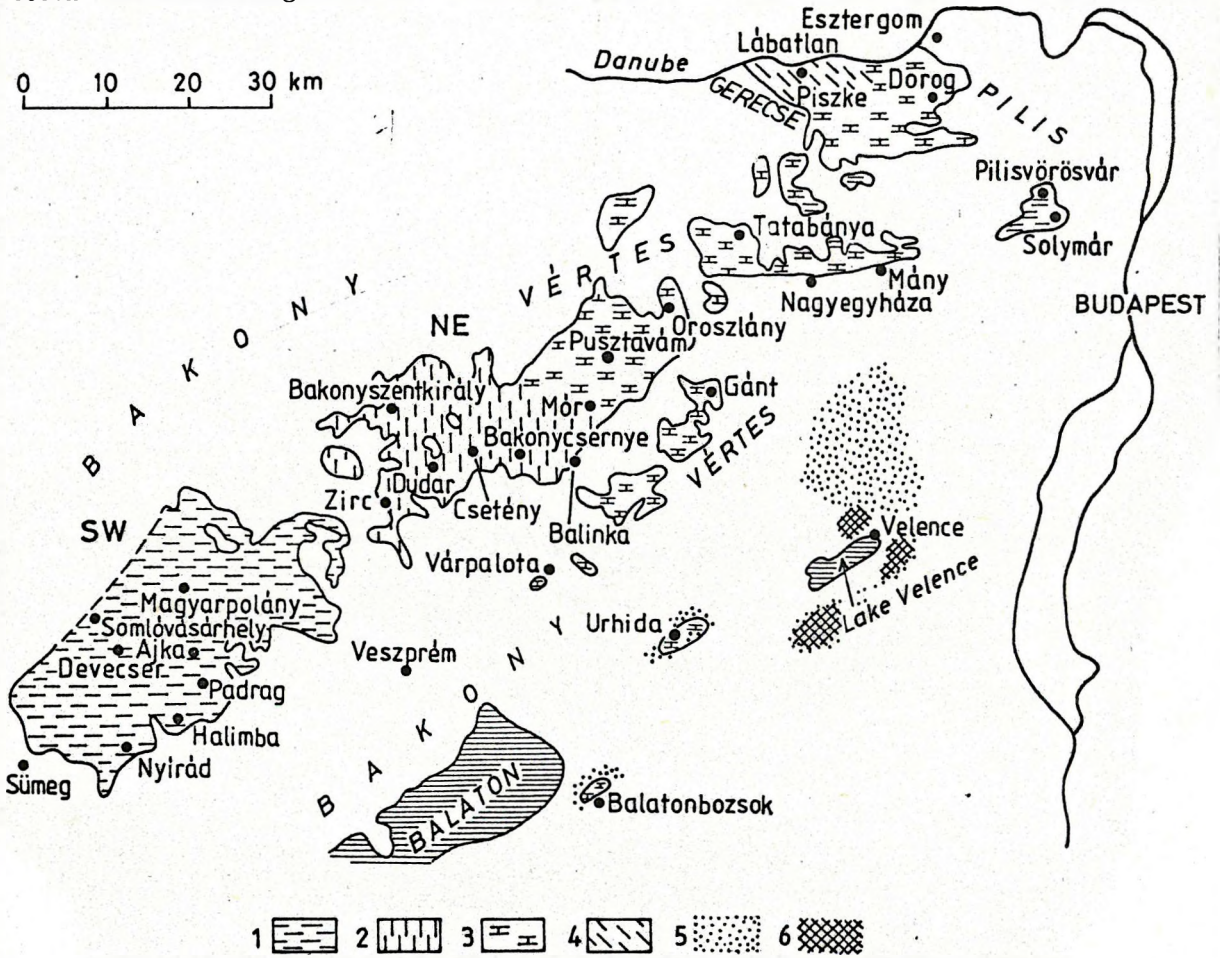
Báldiné Beke M., Magyar Állami Földtani Intézet, 1142 Budapest,
Hátsóterület 14.

Báldi T., ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék,
1053 Budapest, Hűvösvölgyi út 4/A

BEVEZETES

A Bakony-hegységben a felszínen és a kisebb felszín alatti mélységekben /1. ábra/ csökkentsósvízi, self- és hemipelágikus eocén üledékek elterjedtek, főleg a "szinklinális" régióban. A néhány száz méter vastag rétegsorok egy nagyobb eocén medencében képződtek, mely utóbbit poszt-eocén tektonikai mozgások darabolták fel.

Az eredeti eocén medence kontúrjai a poszteocén tektonikai "overprint" /felülírás/ miatt nagyrészt nem rekonstruálhatók, de annyi bizonyosnak tűnik, hogy nem korlátozódtak a Bakony-hegység területére, hanem egy, a Szlovéniától a Zalai-medencén át egészen a Budai-vonalig /Székesfehérvár-Budapest-Vác, BÁLDI - NAGY-MAROSY 1976/ húzódo hossz tengelyű nagyobb depressziót alkottak. A Velencei-tó kör-



1. ábra. Felszíni és felszín közelben található lutéciai - korai priabonai képződmények a Bakony hegységben és a Bakonytól keletre. A késő priabonai transzgressziós sorozatot lehangyztuk. Jeluks: 1.Eocén a DNY Bakonyban /self mészkő, hemipelágikus márga és fluxoturbidit/ 2.Eocén az EK Bakonyban /parti és terrigen selfüledékek, hemipelágikus márgák/ 3.Csak selfüledékekkel jellemzett terület, legfelső lutéciai, vagy bartonitól korai priabonaiig 4.Priabonai Piszkei Márga olisztostromákkal 5.Sztratovulkáni és piroklastikus andezit, üledékekkel /vastagság meghaladhatja az 500 m-t/ 6.Szubvulkáni andezitek

Fig. 1. Lutetian to Early Priabonian formations on or near surface in the Bakony Hills and NE of the Bakony. Late Priabonian transgressive succession is omitted. Captions: 1.Eocene sequence in the SW Bakony /Shelf limestone, hemipelagic marl and fluxoturbidites/ 2.Eocene sequence in the NE Bakony /coastal and terrigenous shelf sediments, hemipelagic marls/ 3.Area, where there are latest Lutetian or Bartonian to Early Priabonian shelf sediments only 4.Priabonian Piszkei Marl with olistostromes 5.Stratovolcanic and sedimentopyroclastic andesites /thickness can surpass the 500 m/ 6.Subvolcanic andesites

nyékén, a Balatontól délre és Zalában bartoni-priabónai andezites sztratovulkáni összletek özegélyezték, melyek jelenleg nagyrészt a Pannóniai-medence aljzatában, nagy mélységben épp az említett tektonikai "overprint" következményeként.

Ezzel az eocén andezites ívvel újabban több tanulmány foglalkozik /DARIDA-TICHY 1987, 1988/.

A bakonyi medence É-i, ÉNy-i határát poszteocén tektonikai lenyesés adja.

Az eocén végéig összefüggő medence első tektonikai szétदारabolása már a paleogénben megtörtént, mivel a felsőoligocén üledékek az eocén különböző mélységig lepusztult foltjaira, vagy magára a mezozoikumra települnek. Ezt találjuk a Bakony-hegységben és attól ÉK-re is. A jelenséget TELEGGDI-ROTH /1927/ infraoligocén denudációnak nevezte el az utóbbi területen végzett úttörő tanulmányi alapján.

A neogénben folytatódott a tektonikai szétaprózás főleg "horsztr-gráben" típusú struktúrák létrejöttével. Hangsúlyozandó, hogy a bakonyi és általában az összes eocén előfordulás elterjedésének jelenlegi rajzolatát kizárólag a neogén /kis mértékben poszteocén - paleogén/ tektonikai "overprint" szabályozza, így az eocén üledékek /fáciesek/ mai elterjedésének kevés köze van az eredeti eocén medence konfigurációjához. A korai oligocén, majd a neogén antiklinálisról illetve horsztrokról az eocén részben, vagy teljesen lepusztult, míg a grábenekben megőrződött.

Olyan medence süllyedéstörténetének rekonstrukcióját kíséreljük meg tehát, amelynek ősföldrajzi határait, sőt környezetét nem ismerjük igazán, eltekintve néhány újkeletű, palinspasztikus célzatú, tektonikai spekulációtól /BÁLDI 1982, 1983, KAZMER - KOVÁCS 1985, BALLA 1987, ROYDEN - BÁLDI 1988/.

A bakonyi eocén üledékek legalsó rétegeiben gazdaságilag jelentős bauxit- és kőszénkincs rejlik, az üledékek igen fosszília gazdagok. Ezért a múlt századtól kezdődően értekezések, jelentések

hosszú sora foglalkozik a témával. A tudománytörténeti áttekintés azonban nem lehet feladata e rövid értekezésnek. A hatvanas évek elejéig kialakult képet SZÓTS /1956/ és VADASZ /1960/ foglalta össze. Vörös fonalként végighúzódt az akkori idők sztratigráfiai felfogásán az a tévedés, mely a bakonyi eocén mélyebb részét a cuisai /=yprézi/ emeletbe helyezte. Kecskeméti nagyforaminifera-vizsgálatai világítottak rá első ízben arra, hogy a bakonyi eocén mélyebb rétegei - ha szerinte nem is mindenhol - de általában nem idősebbek a lutéciennél /KOPEK - KECSKEMÉTI - DUDICH 1965/. Ezen a rétegtani csapáson továbbhaladva készültek KOPEK /1980/, majd KECSKEMÉTI /1982/ monográfiái, DUDICH /1977/ összefoglaló tanulmánya.

A bakonyi eocén korszerű rétegtanának kidolgozását BÁLDI-BEKE M./1984/ nyújtotta nagy részletességű nannoplankton vizsgálataival. Ennek további finomítása a planktonforaminiferák és magnetosztratigráfia segítségével épp a közelmúltban készült el /BÁLDI-BEKE et al. 1989/.

A bakonyi eocén egyike a kronológiailag legjobban ismert magyarországi képződményeknek. Mindez nagy mértékben elősegíti a süllyedéstörténet pontosabb felrajzolását. Lehetővé teszi továbbá a Kopek, Kecskeméti és Dudich nevével fémjelzett progresszív eredmények meghaladását is.

Mint az alábbi értekezésből ki fog tűnni, részben gazdasági /bauxit, kőszén/, részben paleontológiai /szép, szubtrópusi self-fauna/ indíttatásból csak a bakonyi eocén idősebb litorális és selfüledékeivel foglalkoztak behatóan. Emiatt torz kép alakult ki a bakonyi eocénról, amelynek 50-80 %-át batiális, hemipelágikus márgák építik fel és a self üledékei csak 20-50 %-kal vannak reprezentálva. A márgák batiális eredetét nem ismerték fel. Igaz, hogy az említett infraoligocén és neogén denudációk sok helyen épp a rétegsorban magas helyzetű márgákat távolították el elsőként, azért ritka a viszonylag ép rétegsor. A medence rekonstrukciójánál azonban a márgák jelen-

tősege meghatározó /BÁLDI - BALDI-BEKE 1985/. A nagyforaminiferák zónái a self-fácieshez kötődnek, és mint "assemblage" /együttes/ zónák határai a fáciesváltások sok által meghatározottak. Ily módon e zónák sok esetben heterokronok. Ahol például a karbonátos selfkörnyezet előbb szűnt meg, egyes fiatalabbnak vélt nagyforaminifera zónák idősebbek. Minderre a plankton-biosztratigráfia magnetosztratigráfiai skálával kombinált alkalmazásai világítottak rá. Ez a helyzet például a Somlóvásárhely Sv-1. sz. fúrásban /BÁLDI-BEKE et al. 1989/.

CÉLKITŰZÉS ÉS MÓDSZER

A bakonyi eocén - mint feljebb láttuk - csupán részlete, és későbbi tektonikai "overprint"-hatások miatt szétszabdalt maradványegyüttese egy ismeretlen konfigurációjú, jóval nagyobb eocén medencének. Ennek ellenére első lépésben a Bakonyra korlátoztuk vizsgálatainkat, s a Móri-árokktól EK-re elterülő, valamint a Pannon-medence aljzatából Zalában ismert fragmentumokat a jelen értekezésben nem tárgyaljuk.

A célunk az, hogy a Bakonyból ismert medencerészlet eocénbeli süllyedéstörténetét rekonstruáljuk a foraminifera-, ostracoda-, molluszkafauna és nannoflóra ökológiai-batimetrikus elemzése, valamint a rendelkezésre álló szedimentológiai bélyegek kombinációja alapján. A kezdeti lépéseket már korábban megtettük /BÁLDI és BALDI-BEKE 1985/, de akkor csak a nannoplankton és a planktonforaminiferák mennyiségének durva becslése alapján. Most jóval több szelvényt vizsgáltunk meg - ideértve egyes felszíni feltárásokat is - részletes paleoökológiai és üledékföldtani elemzésekkel.

Nevezéktani tekintetben a self külső peremének, a "shelf break"-nek a jelenkori világátlagát, a 130 m-es tengermélységet vettük alapul a medence-self és a medence-lejtő elhatárolásában /KENNETT 1982/. Szándékosan kerüljük a "kontinentális lejtő" használatát

/GALLOWAY - HOBDAI 1983/, mivel nincs bizonyítékunk arra, hogy a bakonyi eocén lejtő környezete valóban óceáni medencébe ment-e át /bár ezt kizárni sem tudjuk/. A litorális régió és a self további batimetrikus bontására különösen a nagyforaminiferák és molluszkák alkalmasak.

A nagyforaminiferák KECSKEMÉTI /1989/ szerint az alábbi övességet indikálják:

- Alveolinák - Dasycladaceával - 10 m-ig
- vastaghéjú Nummuliteszek nagy tömegben 30-50 m mélységig
- Operculina, Discocyclina, Actinocyclus maximalisan 80-100 m mélységig. A Heterolepa dutemplei számára viszont ez a mélység elterjedésének felső határa /VAN MORKHOVEN et al. 1986/
- a nagyforaminiferák tehát a self-re korlátozódnak, de zagyárral mélybeszállításukra sok példát találtunk.

A molluszkák /1. táblázat/ körében a litorális /intertidális/ zónát indikálják az Anomia és a Brachidontes /Brachyodontes/ genuszok. Ezek egyike sem csökkentsósvízi /szemben a korábbi általános nézettel/, bár a sótartalom szélsőséges ingadozásait jól tűrik. Mindkettő intertidális, illetve néhány méter mély sekélytengerben él. Tömeges megjelenésük az eocén aljának szenes agyagjaiban esetleg mangrovét indikálhat. A szesszilis epibentoszhoz tartozó kagylók tömege a szenes agyagban úgy magyarázható, hogy azok növényi szárazhoz, gyökerekhez tapadva nőttek /v.ö. 3.2.1. Csetény Cs-61. sz. fúrás PARKER 1959, SCHOLL 1963, LITTLEWOOD - DONOVAN 1988/. Csökkentsósvízi partot /esztuáriumot, lagúnát/ a Potamididae család, Congerina, Neritina, Corbicula, Cypraea stb. jeleznek.

A selfen belül is lehetséges további tagolás a molluszkák alapján.

A medencelejtőt /batiális régiót/ indikálja a Propeamussium, számos Pteropoda és más molluszkák, melyek ma sem élnek a selfen. A batiális régió finomabb tagolása a molluszkák alapján még nincs megoldva.

A gravitációs tömegmozgás molluszkahéjakat is levihet a selfről, azért mindig az ismert legsekélyebb előfordulást kell egy adott fajnál figyelembe venni.

1. táblázat

	1	2	3	4	5
Brachidontes	+	.			
/=Brachyodontes/	+	.			
Trinacria	+				
Musculus	+	.			
Ampullina	+	.			
Neritina	+				
/=Theodoxus/	+				
Pyrazus	+	.			
Globularia	+	+			
Melongena	+	+			
Anomia	+	.	+		
Ostrea	+	.	.		
Cantharus	.	+	+		
Eucrassatella		+			
Miltha		+			
Turritella		+	+		
Chlamys		+	+		
Exogyra		.	+		
Spondylus		+	+		
Dimya		+	+		
Tubulostium		+			
Gryphaea			+		
/=Pycnodonte/			+	.	
Boussacia			+	.	
/=Vasconella/			+	.	
Lentipecten			.	+	.
/=Amussium/			.	+	.
Cryptoconus			.	+	.
Turricula			.	+	+
Nuculana			.	+	+
Cuspidaria			.	+	+
Cylichna			.	+	+
Pleurotomaria			.	+	+
Ringicula			.	+	+
Propeamussium			.	+	+
Limopsis			.	+	+
Cassidaria			.	+	+
Marginella			.	+	+
Praechyalocyclis			.	+	+

1= 0-10 m 3= 30-130 m 5= 400- m
 2=10-30 m 4=130-400 m 6= +
 7= .

1. táblázat. A gyakori eocén molluszkák nemzetségeinek batimetrikus elterjedése. A megadott értékek alapján recens batimetrikus adatok /többek között PARKER 1959, SCHOLL 1963, LE DANOIS 1948, THORSON 1957/ valamint szedimentológiai-paleoökológiai jelenségek terepi megfigyelése szolgált. Jelmagyarázat: 1. Arapályóv, parti 2. sekélyself 3. külsőself, selfperem, a lejtő felső része 4. felső lejtő, felső batiális 5. batiális, hemipelágikus 6. gyakori 7. nem jellemző, gyér

Table 1. Bathymetric range of selected common Eocene molluscan genera. Data based partly on recent bathymetric ranges /PARKER 1959, SCHOLL 1963, LE DANOIS 1948, THORSON 1957/, furthermore on sedimentological-palaeoecological field evidence. Captions: 1.intertidal, coastal 2.shallow shelf 3.outer shelf, shelfbreak, upper slope 4.upper slope, upper bathyal 5.bathyal, hemipelagic 6.common occurrence 7.non-characteristic, sporadic occurrence

Például a Propeamussiumok ismeretlenek a selfről.

Az ostracodák batimetrikus jelentőségét MONOSTORI /1988/ tanulmányozta.

A kisforaminiferák batimetrikus értékelése két módszerrel is történt. Az egyik a plankton/bentosz arány értékelése. WRIGHT /1977/ 688 minta alapján megállapította, hogy a plankton foraminiferák százalékos eloszlása a mélység függvényében egy exponenciális függvény szerint rendeződik. VAN MARLE et al./1987/ hasonló eredményre jutott, bár tanulmányi területük csak a K-indonéziai szigetvilág környéke volt. A Van Marle féle exponenciális görbe lefutása kissé eltér Wrightétól. HORVATHNÉ KOLLÁNYI - NAGYNE GELLAI /1988/ mindkét egyenletet alkalmazta a hazai foraminiferafaunák értékelésénél. A bakonyi eocén vonatkozásában H.Kollányi végezte ezeket a tanulmányokat.

A plankton/bentosz arány vizsgálata természetesen csak kritikával és korlátozottan alkalmazható. A mélységen kívül ui. nagyon sok tényező befolyásolja a fenti arányt: euxin-fácies. áramlási viszonyok /upwellings/ CaCO₃ visszaoldása stb.

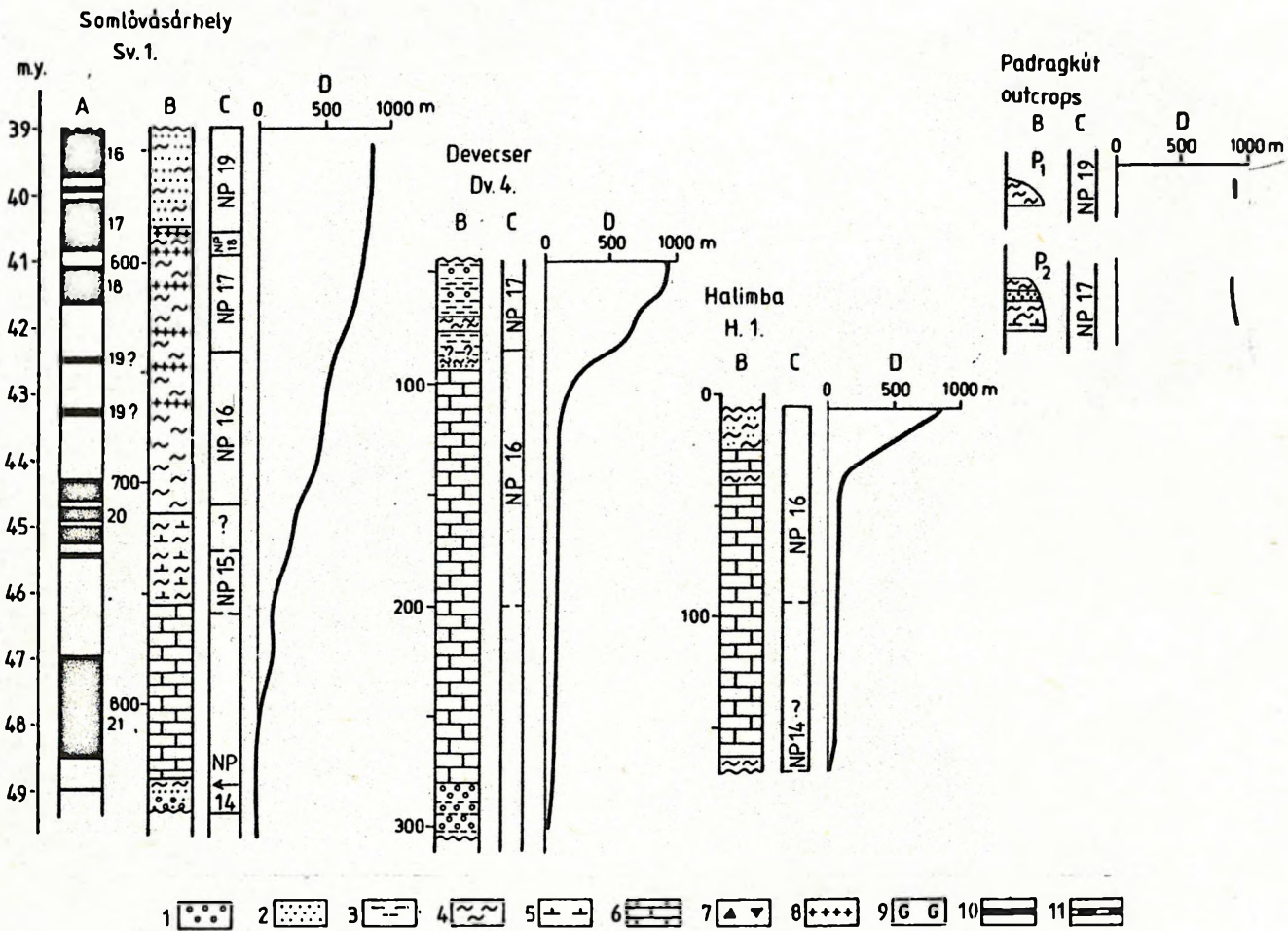
Hasznosan lehet alkalmazni ma élő bentosz kisforaminifera taxonok mélységi elterjedését az aktualizmus elve alapján. Intragenetikus és intraspecifikus morfológiai változásokat is leírtak a mélység függvényében. Igen jó forrásmunkák: BOLTOVSKOY - WRIGHT 1976, PUJOS-LAMY 1984, VAN MORKHOVEN et al. 1986. Alkalmazásuk a bakonyi eocén foraminiferákra H.Kollányinak köszönhető. Néhány mintát megvizsgált Berggren W.A. /Woods Hole, Mass./ is, akinek kiterjedt tapasztalatát e szívéssége révén kamatoztattuk munkánkban.

A nanoplankton is ad felvilágosítást a víztömegek óceáni, vagy neritikus karakteréről /BALDI-BEKE 1984/. Az erre kidolgozott görbék alkalmazása ugyancsak hasznosnak bizonyult. Az ökológiai csoportok között a számjegyek az óceánitól a partszegély irányában növekednek.

Nagyon fontos eleme a batimetrikus munkának a terepi szedimentológiai jelleg regisztrálása. Ez különösen jól alkalmazható felszíni feltárásokban, de magfű-

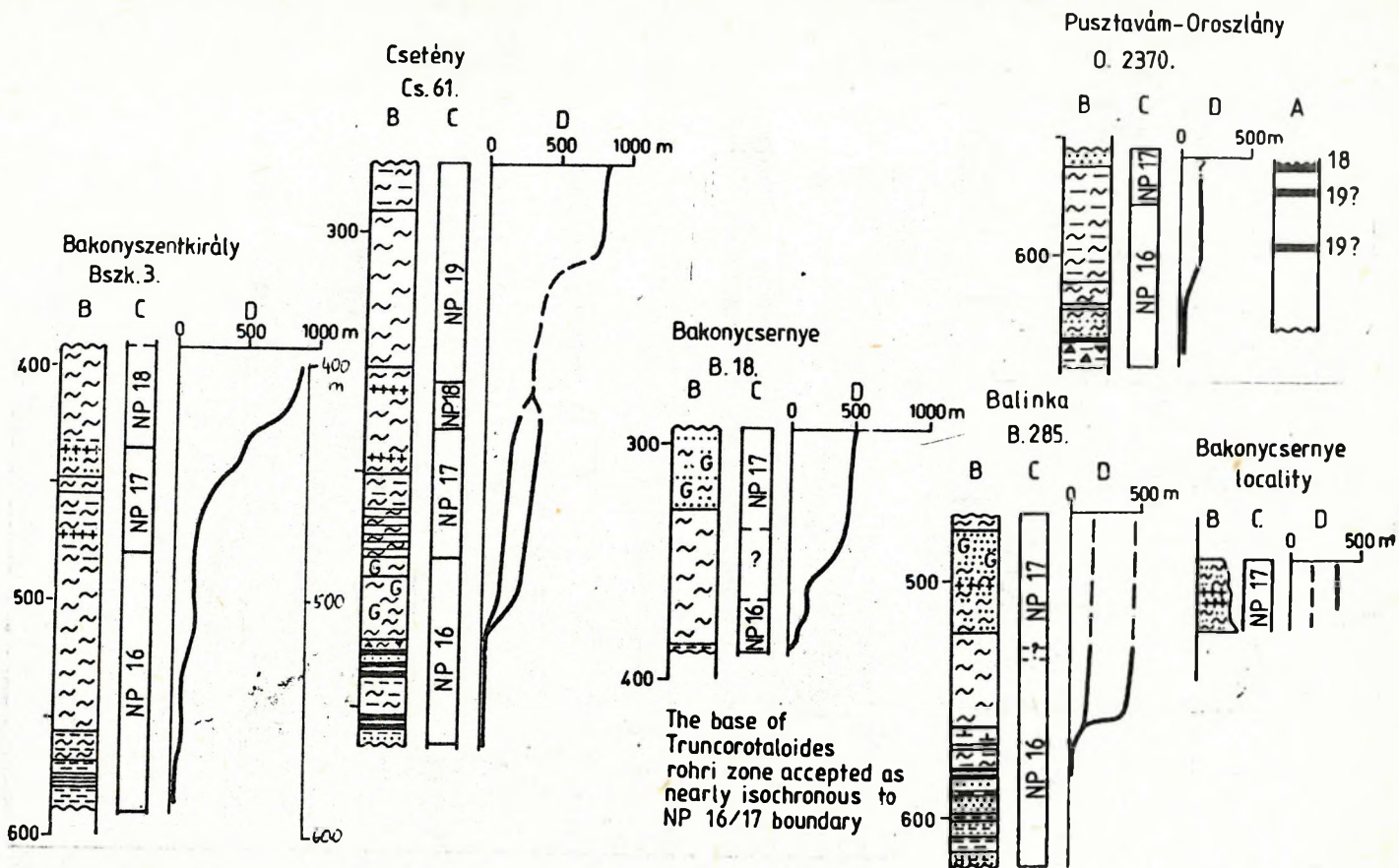
rásokon is lehetséges behatároltabb mór-
 tékben. Különösen jelentős volt a gravi-
tációs tömegmozgások dokumentumának fel-
 ismerése BÁLDI /1983, 1986/, VARGA /1982/
 és mások munkáinak megjelenéséig telje-
 sen figyelmen kívül hagytak a magyar
 paleozón vonatkozásában, téves batimet-

rikus következtetésekre jutva emiatt.



3. ábra. A feldolgozott szelvények korrelációja. Jelmagyarázat: A. mágneses anomáliák /csak az Sv-1. és O. 2370. szelvényeknél/ B. rétegsorok C. nannoplankton biozónák D. becsült tengermélység A millió év skála csak tájékozódás céljára szerepel itt /részletesen az Sv-1. fúráshoz a 6. ábrán/. A rétegsoroknál alkalmazott jelek: 1. kavics 2. homok 3. agyag 4. márga 5. mészmárga 6. mészkő 7. breccia 8. tufa 9. glaukonit 10. kőszéntelep 11. szénés agyag

Fig. 3. Correlation of the sections studied. The sequences are represented in the same scale and with real thicknesses of the layers. The observed thicknesses are in direct proportion to the time span of the deposition for each formation. For the purpose of the demonstration the NP 16/17 nannoplankton Zone boundary is accepted as isochronous level in the studied sequences. Explanations: A. magnetic anomalies /for Sv-1. and O. 2370. only/ B. sequences C. nannoplankton biozones D. estimated sea depth. The million year scale is figured here just for orientation /see Fig. 6. in detail for Sv-1. only/. Symbols used for the sequence logs: 1. gravel 2. sand 3. clay 4. marls 5. calcareous marl 6. limestone 7. breccia 8. tuff 9. glauconite 10. clay with thin coal layers 11. clay with thin coal layers



VIZSGÁLT SZELVÉNYEK ÉS AZOK BATIMETRIKUS ELEMZÉSE

A Bakony DNy-i részéből, Ajka tágabb környékéről /1. ábra/ vizsgáltunk több magfúrást /Somlóvásárhely-1, Halimba-1, Devecser-4/, valamint három felszíni szelvényt Padragkút mellett /3. ábra/. Az EK-Bakonyban számos magfúrás /Csetény-61, Bakonycsérnye-18, Balinka-285, -332, -333/ anyaga képezte a vizsgálat tárgyát, továbbá egy felszíni szelvény Bakonycsérnye közelében. Ezek a vizsgálati pontok a Zirc és Mór közötti területen helyezkednek el. A Bakony /az eocén medence/ északi, poszt-eocén tektonikával lenyesevett pereme felé, Zirc-től kb. 15 km-rel északra megvizsgáltunk egy Bakonyzentkirály határában mélyített fúrást.

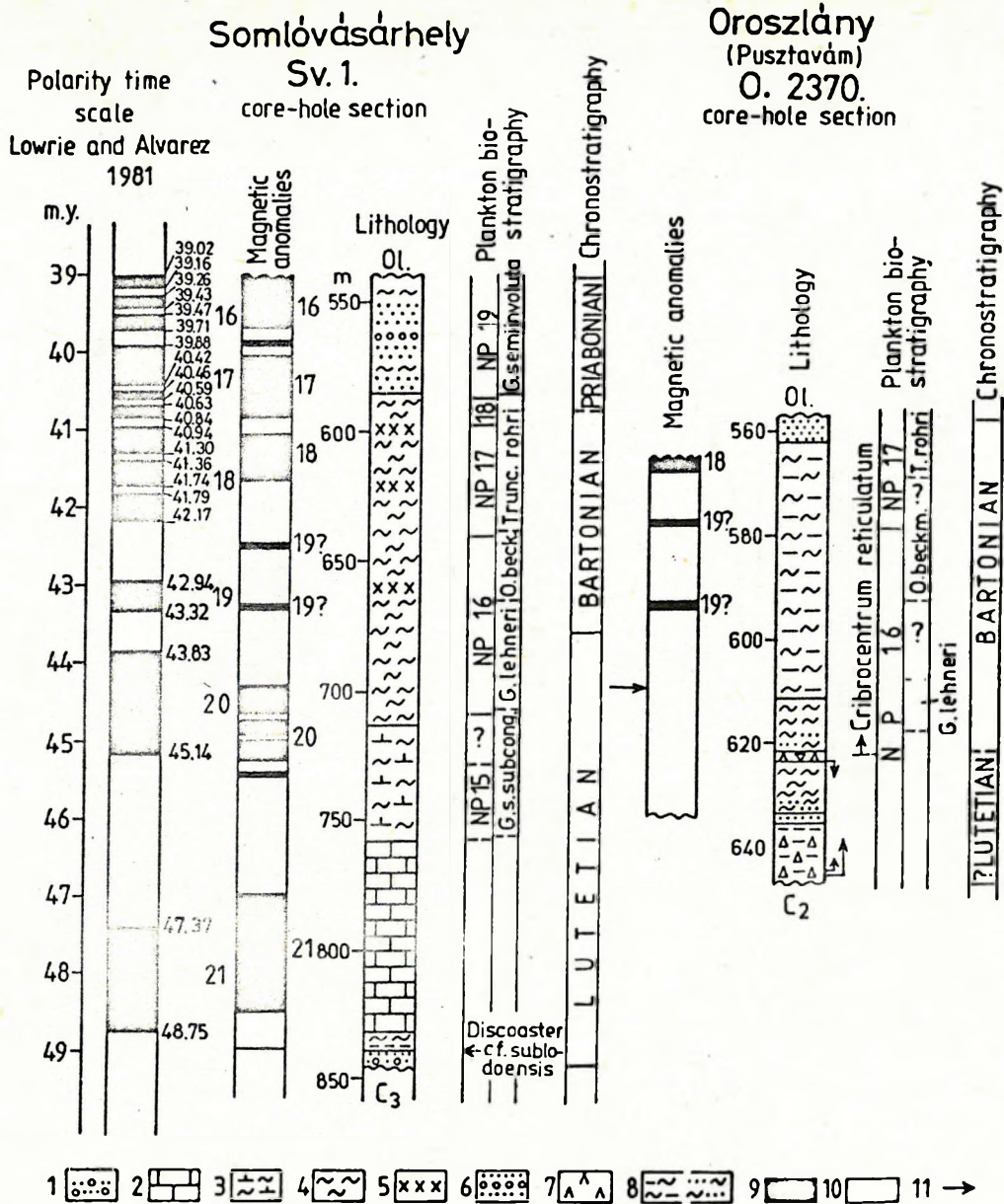
3.1. DNy-Bakony

3.1.1. Somlóvásárhely-1 sz. magfúrás

Részletes sztratigráfiai analízise a nannoplankton-, planktonforaminifera- és magnetosztratigráfiai zonációk együttes alkalmazásával már korábban megtörtént /BERNHARDT et al. 1985, 1989/ /4. ábra/. A fúrás 540-850 m közötti szakaszán, 310 m vastagságban harántolt eocént, mely diszkordánsan települ krétára és fedőjében ugyancsak diszkordanciafelület választja el az alluviális oligocéntől. Maga az eocén rétegsor folyamatos és tengeri.

A rétegsor vázlatosan az alábbi, alulról felfelé haladó sorrendben /v.ö. BENHARDT et al. 1985, 1989/:

- terrigén homokos pélit /Darvastói Formáció/, alig 20 m vastag
- biogén self-mész /Szóci Mész /80 m
- Meszes márga, glaukonitos /Padragi Márga, alsó/ 40 m
- globigerinás márga /Padragi Márga, középső/ 120 m



4. ábra. A bakonyi eocén kronológiája a Somlóvásárhely Sv-1. sz. fúrás magneto- és plankton biosztratiográfiája alapján. Plankton biozónák Martini és Bolli zonációja szerint. Hasonló zonáció az Oroszlány O-2370 sz. fúrásra, mely a Bakonytól EK-re lévő területnek self üledékeit képviseli. A bakonyi eocén rétegsor felső kétharmada hemipelágikus eredetű. Jelkulcs: 1.terrigén parti és partközeli üledékek 2.self mészkő 3. glaukonitos márga, a külső self és felső lejtő üledéke 4.hemipelágikus márgás aleurit 5.tufalemez, vagy vékony tufás rétegek 6.fluxoturbidites homokkő és turbidit 7.terrigén partszegélyi üledékek, vékony kőszénzsinórokkal felül 8.homokos, márgás selfüledék 9. és 10.mágneses anomáliák, normál és fordított 11.egyponos mágneses átfordulás

Fig. 4. The chronology of the Bakony Eocene, as based on the magnetostratigraphic, plankton and nannoplankton zonation of the Somlóvásárhely-1 corehole section after BERNHARDT et al. 1985, 1989/. Plankton biozones after Martini's and Bolli's scales. The same zonation NE of the Bakony, near to Oroszlány, - where contemporaneous Eocene is exclusively built up of shelf sediments - has been also figured. The upper two thirds of the Bakony Eocene is of hemipelagic origin. Captions: 1.terrigenous coastal and near shore sediments 2.shelflimestone 3.glaucanitic marl of the outer shelf and upper slope 4.hemipelagic marly silt 5.tuff-laminae or thin tuffitic layer 6.fluxoturbiditic sandstone and turbidite 7.terrigenous coastal sediment with thin coal seams on the top 8.shelf marly sand and sandy clayey marl 9. and 10.magnetic anomalies, normal and reversed 11.single point magnetic reversal

- homokos márga, fluxoturbidites /Padragi Márga, felső/ 50 m

A szelvény batimetrikus elemzését végezték /5. ábra/:

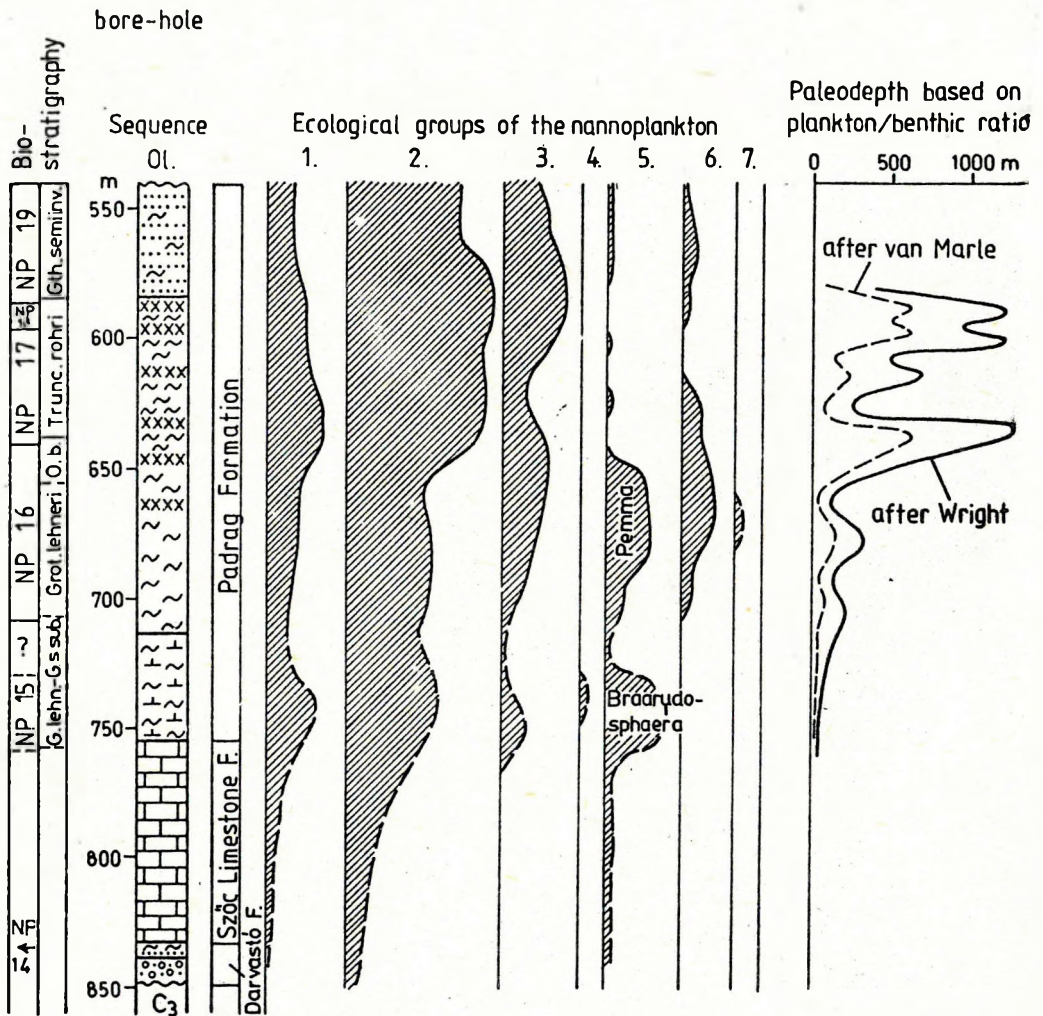
- terepi szedimentológia /Bernhardt, Báldi/
- nannoplankton /B. Beke/
- kisforaminiferák /H. Kollányi/ /in: H.Kollányi - N.Gellai, 1988/
- nagyforaminiferák /Kecskeméti/
- ostracodák /Monostori/

- molluszkák, makrofauna /K. Körmerdy 1986, határozás, ökológiai értékelés és határozás Báldi/

A. Terrigén homokos pélit, gyéren kavicsokkal / 20 m /.

Diszkordánsan települ a krétára. Feltűnnek benne az Alveolina és Nummulites genuszok 10 méternél sekélyebb, marin környezetet indikálva. A molluszka fauna /Anomia, Brachidontes, Trinacria, Musculus, Cardium stb./ sekélyszublitorális, part-

Somlóvásárhely Sv.1.



5. ábra. A Somlóvásárhely-1 sz. magfúrás szelvénye. Bio- és magnetosztratigráfia BENHARDT et al. /1985, 1989/ szerint. Jelmagyarázat /adatok a mélységbecsléshez/: 1.Alveolinák 10 m-nél sekélyebb tengert jeleznek 2.Dasycladaceae előfordulása 40 m-nél sekélyebb tengerben 3.sekély szublitorális ostracodák /0-40 m-es tenger-mélység/ 4. és 5.jelentős glaukonitosodás 80-100 m-es mélységtől lefelé 6.nagyforaminiferák tömeges előfordulása 90-100 m-nél sekélyebb tengerre korlátozódik 7.Nummulitesek elvétele, legfeljebb 150 m-es mélységig 8.glaukonitosodás 400 m-nél mélyebben nem fordul elő 9.Propeamussium /kagyló/ 150 m-nél mélyebb tengerben van 10. és 11. batiális környezetből származó ostracodák 12.Agrenocythere /ostracoda/ 600-800 m-es mélységben gyakori 13.Heterolepa dutemplei /foraminifera/ gyakori előfordulása 100-600 m-es mélységközt jelez

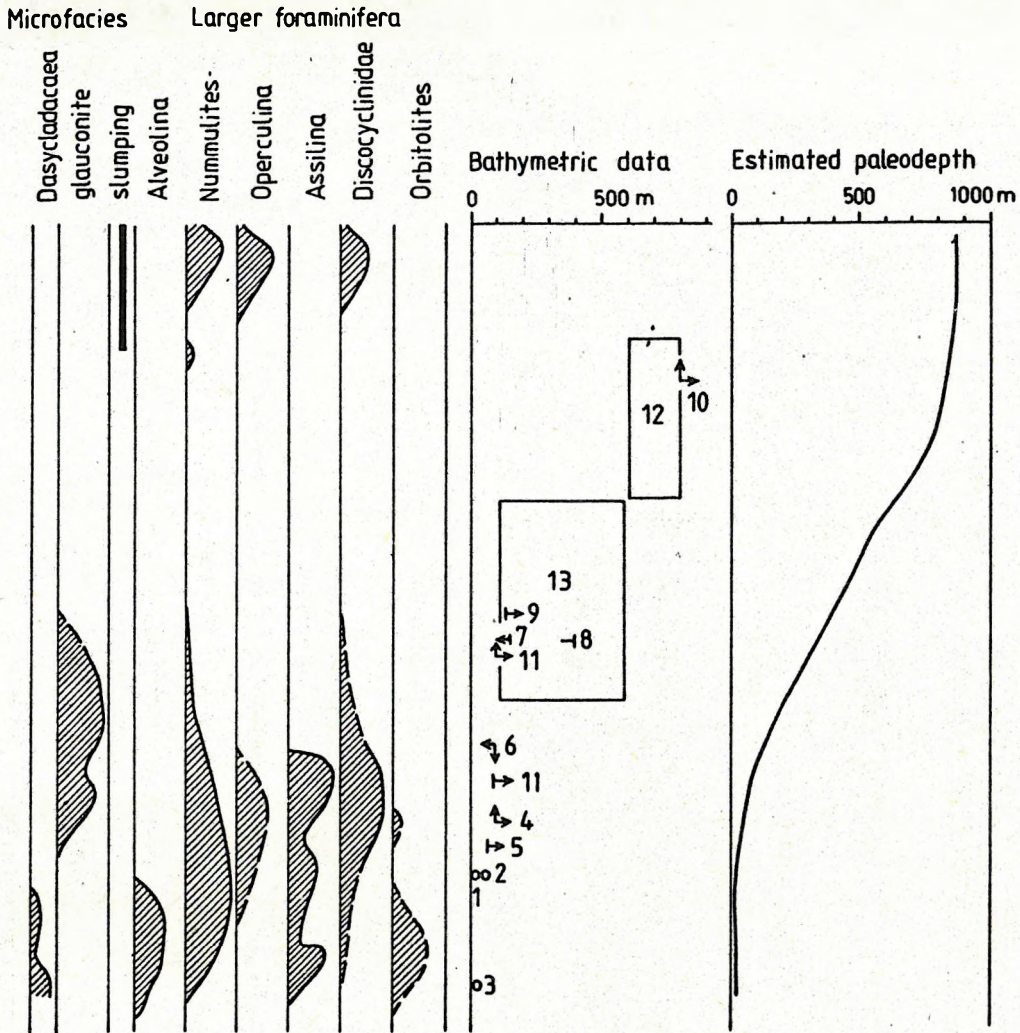


Fig. 5. The Somlóvásárhely-1 corehole section, bio- and magnetostratigraphy after BERNHARDT et al. /1985, 1989/. Symbols see at Fig. 4. Explanations: 1. Alveolinae indicate sea depth shallower than 10 m 2. Dasycladacea indicate sea depth shallower than 40 m 3. shallow sublittoral ostracods /0-40 m depth/ 4. and 5. wide spread glauconitization occurs at 80-100 m depth and deeper 6. abundant occurrence of larger foraminifera is restricted to waters shallower than 90-100 m 7. Nummulites deepest sporadic occurrence is 150 m 8. no glauconitization below 400 m 9. Propeamussium /pelecypod/ occurs below 150 m 10. and 11. ostracods of bathyal origin 12. common occurrence of *Agrenocythere* /ostracod/ in 600-800 m sea depth 13. common occurrence of *Heterolepa dutemplei* indicates 100-600 m depth interval

brakk, bár a sótartalom szélsőséges ingadozásait az *Anomia*, *Brachidontes* és *Cardium* időlegesen eltűrhetette. Ugyanez állítható az itt talált ostracoda faunákról is /*Schizocythere*, *Monsmirabilis*, *Leguminocythereis*, *Cytherella*, *Bairdia*, *Xestoleberis*/.

Ez a szint az eocén transzgresz-sziójának dokumentuma. Időpontját B. Beké a *Discoaster* cf. *sublodoensis* /NP-14-es

nannozóna/ és Lantos a 21-es mágneses anomália alatti reverz szakasz kimutatásával /C-21-es polaritási kronozóna/ pontosan datálta a lutécien legelejére, 49 millió évre helyezve azt /BERNHARDT et al. 1985, 1989, BALDI-BEKE et al. 1989/. Ennél idősebb tengeri, vagy paralikus /tengermelléki/ paleogén rétegek ismeretlenek a Bakonyból éppúgy, mint az egész, nagy eocén medence területéről. Ez a 49

millió év /legalsó lutécien/ egyben a medencesüllyedés kezdetének dátuma is a DNy-i Bakonyban. A süllyedés egyes területeken később kezdődött, de előbb sehol sem.

**B. Biogén self-mész-kő /Szőci Mész-kő/,
80 m vastag**

Folyamatosan települ az "A" szintre. A karbonátos self térhódítását indikálja. A self mélysége azonban nem volt állandó, lassú süllyedése a paleoökológiai analízis fényében világossá vált. A mész-kő alsó rétegeire korlátozó Alveclinák tömegei 10 m-nél sekélyebb tengerben éltek. A mész-kőben felfelé haladva átadják helyüket a Nummuliteszeknek, majd az átlagos hullámbázisnál mélyebben /10-100 m között/ tenyésztett Discocyclus

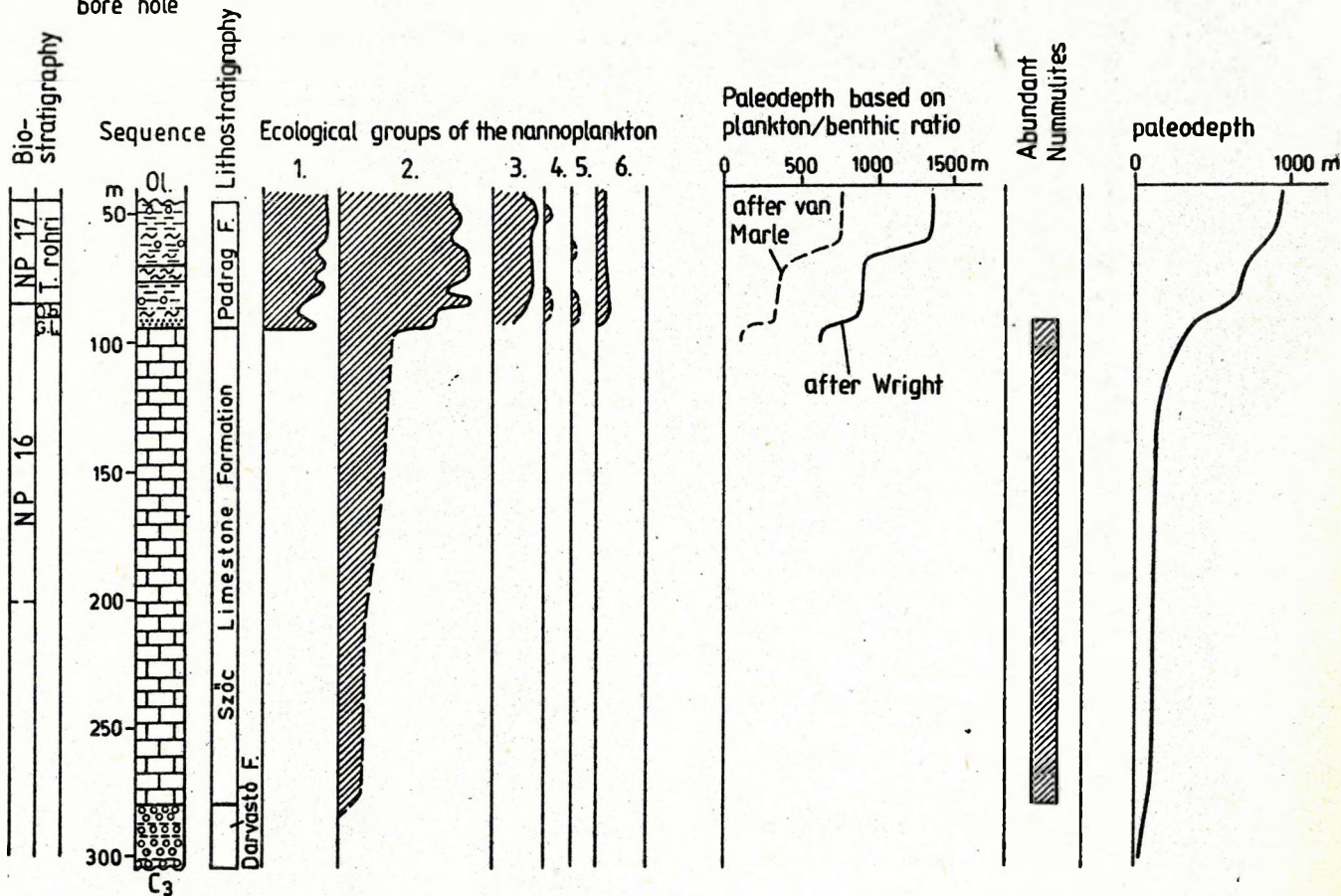
féléknek. A mész-kő felső rétegeiben megjelennek a glaukonitszemcsék, melyek felfelé egyre gyakoribbá válnak, jelezve a karbonátos self peremének mind nagyobb közelségét. Jellemzőek a selfen otthonos molluszkák /három fajba tartozó Chlamys, Tubulostium spiruleum, szórványosan Exogyrák a selfperem felé/. Zátornyak nyomát ezen a helyen nem találtuk.

C. Meszes márga /alsó Padragi Márga/ 40 m

Fokozatosan fejlődik ki a self-mész-kőből. Igen gazdag glaukonitban, ami a selfperem és a felső lejtő áramlásokkal erősen mosott környezetét idézi /kb. 130-150 méteres tenger mélység/. A nagyforaminiferák ebben a szintben - leszámítva a legalsó rétegeket - már nincsenek jelen.

Devecser Dv.4.

bore hole



6. ábra. A Devecser-4 sz. magfúrás szelvénye. A mélységbecslést kivéve BALDI-BEKE 1984 alapján

Fig. 6. The Devecser-4 corehole section /after BALDI-BEKE 1984, except depth estimation/. Symbols see at Fig.4.

A plankton és bentosz foraminiferák aránya közelítően a 130-150 m-es mélységet indikálja /5. ábra/. A molluszkák körében gyakoriak a felső lejtő áramlásos vizét kedvelő epibentonikus formák /Dimya, Exogyra, Spondylus, Chama, Gryphaea, Tubulostium/. A szint felső határánál megjelenik a Propeamussium nemzetség, mely nem él a selfen. Batiális milióre utal az Amussium /-Lentipecten/ is.

Ez a szint jelzi a selfperemi fáciest és annak átmenetét a medence-lejtő környezetébe. Kora az NP-15 nannozóna alapján kb. 45-46 millió év /4. ábra/.

D. Globigerinás márga /középső Padragi Formáció/ /120 m/

A 20-as anomália idején, az NP-16 nannozóna kezdetekor /45 millió éve/ a késői lutécienben teljesen uralkodóvá válik a globigerinás márga lerakódása, tehát a batiális környezet. A márga fiatalabb szintjéből már teljesen hiányzik a glaukonit /300-400 m-nél mélyebb tenger/, míg ugyanitt vékony tufabetelepülések észlelhetők. Lehetséges, hogy az utóbbiak egyidejű erupciók tufájából keletkeztek. A gyengén mozgó mély vízben a tufarétegek, -lemezek épenmaradtak. A vulkanogén szemcsék valószínűleg a Zala-Velencei hegységi andezitív erupciós termékei.

E szinttáj középső és felső részében a planktonforaminiferák a teljes foraminifera faunának több mint 90 %-át is kitehetik. A Van Marle-főle egyenlet szerint a tenger mélysége 500 m-nél nagyobb volt, míg Wright görbéje szerint ez az érték elérhette az 1100 métert is. A globigerinás márga mélyebb része azonban a Heterolepa dutemplei előfordulása alapján aligha rakódott le 600 m-nél mélyebb vízben, ugyanitt a glaukonit kimaradása alapján a tenger 400-600 m mély lehetett. A felső globigerinás márgában az Agrenocythere /ostracoda/ uralkodó előfordulása 600-800 m mély tengert indikál. A gyér molluszka faunában a több fajba tartozó Propeamussium-ok, három Pteropoda taxon - köztük a nagyméretű, kihalt Prachyalocyclus - jelzi a batiális régiót. A gyéren előforduló egyéb

molluszka taxonok /Nuculana, Ringicula, Cylichna, Dentalium/ is jellemzőek - ha nem is kizárólagosan - a batiális környezetre. A nannoflórában a globigerinás márga képződése idején a neritikus taxonok háttérbe szorulásával egyidejűleg jellegzetes óceáni együttes válik uralkodóvá /5. ábra/.

E. Fluxoturbidites, homokos márga /felső Padragi Formáció/ 50 m

Cravitációs tömegmozgással felhalmozott, durvahomokos márga, vagy márgás homokkő, nagyon sok vulkáni eredetű /amfibol, biotit, földpát/ szemcsével. A benne található ősmaradványokat sűrű zagyár sodorta el a külső selfről: nagyforaminiferák /Discocyclus, Operculina, Nummulites/, molluszkák /Marginella, Natica, Cerithium, Tubulostium, Musculus/ allochton helyzetben. Egyedül az óceáni jellegű nannoplankton őrzi a mélytengeri jellegét. E fluxoturbidites üsszlet a medencelejtőn, vagy annak alján halmozódott fel, annak azonban proximális részén.

Nehezen dönthető el, hogy ez a fáciés csak egyszerű laterális fácieseltőlódás-e /a hemipelágikus márga oldalasan átmegegy a többnyire keskeny és megnyúlt proximális turbidit testébe/, vagy pedig egy, az NP-19-es nannozónával, 40,5 millió éve, a priabonaiban kezdődő, nagyobb elterjedésű, turbiditképződési eseménynek a dokumentuma? A többi DNY-bakonyi szelvény szerint ilyen események már korábban, a bartoni korszakban is lejátszódtak, vagyis 42-39 millió év között gyakoriak voltak. A lehetséges okok:

- terrigén szemcsék meggyorsult ütemű behordása a lehordási terület orogenetikus-izosztatikus megemelkedése miatt
- vulkanogén szemcsék meggyorsult ütemű akkumulációja a vulkáni tevékenység felarósódése miatt
- a medence süllyedésének felgyorsulása orogenetikus-izosztatikus okok miatt /a lejtő meredekebb lett/
- globális eusztatikus regresszió /HAQ - HARDENBOL - VAIL, 1987/, mely miatt a self nagy területeiről visszahúzódott a tenger és a törmelék nagy része a lejtőre került, ahol a gravitációs tömegmozgások átülepítették.

A fenti okok nem zárják ki egymást, és esetünkben mind a négy fennállt.

/41-39 millió év között tetemes euszta-
tikus vízszintsüllyedés volt HAQ -
HARDENBOL - VAIL /1987/ szerint/.

3.1.2. Egyéb szelvények a DNy-Bakonyból

A somlósárhely-1-hez nagyon
hasonló szelvényeket fúrt át a Devecser-
4 és a Halimba-1 sz. mélyfúrás /3. ábra/.

A Devecser-4, mely kb. 250 m vas-
tag eocént harántolt /6. ábra/, abban
tér el a Somlósárhely-1-től, hogy
szelvénye szerint a biogén, selfmész-
/Szőci Mész-
kő/ képződése csaknem az NP-
16-os nannozóna végéig /alsó bartonien/
tartott /BÁLDI-BEKE 1984/. Ilymódon itt
a mész-
kő vastagsága kerekén 200 m és he-
lyettesíti a globigerinás márga /alsó
és középső Padragi Márga/ igen nagy ré-
szét. A Padragkút mellett mélyült Ajka-
206 sz. mélyfúrás tanúsága szerint a
selfmész-
kő vastagsága kb. 110 méter /7.
ábra/. A rátelepülő, selfperemet és fel-
ső lejtőt indikáló glaukonitos márgás
homokkő - mely a Somlósárhely-1 me-
szes márgájának /"C szint"/ felel meg
fáciestanilag - alig 17 m vastag. A
globigerinás márgát is helyettesítő mó-
don, fedőjébe homokkő és márga váltako-
zásából álló öszszlet települ, melyben a
homokkő turbidites, vagy fluxoturbidites
közbetelepüléseket alkot. Ez utóbbi ki-
fejlődés vastagsága 90 m, de valójában
ennél jóval nagyobb is lehetett, miután
az erózió lenyesi. A sűrűbb zagyárral,
gravitációs tömegmozgással áttelepített
homokkő egyes betelepüléseinek a vastag-
sága elérheti a 20 m-t. A fúrás 50-100
m közötti intervallumban inkább a vékony
agyagmárga-testek tekinthetők közbetele-
pülésnek, 10-50 m között viszont inkább
a márga túlsúlya jellemző, egyes vékony
homokkőpadok a normál gradáció jeleit
mutatják. A rétegsor szerint tehát a szub-
marin törmelékkúp proximális tájékát fel-
váltja a disztális régió, ami a transz-
gresszió és további medencemélyülés két-
ségtelen jele.

3.1.3. A padragkúti felszíni szelvények

A terepi felvételt Varga P.,
Bernhardt B., Báldi T., B.-Beke M., Nagy-
marosy A., Leél-Őasy Sz., Szabó S. végez-
ték. A foraminiferák batimetrikus értéke-

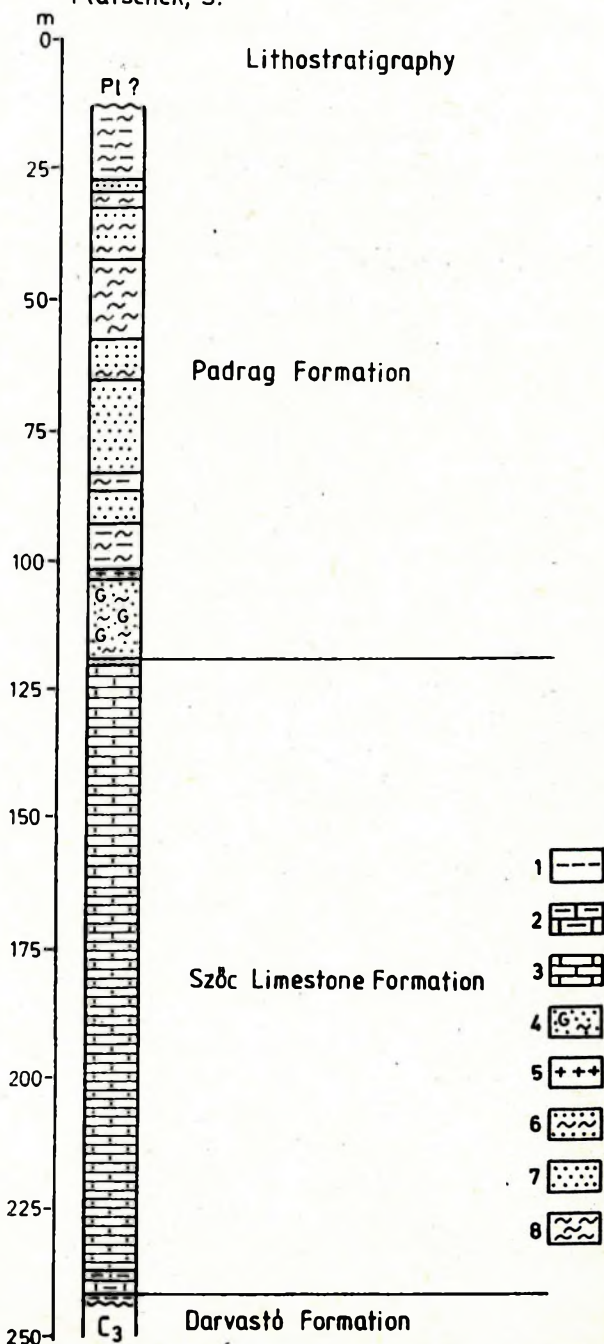
7. ábra. Az Ajka-206 sz. fúrás szelvénye
/Padragkút mellett: 8. ábra/.

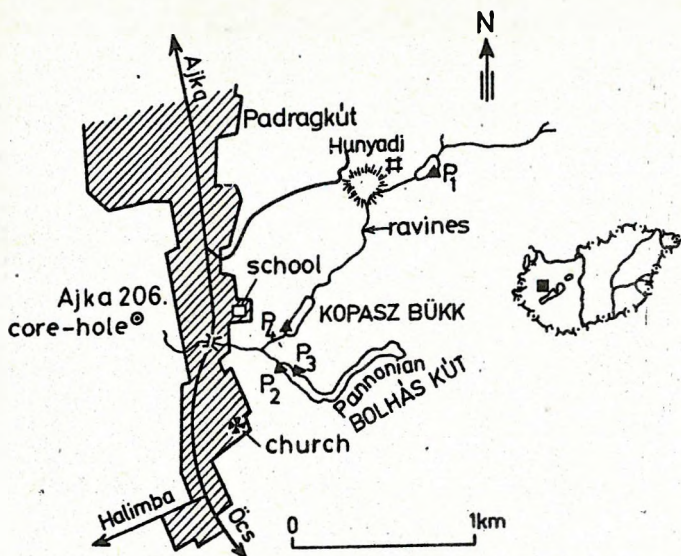
Jelmagyarázat: 1.huminites agyag 2.Mili-
olinás mész-
kő 3.selfmész-
kő nummuliteszek-
kel 4.glaukonitos-márgás homokkő 5.tufa
közbetelepülések 6.agyagmárga 7.homokkő
8.márga A szelvény felső szakasza turbi-
dites eredetű, gradált homokkő közbetele-
pülések a márgában

Fig. 7. The Ajka-206 corehole section
/close to Padragkút, see on Fig.
8./ Symbols: at Fig.4. Legend: 1.huminitic
clay 2.Miliolina limestone 3.shelf lime-
stone with Nummulites 4.Glauconitic marly
limestone 5.Tuff intercalations 6.Clayey
marl 7.Sandstone 8.Marl The upper part
of the section is of turbidite origin
/graded sandstone intercalations in marl/

AJKA A. 206.

Sequence:
Platschek, S.





8. ábra. A Padragkút melletti Padragi víz vízmosásaiban lévő feltárások helye. P₁, P₂, P₃, P₄: a lelőhelyek háromszögei

Fig. 8. The location of the surface outcrops in the ravines of the Padrag-víz, near to the village Padragkút, P₁, P₂, P₃, P₄: number of outcrops, marked with triangles. P₁: Priabonian marl P₂: Bartonian hemipelagic marls with graded sandstone intercalations of turbiditic origin P₃: Bartonian sandstone, P₄: Lutetian nummulitic limestone

lése H. Kollányi K. és Berggren W.A. érdeme, a molluszkákat Baldi T. vizsgálta. Az ostracoda faunát Monostori M., a nagyforaminiferákat Kecskeméti T. dolgozta fel. A részletes ásvány-kőzettani vizsgálatokat Szabó Cs-nak köszönhetjük /SZABÓ 1988/. Nanno-feldolgozás: B.Beke M.

E szelvényekről B.Beke M. /1989/ már készített összefoglalót az 1989. évi mikropaleontológiai kollokvium részére.

A feltárások Padragkút falutól keletre vannak a Padragi-víz nevű árokrendszer északi és déli ágában, alig 1 km-re a már említett Ajka-206 sz. fúrás helyétől /8. ábra/.

A P₁ jelű feltárás sötétszürke színű agyagot és világosszürke márgát tár fel kis vastagságban. E képződmények csak nanoplanktont és planktonforaminiferákat tartalmaznak és a priabonai emeletbe /NP-19 nannozóna/ tartoznak. A plankton/bentosz arány, illetve a Wright-

9. ábra. Padragi-víz, a hemipelágikus márga és turbidit feltárásai

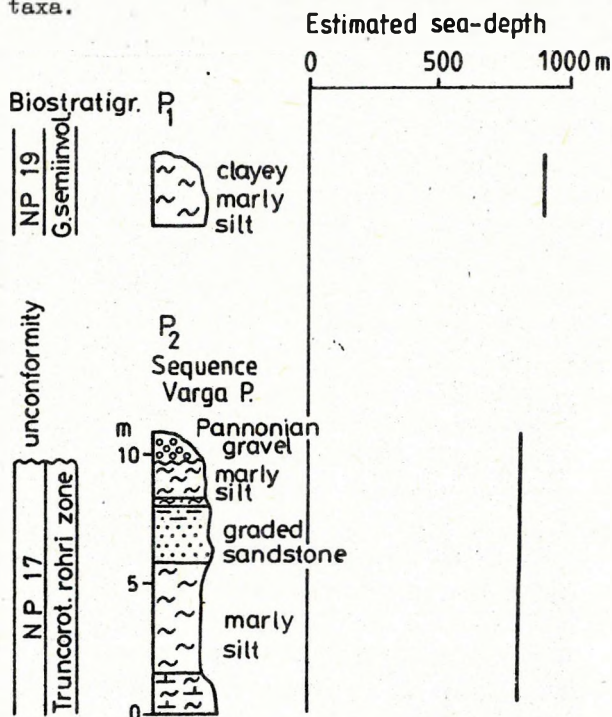
P₁: felső eocén márga, a foraminifera fauna 90%-a plankton alak, ez 800-1000 m tengermélységet jelez.

P₂: bartoni, 80-90% plankton forma a foraminifera faunában /600-1000 m tengermélység/. Mélységet jelző alakok a bentosz foraminiferák között: Nuttallides truempyi /NUTTAL/: 500-3000 m-es mélységköz, Planulina costata HANTKEN: 100-2000 m-es mélységköz /H.Kollányi adatai/. A molluszkák közül a Propeamussium és a Praehyalocyclis uralkodóak, seif-taxon nem fordult elő.

Fig. 9. Padrag-víz, surface outcrops of the hemipelagic marls and turbidites.

P₁: outcrop, Priabonian, with 90% planktonic forms in the foraminifera fauna, indicating 800-1000 m sea depth

P₂: outcrop, Bartonian, 80-90% planktonic forms in the foraminifera fauna /H. Kollányi/, indicating 600-1000 m sea depth. Bathymetric indicators among the benthic forms: Nuttallides truempyi /NUTTAL/: 500-3000 m depth interval, Planulina costata HANTKEN: 100-2000 m depth interval. Among the molluscs: Propeamussium and Praehyalocyclis are dominant, there are no shelf taxa.



féle egyenlet szerint a lerakódási mélység legalább 800-1000 m lehetett. A globigerinás márga felső részének felel meg.

P₂: a Padragi-víz DK-i ágában, a patak bal partján, több mint 10 m vastag feltárásban találjuk a bartoni Padragi Márgát /9. ábra/. Alulról felfelé haladva szürke, majd barnás színű agyagmárga van feltárva, mely alig rétegzett és vastagsága 6 m. Az "agyagmárga" elnevezés

megetévesztő, mert a 0,002 mm-nél kisebb szemcsék mennyisége 10 % körül ingadozik, míg a homokméretű szemcséké 10 % alatt marad. A kőzetet uralkodóan /74-87 %-ban/ aleuritfrakció alkotja. Az agyagásványokat kizárólag montmorillonit /szmektit/ alkotja a derivatigráfiás vizsgálatok szerint. Makrofaunát gyéren tartalmaz, de túlnyomóan a Propeamusium több faja és a nagyméretű, kihalt Pteropoda, a Prachyalocyclis tentakulitákra emlékeztető maradványai kerülnek elő. Szenesedett növényi detritusz, egy-egy ép levélnyom is ritkán előfordul. A márga igen gazdag nagyméretű, terepen is észlelhető Globigerinákban. Ezek aránya 80-90 %, ami 600-1000 m közötti vízmélységnek felel meg. A bentoszfajok közül BERGGREN /1988, levélbeli közlés/ szerint az Osangularia sp. cf. mexicana, Pullenia, Gaudryina, H. Kollányi szerint Nuttalides truempyi /500-3000 m/, Uvigerina havanensis /600-1000 m/, Planulina costata /100-2000 m/ jelzi a batiális régiót.

A márgára 2 m vastag laza homokkő települ, mely alul élesen határolt a globigerinás márga felé és normál gradációval felfelé ismét globigerinás márgába megy át. A homokkövet 65-93 %-ban homokfrakció alkotja, gyengén osztályozott. A homokszemcsék anyaga kvarc, földpát, andezit eredetű közettörmelék /plagioklász + amfibol + piroxén, mikrohologokristályos, porfíros szövettel/, amfibol, biotit. A nehézásványok a márgában és homokkőben egyaránt amfibol, biotit, ilmenit, magnetit, ortopiroxén, klinopiroxén, apatit, gránát és pirit. A homok anyaga intermedier vulkanitokból álló lehordási területre utal. Az amfibolon és biotiton észlelt egyes bontási jelenségek egyszeri, vagy akár többszöri áthalmazást valószínűsítene, tehát a vulkáni erupció nem volt pontosan egyidejű a lerakódással. A homokkőben apróbb méretű, változatos nagyforaminifera fauna van. Akárcsak a biotitlemezek, ezek is egymással párhuzamos síkok szerint ágyazódtak be, ami jelzi fluidumból való leülepedésüket. Az áramlás irányára azonban e korong alakú testekből /de az amfibolokból sem/ nem lehet következtetni. A homok-

kőbetelepülés zagyáros illetve gravitációs tömegmozgásos szállításnak köszönhető létrejöttét a mélyebb batiális rétegsorban. Atmenet a turbidites és fluxoturbidites fácies között /éles alsó határ, normál gradáció, self-fossziliák, stb./.

A homokkő fokozatosan átmegy felfelé 1,5 m vastag batiális márgába, melyben a Propeamusiumon kívül éppúgy jelen vannak a mélytengeri bentoszforaminifera, a 80-90 %-nyi planktonforaminifera, mint a homokkő alatti márgában. Ez a körülmény is igazolja a homokanyag gravitációs tömegmozgásos, zagyáros átülepítését. Ezt a márgát felül eróziós diszkordanciafelület nyesi le, melyre pannóniai /felsőmiocén/ sárga színű, kavicsos homok települ.

P₃: Padragi-víz DK-i ága, patak jobb partja

Csaknem 10 m magas meredek falban zöldesszürke színű, bartoni homokkő van feltárva. A homokkő tömeges, rosszul osztályozott: uralkodóan kvarcból és andezit eredetű, vulkanogén szemcsékből van felépítve /amfibol, biotit, piroxén, földpát, közettörmelék/ bár apró kvarc- és tűzkőkavicsok, továbbá Nummuliteszek, Discocyclinák rendszeresen előfordulnak. 10-20 %-nyi pélites mátrix köti össze a szemcséket. Az agyagban uralkodik a montmorillonit, de illit is kimutatható. A homokkőtest alsó részén pélites betelepülés látszik, mely reverz gradációval megy át a homokba /felfelé durvul/. A homokkőben igazi rétegzés nincs, csak kevés lágy hajlású, felfelé konkáv felület látszik, mely esetleg egykori sekély csatornákat jelezhet. A homokkő proximális fluxoturbidit, mely valószínűleg a fluidizált és szemcsefolyás között álló gravitációs tömegmozgással került lerakódásra /"liquified flow" és "grain flow"/.

P₄: lutécien self-mésző /Szóci Mésző feltárás

A Nummulites millicaput gyakori jelenléte alapján a feltárt rétegek a mészőösszlet legmagasabb részét képviselik. A nannoplankton zonációban az NP-16 zónának felelhet meg.

A Padragkúti felszíni szelvények

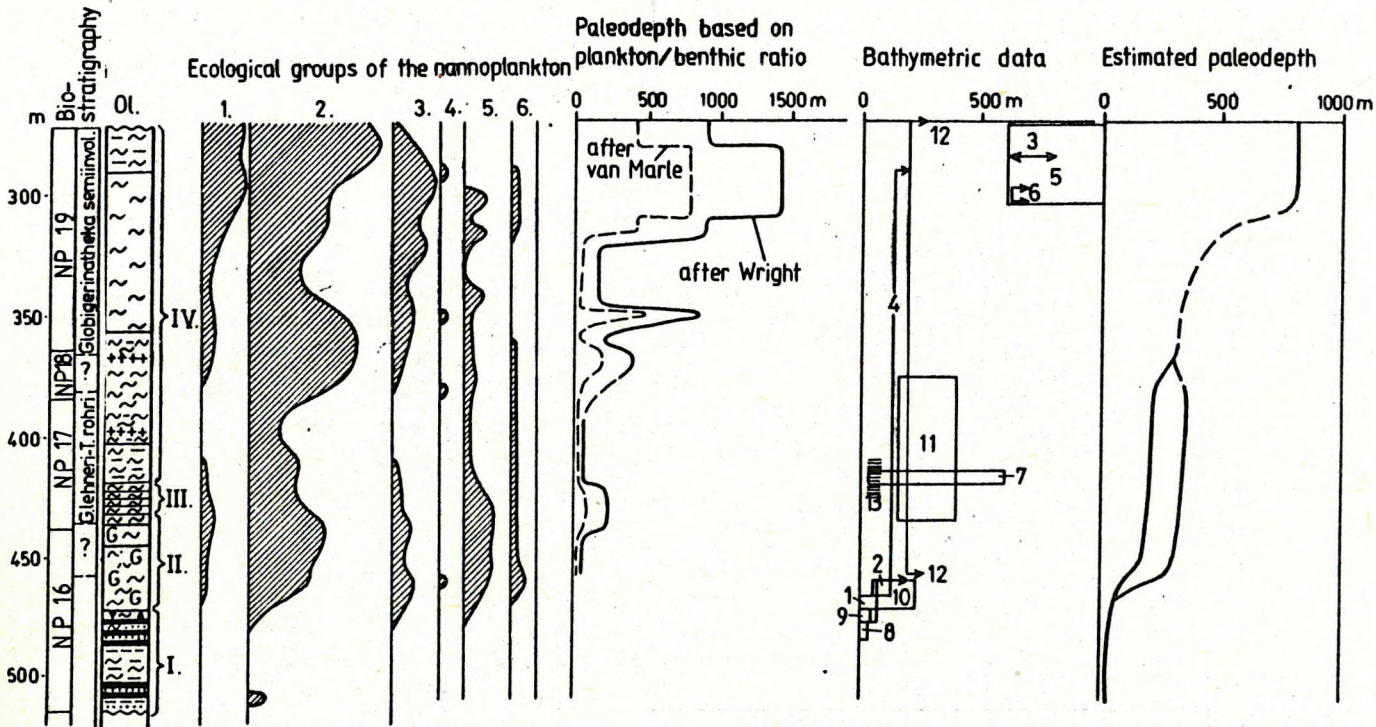
közül a P₄ self fációt, a P₂ és P₃ turbidites, illetve gravitációs tömegmozgásos homokkővet és batiális aleuritot tárnak fel, koruk NP-17 nannozóna /bartonien, 41-42 millió év/. A P₁ priabonien batiális márga feltárása /NP-19, kb. 39 millió év/. Egészében az Ajka-206 sz. mélyfúrás szelvényének jól megfelelnek.

3.2. ÉK-Bakony

3.2.1. Csetény-61 sz. magfúrás /10. ábra/

245 m vastagságban harántolta az eocént. A következő vizsgálatokat végeztük:

Csetény Cs. 61.



10. ábra. A Csetény-61 sz. magfúrás szelvénye. Jelmagyarázat: a. partszegélyi és sekély szublitórális üledékek kőszenttelepekkal b. glaukonitos márga, a külső self és felső lejtő üledéke c. laminites márga, a felső lejtőről d. hemipelágikus, globigerinás márga vékony tufacekókkal. További használt jelek: 1. sekély selfre jellemző ostracoda fauna /0-80 m/ 2. külső selfre jellemző ostracoda fauna /80-120 m/ 3. *Agrenocythere* /ostracoda/ 600-800 m-es mélységet jelez 4. sekély batiális ostracoda fauna, 120 m-nél mélyebb víz 5. *Uvigerina havanensis* 600-1000 m-es mélységet jelez 6. *Nuttalides truempyi* 600 m-nél nagyobb mélységre utal 7. *Bulimina jacksonensis* CUSHM. 30-600 m-es mélységek között jelöl 8. partszegélyi, sekély self molluszká fauna 9. Sok *Nummulites* és nagytermetű sekélytengeri kagyló 10. *Nummulites* szórványos előfordulása, külső self molluszkák 11. glaukonitosodás és epibentonikus selfperemi és felső lejtőre jellemző molluszká fauna /*Gryphaea*, *Cidaris*, *Anomia*/, echinidák 12. batiális molluszkák /*Propeamussium*, *Palliolium* = *Cyclopecten*, pteropodák, *Nautilus*/, nagytermetű kisoraminiferák, bentosz és plankton formák, *Bathysiphon* 13. laminites szint

Fig. 10. The Csetény-61 corehole. Captions: a. coastal and shallow sublittoral sediments with coal seams b. glauconitic marls of the outer shelf and upper slope c. laminitic marls of the upper slope d. hemipelagic *Globigerina* marls with tuff intercalations /thin/ Further explanations: 1. shallow shelf /0-80 m/ ostracod fauna 2. outer shelf /80-120 m/ ostracod fauna 3. *Agrenocythere* /ostracod/ indicating 600-800 m depth 4. upper bathyal ostracod fauna, depth below 120 m 5. *Uvigerina havanensis* indicating 600-1000 m interval 6. *Nuttalides truempyi* indicating depth greater than 600 m 7. *Bulimina jacksonensis* CUSHM. indicating 30-600 m interval 8. coastal shallow shelf mollusc fauna 9. many *Nummulites* and large sized shallow marine shells 10. sporadic occurrence of *Nummulites*, outer shelf molluscs 11. glauconization and epibenthic shelf-break and upper slope mollusc fauna /*Gryphaea*, *Cidaris*, *Anomia*/, echinids 12. bathyal mollusc /*Propeamussium*, *Palliolium* = *Cyclopecten*, pteropods, *Nautilus*/, large sized smaller benthic foraminifers and *globigerinids*, *Bathysiphon* 13. laminitic zone

- nannoplankton /B.Beke/
- kisforaminifera /H.Kollónyi és W.A. Berggren
- ostracoda /Monostori/
- terepi szedimentológia /Bernhardt és Báldi/
- molluszkák / Báldi /

Az eocén diszkordánsan települ krétára, és felül oligocén alluvium nyesi le uisz-kordánsan. Alulról felfelé haladva az alábbi főbb fácies-öveket találtuk /10. ábra/:

- I. kőszénteletes, terrigén zóna /45 m vastag/
- II. glaukonitos márga /35 m/
- III. laminites agyag /10 m/
- IV. globigerinás márga, alul még glaukonitos és vékony tufabetelepüléseket tartalmaz /150 m vastag/

Litosztratigráfiai nevezéktan szerint:

- I = Dorogi Formáció
- II-IV = Padragi Márga

Bio- és kronosztratigráfiai pozíció:

- I - II. = NP-16 nannozóna /alsó bartoni, 42-44 millió év I. esetleg legfelső lutéciai
- III. = NP-17 /41-42 millió év között, bartonien/
- IV. = NP-17,18,19 /39-41 millió év, felsőbartoni - alsópriabonai/

I. Kőszénteletes, terrigén tagozat

Több kőszéntelep fordul elő a terrigén üledékben. A magasabb kőszénteletek paralikus, tenger melléki eredetét igazolja a molluszkák fauna /tömeges Anomia és Brachidontes = Brachyodontes/, mely parti, partközeli szélsőséges sótaralomingadozást tűrő, de nem brakkvízi együttes. Mindkét genus a jelenkorban ilyen környezetben él /Mexikói-öböl, PARKER 1959, SCHOLL 1963, LITTLEWOOD - DONOVAN 1988/. E két epibentonikus taxon tapadási helye a vízben élő növények /mangrove/ gyökerei voltak. A kőszénteletek anyaga a mangrovéből, illetve a parton azt szegélyező mocsári őserdőből származik /v.ö. Everglades, Florida vagy Louisiana/. Ez a vegetáció mezotidális partvidéket borított, mely normál sótaralmú, nyílt tengerre nézett. Sekély szublitorálisak az ostracodák is /Cytherella, Schulcrida, Echinocythereis/, 0-40 m mély tengeri régiót jelezve.

A kőszénteletes tagozat gyors, de megszakítatlan átmenettel megy át felfelé a glaukonitos márgába. Az óceáni jellegű nannoplankton gyors előretörése jelzi a nyílttengeri viszonyok hirtelen térhódítását. A zóna bázisánál, a még nem glaukonitos homokos márgában, közvetlenül a legmagasabb kőszéntelep fölött sekélyself molluszkák fauna /Miltha, Melongena, Ampullaria, Corbic, stb/, valamint a nummuliteszek megnövekedett mennyisége kb. 5-50 m közötti mélységet indikál, 40-80 m közötti mélységről tanúskodik ugyanebben a legalsó 10 méteres szintben az ostracoda fauna /Krithe, Schizocythere/.

A glaukonitos márga nagy részében a külső selfperem jellemző faunaelemait észleltük. Így a molluszkák, echinidák köréből a Gryphaea, Cidaris áramlás jelző taxonjain kívül részben a selfre /Turritella granulosa, Corbula, Marginella, Chlamys, Ostrea, Venus, Miltha, Melongena, stb/ részben a batiális tájakra /Cadulus, Palliolium, Pholadomya, Cuspidaria, Turridae, Solariella/ jellemző molluszkák keveredve, vagy egymással váltakozva fordulnak elő. A self taxonok közül számos /pl. Marginella/ létezik batiális övben is, míg az említett batiális genusok majd mindegyike selfen is előfordulhat. A nummuliteszek olykori megjelenése a glaukonitos márga alsó rétegeiben még a self viszonyait indikálja. A glaukonitos márga alsó része az ostracodák szerint is mély szublitorális /Cytherella, Bairdia, Krithe/, de felső 20 métere már batiális / 120 m mélység/.

A II-es szintet tehát, mint a self és a lejtő, illetve mint a szublitorális és batiális régió közötti átmenetet kell értékelnünk.

III. A kb. 10 m vastag laminites agyag illetve márga olyan epizódot indikál a medence történetében, amikor időlegesen és epizódikusan oxigénhiányos-kénhidrogénes környezet alakult ki a tengerfenék közelében. A laminit csak betelepüléseket alkot bioturbált péliteben, ezért volt az anoxia epizodikus. Halpikkelyek, fehér lemezek, framboidok észlelhetők a laminitben. A bioturbált rétegekben batiális molluszkákat találtunk.

/Limopsis, Cuspidaria/. Ugyanazokból ismert a Bulimina jacksonensis, mely 30-600 m közötti vízmélységben él. A laminites szint mélysége tehát kisebb volt 600 m-nél, de az ostracodák és molluszkák szerint meghaladta a 120 m-t. Mivel közvetlenül a laminites szint alatt a selfperem áramlásoktól mosott környezetének glaukonitos márgáját észleljük Cidariszokkal és Gryphaeákkal, így joggal adódik az a következtetés, hogy a laminites szint a self pereménél kissé mélyebben /100-200 mmélység/, a jelenkori óceánokban észlelt ún. oxigénminimum zónát dokumentálja. Ez az öv a jelenkorban a termoklin alatt közvetlenül húzódik, és kialakulásában az játszik szerepet, hogy a felhalmozódó szervesanyag mennyisége még bőséges, de a zooplankton okozta erős O-fogyasztás miatt az oxigén kevés és azt is teljesen megköti a szervesanyag oxidációja. A termoklin feletti vízréteg meleg, erősen mozgatott, O-gazdag. Alatta hűvösebb, oxigénhiányos, mozdulatlan vízréteget találunk, melynek kisebb oxigéntartalma teljesen elfogy a szervesanyag oxidációja során. /Még így is marad fenn oxidálatlan szervesanyag/ A termoklin a legnagyobb viharhullámok bázisa alatt van /KENNETH 1982/. Természetesen nem zárható ki egy olyan lehetőség sem, mely a vízrétegződés kialakulását kisebb sótartalmú, felszíni víztömeg ismételt, epizodikus megjelenésével magyarázza.

IV. Globigerinás márga /150 m/

Homogén, tömött, pelágikus márga, melyben az óceáni jellegű nannoplankton uralkodik. A plankton és bentosz foraminiferák aránya alapján a tenger mélysége Van Marle egyenlete szerint elérte a 750 métert, Wright egyenlete szerint az 1300-1400 métert. A Globigerinidae-k nagyméretű házai a terepen, makroszkóposan is észlelhetők. A molluszkák /Palliolum =Cyclopecten, Solariella, Propeamussium több fajjal, Cuspidaria, Scaphander, Limopsis, Arcopsis, Turridae, Tindaria, Crassatina/ egyértelműen indikálják a batiális régiót, a medencelejtőt és medence-síkságot. Nincs közöttük egyetlen típusos selfforma sem. A Nautilus és a legalább három nemzetségbe tartozó pteropodák

/Praehyalocyclis chivensis, Vaginella, ?Styliola, Spiratella/ szintén a batiális környezet indikátorai. A pteropodák egyes szintekben tömegesen fordulnak elő. Néhány rétegben ugyancsak sok a Bathysiphon. A Harpactocarcinus /Decapoda/ Müller P. szerint 100 méternél nagyobb mélységben él. A makroszkóposan észlelhető, nagyra nőtt bentosz kisforaminiferák BANDY - ARNAL /1969/ szerint a 200 méternél nagyobb mélységek indikátorai. Ilyeneket bőven észleltünk a terepi munka folyamán /pl. Nodosariát/.

Az állandó batiális környezet mellett azonban - a régió határain belül maradván - a tengermélység nem volt állandó. A globigerinás márga alsó szintjében több szintben felismerhető a glaukonitosodás, ami 300-400 m-nél nagyobb mélységet valószínűtlenné tesz. Az egyik szintben világosan látszik, hogy vulkánogén színes ásványok glaukonitosodtak. A glaukonitosodás az áramlási tevékenység élénkülését, az üledékképződés rövid szünetét, vagy extrém lassulását jelzi a lejtő batiális környezetében. Ezzel jó összhangban van a Gryphaea, a Cidaris és /szórványosan/ az Anomia megjelenése a glaukonitos szintekben. LE DANOIS /1948/ az európai, atlanti self pereméről és a kontinentális lejtő felső szegélyéről /150-500 m közötti tengermélységből/ nagy területen mutatott ki Gryphaea-padokat és Cidaridákat. Ez a régió áramlásokkal erősen mosott. Hasonló szubmarin topográfiai helyzet feltételezhető az eocén glaukonitos szintjeire is. Ezzel jól összevág, hogy a plankton- és bentoszforaminiferák arányát leíró görbe az alsó globigerinás márgára mindössze 150-250 m mély tengert jelez. Feljebb egy 700-800 m-ig terjedő "kiugrást", majd a márga középtáján 150-200 méterre való "visszaesést" ír le a görbe. Ez utóbbi visszaesést az óceáni nannoplankton epizodikus visszaszorulása gyengébben jelzi. Az ostracoda és molluszka fauna nem tükrözi világosan ezt az eseményt, bár egy itteni mintában feltűnt a Turritella és Dentalium egy-egy példánya.

A globigerinás márga felső 30-40

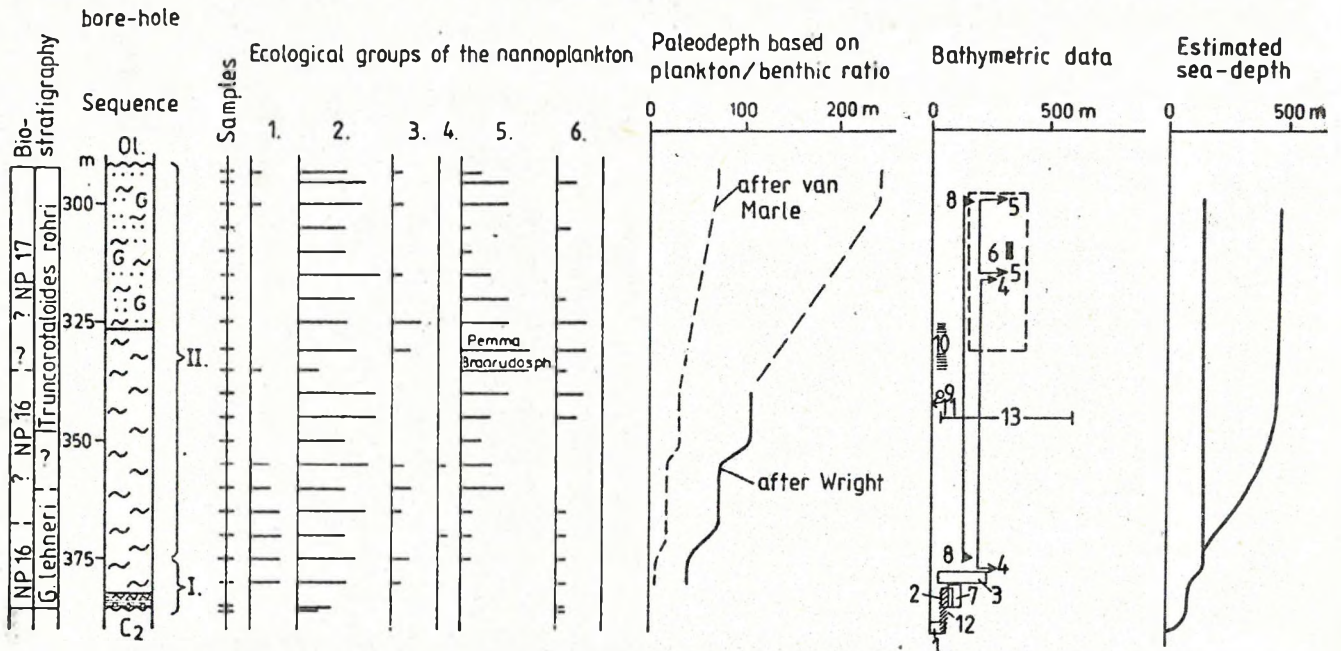
métere rakódott le a legnagyobb mélységben. Ezt bizonyítják:

- az *Uvigerina havanensis* /600-1000 m-es vízmélységben él/
- a *Nuttallides truempyi* /600 m-nél nagyobb vízmélységben/
- az *Arrenocorythae* /600-800 m-es mélységet indikál/
- a planktonforaminiferaék maximális mennyisége /800-1400 m mélységet mutatnak a görbék/
- az óceáni nannoplankton kiugró jelentősége

Nem tévedünk tehát, ha az eocén tenger mélységét erre az időre 600-800 m közöttire becsüljük. A globigerinás márga a legmélyebb fáciesét nyeste le az infraoligocén denudáció. W.A. Berggren ugyanezen szintnek az alját mély-batiálisnak tartja /" bathyal"/.

Megemlítendő még, hogy a globigerinás márga középső részén két szintben tufabetelepüléseket találtunk. Ezek közül a

Bakonycsérnye B. 18.



11. ábra. A Bakonycsérnye-18 magfúrás szelvénye. Jelmagyarázat: I. "operculinás márga" jellegű self fácies II. batiális márga. További szereplő jelek: 1. belső self Turritella asszociáció 2. középső szublitorális molluszkafauna és Operculinák 3. külső self és felső lejtő molluszkafauna 4. batiális molluszkafauna gyakori Pteropodákkal, mélytengeri termohalin áramlások nyomai /megnyúlt Pteropoda vázak orientált beágyazódása/ 5. jellegzetes batiális molluszkafauna: Propeamussium, Palliolum, Laternula, Vaginella, stb. és Bathysiphon 6. glaukonitos közbetelepülések, mélység kisebb mint 400 m 7. mély szublitorális Ostracodák, 80-120 m mélységek 8. sekély batiális ostracoda fauna, mélység nagyobb, mint 120 m 9. monospecifikus coccolith felvirágzás /Braarudosphaera bigelowi/ 10. laminites közbetelepülések Pteropodákkal és halpikkelyek 11. Vaginella tömeges előfordulása, a vázak orientált beágyazódása erős termohalin áramlást bizonyít 12. a bentosz foraminifera együttes az ún. operculinás márgára jellemző, tengermélység 50-70 m közötti 13. Bulimina jacksonensis tömeges előfordulása 30-600 m mélységek között

Fig. 11. Bakonycsérnye-18 corehole. Explanations: I. "Operculina marls" shelf facies II. Marls of bathyal origin Further explanations: 1. inner shelf Turritella association 2. Middle sublittoral mollusc fauna and Operculinae 3. Outer shelf and upper slope mollusc fauna 4. Bathyal mollusc fauna with common pteropods. Effects of deep sea, termohaline currents /oriented embedding of elongated pteropod shells/ 5. Typical mollusc fauna: Propeamussium, Palliolum, Laternula, Vaginella etc. and Bathysiphon 6. Glauconitic intercalations /depth less than 400 m/ 7. Deep sublittoral ostracoda /80-120 m interval/ 8. Shallow bathyal ostracod fauna /depth greater than 120 m/ 9. Monospecific coccolith bloom /Braarudosphaera bigelowi/ 10. Laminitic intercalations with pteropods and fish-scales 11. Vaginella /mass occurrence/ oriented embedding of shells documents strong termohaline currents 12. Benthic foraminifera association to the so-called "Operculina marls" /sea depth: 50-70 m/ 13. Mass occurrences of Bulimina jacksonensis CUSHM, /depth interval: 30-600 m/

fiatalabb 20 cm vastag és gradált, az idősebb 1-4 cm vastag zsinórokból áll. Egyidejű piroklasztikumszórásból származnak. A tefralepel a nagy mélységben épen fennmaradt.

3.2.2. Bakonycsernye-18 sz. magfúrás /11. ábra/

93 m vastag eocént harántolt, mely diszkordánsan települ krétára és felül oligocén települ rá diszkordánsan. A vizsgálatokat ugyanazok végezték, mint a Csetény-61-ét.

I. Operculinás márga /a bázisán törmelék, kavicsos, 10 m vastag/ NP-16, alsó bartoni bázisa, esetleg legfelső lutéciai.

II. Batiális márga /83 m, NP-16-17, bartoni/

I. Operculinás márga

A szelvény érdekessége, hogy parti és partközeli, sekélyself képződmények /így kőszéntelepek/ kimaradásával a középső és külső self üledékei települnek az alaphegységre, ami igen gyors transzgreszsióra és süllyedésre utal. A márga bazális rétegében apró kavicsokat és nagy, extrabazinális törmelékdarabokat találunk agyagos mátrixban. De ugyanebben a rétegben a Turritella granulosa tömegesen előforduló házai és a Turridae család előfordulása jelzi, hogy a törmelék gravitációs tömegmozgással került a self mélyebb tájaira.

A molluszkák sorából a Turritella, Chlamys, Cardium, Tubulostium, Spondylus, Nuculana, Vasconella (=Boussacia), Dentalium jellemzi ezt a szintet. Pirittel kitöltött Operculina házak is észlelhetők a terepen. A foraminifera fauna jellemző az "operculinás márgára", mely Dorog környékén fordul elő. Kb. 50-70 méteres vízmélységet indikál. Az ostracoda fauna a külső self mélyszublitorális együttese /80-120 m vízmélység/.

Fentiek alapján az operculinás márga a középső és külső self üledéke, melynek alsó része inkább 50-70 m-es, míg felső része 70-130 méteres tengermélységben rakódott le.

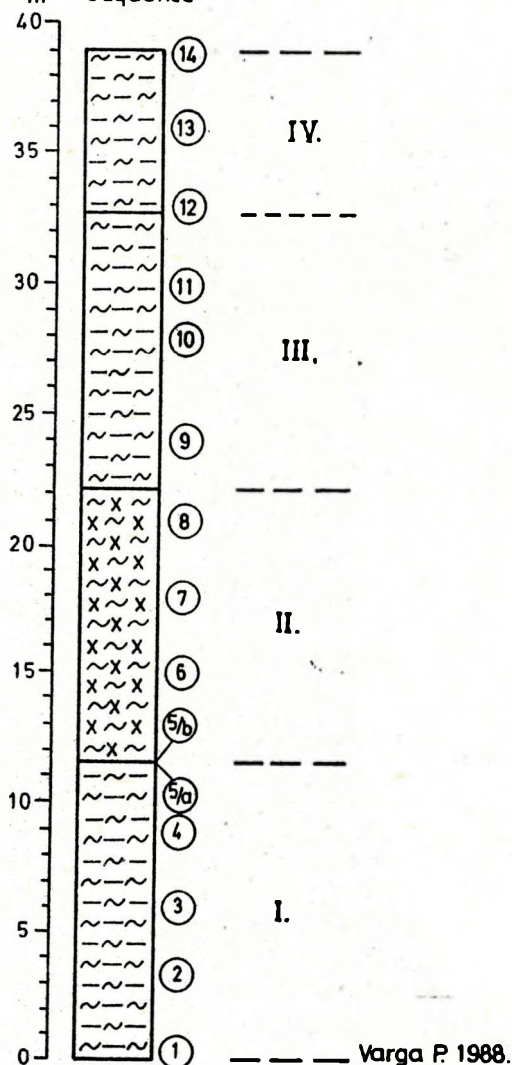
II. Batiális márga

Folyamatosan fejlődik ki az operculinásból. A planktonforaminiferák mennyisége

12. ábra. Bakonycsernyétől északra, a Baláta patak völgyében lévő feltárás szelvénye. Számok: 1-14: mintavételi pontok. A teljes szelvény az NP-17 nannozónába, a felső bartoni emeletbe tartozik. Jelmagyarázat: I. szürke agyagmárga II. bentonitos /tufás/ agyagmárga III. szürke agyagmárga IV. előzővel azonos, de gyakori batiális molluszkákkal /Propeamusium stb./

Fig. 12. Surface outcrop N of the village Bakonycsernye. Numbers 1-14: points of sampling. Captions: I. grey clayey marl II. bentonitic /tuffaceous/ clayey marl III. grey clayey marl IV. as before but rather rich in bathyal molluscs /Propeamusium etc./ The whole section is in nannozone NP-17, Stage Upper Bartonian.

Bakonycsernye surface outcrop
m Sequence



csekély, mindössze 50-250 m mélységet jelezne, ezért nem használjuk rá a "globigerinás" megjelölést. Mindamellet a molluszkafauna batiális karakterű /Propeamussium, Palliolum, Laternula, sok Vaginella, Thyasira/.

A legfelső batiális régióról tanúskodik az ostracoda fauna is. Két szintben is észlelhető glaukonitos betelepülés a márgában, bár közülük a felső gradált, tehát zagyás áthalmazással kerülhetett lerakódási helyére. A glaukonitosodás élénk áramlási tevékenységet dokumentál. A Vaginella-félék egyik szintben észlelt irányított beágyazása ugyancsak a tengerfenék felett végigvonuló mélyáramlást tanúsítja. Az élénk áramlások a selfperem és felsőbatiális zóna, felsőlejtő tájkára jellemzőek, és felelősek lehetnek a plankton alárendelt mennyiségéért is.

A batiális márga középtáján itt is megtalálható a laminites fácies, közel 20 m vastagságban. Ez időben és települési helyzetben megfelel a Csetény-61 szelvényében észlelt hasonló szintnek /III. szint/. Érdekes, hogy a laminit felső része bioturbált glaukonitos betelepüléseket tartalmaz, ami a stagnáló és áramlásos epizódok váltakozását tanúsítja. Alsó részén a Braarudosphaera bigelowi nannoplankton faj tömege epizodikus alga-virágzást igazol.

A tenger mélysége a batiális márga lerakódása idején 120-400 m közötti lehetett.

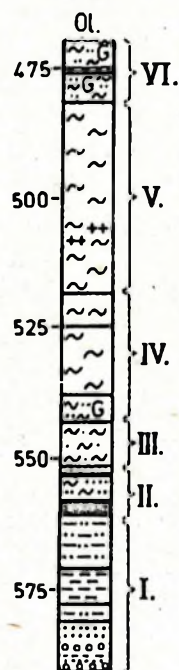
3.2.3. Egyéb szelvények

3.2.3.1. Bakonycsernye közelében, a falutól északra, a Baláta-völgy legerősején sekély vízmosás tár fel bartoni batiális márgát és bentonitot. Varga P. felvétele szerint 270/35^o-os dőlésben szürke agyagmárga barnásszürke, tufás /montmorillonitos/ agyagmárga, majd ismét szürke agyagmárga települ /12. ábra/. Az utóbbi felső 10 méterében molluszkás szint található /Propeamussium, Cyclopecten, Turridae, Vaginella batiális faunával/. A feltárás szelvénye az NP-17 nannozónába, a bartoni emeletbe tartozik /B.Beke M./.

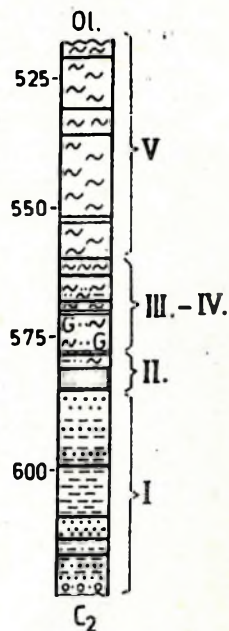
13. ábra. A Balinka-332 és -333 magfúrások szelvényei. A szelvény tengeri eredetű szakaszában az NP-16 nannozóna fordult elő, kora bartoni. Jelmagyarázat: I.szárazföldi eredetű tarkaagyag és kaolinos homok II.partszegélyi homok és aleurit kőszéntelepekkel III.sekély szublitorális homokos márga IV.selfüledékek: márga glaukonitos homokkal, nagyforaminiferák /Nummulites, Actynocyclus/ V.batiális márga VI.glaukonitos márga

Fig. 13. The Balinka-332 and -333 core-hole. The sequences with marine fossil records represent nannoplankton zone NP-16, Stage Bartonian. Explanations: I.variegated clays, kaolinic sands of terrigenous origin II.coastal sands and silts with coal-seams III.shallow sublittoral sandy marls IV.shelf sediments: marls with glauconitic sands, larger foraminifers /Nummulites, Actynocyclus etc./ V.marls of bathyal origin VI. glauconitic marls

Balinka
Ba.332.
bore hole
sequence



Balinka
Ba.333.
bore hole
sequence



3.2.3.2. A Bakony EK-i peremén, Mór városától nyugatra, a Móri-árok fölött magasodó dombokon, több magfúrás szelvényét tanulmányoztuk /Balinka-332, -333, 13. ábra/, Balinka-285 /14. ábra/. Az eocént ezek kb. 100 m vastagságban harántolták. Eddig a nannoplankton /B.Beke/ és molluszka /Báldi/ vizsgálatok készültek el, a terepi szedimentológiai felvétel Varga P., Bernhardt B., Platschek S.,

B.-Beke M. és Báldi T. végezték el.

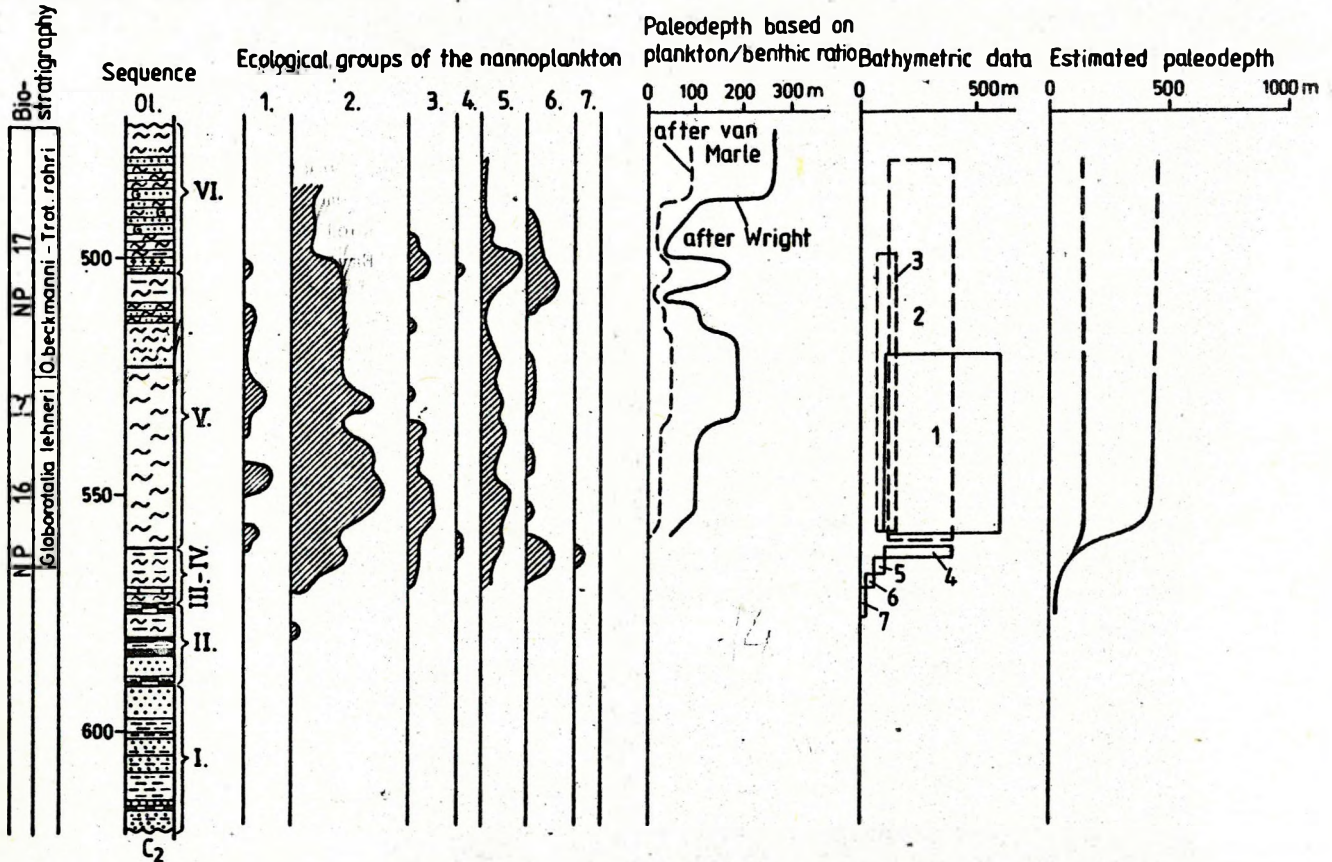
Alulról felfelé az alábbi kifejlődési szinteket különböztetjük el:

- I. terrigén tarkaagyag, kaolinos homok /30-40 m vastag/
- II. kőszénteleges, partvidéki pélite, homok /8-10 m/
- III. sekélyszublitórális homokos márga /5-10 m/
- IV. selfmárga /10 m/, benne glaukonitos homok szintje
- V. batiális márga /40 m/

VI. glaukonitos márga /30 m/

A rétegsort alul-felül diszkordancia határolja. Az I. szint diszkordánsan települ a krétára, igen faunaszegény, egy-egy tengeri "betítés" észlelhető a feltehetően zömében partí síkságon /alluvium/ lerakódott rétegösszletben. Kora NP-16 /alsó bartoni, alsó része esetleg legfelső lutéciai/. A II. szint a partmenti erdőségek és mangrove intertidális sávjából származik, a kőszéntelegeket az Anomia

Balinka Ba. 285. bore hole



14. ábra. A Balinka-285 sz. magfúrás szelvénye /rétegtan és nannoplankton Báldi-Beke 1984 szerint/. Jelmagyarázat: I - VI: ld. 13. ábra. 1.Heterolepa dutemplei /100-400 m közötti tengermélységet ad 2.tömeges glaukonit, nagyméretű kisforaminiferák /100-400 m közötti tengermélységre utal/ 3.Nummuliteszek a glaukonit mellett /100-150 m mélységek/ 4.glaukonit tömeges előfordulása /100-400 m mélységek/ 5.Sok Nummulites, kevés Operculina /50-100 m tengermélység/ 6.korallok és nagyméretű Nummuliteszek /50 m-nél sekélyebb/ 7.Alveolinák, korallok, Brachidontes /Brachyodontes/, Anomia /10 m-nél sekélyebb tenger/

Fig. 14. The Balinka-285 corehole /stratigraphy and nannoplankton after Báldi-Beke 1984/. Explanations: I - VI: see at Fig. 13. 1.Heterolepa dutemplei indicates 100-600 m depth 2.Abandant glauconite, large-size smaller foraminifera /100-400 m depth interval/ 3.Nummulites beside the glauconite /100-150 m interval 4.Mass occurrence of glauconite /100-400 m depth/ 5.Many Nummulites few Operculina /50-100 m sea depth/ 6.Corals and large size Nummulites /depth above 50 m/ 7.Alveolinæ, corals, Brachidontes, Anomia /not deeper than 10 m/

gregaria, Brachidontes /=Brachyodontes/ epibentonikus együttese kíséri, amely nem brakkvízi, de a sótartalom szélsőséges ingadozásait elviseli. A nyílt tengerre néző, mezotidális partvidék mellett szól a többi, ebben a szintben nagy számban talált molluszkák is /Barbatia, Exogyra, Natica, Ampullina, Ostrea, Pinna/. Egyikük sem brakkvízi. De ugyancsak ismertek direkt a legfelső széntelesen fekvő rétegből Alveolinák és korallok is.

A III. szint szubtidális, nagy osztrigák padjai, a Marginella, Pinna, Melonega, natalmas méretű Turritella, a nagy Nummulites-félék, korallok jellemzik /apályszint -30 m tengermélység/. A transzgresszió gyors ütemét dokumentálja, hogy ez a fácies váltakozva megy át a selfperemet, külsőselfet és legfelső lejtőjét indikáló erősen glaukonitos márgákba /IV. szint/. Jellemző fajok itt a Spondylus, Exogyra, Ostrea, Thracia, Operculina /!/, nagy magányos korall. Legfelső rétegében még gyakoriak a mélyselfet jelentő Actinoocylinák, a Vasconella /=Boussacia/ félék. /tengermélység= 130 ± 50 m/

A batiális márga /V. szint/ lerakódása a selfperem retrogradációja /ill. süllyedése/ után kezdődött, még az NP-16-os nannozónában /alsó bartonien, 42-44 millió éve/. A márga középső részére az óceáni nanoplankton nagyobb gyakorisága mellett jellemző a Heterolepa dutemplei /100-600 m közötti vízmélység/. A plankton/bentosz arány csak 200 m körüli maximális vízmélységet jelez. Batiális környezet indikátorai még a makroszkóposan látható kisforaminiferák és sok molluszkák /Propeamussium, Cuspidaria, Roxania, Malletia, Limopsis, Abra, Cadulus, Vaginella, Nuculana/. A batiális, V. szint lerakódási mélységét így 130-500 m közöttire becsülhetjük /legalábbis e két érték között ingadozott/.

A felső glaukonitos márga /30 m vastag/ /VI. szint/ az áramlási tevékenység élénkülését, a selfperemi fácies visszatérését jelentheti, bár ennek a Wright-féle görbe ellene mond, mivel épp erre a szinttájra közel 300 m-es mélységet

jelez. A sok glaukonit mindenestre a legalább 130. és legfeljebb 300-400 méteres mélységre enged következtetni. A selfperem - legfelső lejtő környezetére látszik utalni a Turritella gyér visszatérése a rétegsorban, továbbá apró Chlamys, Tubulostium előfordulása. Így az áramlásos mélységet 130-200 m közöttire becsülhetjük. A szint piroklasztikumszórások nyomait is mutatja. Kora NP-17 nannozóna, felsőbartonien /kb. 42 millió év/.

3.3. Bakonyszentkirály Bszk-3 sz. fúrás /15. ábra/

A medence jelenlegi északi határa közelében mélyült fúrás alul a kőszentelepes partvidéki formációval, majd a selfsekély és mélyebb régiójában képződött márgákkal /molluszkák, nagyforaminiferák alapján/, végül a lejtő és medence-síkság 500-1000 m mélységben lerakódott globigerinás márgájával /plankton/bentosz foraminiferák aránya, óceáni nanoplankton/, - melyet eróziós diszkordancia nyel le - jól jelzi a medence nyílt részét, azt a körülményt, hogy az északi határt poszt-eocén tektonikai vonal vágta el. A közepbatiális globigerinás márga a felsőbartoniban és alsópriabonaiban képződött. A bartoniban vékony tufazsinór betelepülések észlelhetők. A foraminifera fauna és nanoplankton rétegtani értékelése már korábbról ismert /H. KOLLÁNYI 1983, BALDI-BEKE 1984/.

A FÁCIESEK ÉS TÖRTÉNESEK TÉR- ÉS IDŐBELI ELOSZLÁSA

Már a korábbi vizsgálatokból kintűnt, hogy jelentős eltérés van a DNY-és ÉK-Bakony eocénje között /BÁLDI - BÁLDI-BEKE 1985, VORÖS 1987/. Két, a kezdeti fázisban eltérő fejlődésű medencefragmentummal állunk szemben. Mivel azonban az izopikus fáciesek faunája teljesen hasonló, nincs okunk feltételezni, hogy az eltérő medence evolúció földrajzi elszigeteltséget, vagy nagy távolságot jelentett volna. Azonfelül a bartoniban és priabonaiban az eltérések teljesen elmosódnak, a két részterület ekkorra egy egységes medence része lett, amit az egész Bakonyban mindenhol sújtott

az infraoligocén denudációi. A különbségek a partvidéki és self fáciesekben, valamint időrendi eltolódásokban nyilvánulnak meg. Eredményeinket az alábbiakban a fáciesásvék rendjében kíséreljük meg összefoglalni, s utalunk egyúttal a fenti eltérésekre is.

4.1. A parti övezet és az eocén transzgresszió

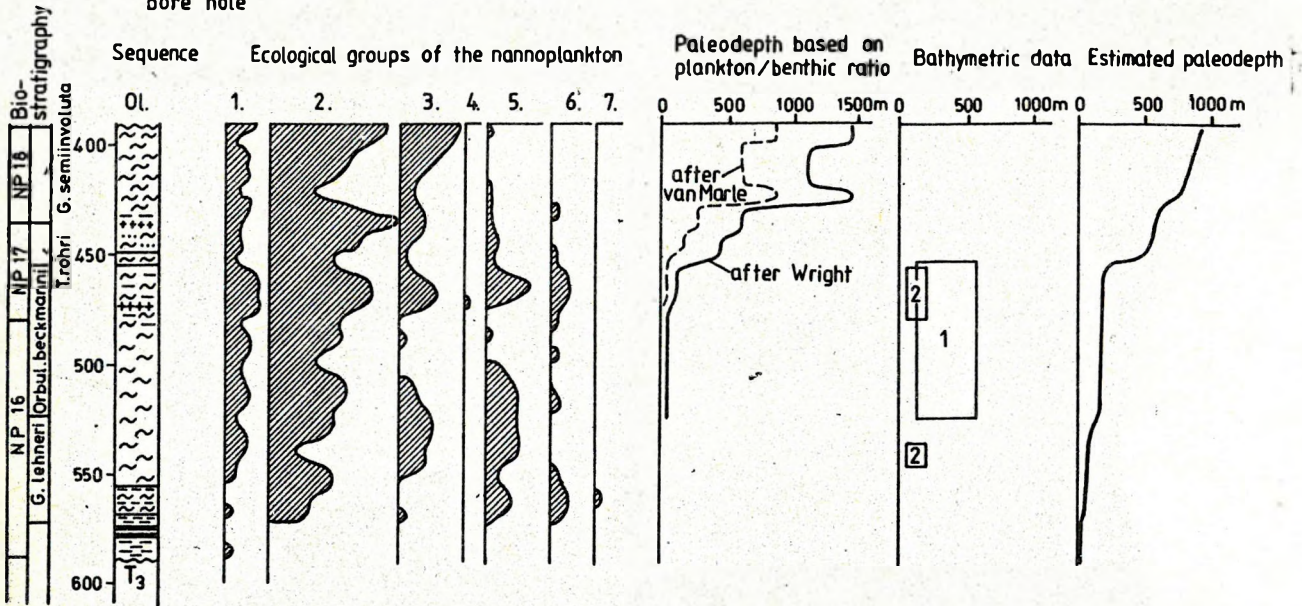
Ebben a vonatkozásban találjuk a fő eltéréseket a DNY- és EK-Bakony között. Míg DNY-on az eocén transzgresszió dátuma korai lutéciai /49 m. év/, addig EK-en korai bartonien, vagy lutécien legmagasabb része /43-44 m. év/. Az 5-6 millió éves időbeli eltolódás figyelemre méltó. A transzgressziós rétegek /formációk/ fáciesében is jelentékeny az eltérés, amint azt VÖRÖS /1987/ is hangsúlyozta.

DNY-on 20 m vastag pélites összlet

építi fel a transzgressziós rétegeket, széntelepek nem képződtek, legfeljebb szenes indikációk észlelhetők /Darvastói Formáció/. Egy 0,5 - 7,5 m vastag, DK felé kivékonyodó kavicsbetelepülés észlelhető ebben a formációban. A kavics anyaga exotikus kristályos pala és metamorf dolomit, esetleges származási helye valamely alpi metamorfit.

EK-en produktív kőszéntelepek ágyazódnak a terrigén homokos pólitbe. A kevés kavics bakonyi kőzetekből származik és rövidtávú fluviatilis illetve partii áramlásos szállítás vitte lerakódási helyére /VÖRÖS 1989/. A Darvastóinál 5-6 millió évvel fiatalabb Dorogi Formáció humid szubtrópusi klíma alatt képződött. A Darvastói esetében az ariditás indikátora lehet a kőszéntelepek hiányán kívül a VÖRÖS /1989/ által észlelt anhidritnyom is /az Erdélyi-medencéből ismertek durván egyidős anhidrittek/.

Bakonszentkirály Bszk. 3.
bore hole



15. ábra. A Bakonszentkirály-3 az. fúrás szelvénye /a batimétrikus adatoktól eltekintve BALDI-BEKE 1984 és HORVÁTH-KOLLÁNYI 1983 szerint/. Jelmagyarázat: 1.gyakori Heterolepa dutemplei 100-600 m mélységet jelez 2.nagyforaminiferák: Discocyclina, kevés Assilina és Nummulites 70-120 m közötti tengermélységet jelez
Fig. 15. The Bakonszentkirály-3 corehole /except the bathymetric data after BALDI-BEKE 1984 and H.KOLLÁNYI 1983/. Explanations: 1.Frequent Heterolepa dutemplei indicates 100-600 m water depth 2.Larger foraminifera, Discocyclina, few Assilina, Nummulites indicates 70-120 m depth

4.2. Self-fácies

A Dny-Bakonyban a bazális rétegekre vastag mészkő települ selffaunával /nagyforaminiferák, molluszkák, echinoidák stb, Szóci Mészkő/. A karbonátos üledékképződés időtartama, valamint a mészkő vastagsága Dél, DK felé növekszik. Míg Somlóvásárhelyen mindössze 3 millió éven át tartott /49-46 m. év/, addig Devecser, Halimba, Padrag vidékén 6 millió évet vett igénybe /49-43 m. év/. Ennek megfelelően dél, DK felé növekszik a mészkő vastagsága: a Somlóvásárhelyi alig 80 m-ről Halimba - Padrag felé, majd Devecsernél eléri a 200 m-t. A selfkörnyezet uralmának időtartama tehát D-DK felé növekvő, ami szerint a medence peremvidékét is ebben az irányban kell keresnünk. A recens karbonátos selfeken a szedimentációs ráta igen magas /1 km/1 millió év/. A bakonyi selfen ez az érték azonban mindössze kb. 0,03 km/1 m. év maradt. Bár a kompakció jelei észlelhetők: sztilolitosodás gyér nyomai, nyomásos-oldódás, némely fosszília gyenge, fraktúrás deformációja, annak mértéke 10-20 %-nál aligha volt nagyobb Varga P. szerint /szem. küzlés/. A meszes anyag akkumulációjának korrigált értéke: 0,033-0,036 km/1 m. év, ami igen távol áll az igazi karbonátos selfek szedimentációs ütemétől. A Dny-Bakony lassú, meszes üledékképződésének magyarázata egyrészt a karbonátanyagú szemcsék forrásának, mindenekelőtt a zátonyok gyér megjelenésének és kis kiterjedésének tényében keresendő. Másrészt a jelentős hullámmozgás és/vagy az erős árapályáramok akadályozhatták a gyorsabb lerakódást. Különösen az utóbbi tényező látszik fontosnak, amit igazol a Szóci Mészkő gumós megjelenése, a szövet durva "grainstone" karaktere, a glaukonit szórványos előfordulása a magasabb szintekben.

Az eocén karbonátos selfet a nyílt tengerről érkező viharhullámok és árapály áramlások mosták, melyek nem hoztak magukkal terrigén anyagot. A terrigén szemcsék alárendelt szerepe a mészkőben bizonyítja, hogy az áramlások nem valamelyik közeli szárazulat irányából jöttek.

Az ÉK-Bakonyban nem fejlődött ki karbonátos self. Csak terrigén üledékek /homokos aleurit, márgás homok/ rakódtak le a selfen feltűnően kis vastagságban /10-40 m/. Egyes szelvényekben a parti sáv üledékei teljesen kimaradnak, és a self terrigén üledékei rakódtak le a krétára. A selfkörnyezet nagyon rövid ideig létezett EK-en. Vékony üledékeiben nagy molluszkahéjak találhatóak bőségben. A Turritella, Corbis, Miltha, Ostrea, Cerithium stb. nagytermetű, szubtrópusi taxonjai magas diverzitású faunákról tanúskodnak és már régóta vonzották a monográfusokat /ZITTEL 1862, SZÓTS 1956, STRAUSZ 1966, K.-KÖRMENDY 1980/. A nagyforaminiferák helyenként kőzetalkotók /KECSKEMÉTI 1982/.

4.3. Selfperem, felső medencelejtő

Ezt a környezetet az egész Bakonyban glaukonitos márgák és glaukonitos homokok indikálják. E fácies jellemző molluszkái: Spondylus, Exogyra, Gryphaea, Tubulostium, Boussacia [=Vasconella], valamint epibentonikusak /többségük szesszilis/. A nagyforaminiferák itt már alaposan meggyérülnek, vagy hiányoznak. Csak a sporadikus Operculina, Actinocyclus, egy-egy Nummulites észlelhető néha. Az erős áramlási tevékenységhez számos dokumentumát találjuk. A Cidaridák szintén gyakoriak e fáciesben némelyik szelvényben. Az európai self É-atlanti letérésének és az itteni felső kontinentális lejtőnek élővilágával számos analógiát fedeztünk fel /LE DANOIS 1948/. Egy valószínű oxigénminimum réteg nyomait is felismertük /laminites agyag/ a glaukonitos fácies fedőjében /Bakonycsernye, Csetény/.

4.4. Medencelejtő és medence-síkság fácies

E fácies uralkodó üledékes kőzetei a hemipelágikus pélitek. A glaukonitos rétegekből fejlődnek ki fokozatos átmenettel. Igen monoton formációt alkotnak /Padragi Márga/ az egész Bakonyon végignyomozható módon. Faunájuk is teljesen egyforma. A fauna fő jellegei a szedimentáció batiális mélységeit bizonyítják. E jellegek foglalata az alábbi:

- óceáni, nyílttengeri nannoflóra dominanciája

- nagyméretű Globigerinidaek és bentosz kisforaminiferák, melyek a terepen nagyító alatt, vagy szabad szemmel jól megfigyelhetők

- pteropodák tömeges megjelenése egyes szintekben, számos genusszal, köztük a Prachyalocyclis tentakulitesz-szerű házaival

- batiális molluszkák jelenléte, pl. Propeamussium több faja, Limopsis, Cuspidaria, stb.

- az Agrenocythere /ostracoda/ és a Nuttalides truempyi /bentoszforaminifera/ a legnagyobb mélységek indikátora /800 m-es tengermélység/

A hemipelágikus péliták lerakódásának kezdete többé-kevésbé egyidős az egész Bakonyban, dátuma a bartonira esik /42,5 m. év/. A hemipelágikus fácies legfiatalabb /megmaradt/ rétegei a priabonai-ban vannak /kb. 39 m. év/. A hemipelágikus /globigerinás/ márga képződési időtartama tehát legalább 3,5 millió év volt. De hosszabb is lehetett, a valódi értéket nem is ismerjük, mivel az infraoligocén denudáció a legmagasabb helyzetű rétegeket mindenhol eltávolította. A hemipelágikus márga vastagsága elérheti a 200 m-t, bár ez az érték ingadozik az említett denudáció mélysége szerint.

Kivételes a legnyugatibb régió /Somlóvásárhely/, ahol hemipelágikus márga már a középső lutécienben /45-46 m. év/ kezdett lerakódni, a paleontológiai adatok azonban jelentős mélységnövekedést jeleznek a pélites fácies általános elterjedésével azonos időben /42,5 m. év, NP-16 teteje, 3. ábra/. A medencének ez a része a legrégebb és legmélyebb.

4.5. Szubmarin kanyonok és törmelékkúpok a lejtőn és annak disztális peremén

Innen származtatható üledékeket csak a Dny-Bakonyból ismerünk /Somlóvásárhely-1, Padragi-víz, Ajka stb./. A batiális, hemipelágikus globigerinás márgában alkotnak közbetelepüléseket. Leggyakoribb litofáciesük a gyengén osztályozott homokkő, melyet a kvarc mellett főleg vulkanogén szemcsék építenek fel. Allocton nagyforaminiferák és más selfossziliák gyakoriak a homokkőben. Az egész anyagot gravitációs tömegmozgások szállították a selfről a lejtőre. Vastag, tömeges durvaszemcsés homok-

kőtestek inverz gradációval, gyengén ívelt, vályús kereszttrétegzés nyomaival valószínűleg szubmarin kanyonok, vagy szubmarin törmelékkúpok proximális régiójának üledékei. Disztális törmelékkúp fácies is felismerhető volt: a hemipelágikus márgában vékonyabb, normál gradációjú homokkőbetelepülések indikálják ezt a környezetet.

A turbidites-fluxoturbidites összetétel ÉNy felé kivékonyodik /vastagsága Somlóvásárhelyen 40 m, míg Padrag környékén 90 m/. A szállítás iránya így D-DK felől valószínűsíthető. A szemcsék forrásterülete a Zala-Velencei andezitív volt /l. ábra/, ami jó összhangban van a homok anyagának vulkanogén /andezites/ eredetével. Szabó Cs. /személyes közlés/ is a fenti andezitekből eredezteteti a szemcséket.

A fluxoturbiditák és turbiditák kora legfelső bartoni-priabonai /42-39 m. év közötti idő/. Az EK-Bakonyból azonban hiányoznak. Távolság E-ÉK-re, Piszke és Nyergesújfalu környékén azonban priabonai korú fluxoturbiditákat és olisztoztrómákat talált Varga és Fodor /személyes közlés/. A szemcsék anyaga itt nem vulkáni.

Az intenzív gravitációs tömegmozgások okai több megfontolásból is levezethetők:

- a vulkanogén törmelék tömegének hirtelen gyarapodása a selfen
- a vulkáni ív meggyorsult orogenetikus emelkedése
- a medence süllyedésének felgyorsulása, a lejtők hajlásszögének megnövekedése
- a tengerszint globális süllyedése a felső bartoni - priabonai /HAQ - HARDENBOL - VAIL, 1987/, ami miatt a szubaerikus erózió a szárazra került selfen is felgyorsult és a törmelék direkt módon a lejtőre hordódott.

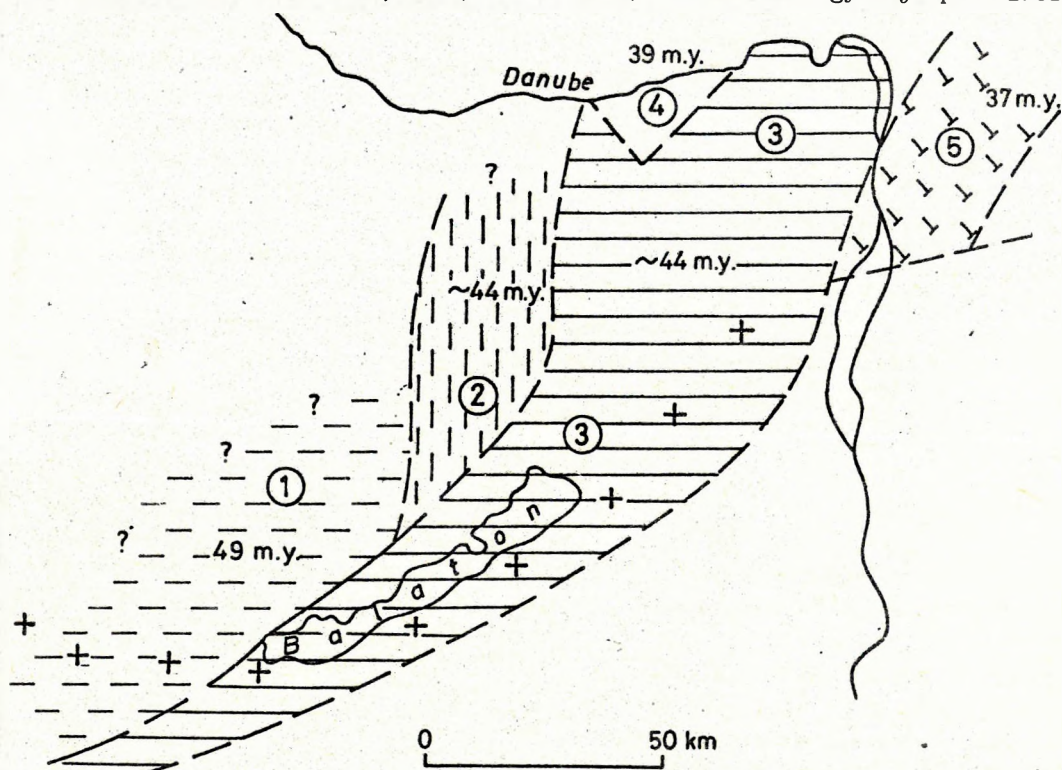
A fenti tényezők együttesen is hathattak.

4.6. Tufás lemezek

A hemipelágikus márgában fordulnak elő. A batiális mélység nyugalomban levő víze kedvező feltételeket nyújtott a távoli erupciók eolikusan nyílt tenger felé szállított törmelékéből kiülepedett

tefrarétegeinek megőrzéséhez. A vulkáni erupciók a nannozónáció és a magnetosztratigráfia alapján pontosan datálhatók, koruk a bartoni korszakra tehető /43-40 m. év/. A vulkáni hami valószínűleg a Zala-Velencei andezites ívből származik. Az utóbbi andeziten nyert radiometrikus dátumok /a Velencei-hegység tágabb környékéről/ 42-29 millió év között, szólnak /BALOGH in: D.-TICHY 1987, 1988/.

Ez részben fedi a bakonyi bartoni időtartamát, de azt is valószínűsíti, hogy a vulkáni tevékenység a középső oligocénig folytatódott. /a Tardi Agyagban található tufalemezek, melyek sokkal gyakoribbak, mint a Padragi Márga gyér előfordulásai, alátámasztani látszanak a radiometrikus értékelést/ A hemipelágikus Padragi Márga fő agyagásványa a szemektit /montmorillonit/, ami szintén egyidejű piroklasztikum



16. ábra. A Ny-magyarországi eocén fáciesegységek /medencerészek/ egyszerűsített vázlat. Jelmagyarázat: 1. Legidősebb és legmélyebb része a medencének, amit a transzgresszió 49 millió évvel ezelőtt ért el, a lutéciai korszak elején, de a 600-800 m-es tengerszélvonal csak 42 millió évvel ezelőtt alakult ki a korai bartoniban. 2. Az előzőnél jóval fiatalabb, de mély része a medencének, ahol a süllyedés a legfelső lutéciaiban, vagy a bartoni legalján kezdődött, kb. 44 millió éve, de a terület a maximális mélységét 42 millió évvel ezelőtt érte el. 3. A medence peremi, sekély része, melyet a transzgresszió a legfelső lutéciai - legalsó bartoniban ért el, de a self körülmények az eocénban mindvégig fennmaradtak. 4. Piszke, Látatlan körüli medencerész, melyet a legfelső lutéciai - legalsó bartoni transzgresszió borított el, gyors süllyedés a korai priaboniban, 39 millió éve, a mély bathiális mélységig. 5. A Budai Márga medencéje, transzgresszió, majd gyors süllyedés a késő priaboniban, kb. 37 millió évvel ezelőtt. + az andezites ív helyét jelöli. Figyelemre méltó a medenceképződés fiatalodása É-ÉK felé! /v.ö. HERB, 1988 a Svájci Alpokban/

Fig. 16. Simplified sketch of main facies units /partial basins/ of the Eocene in Hungary. Captions: 1. Oldest and deepest part of the basin, where transgression appeared 49 my ago in earliest Lutetian but 600-800 m sea depth developed only around 42 my ago in latest Lutetian or Early Bartonian. 2. Younger but deep part of the basin, where subsidence begun in latest Lutetian or Early Bartonian, about 44 my ago and maximum depth developed about 42 my ago. 3. Marginal part of the basin, hit by transgression in latest Lutetian - Early Bartonian but shelf environment persisted throughout the rest of the Eocene, no bathyal facies. 4. Basin around Piszke, Látatlan reached by latest Lutetian - Early Bartonian transgression, rapid subsidence to deep bathyal depth in Early Priabonian times 39 my ago. 5. The Budai Marl basin, transgression and abrupt subsidence in Late Priabonian times, around 37 my ago + location of the andesitic arc. Note the younging of basin formation in N and NE direction!

szórásokat indikál. Egyes esetekben a glaukonitszemcséken is látszik, hogy vulkanogén ásványokból származnak.

4.7. Az események időrendje /16. ábra/

49 m. év /korai lutécien/: transzgresszió a Dny-Bakonyban, a medencesüllyedés itt megkezdődik

44 m. év /korai bartoni, ?lutéciai teteje/: transzgresszió az EK-Bakonyban

43,5 m. év /korai bartoni/: az egész bakonyi eocén medence bathialis mélységbe süllyedt

43-39 m. év /bartoni - korai priabonai/: vulkáni tevékenység a Zala-Balaton-Velence andezitívben

42-39 m. év: erős gravitációs tömegmozgások a Dny-Bakonyban, amelyeket a felre került vulkáni üledék megnövekedett mennyisége, a vulkáni ív orogenetikus emelkedésének gyorsulása, a medence süllyedésének gyorsulása, a növekvő tektonikai nyugtalanság, az eusztatikus tengerszint lesüllyedése együttesen és külön-külön okozhatott

39-30 m. év /priabonai-kiscelli/: infraoligocén denudáció, mely lefejezte az eocén hemipelágikus fáciesét. Kezdetének pontos dátuma és időtartama ismeretlen.

4.8. A süllyedés üteme

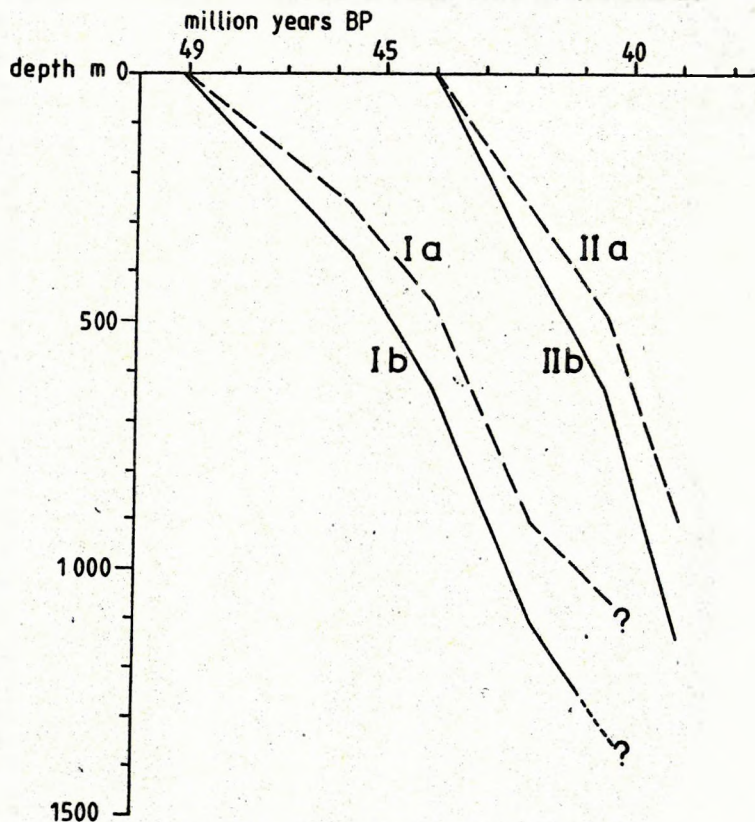
A 17. ábrán mutatja be a süllyedés ütemét. A két görbe /Dny-i illetve EK-Bakony/ meredek, és rajzolatuk nagyon hasonló.

A bakonyi eocén medence batimetrikus- és süllyedéstörténete nagyon hasonlít a késői miocén Pannóniai-medencéjére. Tetemes, 1000 m körüli vízmélység alakult ki 3-5 millió éven belül a Pannóniai medencékben is, amint azt HORVÁTH et al. /1988/ a Nagy Magyar Alföldről kimutatta. Az eocén medence a medencefejlődés kezdeti fázisának valamennyi kritériumát felmutatja. HORVÁTH et al. /1988/ szerint e kezdeti fázist a kéreg tágulása, a litoszféra elvékonyodása szabályozza. A bakonyi eocén medencében is a szedimentáció üteme jóval kisebb

volt a süllyedés sebességénél. Sajnos a medencefejlődés későbbi fázisainak dokumentumai nem maradtak fenn az eocén esetében.

ŐSFÖLDRAJZI KÖVETKEZTETÉSEK

A bakonyi eocén jelenleg az É-Bakony nagyléptékű szinklinálisára korlátozódik, ahol az eróziótól a fiatal mezozoikummal együtt jobban védve volt. Ettől az övtől délre, a balatoni antiklinális szubmarin platformot alkotott az eocén folyamán, amelyre a self-szedimentáció lehetett jellemző /18. ábra/. Mind a lutéciai selfmész, mind a bartoni turbiditék és fluxoturbiditék kivastagodása déli irányban erre utal. Azonfelül az üledék uralkodó törmelékes komponensei a Zala-Balaton-Velence ande-

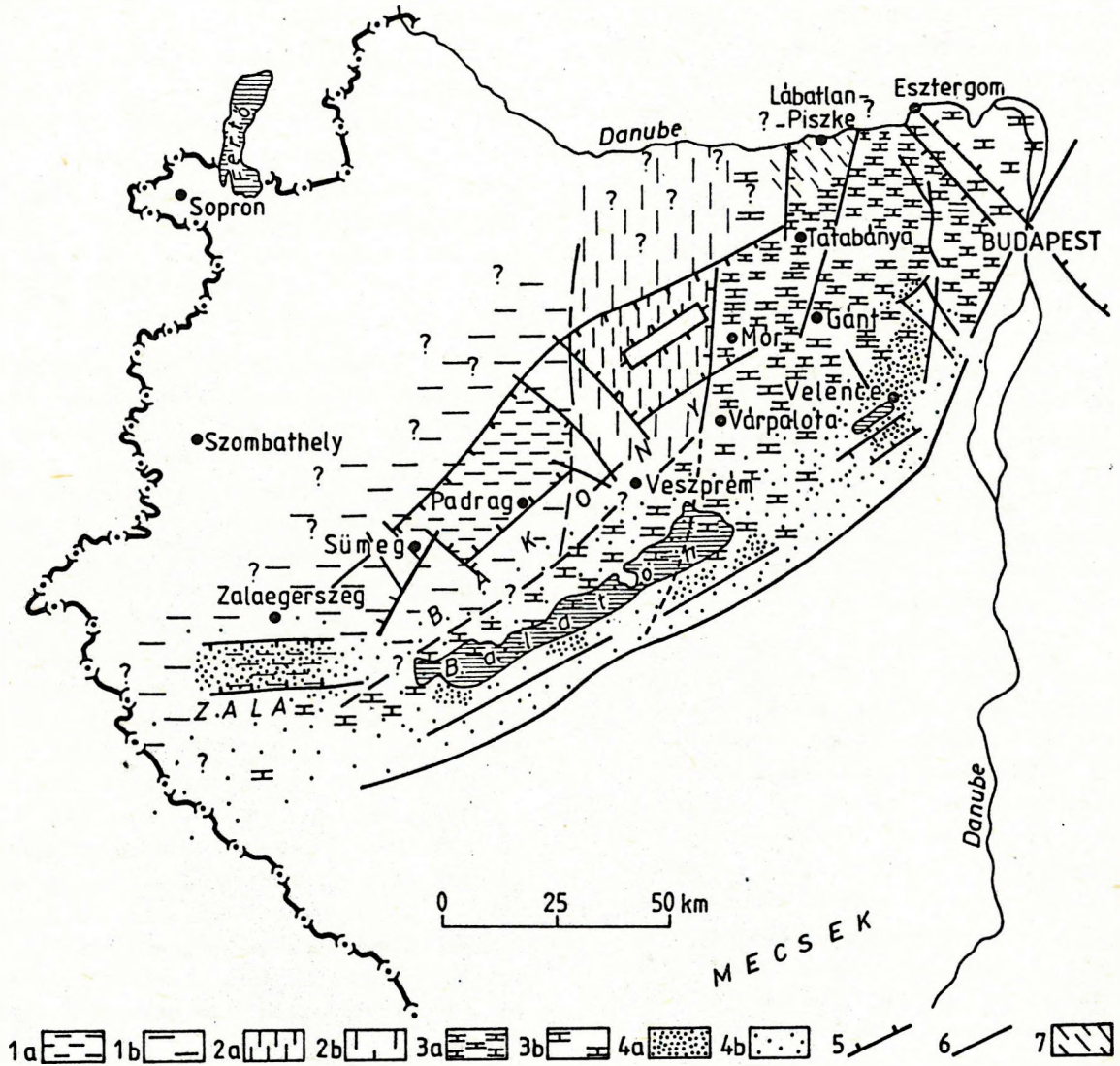


17. ábra. A bakonyi eocén medence süllyedési görbéje. Jelmagyarázat: I.a.tenger-mélység a Dny-bakonyi eocénnél I.b.A Dny-Bakony eocén medencealjazat süllyedés mértéke II.a.az EK-bakonyi eocén medence tengermélysége II.b.az EK-bakonyi medencealjazat süllyedésmértéke

Fig. 17. Subsidence curves of the Bakony Eocene Basin. Captions: I.a.sea depth for the SW Bakony Eocene I.b.Subsidence rate of the basin floor in the SW Bakony II.a.Sea depth for the NE Bakony Eocene II.b.Subsidence rate of the basin floor of the NE Bakony Eocene

zites ívből származnak /4.2. és 4.5./.
 Az eocén medence déli pereme a fenti
 vulkáni öv mentén húzódott. A Bakony
 nagyszerkezeti antiklinális-szinklinális
 elrendeződése már a paleogénben létezett.
 E struktúra az eocén után is még tovább-
 fejlődött, amelynek során a sekélytengeri

üledékes kőzetek lepusztultak a balatoni
 antiklinális nagy részéről. Csak az anti-
 klinális ÉK-i elvégződésén maradtak fenn
 bartoni-priabonai selfhomokkő és -mésző
 összletek gyakori tufabetelepülésekkel
 /Balatonbozsok, Várpalota, Urhida, DARI-
 DÁNÉ-TICHY 1988/. Legutóbb KÓKAY /1989/



18. ábra. Lutéciai - korai priabonai képződmények és eredeti elterjedésük a Bakonyban és a környező területeken. Jelmagyarázat: 1.a DNy-bakonyi eocén: a.jelenlegi b.valószínű előfordulása, amely azonban később lepusztult 2.ÉK-bakonyi eocén: a.jelenlegi b.valószínű előfordulás, amely azonban később lepusztult 3.eocén selfüledékek a Bakonytól ÉK-re: a.jelenlegi b.feltételezett előfordulás 4.andezites sztratovulkáni és piroklastikus képződmények, szubvulkáni testekkel: a.felszíni és felszínközeli előfordulások b.vulkáni ív helyzete 5.vetők b.főbb eltolódások, lineamentek 7.korai priabonai Piszkei Marga

Fig. 18. Lutetian to Early Priabonian formations and their original distribution in the Bakony and in surrounding area. Captions: 1.The SW Bakony Eocene: a.actual b.very probable occurrence eroded later 2.NE Bakony Eocene: a.actual b.very probable occurrence eroded later 3.Shallow marine Eocene NE of the Bakony: a.actual b.very probable occurrence eroded later 4.Andesitic stratovolcanic and pyroclastic formations with subvolcanic bodies: a.surface and subsurface occurrences b.Location of the volcanic arc 5.Faults 6.Main strike-slip faults, lineaments 7.Early Priabonian Piszke Marls

foglalkozott ezekkel az előfordulásokkal. Minden valószínűség szerint hasonló üledékösszletek fedték korábban a balatoni antiklinális egész területét.

A Várpalota - balatonbozsoki terület északi folytatásában, Pusztavám - Oroszlány környékén a sekélytengeri, self körülmények ugyancsak uralkodók voltak az egész középső /BIGNOT et al. 1985/ és késői eocén folyamán /18. és 19. ábra/, a batiális fácies kimaradásával. Ez a kiemelt, habár sekélytengerrel előtött régió határolta az egész ÉK-Bakony mélytengeri depresszióját a bartoni és priabonai folyamán. Mór környékén a batiális környezet rövidéletű volt, amint azt a balinkai fúrási szelvények igazolják /v.ö. 3.2.3.2./. Itt kereshetjük a bakonyi mélymedence és az oroszlány-balatonbozsoki sekélymedence közötti ősföldrajzi átmenetet. A korai priabonaiiban egy új mélymedence hirtelen kialakulása ment végbe a fenti sekélytengeri egység É-i részén, Piszke - Lábatlan - Nyergesújfalu térségében, mely térség azonban már a Bakony területén kívül fekszik /2. ábra, 18. és 19. ábrák/.

Összefoglalva: a bakonyi eocén mélymedence határai a fáciesek trendjei alapján déli és keleti irányban durva közelítéssel megvonhatók /18. ábra/. Észak felé azonban a medence központi részét vágják el a vetők. Így például: néhány kilométerre a somlóvásárhelyi szelvénytől /v.ö. 3.1.1./, mely a medence eddig ismert legmélyebb régióját tárja fel, poszt-paleogén vető határolja az eocént. E vető ÉNy-i szárnyán eocén kőzetnek nyomát sem találjuk akár a Pannóniai-medence aljzatát, akár a Keleti-Alpok legkeletibb nyúlványait vizsgáljuk. Hasonló helyzet észlelhető az É-Bakonyban, ahol a bakonyszentkirályi szelvény mélytengeri fáciese mindössze néhány kilométerre van attól a vetőtől, amelyen túl a legközelebbi eocén Szlovákia belső-kárpáti fliszónájában észlelhető /1. és 19. ábra/.

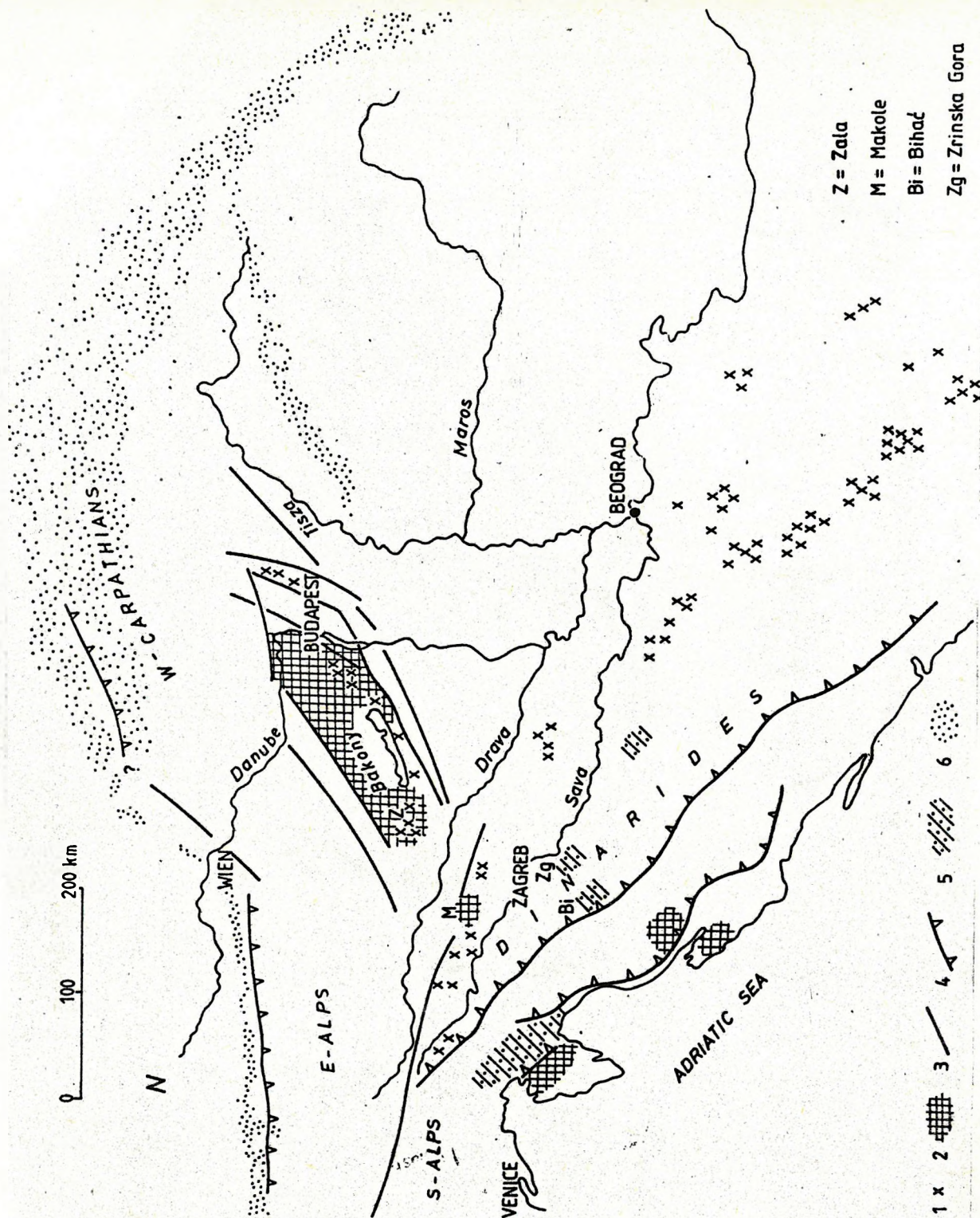
A bakonyi eocén medence északi pereme ismeretlen. A vetők két módon is működhettek: normál vetőként, vagy oldalas eltolódással. Az első esetben az erő-

ző totális hatásaként tűnt el az eocén, a második esetben az oldalas elmozdulás "vitte el" a medence északi folytatását tetemes távolságra. Ha az utóbbi folyamat dominált, úgy elmondható, hogy a bakonyi medence északi részét eddig nem találtuk meg, s csak halvány reményünk lehet arra, hogy talán a belső-kárpáti flisben majd egyszer felleljük.

A legnyilvánvalóbb tengeri összeköttetés a Bakonyi Eocén Medencéből DNY felé nyomozható. Az északolasz és dinári rokonságot markánsan jelzi a Tethysre jellemző fauna, így az Alveolinák, Nummuliteszek /KECSKEMÉTI 1980/, a tethys-i molluszkák, stb. Azonfelül - habár nem hézagatlanul - laterális kontinuitás észlelhető egészen a Karavankákig /Déli-Alpok/.

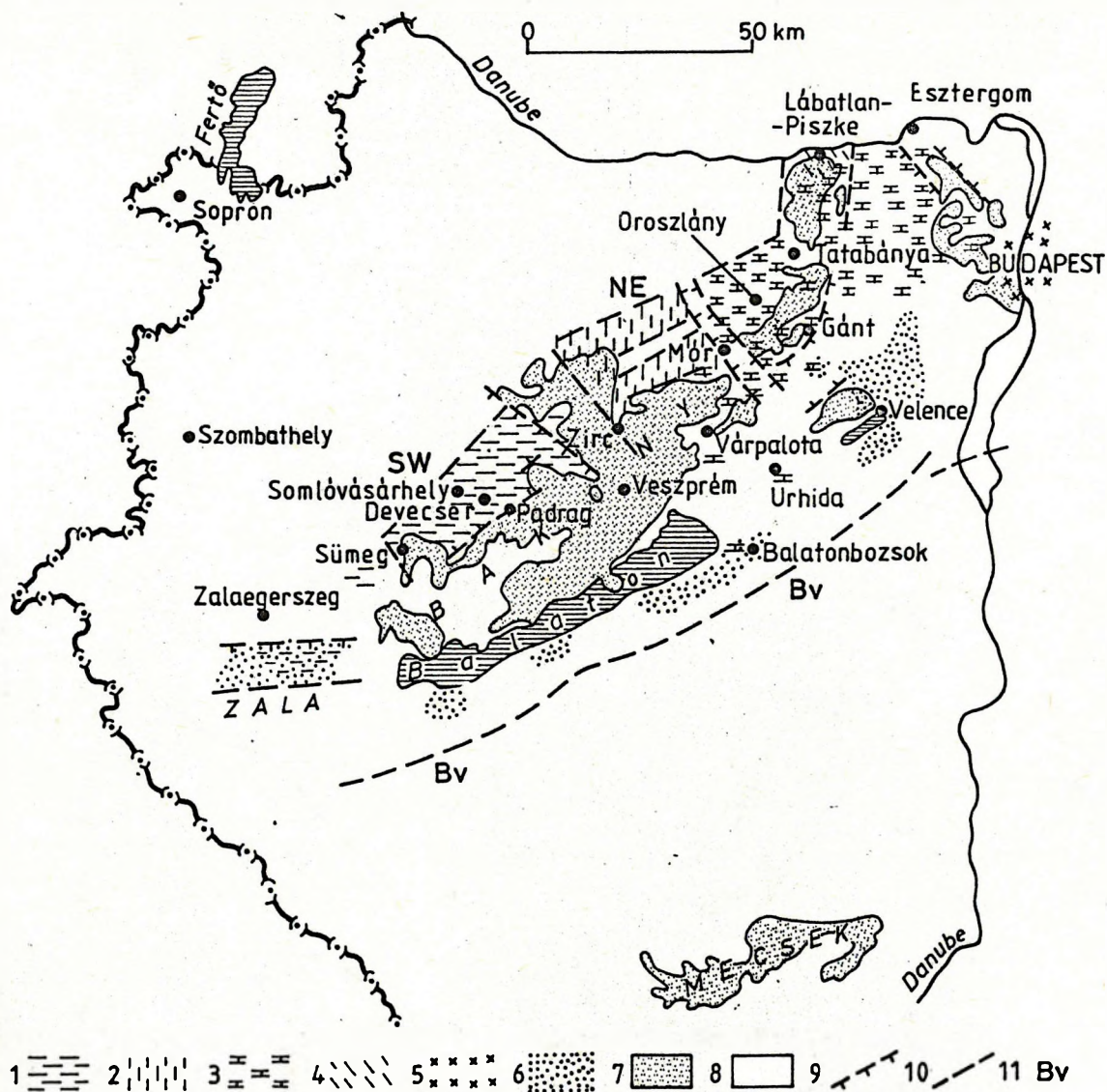
A Bakonytól DNY-ra az első ismert, fennmaradt láncszem az előfordulások sorában a Zalai-medence aljzatában észlelt eocén. Felsőlutéciai - alsóbartoni self-mészkö /a Szóci Mészkövel azonos/, fedőjében a bartoni hemipelágikus márga /Padragi Márga/ rétegsorát számos szénhidrogénkutató fúrás harántolta. E fáciesekben a kor, vastagság, kifejlődés teljesen azonos a DNY-Bakonyban megismert eocénnel. Így az utóbbi laterális folytatásának tekintendők. Legfontosabb, eocént feltáró fúrások Zalában a Nagylengyel-500, Csatár-1, Bak-1 -2, -4, Zalatárnok-1, -2, Zalaszentmihály-1, -2 /NAGYMAROSY -VARGA 1988, KÖRÖSSY 1988/. A bartoni Padragi Márgában piroklasztit közbetelepülések is megjelennek, de a Márga fedőjében egyes fúrások teljes sztratovulkáni komplexumokat tártak fel több mint 1000 méteres vastagságban. Az andezitvulkanitok kora bartoni - alsó priabonai. A zalai eocén összletet pannóniai formációk fedik diszkordánsan 1500-2000 m-es mélységben.

A következő eocén előfordulás DNY felé továbbhaladva Észak-Horvátország és Észak-Szlavónia területéről ismert. "Töredékesen feltárt autochton mészkövek képviselik, melyek a Karavankáktól a koroskói területen át a magyarországi dombvidékekig nyomozhatók /SIKIC - SIKIC 1979, p.113/. Az idézett feltárások eocénje nincs megfelelő részletességgel feldolgozva. A nagyforaminiferák alapján a lutéciai,



19. ábra. A Bakony hegység lutéciai - priabonai medence fragmentumának helyzete az alpi-dinári-Ny kárpáti keretben. Kiemelkedő a késő eocén /bartoni-priabonai és korai oligocén andezit ív jelenlegi helyzete a dinári és Pannon medence területein. Jelkules: 1.késő eocén és korai oligocén andezitek 2.lutéciai-priabonai üledékes tengeri medencék 3.vető, vagy lineament 4.alátolódási, illetve szubdukciós zónák a paleogénben 5.eocén flis 6.flis általában

Fig. 19. The location of the Bakony Lutetian-Priabonian Basin fragment within the Alpine-Dinaric-Carpathians frame. Note the present position of the Late Eocene /mainly Bartonian-Priabonian/ to Earliest Oligocene andesitic arc in the Dinaric and Pannonian Area. Captions: 1.Late Eocene - Earliest Oligocene andesites 2.Lutetian-Priabonian marine sedimentary basins 3.Fault or lineament 4.Underthrusting and/or subduction zones in the Paleogene 5.Eocene flysch 6.Flysch in general



2. ábra. Lutéciai - korai priabonai formációk a Bakony hegységben és a környező területeken, beleértve a késő miocén Pannóniai medencealjazatot is. Jelmű: 1. a délnyugati Bakony eocén rétegsora 2. az északkeleti Bakony eocén rétegsora 3. sekélytengeri eocén a Bakonytól ÉK-re 4. korai priabonai Piszkei Márga 5. késő priabonai Budai Márga Formáció az alján selfmészkövel 6. andezites vulkánikus kőzetek / piroklastikus és sztratovulkánikus sorozatok / 7. paleozoikum és mezozoikum a felszínen illetve felszínközépen 8. neogén képződmények a felszínen, főként a késő miocén Pannóniai-medence 9. vetők 10. valószínű oldaleltolódások 11. Balaton vonal

Fig. 2. Lutetian to Early Priabonian formations in the Bakony and in the surrounding area, including the basement of the Late Miocene Pannonian Basin. Captions: 1. Eocene sequence in the SW Bakony 2. Eocene sequence in the NE Bakony 3. Shallow marine Eocene in the area NE of the Bakony 4. Early Priabonian Piszke Marl Formation 5. Late Priabonian Buda Marl Formation with basal shelf limestone 6. Andesite volcanic rocks / pyroclastic and stratovolcanic sequences 7. Paleozoic and Mesozoic rocks on the surface or near to the surface 8. Neogene formations on the surface, mainly the Late Miocene Pannonian Basin 9. Faults 10. Probable wrench faults 11. Balaton Line

bartoni és priabonai emeletekbe tartoznak, míg nyugaton tengeri cuisient is találtak /SIKIC - SIKIC 1979/.

A legteljesebb eocén előfordulást Zágrábtól északra, Zalától DNY-ra ismerjük a Makole-oól /19. ábra/. A szlovéniai eocén erős gyűrődést szenvedett a korai oligocénben és a késői miocénben.

Jelentékeny rokonság állapítható meg a Zágrábtól délre kibukkanó dinári eocén /Zrinska gora, Bihac/ és a bakonyi eocén között, annak ellenére, hogy az előbbi "flis" címszó alatt foglalják össze. A DNY-bakonyihoz hasonló lutéciai karbonátos self mészkőösszletei Isztriából és Dalmáciából mélyen benyúlnak a belső dinári területre, így pl. Zágrábtól délre, a Zrinska gora vidékére. SIKIC - SIKIC /1979/ szerint a "középső eocén" folyamán e karbonátos self drasztikusan elkeskenyedik, majd teljesen eltűnik, hogy a flis lerakódásának adja át helyét. Hasonló tendenciát láttunk a DNY-Bakonyban és Zalában, ahol hemipelágikus márga és turbidites-fluxoturbidites homokok váltják fel a mészkőképződést a késői lutáciaiban, korai bartoniban. Mi nem nevezzük flisnek a turbidites Padragi Márgát. A Dinaridák felé történő laterális nyomozás azonban a poszteocén takaróképződések és gyűrődések miatt elég reménytelennek tűnnek.

Figyelemre méltó a fejlődéstörténeti hasonlóság a Bakony és a Svájci-Alpok Helvétikumának eocénje között. Az utóbbi terület eocénjét HERB /1988/ ismertette, mint egy ÉNy felé migráló transzgressziós sorozatot. A transzgresszió ÉNy felé töntető időbeli elcsúszása emlékeztet arra, amint a hazai eocén transzgressziók ÉK-i irányban egyre fiatalabbak. Rendkívüli a hasonlóság a két területen a fáciesek egymásutánjában is /mészkő, globigerinás márga, flis/. Ezen jelenségek mögött közös, vagy hasonló geodinamikai okokat tetelezzünk fel.

A külső-kárpáti flisövezettel való kapcsolat nincs kielégítően bizonyítva. Mindazáltal ilyen irányú ősföldrajzi összeköttetés valószínűsíthető /VASS et

al. 1979, BÁLDI 1982, 1983, 1986, ROYDEN - BÁLDI 1988/. Ez az összeköttetés csak a késői bartoni-priabonai korszakokban állhatott fenn /BÁLDI - BEKE 1984/. Ezt megelőzően csak a dinári-délalpi eocén tenger felé volt nyitottság, annál is inkább, mivel lutéciai-bartoni üledékes kőzetek nem találhatók Észak-Magyarországon és Budapest környékén. A faunisztikai eltérés is jelentős /SAMUEL - SALAJ 1968 "Budai-típusú eocén"-je, ROYDEN - BÁLDI 1988/.

LEMEZTEKTONIKAI SPEKULÁCIÓK

Máskorábban felhívtuk a figyelmet arra, hogy a külső-kárpáti flistakarók palinspasztikus rekonstrukciója igen tetemes "szabad" teret igényel a Kárpátok ívén belüli régióban /BÁLDI 1982, 1983, 1986, ROYDEN - BÁLDI 1988/. A jelenleg itt található tektonikai egységek messze DNY-ról "vándoroltak" ide. Ennek a folyamatnak a fő ideje a középső és késői miocénre tehető, mivel az említett flis-takarók feltöltődésainak /vagy alátöltődésainak/ döntő része is ebben az időszakban játszódott le. KÁZMÉR - KOVÁCS /1985/ továbbfejlesztve ezt az elgondolást, a Drauzugból való kipréseléssel adtak magyarázatot a fragmentumok "continental escape" jellegű ÉK-i irányú kilökődésére. BALLA /1987/ szerint a Mecsek-tiszai fragmentum paleomágneses adatok alapján messze keletre forgatható vissza egy palinspasztikus rekonstrukció keretében, így valóban "marad" hely egy szélesebb flisóceán számára.

A fenti hipotézisekből következően a Bakony-zalai eocén eredeti képződési helye valahol a Keleti-Alpok és a Déli-Alpok - Dinaridák közötti régióhoz illeszthető. Mint láttuk, a dinári rokonvonások fennállnak a szedimentációs események fejlődésében és a faunában egyaránt. Ugyesint illeszthető lenne esetleg a Zala-velencei andezites ív a belső-dinári vonulatokban észlelt felsőeocén - korai oligocén andezit övezetéhez, amelyet a Dinaridákban lejátszódott késői eocén A típusú szubdukciós, alátöltődésos folyamat produktumának tartanak. Ilyen értelemben a Bakony-zalai medence ívmögötti /back-arc/ jellege eléggé nyilvánvaló lenne. A mio-

cén csapásirányú vetődései tépték le a dinári andezitívről a Zala-velenceit és juttatták a Balaton-vonal, vagy a Közép-magyarországi vonal mentén ÉK-re.

Egy másik gondolatmenet szerint a Keleti-Alpok késői eocén, dél felé alábukó európai lemezének szubdukciójából vezetnénk le a Zala-velencei ívet. Ez esetben ív előtti /fore-arc/ depresszióról lenne szó. Tőle északra és nyugatra meg kellene találnunk a megfelelő árokkitöltő és egyéb flisösszleteket, amelyeket a rhenodanubiai, de főleg a belső és külső kárpáti fliskomplexumokban esetleg fel is ismerhetünk.

A fenti bonyolult spekulációk és lehetőségek közül a valószínűbb megoldás megtalálására további intenzív adatgyűjtő, elemző kutatásokra lesz szükségünk.

KÖSZÖNETEK

A jelen kutatási téma kidolgozására a Magyar Tudományos Akadémia 3370113 számú OTKA témája adott lehetőséget és anyagi fedezetet. A szerzők a párizsi P. et M. Curie Egyetem Üledékes Földtani Laboratóriuma és az ELTE Földtani Tanszéke közötti együttműködés keretében végzett közös munkáért és segítségért elsősorban Prof. J. Dercourt-nak tartoznak köszönettel. Az említett OTKA téma keretében végzett vizsgálatai eredményét számos kollégánk tette részünkre hozzáférhetővé saját munkájuk leírása előtt, így hálásak vagyunk információikért Monostori M., NAGYMAROSY A., Kecskeméti T., Vörös A., Kázmér M. Horváthné Kollányi K., Kókay J., Szabó Cs., Bernhardt B. és Daridáné Tichy M. kollégáinknak. Munkánk elkészüléséhez nagyban hozzájárult Leél-Óssy Sz., Szabó S. és Honfi Jánosné segítsége.

IRODALOM

BÁLDI T. /1982/: A kárpát-pannon rendszer tektonikai és földrajzi fejlődése a középső terciárban /49-19 millió év között/. /Mid-Tertiary tectonic and palaeogeogr. evolution of the Carpathian-East Alpine-Pannonian system/ Őslénytani Viták 28, 79-155.

- BÁLDI T. /1983/: Magyarországi oligocén és alsóiocén formációk. Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI T. /1986/. Mid-Tertiary Stratigraphic and Palaeogeographic Evolution of Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI T. /1989/: Tethys and Paratethys through Oligocene times. Remarks to a comment. Geologicky Zborník-Geologica Carpathica 40/1, 85-99, Pozsony
- BÁLDI T. - BÁLDINÉ BEKE M. /1985/: The evolution of the Hungarian Paleogene Basins. Acta Geologica Hungarica 28/1-2, 5-28, Budapest.
- BÁLDI T. - NAGYMAROSI A. /1976/: A hárs-hegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete /Silification of the Hárshegy Sandstone and its hydrothermal origin/ Földtani Közlemény 106/3, 257-275, Budapest.
- BÁLDI-BEKE M. /1982/: G-2: Padragkút. In: 21st European Micropalaeontological Colloquium, Guidebook, pp.262-274. Hungarian Geological Society, Budapest.
- BÁLDI-BEKE M. - BERNHARDT B. - HORVÁTH-KOLLÁNYI K. - LANTOS M. /1989/: A dunántúli eocén kronosztratigráfiája magneto- és plankton biosztratigráfiai alapon /Chronostratigraphy of the Transdanubian Eocene based on the magneto- and plankton biostratigraphy/. /sajtó alatt/
- BALLA Z. /1987/: Neogene kinematics of the Carpatho-Pannonian region. MAFI Évkönyv 70, 193-199, Budapest.
- BANDY, O.L. - ARNAL, R.E. /1969/: Middle Tertiary basin development, San Joaquin Valley, California. Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 783-820, Boulder.
- BERNHARDT B. - BÁLDI-BEKE M. - LANTOS M. - HORVÁTH-KOLLÁNYI K. - MÁRTON P. /1989/: Eocene magneto- and biostratigraphy at Somlóvásárhely, Hungary. Acta Geologica Hungarica /sajtó alatt/
- BERNHARDT B. - LANTOS M. - MÁRTON P. - BÁLDI-BEKE M. - HORVÁTH-KOLLÁNYI K. - KECSKEMÉTI T. /1985/: Magneto- and biostratigraphy of an Eocene sequence from borehole Somlóvásárhely-1 /SW Bakony Mts, Hungary/ INA Newsletter 7/2, 53-56, Utrecht.
- BIGNOT, G. - BLONDEAU, A. - GUERNET, C. - PERREAU, M. - POIGNANT, A. - RENARD, M. - RIVELINE, J. - DUDICH E. - GRAUS, C. - KAZMÉR M. /1985/: Age and characteristics of the Eocene transgression at Gánt /Vértes Mts, Transdanubia, Hungary/. Acta Geol. Hung. 28/1-2, 29-48, Budapest.
- BOLTOVSKOY, E. - WRIGHT, R. /1976/: Recent Foraminifera. Junk, The Hague 515 p.
- DANOIS, E. LE /1948/: Les profondeurs de la mer. Payot, Paris, 303 p.

- DARIDA-TICHY M. /1987/: Paleogene andesite volcanism and associated rock alteration/Velence Mountains, Hungary/. *Geologicky Zbornik - Geologica Carpathica* 38/1, 19-34, Pozsony.
- DUDICH E. /1977/: Eocene sedimentary formations and sedimentation in the Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 21, 1-21, Budapest.
- GALLOWAY, W.E. - HOBDDAY, D.K. /1983/: Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer Verlag, New York, 423 p.
- HAQ, B.V. - HARDENBOL, J. - VAIL, P.R. /1987/: Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science* 235, 1156-1157.
- HERB, R. /1988/: Eocene Palaeogeographie und Palaeotektonik des Helvetikums *Eclogae Geol. Helv.* 81/3, 611-657, Basel.
- HORVÁTH F. - DÖVÉNYI P. - SZALAY Á. - ROYDEN, L.M. /1988/: Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: ROYDEN, L.M. - HORVÁTH F. /eds./: The Pannonian Basin, a study in Basin Evolution. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 45, 355-372, Tulsa.
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K. /1983/: Ujabb korrelációs lehetőség a bakonyi és az ÉK-dunántúli terület eocénje között a Bakonyzentkirály Bszk-3 sz. fúrás plankton foraminiferái alapján /A new possibility for correlating the Eocene of the Bakony and NE Transdanubia in the light of planktonic foraminifera from borehole Bakonyzentkirály Bszk-3/. *MÁFI Évi Jel.* 1981-ről 295-325, Budapest.
- HORVÁTH-KOLLÁNYI K. - NAGY-GELLAI Á. /in press/: Foraminiferák palaeo-batimetrikus értékelése paleogén szelvényeknél. *MÁFI Évi Jel.* 1988-ről.
- KÁZMÉR M. - KOVÁCS S. /1985/: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system, evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geol. Hung.* 28/1-2, 71-84, Budapest.
- KECSKEMÉTI T. /1980/: A Bakony hegységi Nummulites fauna paleobiogeográfiai áttekintése /Aperçu paléobiogéographique sur la faune de Nummulites du Bakony/ *Földtani Közlöny* 110/3-4, 432-449, Budapest
- KECSKEMÉTI T. /1982/: A Bakonyhegység Nummulitesének rétegtana, paleobiogeográfiája, törzsfajlódése és fejlődéstörténeti vázlat. Kandidátusi értekezés, kézirat 179 p.
- KECSKEMÉTI T. /1989/: Bathymetric significance of Recent larger foraminifera: an example of application to the Eocene of Hungary *Fragmenta Pal. et Min.* 14, 73-82
- KECSKEMÉTI-KÖRMENDI A. /1980/: Az Észak-keleti-Bakony eocén medence fáciesének puhatestű faunája /La faune mollusques du faciés de bassin éocène du Bakony nord-oriental/ *MÁFI Évkönyve* 63/3, 227 p.
- KENNETH, J.P. /1982/: *Marine Geology* Prentice Hall, Inglewood Cliff, N.J. 813 p.
- KÓKAY J. /1989/: A várpalotai medence és az Urhida-1 sz. fúrás eocén képződményei. *MÁFI Évi Jel.* 1987-ről /sajtó alatt/
- KOPEK G. /1980/: A Bakony hegység ÉK-i részének eocénje /L'Eocène de la partie nord-orientale de la Montagne du Bakony /Transdanubie, Hongrie/ *MÁFI Évkönyve* 63/1, 176 p. Budapest
- KOPEK G. - KECSKEMÉTI T. - DUDICH E. /1965/: Stratigraphische Probleme des Eozans in Transdanubisches Mittelgebirge *Ungarns. Acta Geol. Hung.* 9, 411-426, Budapest.
- KÖRÖSSY L. /1988/: A Zala-medencei kőolaj és földgázkutatás eredményei *Ált. Földtani Szemle* 23, 1-223 p. Budapest.
- LITTLEWOOD, D.J.T. - DONOVAN, S.K. /1988/: Variation of recent *Crassostrea* in Jamaica. *Palaeontology* 33/4, 1013-1028, London
- LOWRIE, W. - ALVAREZ, W. /1981/: One hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology* 9, 392-397, Boulder.
- MARLE, L.J. VAN - HINTE, J.E. VAN - NEDERBRAGT, A.J. /1987/: Plankton percentage of the foraminiferal fauna in seafloor samples from the Australian-Irian Jaya continental margin, Eastern Indonesia. *Marine Geology* 77, 151-156, Amsterdam.
- MORKHOVEN, F.P.C.M. VAN - BERGGREN, W.A. - EDWARDS, A.S. /1986/: Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitane, Mem.* 11, 421 p, Pau. 1
- PARKER, R.H. /1959/: Macro-invertebrata assemblages of Central Texas coastal bays and Laguna Madre. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 43/9, 2100-2166, Tulsa.
- PUJOS-LAMY, A. /1984/: Foraminifères benthiques at bathymetrie: Le Cénozoïque du Gulf de Gascogne *Palaeogeogr. Palaeoclima. Palaeoecol.* 48/1, 39-60, Amsterdam
- ROYDEN, L.H. - BÁLDI T. /1988/: Early Cenozoic tectonics and palaeogeography of the Pannonian and surroundings regions. In: ROYDEN, L.H. - HORVÁTH F. /eds./: The Pannonian Basin, a study in Basin Evolution. *Amer. Ass. Petr. Geol. Memoir* 45, 1-16, Tulsa.
- SAMUEL, O. - SALAJ, J. /1968/: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geologicky Ustav Dionyza Stúra,* 232 p, Pozsony.

- SCHOLL, D.W. -/1963/: Sedimentation in modern coastal swamps, SW Florida. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull. 47, 1581-1603, Tulsa.
- SIKIC, K. - SIKIC, L. /1979/: Distribution of Paleogene in central and northern part of Croatia and in neighbouring parts of Slovenia. In: DROLNE, K. /ed./: 16th European Micropal. Coll. 113-121, Ljubljana
- STRAUSZ L. /1966/: Dudari eocén csigák /Die Eocan-gastropoden von Dudar in Ungarn/ Geol. Hung. ser. Pal. 33, 200 p, Budapest.
- SZÓTS E. /1956/: Magyarország eocén /paleogén/ képződményei /I./ Eocene /Paléogène/ de la Hongrie/. Geol. Hung. ser. Pal. 9, 320 p, Budapest.
- TELEGDI-ROTH K. /1927/: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység ÉNy-i peremén /Spuren einer infraoligozanen Denudation am Nordwestlichen Rande des Transdanubischen Mittelgebirges/ Földtani Közlöny 57, 117-128, Budapest
- THORSON, G. /1957/: Bottom communities. In: HEDGPETH, J.W. /ed./: Treatise on Marine Ecology and Palaeoecology 1. Geol. Soc. Am. Memoir 67, 461-534, Washington D.C.
- VADÁSZ E. /1960/: Magyarország földtana 2. kiadás, Akadémiai Kiadó, Budapest 646 p.
- VARGA P. /1982/: A tardi agyag alsó tengeri szintjének kora allodapikus mészkőbetelepülések alapján /The lower marine member of the Tard Clay: its age on the faunal evidence of allodapic limestone beds/. Földtani Közlöny 112/2, 177-184, Budapest.
- VASS D. - KONECNY V. - SEFARA J. /1979/: Geologická stavba Ipel'skej kotliny a Krupinskej planiny. Geologický ústav Dionyza Stura, 240 p, Pozsony.
- VÖRÖS A. /1989/: Middle Eocene transgression and basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary: sedimentological contributions. Fragmenta Min. et Pal. 14, 63-72, Budapest.
- WRIGHT, R.G. /1977/: Planktonic-benthonic ratio in foraminifera as palaeobathimetric tool. Quantitative evaluation. Annual Am. Ass. Petr. Geol. Soc. Econ. Paleont. Min. Convention, Washington D.C. 65 p.
- ZITTEL, K.A. /1862/: Die obere Nummulitenformation in Ungarn. Sitzungber. der k.k. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl. 46, Abt.1. 353-395, Wien.
- Kéziratoss jelentések a projekt részére /ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest/
- DARIDA-TICHY M. /1988/: Az eocén képződmények elterjedése és jellegei a Balatonfő-velencei hegységben.
- KECSKEMÉTI-KÜRMENDI A. /1986/: A Somló-vásárhely Sv-1 sz. fúrás mollusca faunája
- MONOSTORI M. /1988/: Paleogén ostracodák batimetrikus zonációjának modellje és annak alkalmazása
- NAGYMAROSI A. - VARGA P. /1988/: A magyarországi paleogén medencéket harántoló szeizmikus szelvények közelében mélyült fúrások maganyagának nannoplanktonsztratigráfiai műszaki szakértői vizsgálata.
- SZABÓ Cs. /1988/: A padragkúti felszíni eocén szelvény ásvány-kőzettani vizsgálata

AZ ESZTERGOMI OLIGOCÉN MEDENCETÖREDÉK SÜLLYEDÉSTÖRTÉNETE

Subsidence history of an Oligocene basin fragment
at Esztergom, Hungary

BÁLDI TAMÁS & NAGYNÉ GELLAI ÁGNES

ÖSSZEFOGLALÁS

Az oligocén medence egy töredékének, az esztergomi egységnek süllyedés-történetét rekonstruáljuk. A batimetrikus fejlődés elemzése a foraminiferák és molluszkák paleoökológiai elemzésén, kisebb mértékben terepi szedimentológiai megfigyeléseken nyugszik. Három új magfúrás /Kesztölc-27, Kesztölc-28, Esztergom-123/ anyaga szolgált vizsgálataink alapjául. Mindhárom harántolta a kb. 700 m vastag oligocént - a legmagasabb szinteket kivéve - teljes vastagságban.

Az esztergomi medencetöredék süllyedése kb. 31 millió éve /felsőrupélien vagy felsőkiscellien/ kezdődött, előbb lagunáris üledékek, majd self-homok lerakódásával. A süllyedés további igen gyors ütemének megfelelően - melyet valószínűleg K-re húzóó, szinszediment lisztrikus vető menti normál vetődés okozott - kevés átmenettel batiális, kb. 500 m tengermélységgel jellemezhető környezet alakított ki. Kb. 30, vagy 29 millió éve a süllyedés megállt és a feltöltődés folyamatában előbb a sekélybatiális egerien molluszkás agyag /130 - 300 m mélység/, majd self, végül partvidéki lagunáris és sekélyszublitorális üledékek egymásutánja ülepedett le. A süllyedés- és medencetörténet alig vett igénybe 3 millió évnél többet.

ABSTRACT

Subsidence history of the Esztergom unit, a fragment of the Oligocene basin is reconstructed. Analysis of the bathymetric history is based on the palaeoecological analysis of foraminifers and molluscs, and in a lesser degree, on field sedimentological observations. Our study is based on three cores /Kesztölc-27, -28, Esztergom-123/. All three exposed the 700 m thick Oligocene sequence in full thickness, except the topmost layers.

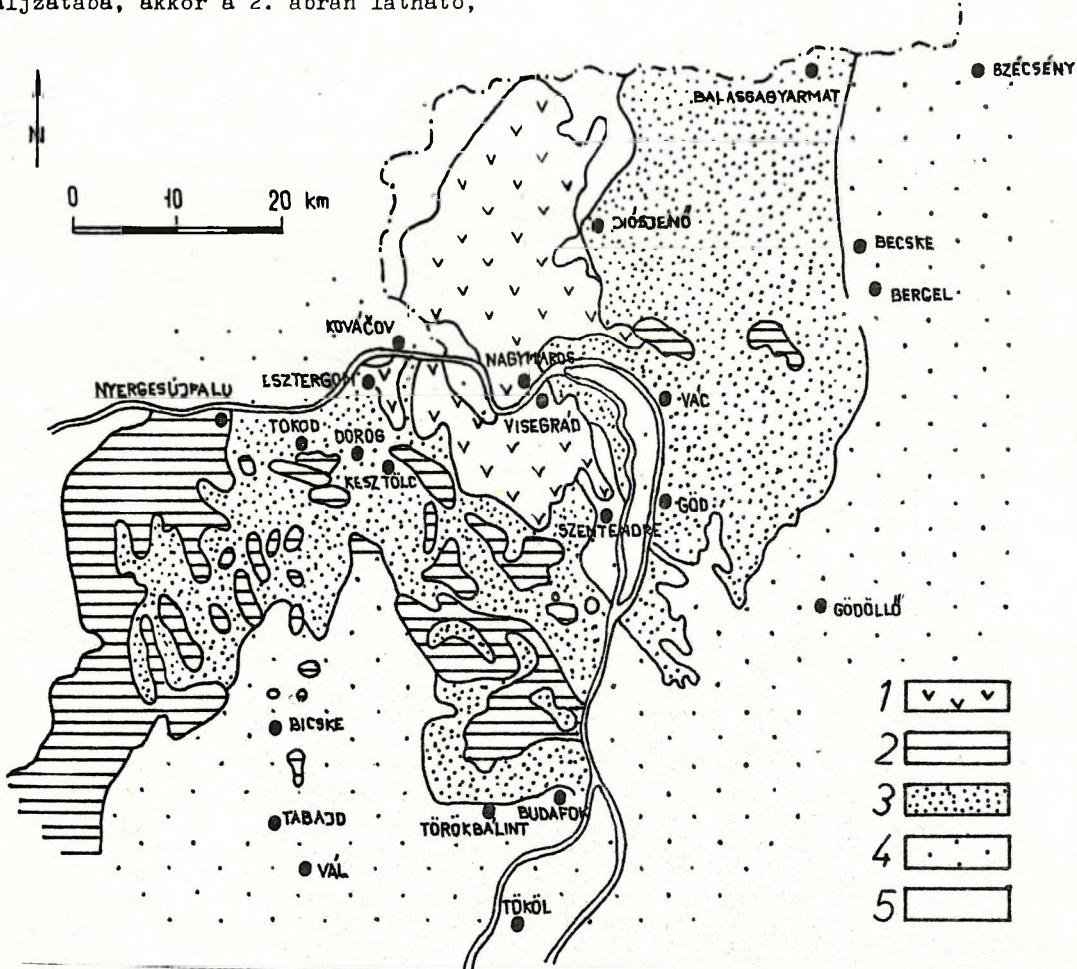
Subsidence of the Esztergom basin fragment started about 31 M.y. ago /Upper Rupelian or Upper Kiscellian/ with deposition of lagoonal sediments followed by shelf sands. Further rapid subsidence /probably along an eastern, synsedimentary listric fault/ produced a bathyal, about 500 m deep environment with minor transitions. About 30 or 29 M.y. ago the subsidence stopped and during the infilling of the basin a shallow bathyal Egerian mollusc clay /130 - 300 m depth/, then a sequence of shelf, and then littoral lagoonal and shallow sublittoral sediments were deposited. The subsidence and infilling of the basin was not longer than 3 million years.

BEVEZETÉS

A mezozoós horsztoktól és miocén andezittől körülhatárolt terület geológiai vázlatát az 1. ábra mutatja be. Esztergomi- ill. Dorogi-medence néven tárgyalta száz év geológiai irodalma /Rozlozsnik et al. 1922, Nagy-Gellai 1973 és mások/. A fenti egység azonban geomorfológiai és bányászati, melyet poszt-paleogén tektonikai "felülírás" /overprint/ alakított ki. Ha ezt a felülírást "lehámozzuk" /eltávolítjuk a miocén andezitet és a mezozoós rögöket visszaforgatjuk az oligocén medence aljzatába, akkor a 2. ábrán látható,

még mindig bonyolult képet kapjuk. Négy egymástól többé-kevésbé élesen elkülönülő fácies-egységet különböztethetünk meg, mely egyszerűsítve a 3. ábrán kerül bemutatásra. Különösen lényeges a differencia a IV. és a többi egység között. Ezt ugyanis aláhúzza:

- a IV. egységben az egész oligocénen végighúzódó, folyamatos tengeri üledékképződés, amit priabonai transzgresszió vezetett be, szemben azzal a ténnyel, hogy az I-III. egységekben legkorábban csak a felsőkiscellienben /NP 24 nannozóna/ transz-gredált a tenger az infraoligocén denudációt követően /Telegdi-Roth 1927/
- továbbá, hogy a laterális érintkezés - amint az a Budai-hegységben a



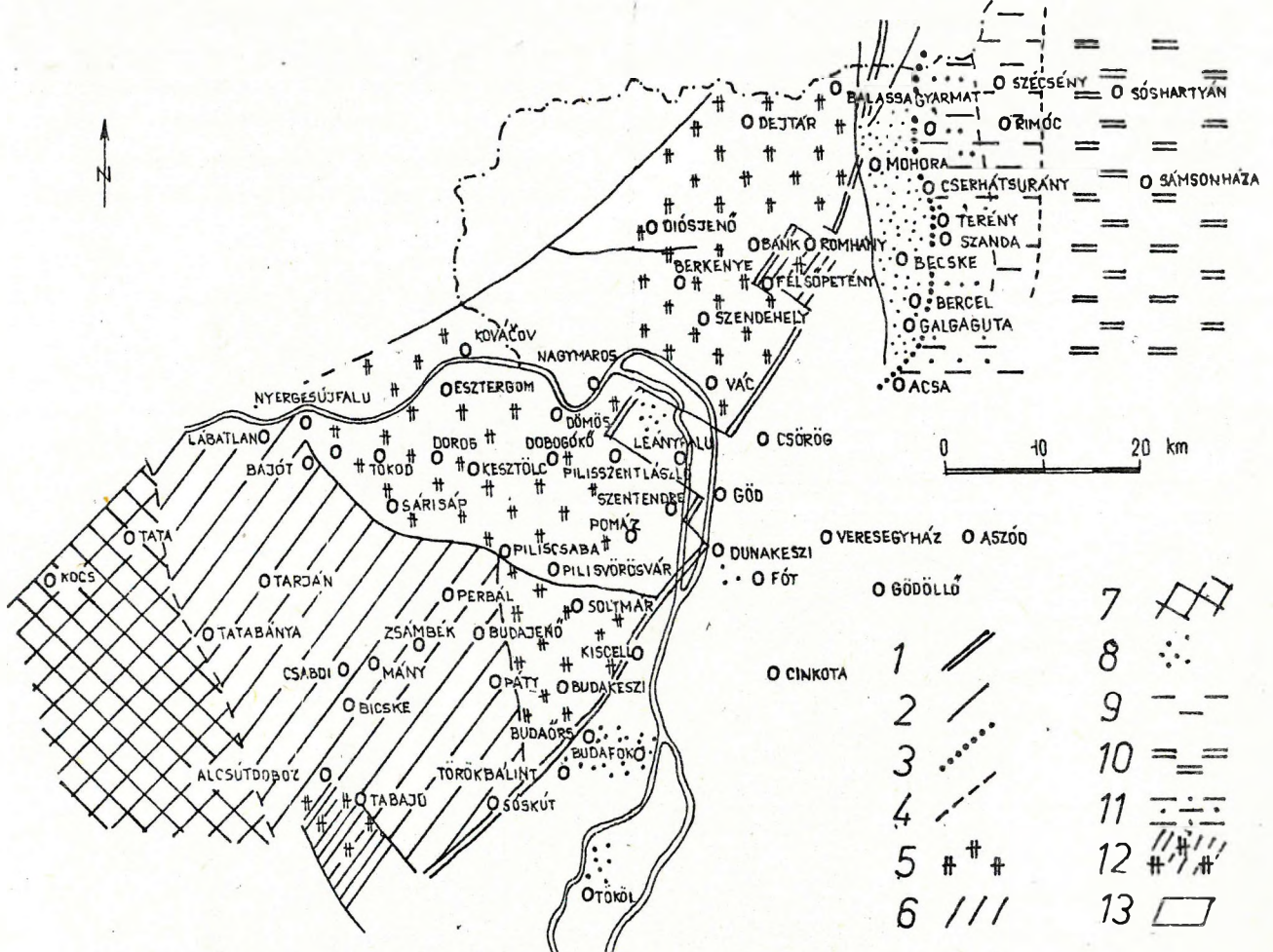
1. ábra Az esztergomi oligocén medencetöredék helyzete a tagabb földtani környezetben. Jelmagyarázat: 1.Miocén /bádeni/ andezit-összet 2.Fel-színre bukkanó mezozoikum 3.Oligocén a felszínen vagy a felszín közelében 4.Vastagabb neogénnel takart oligocén 5.Nincs oligocén

Fig. 1. Geological position of the Esztergom Oligocene basin fragment. Legend: 1.Miocene /Badenian/ andesite 2.Mesozoic on the surface 3.Oligocene on or near the surface 4.Oligocene covered by thick Neogene 5.Oligocene missing

felszínen is tanulmányozható - annyira átmenet nélküli, hogy a IV. egység Nyi határát egy nagyobb amplitúdójú, poszt-oligocén, szinisztrális csapásirányú vetőnek kell felfognunk. Ezt a vetőzónát budai-vonalnak neveztük el /Báldi és

Nagymarosi 1976, Báldi 1983/.

A budai vonal oldalas eltolódása mentén tehát az egykori oligocén medence egy centrálisabb töredéke került utólag a vető ÉNy-i szárnyában marginálisabb oligocén mellé /Báldi 1982, 1983/. A budai



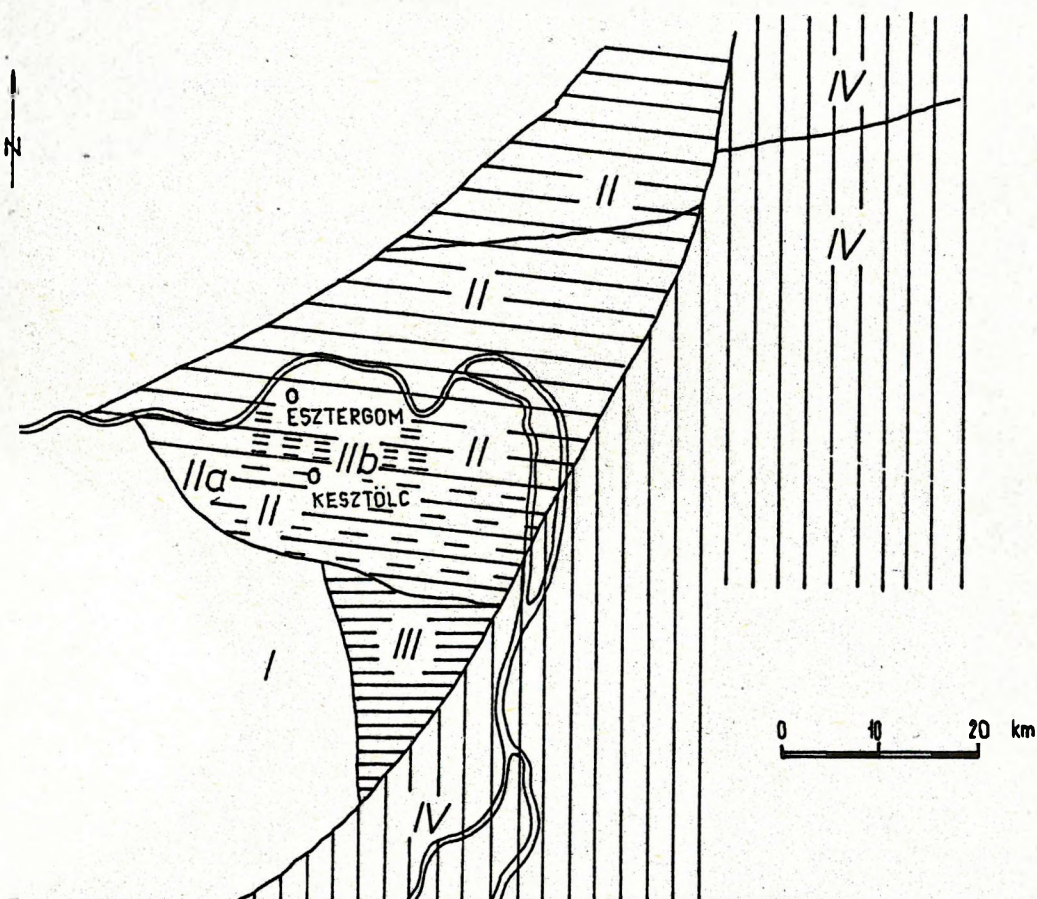
2. ábra Az oligocén eltérő fejlődésű töredékei a vizsgált területen. Jelmagyarázat: 1.A budai vetőzóna 2.Egyéb vetők, vetőzónák 3.A felsőoligocén /egerien/ self-üledékek elterjedésének K-i határa /Törökbálinti Homokkő K-i határa/ 4.Valószínű vetők vagy fácieshatárok 5.Kiscelli Agyag Hárshegyi Homokkő felvétel 6.Alul uralkodóan partvidéki, felfelé nyitott self-fáciesű felsőoligocén, diszkordánsan a mezozoikumon vagy eocénen /Mányi Formáció/. A kiscellien kimarad. 7.Alluviális felsőoligocén, diszkordánsan a mezozoikumon vagy eocénen /Csatka Formáció/. A kiscellien kimarad 8.Eggenburgien Budafoki Homok Formáció a felsőoligocénen /egerienen/ 9.Szécsényi Slír /felső egerien, alsó eggenburgien/ 10.Eggenburgien Pétervásárai Homokkő /glaukonitos homokkő/ a Szécsényi Slír fedőjében 11.Eggenburgien Budafoki Homok a Szécsényi Slír fedőjében 12.Alsó-kiscellien Tardi Agyag fedőjében Hárshegyi Homokkő 13.Tardi Agyag, Kiscelli Agyag és tengeri egerien szekvenciája priabonien fekvővel /Budai Márta/. Csak a budai vetőzónától DK-re.

Fig. 2. Fragments with different Oligocene history. Legend: 1.The Buda fault zone 2.Other faults, fault zones 3.Eastern boundary of Upper Oligocene /Egerian/ shelf sediments /Eastern boundary of Törökbálint Sandstone/ 4.Probable faults or facies boundaries 5.Kiscell Clay underlain by Hárshegy Sandstone 6.Upper Oligocene, mostly littoral below, open shelf above, lying discordantly on Mesozoic or Eocene /Mányi Formation/. Kiscellian missing 7.Alluvial Upper Oligocene, lying discordantly on Mesozoic or Eocene /Csatka Formation/. Kiscellian missing 8.Eggenburgian Budafok Sand Formation overlying Upper Oligocene /Egerian/ 9.Szécsény Schlier /Upper Egerian, Lower Eggenburgian/ 10.Eggenburgian Pétervására Sandstone /glauconitic sandstone/ overlying Szécsény Schlier 11.Eggenburgian Budafok Sand overlying Szécsény Schlier 12.Lower Kiscellian Tard Clay overlain by Hárshegy Sandstone

vetőzóna DK-i szárnyának oligocénjét Budai-medencének neveztük el /Báldi és Báldi-Beke 1985/, míg Ny-i, ÉNy-i szárnyára az Esztergomi-medence elnevezést javasoltuk. Valójában az Esztergomi- és a Budai-medence - a fáciesekben és a faunákban talált szoros rokonság alapján - egy és ugyanazon nagymedence két töredékének fogható fel. A kettő összehasonlítására szolgáljon a 4. ábra. Helyesebb talán a továbbiakban esztergomi és budai egységről beszélni. Amennyiben a budai "vonal" oldalas eltolódás, úgy legalább

ilyen éles különbségeket várhatunk az eocénben és mezozoikumban. Az eocén vonatkozásában ez a különbség kétségtelen: a Ny-i szárnyban lutécien - bartonien - priabonien sorozatot találunk, míg a K-i szárnyban csak késő priabonien van jelen /Báldi 1984, 1986/. Egyesek szerint a mezozoikum nagyon élesen elkülönül /v.ö. Horusitzky 1943 és azóta mások is/. Ez utóbbi kérdésben egyelőre még viták vannak, melyek személyes vonzatok miatt nehezen rendeződnek.

Mint a 2. és 3. ábrából kitűnik, az esztergomi egység sem egységes teljesen.



3. ábra Az oligocén főbb fácies-egységei a 2. ábra alapján. Jelmagyarázat: I= Transzgresszió a felsőoligocénben, Mányi Formáció /csak egerien és csak lagunáris- és shelf-fáciések/ II= Transzgresszió a felsőkiscellienben: Hárshegyi Homokkő-Kiscelli Agyag - egerien szekvencia II/a= A Kiscelli Agyag peremi kivékonyodása, kimaradása II/b= A medencetöredék eddig legjobban ismert centrálisabb része /Esztergom és Kesztölc vidéke/ III= Transzgresszió a felsőkiscellienben, a Hárshegyi Homokkőre a felsőkiscelli Budakeszi Tagozat települ IV= Transzgresszió a priabonienben, teljes oligocén szekvencia B.V.= Budai vetőzóna

Fig. 3. Main facies units of the Oligocene after Fig. 2. Legend: I= Transgression in the Upper Oligocene: Mányi Formation /Egerian only, lagoonal and shelf facies only/ II= Transgression in Upper Kiscellian: Hárshegy Sandstone - Kiscell Clay - Egerian succession II/a= Thinning and absence of Kiscell Clay at the margins II/b= The best known, central part of the basin fragment /area of Esztergom and Kesztölc/ III= Transgression in Upper Kiscellian: Hárshegy Sandstone overlain by Upper Kiscellian Budakeszi Member IV= Transgression in the Priabonian, full Oligocene succession B.V.= Buda fault zone

Az I-es területet, mely a Mány-Zsúmbéki-medencét öleli fel, csak az egerienben érte el a transzgresszió /Báldi 1967/, batiális oligocén fáciesek itt sosem fejlődtek ki. Ezt az oligocén összletet Mányi Formáció néven foglaljuk össze /Báldi 1969, 1976/.

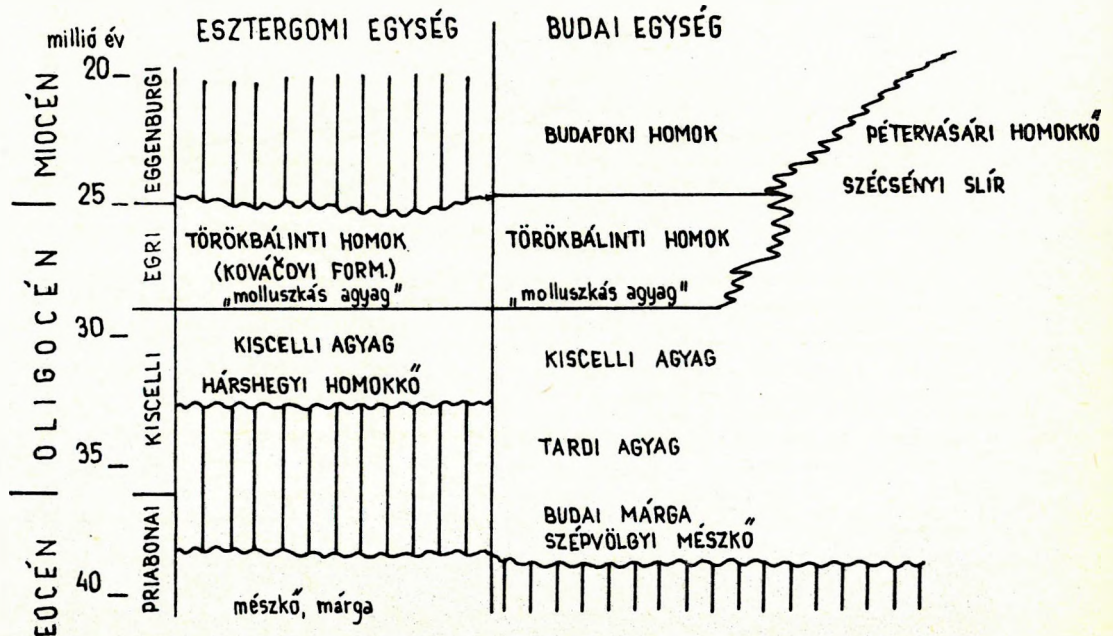
A III. egységben a transzgresszió a felső-kiscelliben bekövetkezett, azonban meggyőzően batiális eredetű Kiscelli Agyag nem fejlődött ki, helyette a Budakeszi Tagozatnak nevezett, slírszerű, nagyobb finomhomok-tartalmú üledék rakódott le /Báldi 1983/.

A II. egységben a felsőkiscelli transzgressziót lagunáris, majd self-homok vezet be /Hárshegyi Homokkő/, aminek fedőjében a budai egységhez hasonló Kiscelli Agyag is megjelenik D és Ny felé rohamosan csökkenő vastagságban.

Az esztergomi egység eltérő kifejlődési területei között, bár elég éles laterális átmenetek találhatók, mégis a medencefragmentumon belüli tagolódásra gondolhatunk, amennyiben Esztergom-Keszölc vidéke centrális és mélyebb része volt a medencének, míg az I-es és III-as terület mindvégig self maradt, sőt az I-es /mányi/ területet

csak az egerienben érte el a transzgresszió. A nyílt tenger É és K felé terült el, míg D és főleg DNY felé a self, ill. még távolabb a partvidéki övezetek helyezkedtek el. Az itteni egységek között húzódó intrabazinális vetők lisztrikus "growth faults"-ként működtek az üledék-képződéssel részben egyidejűleg /5. ábra/. K felé a fácieselhatárolás a budai oldalas vető miatt jelenleg nem rekonstruálható. É felé szintén posztoligocén vető nyesi el az esztergomi oligocént a Duna balparti régiójában Párkány /Štúrovo/ környékén /Brestenská in Báldi és Seneš 1975/. Minden jel szerint ez a vető is /amelyet sokan az ún. "Rába-vonal" folytatásának tartanak/ oldalas eltolódást okozott, mivel batiális fácieseket nyes le, és É-i oldalán nincs oligocén a vizsgált régióban.

Ebben az értékelésben kísérletet teszünk az oligocén medence esztergomi része súlyledéstörténeti és bathymetriai fejlődésének rekonstrukciójára.



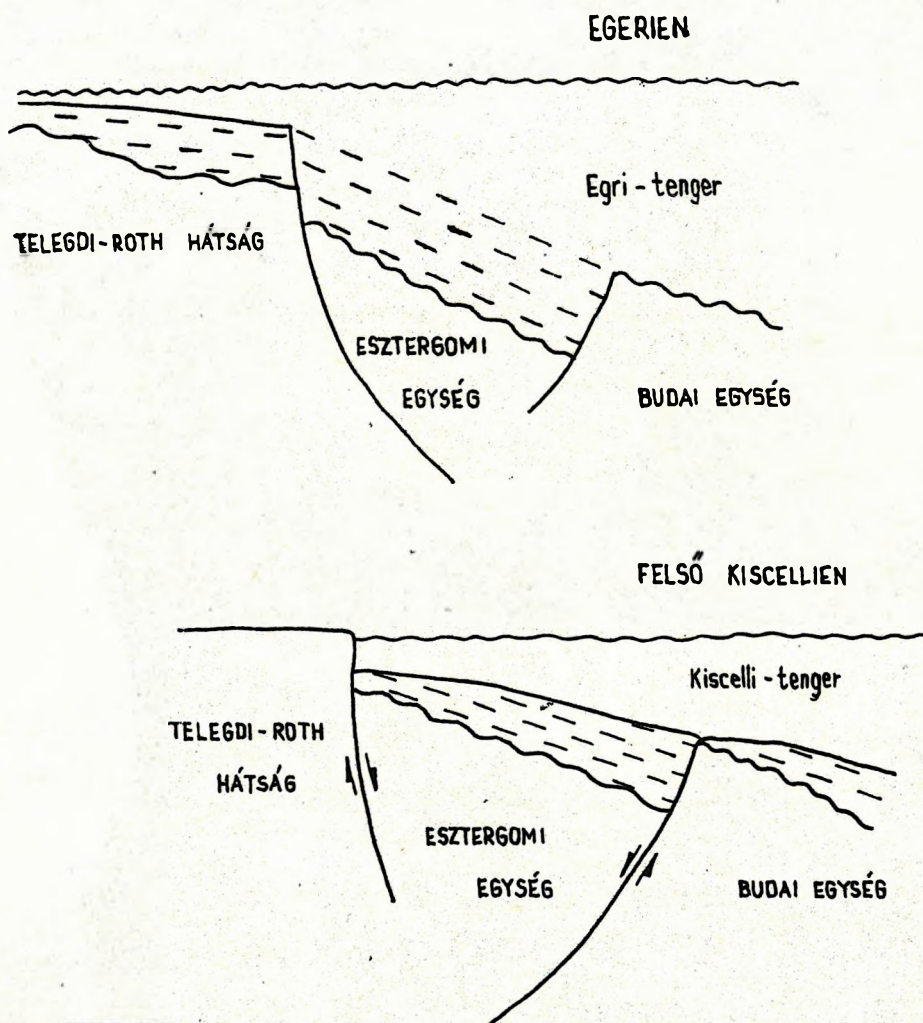
4. ábra Az esztergomi és a budai egység oligocénjének összehasonlítása
Fig. 4. Comparison of the Oligocene in the Esztergom and Buda units

VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

Az esztergomi medencetöredék súly-lyedéstörténetének elemzésére jó lehetőséget adott a nyolcvanas évek közepén, Esztergom és Keszthely között - tehát a fragmentum centrális részében - mélyített három magfúrás tanulmányozása /Esztergom-123, Keszthely-27, -28/ /6. ábra/. Kiegészítésként még hivatkozunk a hatvanas években mélyült Esztergom-20 sz. magfúrásra is /Báldi 1983, Nagy-Gellai

1973/, mely azonban már korábban megjelent a publikációban.

A kronológiát Báldi-Beke /személyes közlés/ nannovizsgálataira, a szerzők foraminifera- /Nagy-Gellai, ez az értekezés/ és molluszk- /Báldi, ez az értekezés/ tanulmányaira alapoztuk. A kronológiai háttérmelegvonások - a törmelékeny üledékképződés sokkal gyorsabb üteme miatt - nem lehettek annyira precízek, mint a bakonyi eocén medencék esetében /Báldi-Beke és Báldi 1990/. Az NP 24 és NP 25 zónák tartamán belül zajlott a medencetöredék tör-



5. ábra A budai vető és a mányi területet /Telegdi-Roth-hátságot/ határoló szinszediment, lisztrikus vető mozgása a késői kiscellienben és az egerienben. Az uralkodóan normál vetődés vízszintes tengely menti rotációja okozhatta a blokkon belüli fáciesövek kialakulását ill. a tenger kimélyülését K felé.

Fig. 5. Motion of the Buda fault and the synsedimentary, listric fault bordering the Mátyás area /Telegdi-Roth ridge/ in Late Kiscellian and Egerian time. Rotation around a horizontal axis of the dominantly normal fault may have caused the formation of facies belts within the block and the deepening of the sea in the east.

A SZELVÉNYEK SZEDIMENTOLÓGIAI -
PALEOÖKOLÓGIAI ELEMZÉSE

A három, még soha nem publikált fúrási szelvény, valamint az E-20-as fúrás több fácies-tani-vertikális tagolását, azok egymással való korrelációját a 7. ábra mutatja be. Az egyes fúrások részletesebb szelvényei a 8., 9. és 10. ábrán láthatók.

Az oligocén üledékösszlet a jellemző fáciesek egymásutánja alapján szintekre tagolható, miután egyes fáciesegységek minden vizsgált szelvényben azonos települési helyzetben világosan felismerhetők mind üledékföldtani, mind őslénytani alapor. Az egyes fáciesegységeket alulról felfelé növekvő római számokkal jeleztük és azok az alábbiak /7. ábra/:

- I. Uralkodóan lagunáris, esztuáriumi fáciesek[†]
- II. Tengeri self homok /alsó/[†]
- III. Batiális Kiscelli Agyag, szórványosan turbidites vagy fluxoturbidites betelepülésekkel - Kiscelli Agyag Formáció

[†]Hárshegyi Homokkő Formáció

IV. Batiális molluszkás "agyag" /inkább aleurit/ fluxoturbidit betelepüléssel[‡]

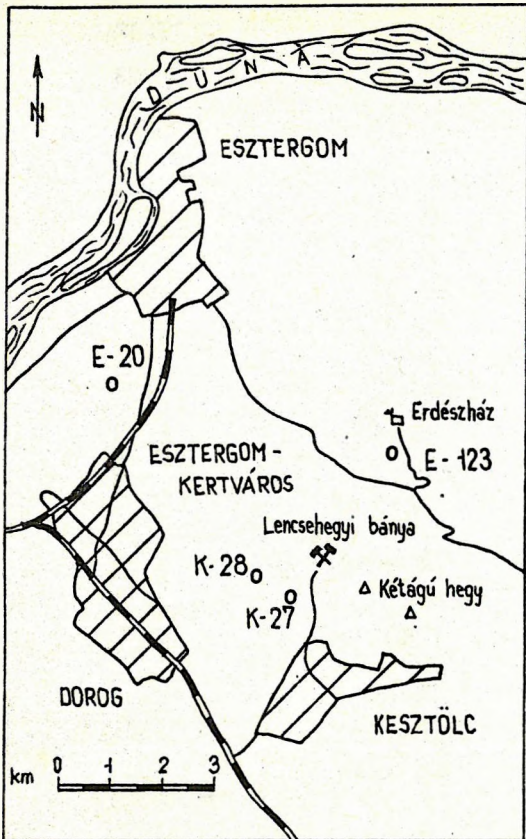
V.A. Tengeri self homok /felső/[‡]

V.B. Lagunáris partvidéki és sekélytengeri üledék /felső/[‡]

[‡]Tbrökbálinti /Kovácsi/ Homok Formáció

- I. Uralkodóan lagunáris, esztuáriumi fáciesek

Ez vezeti be az oligocén üledékciklust. Strandfáciesű, lemezes homokkő, tarka és vörös agyag kőszételepekkel, vagy zsinórokkal, kaolinos homokkő, szürke aleurit váltakozóan építi fel. Kavicsos homok betelepülése is szórványosan észlelhető, a kavicsok átmérője max. 2-3 cm. Egyes rétegekben - az E-20 és K-27 fúrásokban - tömegesen található a néhány ezrelékes só-tartalomra utaló Ammomarginulina és Ammobaculites, valamint Rotalia. Ez a kis diverzitású, nagy egyedszámú foraminifera fauna teljesen hasonló a Chesapeake-öböl esztuáriumaiból leírt recens asszociációkhoz /Ellison 1972/. Hasonló környezetet jeleznek a molluszkák. A K-27-ben talált Tympanotonus - Pirenella közösségek 10-20

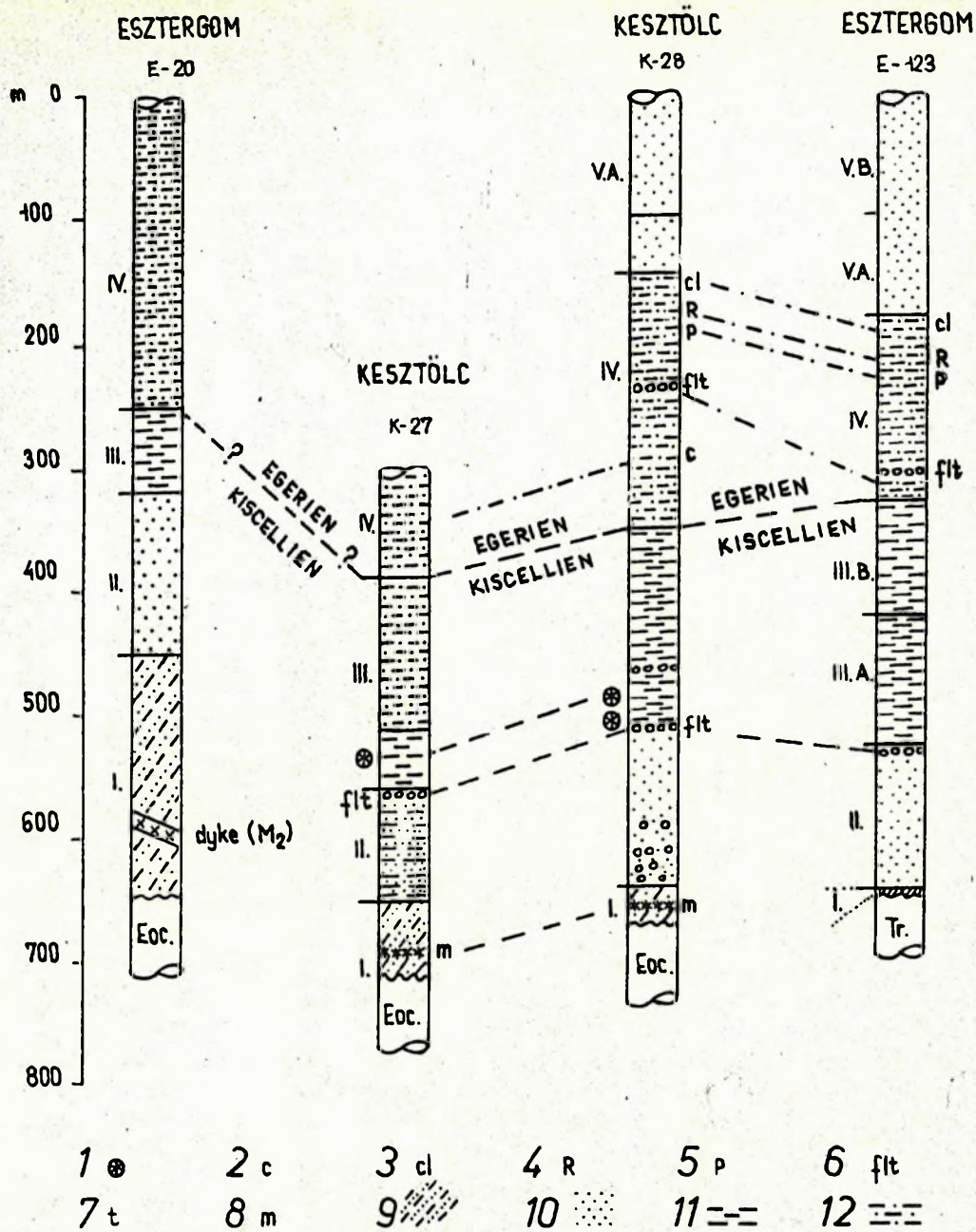


6. ábra Az esztergomi egység területén mélyült, jelen cikkben publikált oligocén magfúrások helyzete /E-123, K-27, K-28 : magfúrások számai/

Fig. 6. Location of the studied boreholes /E-123, K-27, K-28/

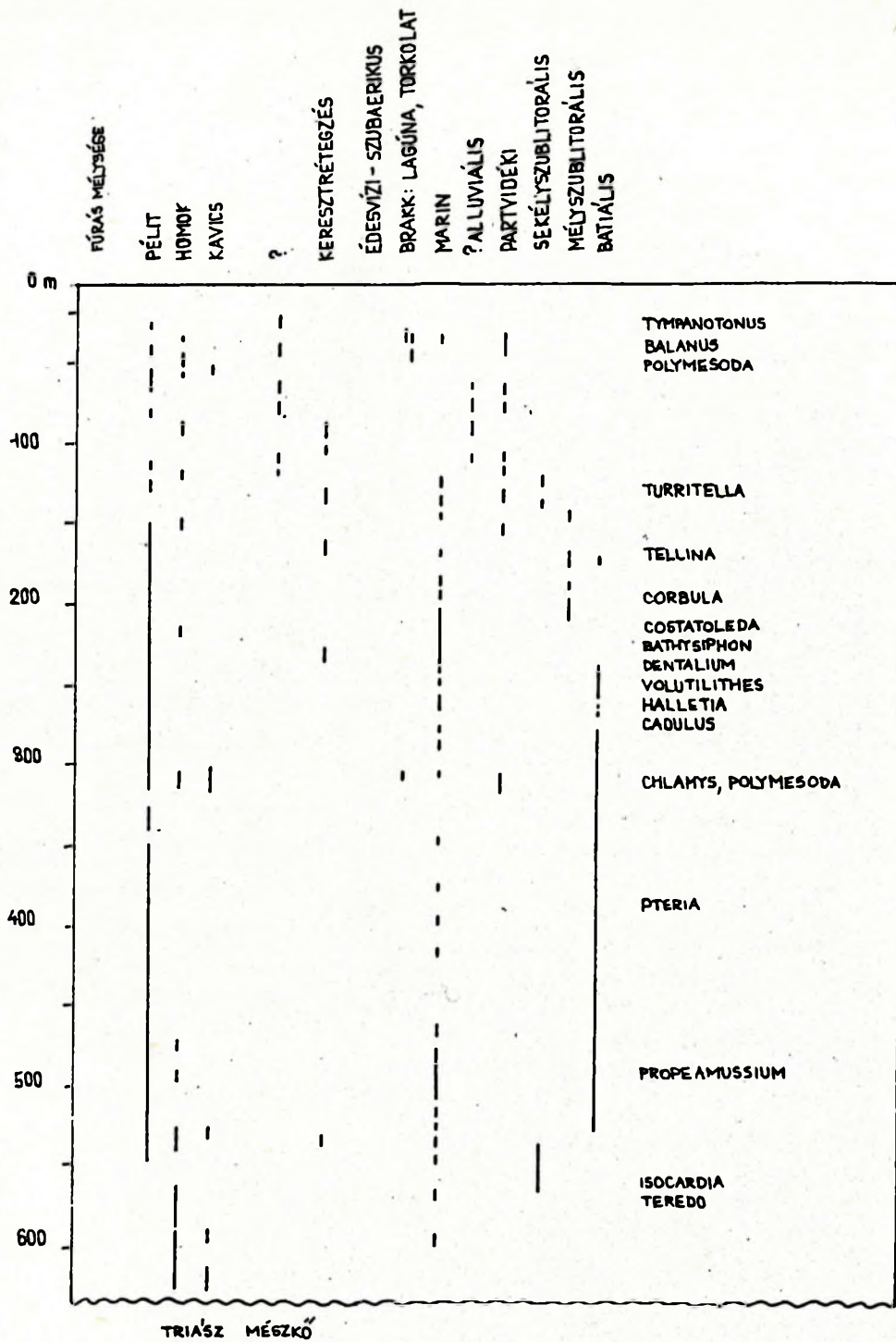
ténete, ami maximálisan kb. 6-7 millió évnnyi intervallum /felsőkiscellien: kb. 31 millió év - felső-egerien: kb. 25 millió év/. Az egerien - kiscellien határa csak a foraminiferák és molluszkák alapján vonható meg, miután e határ - definíció szerint - az NP 24-es nannozónán belül húzódik /Báldi és Seneš 1975/.

A medence süllyedéstörténetének rekonstrukciójához szükséges batimetrikus vizsgálatokat a foraminiferák és molluszkák /kis mértékben az ostracodák: Monostori M. kézírásos jelentése/ ökológiai elemzésére, valamint terepi szedimentológiai adatokra alapoztuk.



7. ábra A vizsgált magfúrások vázlatos szelvénye és azok korrelációja. Jelmagyarázat: 1. Ahermatipikus koralltelepek szintje 2. *Cylocardia scalaris*-os szint 3. *Costatoleda* szint 4. *Ringicula* szint 5. *Peneroplis*-os szint 6. fluxoturbidit-betelepülés 7. turbidit-betelepülés 8. tengeri /marin/ betelepülés a lagunáris szintben 9. Tarkaagyag, szénzsinóros homok, aleurit, csökkentsósvízi-édesvízi fácies 10. Homok, homokkő általában 11. Tipikus Kiscelli Agyag litofácies 12. Agyagos aleurit /"molluszkás agyag"/. További magyarázat a szövegben.

Fig. 7. Correlation of the boreholes. Legend: 1. Level of ahermatypic coral colonies 2. Level with *Cylocardia scalaris* 3. Level with *Costatoleda* 4. Level with *Ringicula* 5. Level with *Peneroplis* 6. fluxoturbidite 7. turbidite 8. marine intercalation on the lagoonal level 9. mottled clay, sand with coal bands, siltstone, brackish and freshwater facies 10. Sand, sandstone 11. Typical Kiscell Clay lithofacies 12. Argillaceous siltstone /"mollusc clay"/. Further explanations in the text.



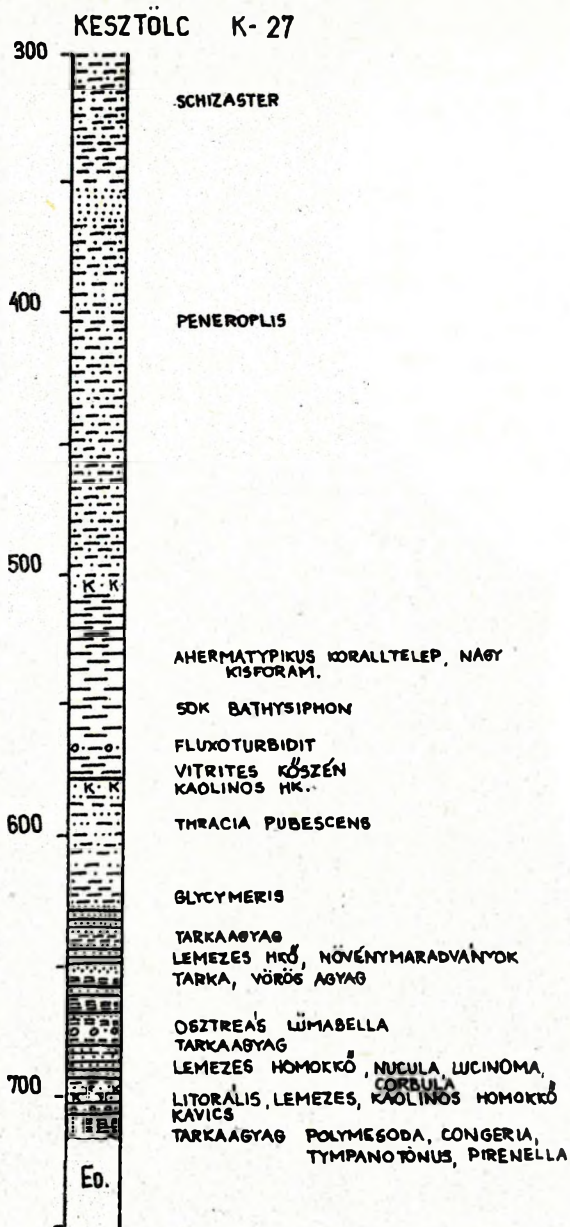
8. ábra Az E-123 sz. fúrás szelvénye
 Fig. 8. Profile of E-123 borehole

ezrelékes, ingadozó sótartalmú lagúnát, míg a Polymesoda - Tympanotonus közösségek /Theodoxus, Ostrea, Congeria stb-vel/ 4-10 ezrelékes sótartalmú lagúnát, vagy esztuáriumot indikálnak /Báldi 1973/. A K-28 ugyanezen szintjében kifejezetten édesvízi - oligohalin együttest /Brotia, Viviparus, Melanopsis/ találtunk /sótartalom kisebb, mint 4 ezrelék/.

Az I-cs fáciesegység vastagsága ingadozást mutat, éspedig Ny-ról K felé csökkenő vastagsággal. Míg az E-20-ban csaknem 200 m, Kesztlőc mellett 40-60 m, addig a legkeletibb helyzetű E-123-ban elhanyagolhatóan vékony tarka agyag képviseli. Nagy valószínűséggel a transzgresszió K-ről Ny-i irányban haladt a felsőkiscellienben, sőt Esztergom tágabb környékén, Bajót - Sárisáp - Piliscsaba vonala mentén meg is torpant /v.ö. 3. ábra/. A délnyugatabbra eső térséget csak az egerien elején öntötte el a tenger /Báldi 1967, 1973/.

A lagunáris fáciesegység egyébként már korábban leírásra került az esztergomi oligocén töredék területének számos más helyéről - így más fúrásokból /Nagy-Gellai 1973/ és felszíni feltárásokból is /Horváth in Báldi 1983, Báldi et al. 1976/ - mint a pilisvörösvári Ór-hegy, a sárisápi kaolin-kutatási terület, a pilisszentkereszti Szurdok-völgy bejárata, Úröm - Rókahegy. E felszíni feltárásokban a Miliammina - Ammobaculites - Ammomarginulina - Rotalia fauna jelenléte is indikálja az azonosságot.

A fáciesegység települési helyzete is teljesen azonos az egész területen: diszkordánsan fekszik mezozoikumon, vagy eocénen, mint a süllyedni kezdő oligocén medence első, partvidéki üledéke. A tenger közelségét az is jelzi, hogy mindkét kesztölci fúrásból /K-27, K-28/ Mucula, Turritella, Corbula tartalmú vékony betelepülés volt kimutatható az egyébként

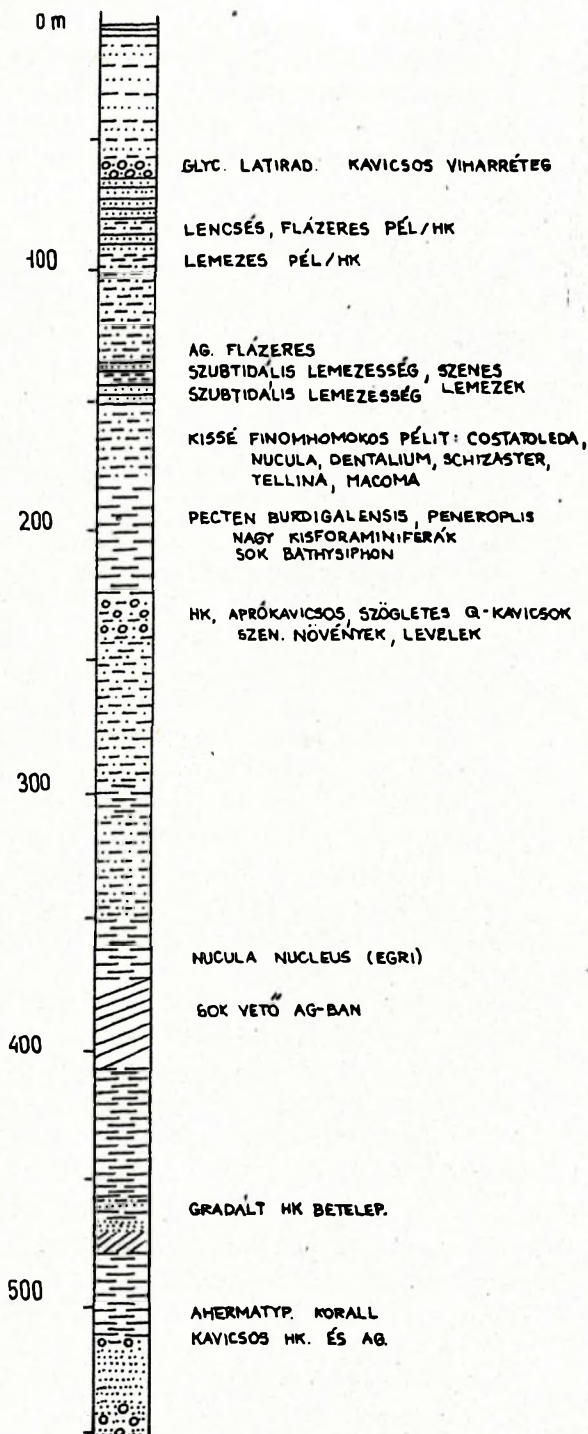


9. ábra A K-27 sz. fúrás részletes szelvénye. Jelmagyarázat: 1.Tarka- és vörösayag 2.Kavicsos, molluszkahéjas durvahomok 3.Lemezes homokkő 4.Agyagos aleurit 5.Finomhomokos aleurit 6.Aleuritos agyagmárga /Kiscelli Agyag/ 7.Szürke agyag 8.Kaolinos homok EO = eocén

Fig. 9. Detailed profile of K-27 borehole. Legend: 1.Mottled and red clay 2.Coarse sand with gravel and mollusc shells 3.Laminated sandstone 4.Argillaceous siltstone 5.Siltstone with fine sand 6.Argillaceous marl with siltstone /Kiscell Clay/ 7.Grey clay 8.Kaolinitic sand EO = Eocene

KESZTÖLC

K-28



brakkvízi - édesvízi rétegsorokból. A rövid epizódot a 7. ábrán is feltüntettük.

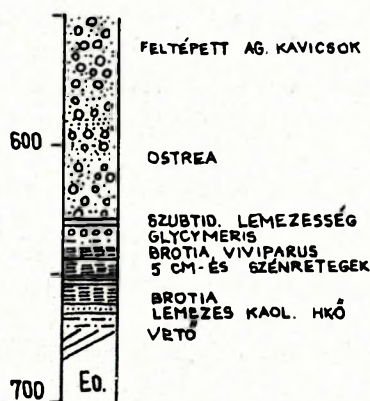
II. Tengeri self-homok /alsó/

100-120 m vastag kvarc-arenit, kavicsstartalma általában alárendelt. Cementáció az esztergomi töredék területén ritka. Inkább csak kaolinites agyag alkot gyér mátrixot.

Normál sótartalomra utaló, self-fauna jellemzi, bár mikro- és makrofossziliákban egyaránt legtöbbször szegény. Különösen szembeötlő ez az E-123-ban, ahol csak *Isocardia* és *Teredo* fordult elő egy-egy példányban. Hasonlóan szegény foraminiferákban is, mindössze egy-egy *Ammonia*, *Elphidium*, *Nonion*-féle elszigetelt előfordulása jegyezhető fel. A molluszkák közül említést érdemel a *Chlamys* és *Laevicardium* E-20-ban észlelt igen szórványos jelenléte.

A tengeri homok lerakódása közben a self süllyedhetett /vagy a tenger szintje eusztatikusan emelkedett/. Ezt a K-28-as szelvény elemzése alapján gyaníthatjuk.

A K-28-ban a self-homok nagy része, eltérően a többi profiltól, kavicsos. A kvarcittal kavicsok mellett nagy számban fordulnak elő agyag-kavicsok, intraformációnálisan feltépett agyag-klasztok, mint időszakosan felélénkülő, igen intenzív



10. ábra A K-28 sz. fúrás részletes szelvénye. Jobboldalon az 550-700 m közötti szakasz. Jelmagyarázat: v.ö. 9, ábra

Fig. 10. Detailed profile of K-28 borehole. The section between 550-700 m is enlarged. Legend: see Fig. 9.

hullámverés tanú. Ez a kavicsos durva homok a hullámbázis feletti, vagy akörüli mélységekben rakódott le. Szubtidális, lemezes közbetelepülés, flázeres betelepülés szintén az intenzív üledékhordást és a part közelségét jelzi. A szórványosan előforduló Glycymeris, Laevicardium, Cardium stb. összhangban van ezzel és normál sósvizet jelez. A self-homok felső 30-40 méterében az agyag-kavicsok gyérülése, a biotitlemezek megjelenése a szállító energia erejének valamelyes csökkenését jelzi, de az ismétlődő kvarcit-kavicsos, molluszka-héjas szintek vihar-rétegeknek tekinthetők. Az ugyanabban a szintben talált fauna: Pitar beyrichi, Pholadomya puschi, Turritella, Aporrhais, Murex együttesen a self egy kissé mélyebb övezetét indikálja, bár Ostrea még itt is van szórványosan. A self-homok felső részének képződési mélységét ebben a szelvényben az átlagos és a vihar-hullámok bázisa közötti régióra tehetjük /kb. 15-100 m/.

Az alsó tengeri self-homok az egész esztergomi oligocén medencetöredékben megtalálható és mindig a Kiscelli Agyag fekvőjében. A Hárshegyi Homokkővel való azonosítása - bár kézenfekvő - csak biosztratigráfiai eredményeink alapján vált bizonyíthatóvá /Báldi et al. 1976, Báldi 1983, 1986/. Korábban a szorosabban vett Esztergomi- /Dorogi-/ medencében Sípos /1964/ "alsó homok" néven tárgyalja. Még korábban /Rozlozsnik et al. 1922/ pedig a Hárshegyi Homokkőnél fiatalabbnak tartották /"kattien"/. A megtévesztő körülmény az lehetett, hogy a Budai-hegységben és a Felsőpetényromhányi rögökben előforduló tipikus Hárshegyi Homokkő epigenetikusan, hidrotermális hatásra, kalcedonnal erősen cementálódott és ezáltal terapi megjelenése kvarcit-jellegűvé vált /Báldi és Nagymarosi 1976, Báldi 1983/. Ez a kovásodás azonban lényegében csak a budai vetőzónát kísérő 10-20 km széles sávra korlátozódik, vagyis az esztergomi egység K-i peremén következett be. Ettől Ny-ra, így Keszthely és Esztergom vidékén is, ugyanez a homok lényegében intakt maradt a hidrotermális hatástól.

III. Batiális agyag /Kiscelli Agyag/

A Kiscellről /Óbuda-Újlakról/ ismert tipikus kifejlődéssel kőzettanilag és faunisztikailag teljesen azonos fácies. Meglehetősen kemény, aleuritós agyagmárga, masszív /rétegzetlen/ megjelenéssel. A diagenetikus jelenségek és a fosszilizáció módja is teljesen az újlaki típusra jellemző,

A foraminifera-faunában /11., 12. és 13. ábra/ a mélyszublitóralis-sekélybatiális fajok uralkodtak /Uvigerina, Bulimina, Sphaeroidina/, melyek 100 m-nél kisebb mélységben többnyire nem fordulnak elő /Van Morkhoven et al. 1986, Pujos-Lamy 1984/. De különösen perdöntő számos epibatiális taxon jelenléte /Pullenia bulloides, Hoeglundina elegans, Karrerella, Cyclammina div. sp., Cibicides div. sp., Tritaxia szaboi, Chilostomella div. sp., Trochammina div. sp., Bathysiphon sp., Pyrgo sp./ . Így például a Pullenia bulloides, Melonis pompilioides, Planulina costata batimetrikus elterjedésének felső határa kb. 200 m, a Hoeglundina elegans esetében ugyanez az érték kb. 500 m, de néha 200 m /Van Morkhoven et al. 1986/. A szubmarin gravitációs tömegmozgások miatt a batimetrikus elterjedés felső határa lehet csak megbízható. A Heterolepa dutemplei, Eponides, felső elterjedési határa 100 m, míg az Uvigerina és Bulimina fajok, egy-két kivételtől eltekintve, mind 200 m alatt találhatóak. A Pyrgo sp-k 600 m-nél mélyebben, a Reophax, Trochammina, Tritaxia szaboi epibatiálisok és 250 m-nél mélyebben élnek.

A plankton és bentosz foraminiferák mennyiségének aránya ugyancsak jó mélységindikátor /H. Kollányi és Nagy-Gellai 1989, Báldi-Beke és Báldi 1990/. Ennek alapján a Wright-egyenlet szerint kb. 500 m mélység adódik a Kiscelli Agyag mélyebb részére az E-123 fúrásban. Az E-20-ban a plankton mennyiségének maximuma csak 25 %. A Keszthely környéki fúrásokban egyes szintekben bőven van plankton.

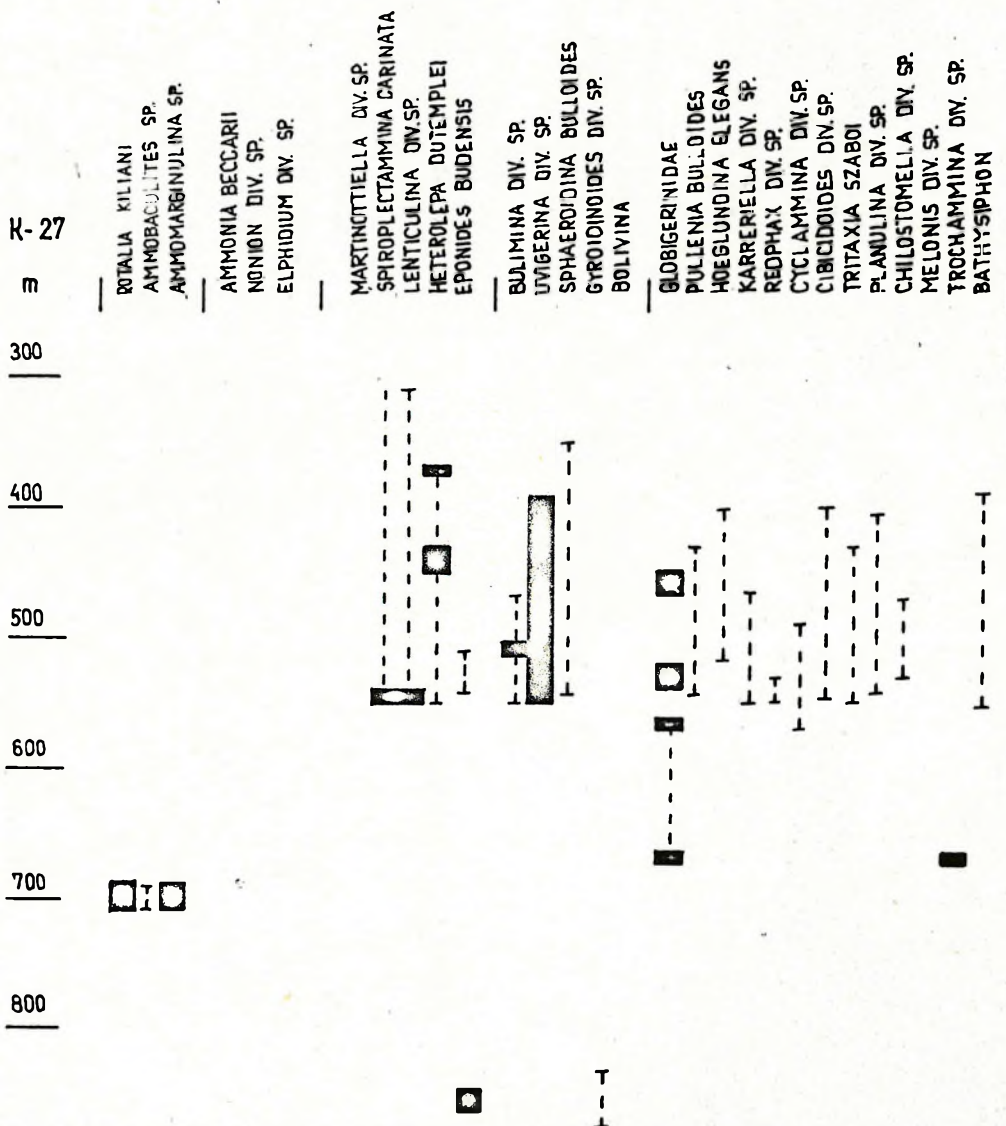
Ami a molluszka-közösséget illeti /14., 15. és 16. ábra/, a Palliolum, Cus-

pidaria, Limopsis, Cadulus, Cylichna, Volutilithes, Dentalium haeringense, Malletia, Thyasira vara, Portlandia, Saturnia, Cardiomya tipikus batiális formák, bár egyesek egy-egy fajjal a mélyebb szublitóralis régióba is felhúzódnak. A Palliolulum, Malletia, Cardiomya azonban sosem fordul elő a selfen. Ugyanez írható az E-123-ban talált Propeamussium kagylóról /Báldi 1983/, valamint az újlaki Kiscelli Agyagból leírt Thaumastocheles

rupeliensis Decapodáról, mely szintén az E-123-ban gyakori.

A molluszka-fauna tehát részleteiben és egészében is az Óbuda-Újlakról leírt Kiscelli Agyag-faunával azonos /Báldi 1986/.

A K-27 és K-28-ban a Kiscelli Agyag szintjének mélyebb részéből ahermatipikus, telepes korallokat találtunk /7. ábra/, valószínűleg egyazon zónát indikálva. Ezek

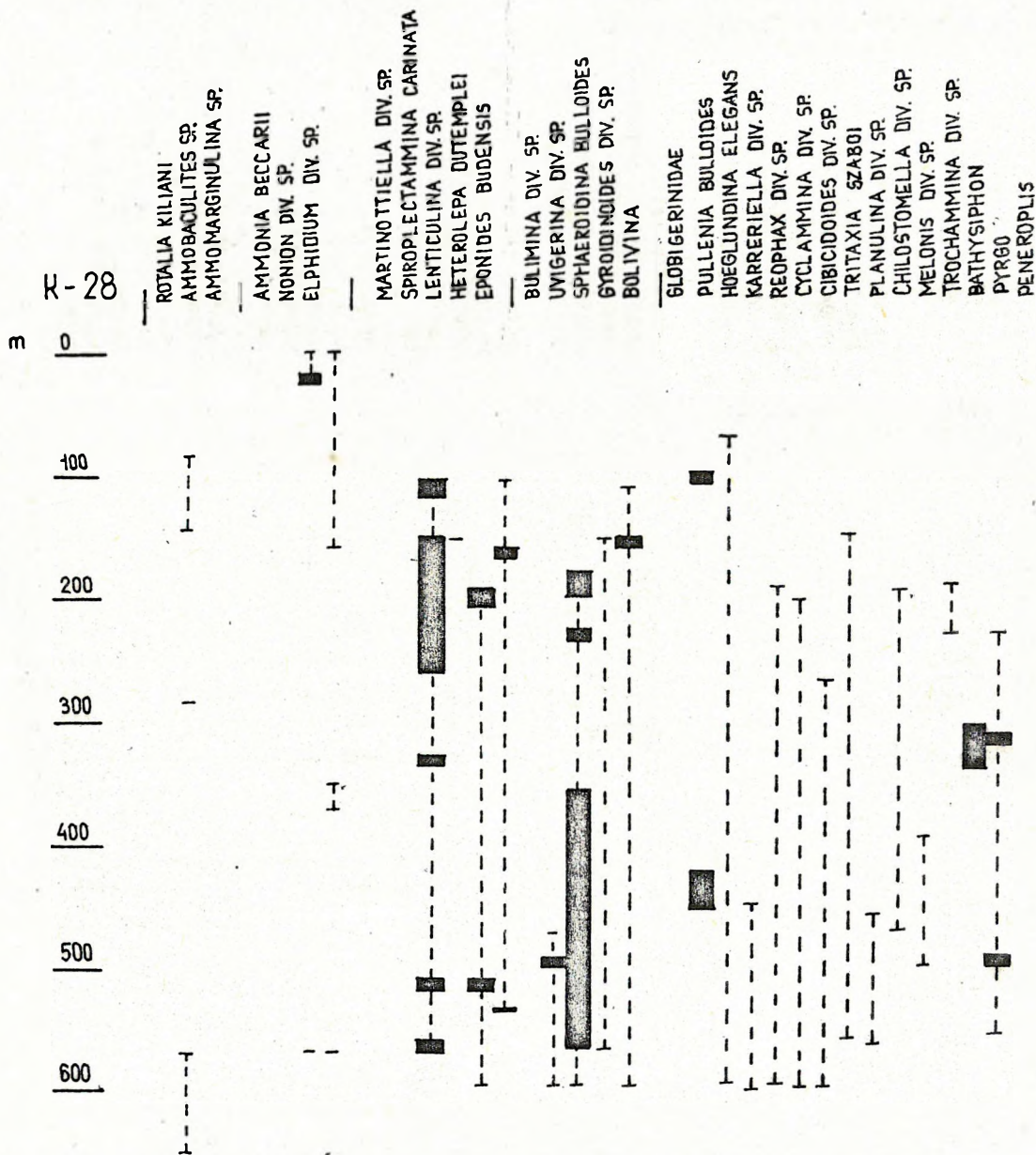


11. ábra A Keszthely-27 sz. fúrás egyes, bathimetricusan jelentős foraminifera taxonjainak relatív gyakorisága a fúrás mélységének függvényében. Jelmagyarázat: 1.partvidéki 2.self 3.mély-self-sekély-batiális 4.sekély-batiális, gyéren mély-self 5.pelágikus és batiális taxonok a= gyakori előfordulás b= szórványos előfordulás

Fig. 11. Relative frequency of bathymetrically significant foraminifer taxa in Keszthely-27 borehole. Legend: 1.littoral 2.shelf 3.deep shelf to shallow bathyal, shallow bathyal, rarely deep shelf 5.pelagic and bathyal taxa a= frequent b= rare occurrence

a laza kolóniát alkotó korallok fényke-
rülők és a *Lophohelia* és *Amphihelia* ge-
nuszokkal képviselve az Atlanti óceánban,
Európa kontinentális lejtőjén összefüggő
övezetet /"massifs coralliens"/ alkotnak
felfelé egészen a self-peremig. A "massif-
corallien" 150 vagy 170 m tengermélység-
ben tűnik fel, és gyakran csaknem 2000
méterig húzódik le /Le Danois 1948/.

A Kiscelli Agyag alján, lényegében
a Hárshegyi Homokkőből /II. egység/ kifej-
lődő átmeneti szintben, végig követhető
egy nagyon rosszul osztályozott, kavicsos,
agyagos, homokos aleurit. Ez a kőzetfácies
az E-123-ban kb. 1 m vastag, kissé glauko-
nitos, a K-28-ban fél-méteres, de nem gla-
ukonitos. A K-27 szelvényében csaknem 20 m



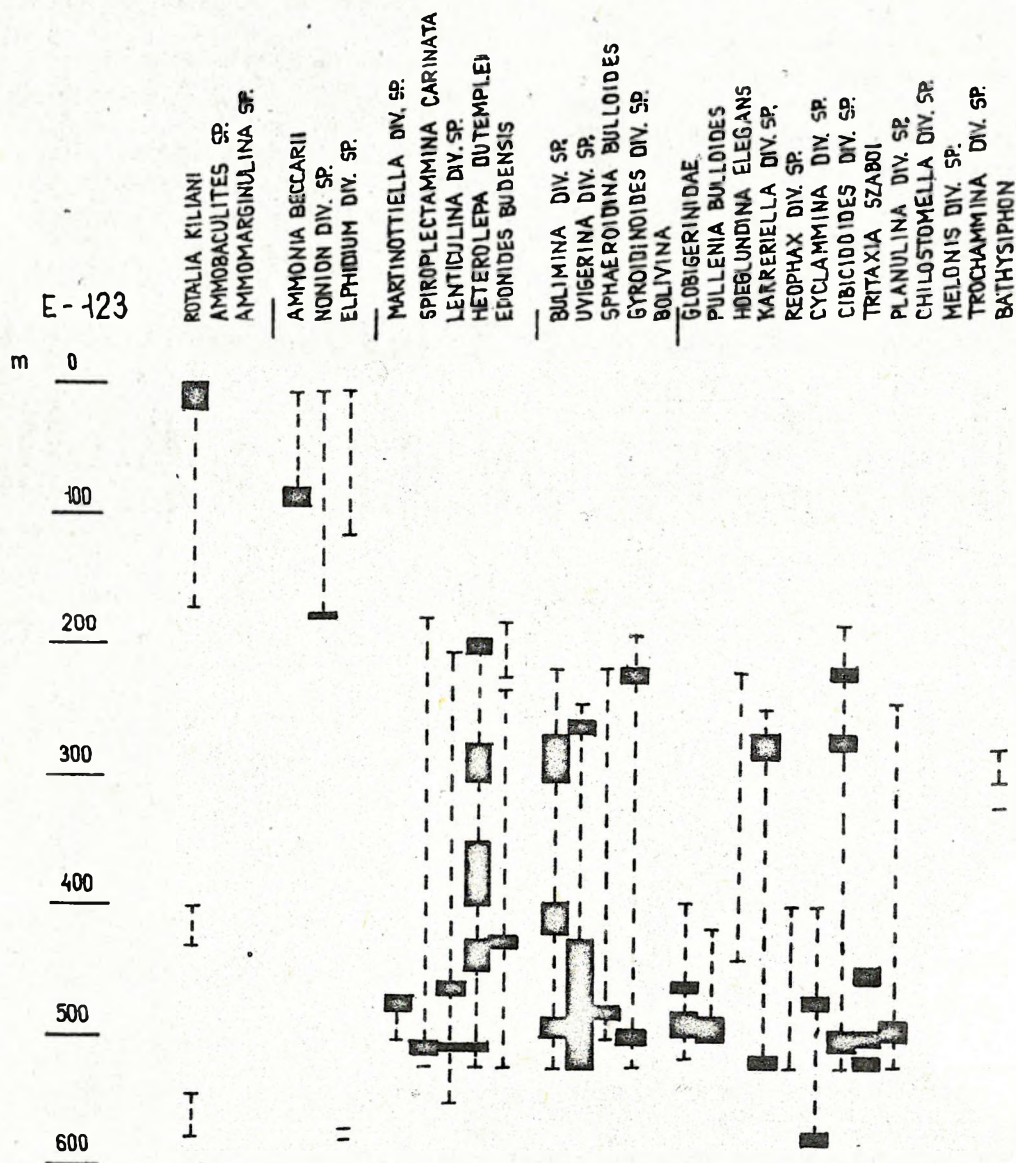
12. ábra A Kesztyölc-28 sz. fúrás egyes, batimetrikusan jelentős foraminifera taxonjainak relatív gyakorisága a fúrás mélységének függvényében
Jelmagyarázat: v.ö. 11. ábra.

Fig. 12. Relative frequency of bathymetrically significant foraminifer taxa in Kesztyölc-28 borehole. Legend: see Fig. 11.

vastag, fluxoturbidites jellegű az átmenet, mely kaolinos homokból áll, benne itt is megtalálható a kavicsos pélit réteg, továbbá egy 20 cm vastag, vitrites kőszéntelegecske is, valamint egy molluskás réteg, melyben a marin self héjak /*Turritella*, *Anomia*, *Ficus*/ brakk-lagunáris /*Polymesoda* = *Cyrena*/ és édesvízi /*Coretus* = *Planorbis*/ molluszkákkal keverednek. Mindez a self sekély régiójából, esetleg egy delta-jellegű felhalmozódás disztális szegélyéről elinduló sűrű zagy-

aras, gravitációs tömegmozgás tevékenységét tanúsítja, mely kavicsokat, tömegesen növény-maradványokat és esztuáriumi-lagunáris, folyami molluszka-héjakat is magával szállított a medencelejtőre.

A Hárshegyi Homokkő és Kiscelli Agyag átmenete az egész medence-fragmentum területén hasonló /pl. Berkenye - Ny-Csérhát stb./ amint azt már korábban Báldi /1983, 1986/ leírta. A K-27-ben talált fluxoturbidit ilyen pregnáns és vastag üledékéhez hasonlót azonban eddig máshol



13. ábra Az Esztergom-123 sz. fúrás egyes, batimetrikusan jelentős foraminifera taxonjainak relatív gyakorisága a fúrás mélysége szerint. Jelma-gyarázat: v.ö. 11. ábra

Fig. 13. Relative frequency of bathymetrically significant foraminifer taxa in Esztergom-123 borehole. Legend: see Fig. 11.

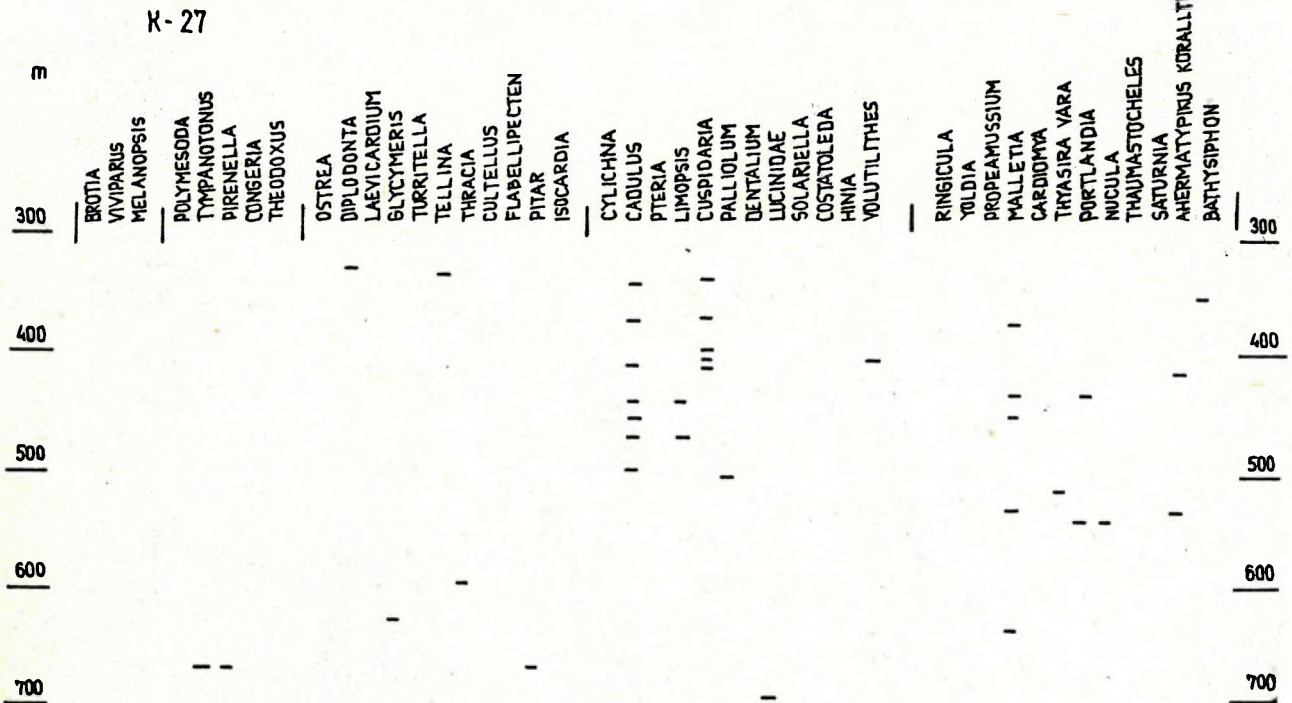
nem észleltünk. A jellemző inkább a hirtelen lassuló, epizodikusan szünetelő /glaukonit!/ üledékképződés, ami a self-perem környezetét indikálja. Az üledék igen rossz osztályozottsága azonban valószínűtlené teszi állandó, erős áramlás hatását, inkább alkalmi kimosások vagy sűrű zagyár tevékenységének eredménye.

A Kiscelli Agyagon belül is észleltünk turbiditét a K-28-ban. Több, 10 cm vastag ciklusból felépített, gradált, szénzsinóros homokbetelepülés - összesen fél méter vastagságban - a turbidit disztális jellegét bizonyítja. A self retrogradációjának jele, hogy a Kiscelli Agyag bázis-régiójának proximális turbiditjeivel szemben a magasabb szinttájban disztális betelepülést találunk.

A Kiscelli Agyag vastagságviszonyai-

nak változása a nyílt tenger irányára enged következtetni /6. és 7. ábra/. Az E-20-ban mindössze 60 m vastag Kiscelli Agyag /III. fáciesegység/ a K-27 és K-28-ban eléri a 140 m-t, míg az E-123-ban a csaknem 200 m-t. A lagunáris tagozat tehát K felé kivékonyodik, míg a batiális Kiscelli Agyag ugyanezen irányban kivastagodik. Az egykori nyílt tenger tehát K felé terült el.

A fentiekben a Kiscelli Agyag batiális jellegét az Esztergomi töredék vonatkozásában is számos oldalról bizonyítottuk. De ezt már korábban is Báldi /1983, 1986/ kimutatta, főleg budai és óbudai anyagok alapján. Akkori elemzésének eredményei alapján - eltérően a legtöbb korábbi véleményétől - a Kiscelli Agyag képződését 200-400 m közötti tengermélységben tartja



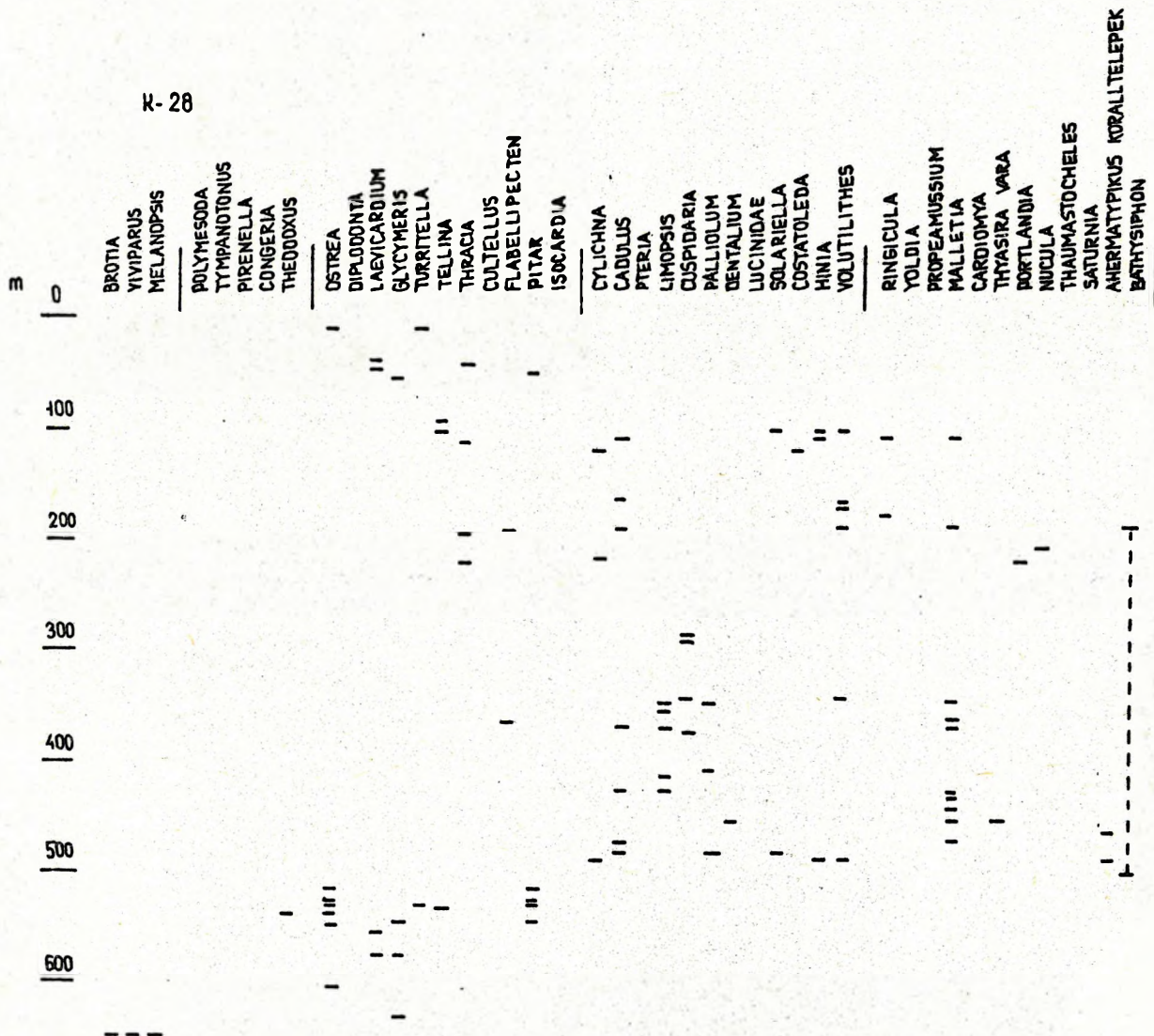
14. ábra A Kesztlőc-27 sz. fúrás egyes, batimetrikusan jelentős molluszkagenuszainak előfordulása a fúrási mélység függvényében /A Thaumastocheles Decapoda/. Jelmagyarázat: 1.édesvízi, folyami 2.brakk lagunáris 3.self 4.mély-self és főleg sekélybatiális 5.sekélybatiális taxonok

Fig. 14. Relative frequency of bathymetrically significant mollusc taxa in Kesztlőc-27 borehole /Thaumastocheles is a decapod/. Legend: 1.fresh water, fluviatile 2.brackish, lagoonal 3.shelf 4.deep shelf and dominantly shallow bathyal 5.shallow bathyal taxa

legvalószínűbbnek. Ez a véleményünk most megerősítést nyert az itt észlelt bizonyítékok alapján, sőt a lerakódási mélység alsó határa 500 m-ig is kiterjeszhető. Az adott intervallumon belül pereme /vagyis Ny/ felé az újlaki típusú fauna elszegényedik, *Propeamussium* például csak legkeletibb szelvényünkben, az E-123-ban fordul elő. A Ny-DNy-i peremi régió irányában tehát az igazi bathialis formák kezdenek megritkulni, kimaradni.

Azonfelül időbeli mélység-ingadozás is volt, így az E-123 III/B szintjében úgy szólván csak a *Pteria hirundo wemmelensis* fordul elő, 80 m vastag Kiscelli Agyagban. A *Pteria hirundo* aránylag mérsékelt ütemű üledékképződést és maximálisan 400 m mélységet tételez fel. Ugyancsak az E-123-ban a plankton/bentosz arány alapján a Kiscelli Agyagnak csupán alsó része rakódott le 500 m tengermélységben /v.ö. Nagy-Gellai in H. Kollányi és Nagy-Gellai 1989/. A magasabb szintek inkább 200-400 m közötti interval-

K-28



15. ábra A Kesztlöc-28 sz. mélyfúrás egyes, batimetrikusan jelentős molluszkagenuszainak előfordulása a fúrás mélység függvényében. Jelmagyarázat: v.ö. 14. ábra

Fig. 15. Relative frequency of bathymetrically significant mollusc taxa in Kesztlöc-28 borehole. Legend: see Fig. 14.

Hinia, Volutilithes, Ringicula, Saturnia, Nucula sulcifera. Ez a molluszká-együttes különösen emlékeztet az egri Wind-gyárból Báldi /1966, 1973, in Báldi et al. 1961/ által leírt "molluszkás agyagra", melynek domináns formái a Hinia, Cadulus és Volutilithes, de gyakori a többi felsorolt taxon is. A faji azonosság is többnyire megállapítható, nem kevésbé azonosak a lithológiai jellegek és a héjak megtartási módja. Ezért nem tévedünk, ha az egri sztratotípus "molluszkás agyag"-nak nevezett fáciesével azonosítjuk a IV. szintet, mely Egerben - a glaukonitos homokkő-tagozat kőzetbetelepülésével - a Kiscelli Agyag fölött települ és az egri emelet alsó részét alkotja. A korreláció kronológiailag tökéletes, mivel az esztergomi szelvényekben a Nucula nucleus első megjelenése a IV. szint alján, valamint a Hiniák előfordulása az egri /ill. katti/ emeletet jelzi. A foraminiferák ugyanezt a határmegvonást támasztják alá, ami praktikusán a III. és IV. fáciesegység határával esik egybe /7. ábra/. A települési helyzet is hasonló az egréhez /Esztergomnál kimarad a glaukonitos homokkő/.

A foraminifera-fauna szintén eltér a Kiscelli Agyagtól: az Uvigerinák jelentősége csökken, helyükbe a Spiroplectanmina, Heterolepa dutemplei domináns populációi lépnek. De előfordul még Bathysiphon és Karrerriella is. Mindenestre a foraminifera-asszociáció nem self-fauna és 100 m-nél nagyobb mélységeket indikál. Ugyanakkor a jellegzetes batiális formák közül számos háttérbe szorul és a domináns taxonok a self mélyszublitórális régiójában is élhetnek.

Báldi /1973/ az egri molluszkás agyag batimetrikus eredetét /"Hinia - Cadulus community"/ a 120-300 m közötti mélységi övben jelölte meg paleoökológiai analízise alapján. Valószínű, hogy az esztergomi előfordulás a fenti intervallumnak kissé mélyebb, 200-300 méteres mélységeiből származik, mivel több a Malletia, a Bathysiphon, Limopsis, mint Egerben. Azonfelül - akárcsak a Kiscelli Agyagban - itt is előfordulnak a szabad szemmel, terepen észlelhető, nagyméretű

kis-foraminiferák, ami a batiális környezet egyik kritériuma /Bandy és Arnal 1969/.

Arra is számos jel utal, hogy a molluszkás agyag alsó része kissé nagyobb, míg felső száz métere valamivel kisebb mélységben rakódott le, mivel e felső részben a mélyebb selfre jellemző egyes taxonok /Dentalium, Corbula stb./ is kezdenek feltűnni. Így érdekes a Peneroplis nagy-foraminifera szinthez kötött megjelenése is a K-28 és E-123 szelvényben /7. ábra/. Hasonló, szintet alkotó gyakoriságot találtunk a Costatoleda-k és Ringicula-k esetében is /7. ábra/. Ez a felső szinttáj is még 120 m-nél mélyebb, batiális övből ered.

A IV. fácieszóna középső, illetve mélyebb szakaszán fluxoturbidit betelepülést találtunk a K-28, illetve E-123 batiális pélitjében. A K-28-ban apró kavicsos durvahomok, alig koptatott kvarcitkavicsokkal és szenesedett növényi detritusszal, levelekkel indikálja a gravitációs transzportot, míg az E-123-ban 1,3 m vastag agyagos, kavicsos homokban selfkagylók /Chlamys/ és a brakk-lagunáris Polymesoda teknői keverednek. A gradáció jelei egyik esetben sem észlelhetők, így fluxoturbidit-betelepüléssel állunk szemben mindkét szelvényben.

A "molluszkás agyag" /IV. szint/ a K-28-ban 240 m, az E-123-ban 150 m vastag. Az E-20-ban több, mint 250 m, de az eredeti értéket nem ismerhatjuk, mivel a posztoligocén erózió lenyesi. /A K-27-ben nem került vizsgálatra/ Ugy tűnik, hogy ez a fácies Ny és DNy felé kivastagodik. A proximális fluxoturbidit betelepülések a self progradációjára utalnak az egerien korai szakaszában.

Az alsó egerien "molluszkás agyag" fácies Eger környékén mindössze kb. 50 m vastag /a Wind-gyáron kívül leírtuk Novajról, de kibukkan Ostoroson és Noszvajon is/. Elterjedése azonban jóval nagyobb, nemcsak Eger vidékén és az esztergomi medencetöredékben, hanem a budai vonal /vetőzóna/ K-i szárnyában is számos más helyen már korábban megtaláltuk. Így Báldi /1974/ leírja a Budafok-2 sz. mélyfúrásból, ahol 40 m vastagságban találtuk hasonló kőzettani és biofaciológiai fejlődésben /Cuspidaria, Solariella, Cadulus,

Dentalium, Bathysiphon Nucula nucleus-szal/. Itt is a Kiscelli Agyagból fejlődik ki és felfelé folyamatosan megy át a self-homokba /"pectunculuszos homok"/. De előkerült a metró-munkálatokkal kapcsolatban is a pesti oldalon: így gyönyörű megtartásban a Szabadság tér és Marx tér közötti szakaszcson a tipikus Volutilithes-Hinia faunával /Báldi 1983, p.93/. Leányfalui felszíni előbukkanását Báldi /1965, 1973 p.35/ publikálta. Itt is a Volutilithes, Cylichna, Cuspidaria, Hinia, Macoma a jellemző molluszkák, melyekhez Schizaster, pteropodák társulnak és előfordul a Peneroplis is, ami a K-28 és E-123 hasonló szintjeivel teszi korrelálhatóvá!

Figyelemre méltó tehát, hogy a Kiscelli Agyaghoz hasonlóan, az alsó-egeien "molluszkás pélit" összefüggő, nagykiterjedésű szintet alkot, amely átéli a nagyobb tektonikai öveket /budai vonal, Darnó-vonal/ is. Valamennyi medencetöredékben megtalálható és ezért az egész egykori összefüggő medencében, ugyanabban az idő-intervallumban azonos, vagy hasonló feltételekről tanúskodik.

V.A. Tengeri self homok /felső/

Jórészt az átlag- és vihar-hullámbázis szintje között lerakódott finomhomokos pélit, gyakori durvahomok betelepülésekkel és normál-3ósvízi molluszkafaunával /Turritella, Tellina /=Angulus/, Nucula, Laevicardium, Glycymeris, Cultellus, Corbula, Macoma, Thracia, Pitar/, mely self-környezetet indikál. A foraminifera faunát a Rotalia, Elphidium, Nonion /=Cribrononion/ nemzetségek jellemző self-asszociációja alkotja. Tidalitok és szubtidális lemezes homokkő betelepülései laposparti intertidális és partközeli szubtidális környezetek epizodikus megjelenéseit bizonyítják.

Alsó, húsz méter vastag szintjét lemezes homokkő, agyagflázeres homokkő, szenesedett növényi detrituszból álló lemezek közbetelepülése építi fel. Bár ez a rétegösszlet szubtidális, de igen sekély, homokpart-közeli tengerben rakódott le. A rátelepülő 40-50 m vastag,

rosszul osztályozott agyagos, finomhomokos aleuritban a Corbula, Schizaster, Nucula, Natica, Dentalium, Thracia stb. a self mélyebb részeit /70-130 m mélység/ jelzi. Az aleuritra 30 m vastag lemezes pélit és homok települ, melyben a homok és pélit lemezek váltakoznak. Ez utóbbi jelleg alapján valószínű, hogy ez a szint tidalit /intertidális övben rakódott le/. Ezt támasztja alá faunaszegénysége is.

A tidalitra homokos pélit települ 60 m vastagságban. Molluszka-héjas, gyéren kavicsos homokrétegek - Glycymeris, Laevicardium, Anomia és Ostrea faunával - egykori viharok alkalmával rakódtak le és közbetelepüléseket alkotnak a Turritella, Dentalium, Nucula, Macoma, Tellina asszociációt bezáró homokos pélitben. A "viharrétegek" gyakori betelepülései bizonyítják, hogy a tenger mélysége az átlagos hullámbázis alatt, de a viharhullámok bázisa feletti mélységben lehetett, ami 10-75 m közöttire becsülhető.

Az E-123 V.A. szintjében egyes pélités rétegekben tömegesen talált Turritella venus a turritellás életközösség kialakulását indikálja, mely Báldi /1973/ szerint néhány méterestől 60 m-ig terjedő, vagy valamivel még nagyobb mélységet tanúsít. A pélités rétegek másik gyakori elterjedt életközössége ebből a szintből a "Nucula-Angulus közösség"-sal azonosítható, mely Báldi /1973/ szerint a sekély-self /kb. 5-30 m tengermélység/ indikátora és jellemzi a Nucula, Tellina /=Angulus/, Cultellus, Dentalium, Corbula, Thracia stb. - egyebek mellett. A "viharrétegekre" jellemző a "Glycymeris közösség", melynek faunája a self sekélyebb és középső régióira jellemző /10-30 m között, vagy valamivel még mélyebben/ Báldi /1973/.

A fentiekből kitűnik, hogy a "felső tengeri selfhomok" szintje valójában számos fáciest ölel fel, melyek a nyílt tengerre néző lapos homokpartok /strandok, homokturzások/ környezetétől a self külső szegélyéig terültek el és szedimentológiai jellegeiket az egykori áramlási viszonyok határozták meg térben és időben. Teljesen megfelelnek ezek a fáciesek a már múlt században Törökbalintról leírt

"pectunculuszos homok" /Glycymeris = Pectunculus/ minden ismértvénnek. Török-bálinton és Budafokon is a "pectunculuszos homok" a "molluszkás agyag" fácies-re települ, amit korábban "slír-szerű" kifejlődésnek is neveztünk /Báldi 1958, 1963, 1964, 1973, 1974/. A "pectunculuszos rétegeket" jól ismerték az esztergomi fragmentum területéről is. Az itt tárgyaltakhoz hasonló fáciesek részletes leírását és elemzését utoljára Báldi /1965, 1973/ adta a Pomáz és Dunabogdány közötti területről, míg a leghíresebb előfordulása /Kováčov, régen Helemba/ monográfiáját /1958/-nek köszönhetjük. A "pectunculuszos fácies" messze, a középső-Cseléig követhető /Diósjenőn és Csörögön át egészen Becskáig, Terényig, Galgagutáig, vagyis lényegében a "budai vonalig"/.

V.B. Lagunáris partvidéki és sekély-self üledékek váltakozása

Csak az E-123-ban maradt fenn ez a fáciesegység a most vizsgált négy szelvény közül, mivel sok helyen, így a többi vizsgált szelvényben is, a posztoligocén denudáció eltávolította. Ugyanakkor ez a szint bukkan leggyakrabban felszínre a Duna mindkét partján a Börzsönyben /Böckh 1899/ és a Szentendre-Visegrádi hegységben /Majzon 1933, Báldi 1965/, valamint a Ny-Cserhátban /Diósjenő, Becske stb./ /Báldi et al. 1965/.

Homok és pélite váltakozó összlete építi fel, a benne található makrofauna brakkvízi /Tympanotonus, Pirenella, Theodoxus, Ostrea, Polymesoda = Cyrena stb./ vagy sekélytengeri. Báldi /1965, 1973/ paleoökológiai analízise alátámasztotta Koch /1877/ múlt századi megállapítását, amennyiben a partvidékét homokzátonyok által lefűzött csökkentsósvízi lagúnák alkották, melyeket időnként elöntött a tenger. Ezek a folyamatok szabályozták a fáciesek egymásra következését.

Keszthely falu D-i végén a felszínre is kibukkan ez a szint /Báldi 1973, p.33/. Alul agyagklastos és agyagkavicsos durvahomok építi fel /Ostrea, Tympanotonus, Pirenella, Melanopsis, Polymesoda,

da, Teredo nemzetségekkel/. A fossziliák brakkvíziek, így a "viharréteg" keletkezésének értelmezése nem könnyű, hiszen a lagúnán belül rakódott le /árapály-delta?/. A homok felett lemezes agyag és homok települ több méter vastagságban /?tidalit/, réteglapjain dús fosszilis makroflórával, amit Hably /1988/ dolgozott fel szépen illusztrált, alapos munkájában. Feljebb sekélyself, normálsósvízi, molluszkás rétegsor következik, melyből kitűnik egy turritellás szint és egy Glycymeris-es /=Pectunculus/. kavicsos "viharréteg" török-bálintoni típusú faunával. Az egész szelvény és különösen a magasabb rétegek új vizsgálatát Leél-Őssy-nek /1984/ köszönhetjük.

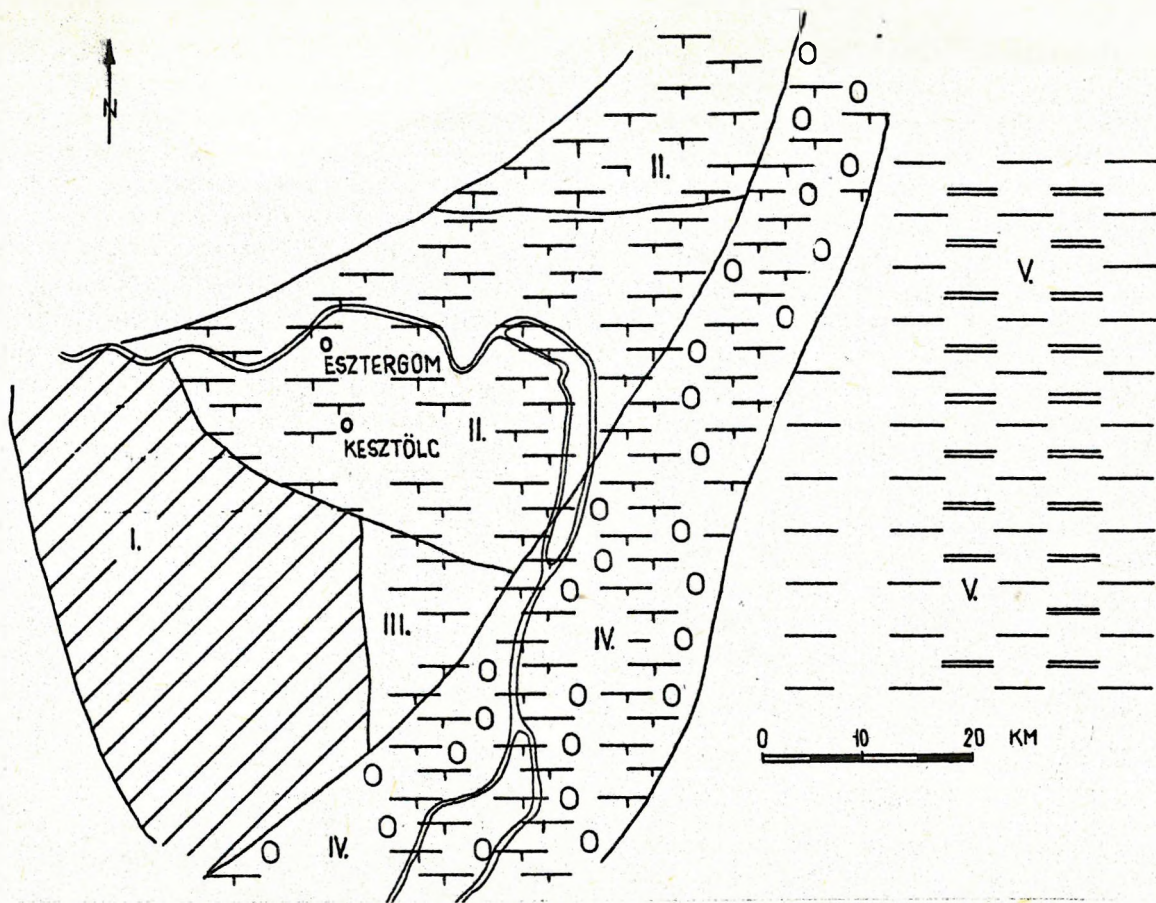
Általános, hogy ez a fácies-csoport - akárcsak az V.A. - nem lépi át a budai vonalat K felé, de az esztergomi töredék területén igen elterjedt a felszínen és a felszín közelében /17. ábra/.

AZ ESZTERGOMI MEDENCETÖREDEK

SÜLLYEDÉSTÖRTÉNETE

1. A 18. ábrán foglaljuk össze: miként változott a tengermélység az "ideális" üledékoszlop szekvenciája szerint. Az "ideális" üledékoszlop jórészt az E-123 és K-28 sz. fúrások rétegsora alapján készült, a batimetrikus adatok analitikus bizonyításai a 3. fejezetben kerültek tárgyalásra. A római számok a főbb fáciesegységeket jelölik /v.ö. 3. fejezet/.

Az I-es és kettes fácies transzgressziós folyamatot rögzít, a tenger maximális /500 m/ mélységét a III. fácies /alsó Kiscelli Agyag/ lerakódása idején érte el. Érdekes az alig egy-két méter vastag üledékekkel képviselt, rendkívül hirtelen átmenet a self-homok fácieséből a batiálisba /II-ből III-ba/ /Hárshegyi Homok Kiscelli Agyag határa/. Ennek Haq et al. /1988/ eusztatikus görbéje szerint nem lehet globális oka. Sokkal valószínűbb, hogy egy szinszediment, lisztrikus vető gyors lefolyású mozgásában kereshetjük a magyarázatot. Mivel a medence K felé mélyült /v.ö. 3. fejezet/, így aligha tévedünk, ha ezt a vetőt a "budai vonal mentén



17. ábra Az egerien főbb kifejlődéseinek jelenlegi elterjedése. Jelmagyarázat:

I= diszkordánsan mezozoikumra és eocénre /kivételesen alsókiscelli-
 enre/ települő Mányi Formáció, alsó részén és Ny-on zömében brakk- és édesvízi
 fáciesekkel, K-en felső részén sekély- és mélyebb self fáciesekkel. Fedőjében
 üledékházzal diszkordánsan neogén /kárpátien, vagy fiatalabb/ II= Törökbá-
 linti /=Kovácsi/ Formáció területe Alsó tagozata, a "molluszkás agyag" folya-
 matosan fejlődik ki Kiscelli Aggyagból. A sekélybatiális "molluszkás agyag"-ra
 sekély-self homok, ill. homokos agyag váltakozása következik: "pectunculusos
 homok"-fácies, marin faunával /középső tagozat/. E self-üledék zöme az átlagos
 és a viharhullámok bázisa közötti mélységben képződött. A felső tagozat, ahol
 az erózió megkímélte, lagunáris, laposparti fáciesben fejlődött ki uralkodóan,
 amely szintben brakkvízi lagunáris agyag és homok, homokbarrier, árapályszoros,
 stb. üledékekkel váltakozik. Fedőjében diszkordánsan kárpátien vagy fiatalabb
 neogén III= ebben a töredékben az egerien általában lepusztult IV= Törökbá-
 linti Homok, a felső tagozat /brakkvízi/ többnyire lepusztult, csak kis foltok-
 ban ismert /Budafok, Pacsirta-hegy, Becske, Szécsényke, Csesztve/. Fedőjében
 eggenburgien Budafoki Homok /"anomiás homok", "nagypectenes homok", Ordaspusz-
 tai Tagozat osztrigás homokja Bercel és Becske környékén - Hámor, 1985/ V=Szé-
 csényi Slír, Kiscelli Aggyagból fejlődik ki és eggenburgien Pétervásárai Homok-
 kőbe át felfelé. A Szécsényi Slír batiális, marin iszap-fácies.

Fig. 17. Actual distribution of main facies of the Egerian. Legend: I= Mányi
 Formation discordantly overlying Mesozoic and Eocene /exceptionally
 Lower Kiscellian/, mostly with brackish and freshwater facies in its lower
 part eastward with shallow and deep shelf facies in the upper part. Discordant-
 ly overlain by Neogene /Carpathian or younger/ sediments II= Törökbálint
 /=Kovácsi/ Formation. Lower member: continuous transition from Kiscell Clay to
 "mollusc clay". The shallow bathyal "mollusc clay" is overlain by alternating
 shallow shelf sand and sandy clay: "Pectunculus sand" facies with marine fauna
 /middle member/. Most of this shelf sediment was deposited in a zone between
 the bases of average and storm wave bases. The upper member, where saved from
 erosion, is a lagoonal sediment deposited on a flat shore, alternating with
 brackish lagoonal clay and sand, sand barrier, tidal gate, etc. sediments.
 Discordantly overlain by Carpathian or younger Neogene. III= Egerian mostly
 eroded. IV= Törökbálint Sand, the upper, brackish member mostly eroded
 /remnants: Budafok, Pacsirta Hill, Becske, Szécsényke, Csesztve/. Overlain by
 Eggenburgian Budafok Sand /"Anomia sand", "large Pecten sand", oyster sand of
 the Ordaspusztai Member at Bercel and Becske, Hámor 1985/. V= Szécsény Schlier,
 underlain by Kiscell Clay, overlain by Eggenburgian Pétervásárai Sandstone. The
 Szécsény Schlier is a bathyal, marine mud facies

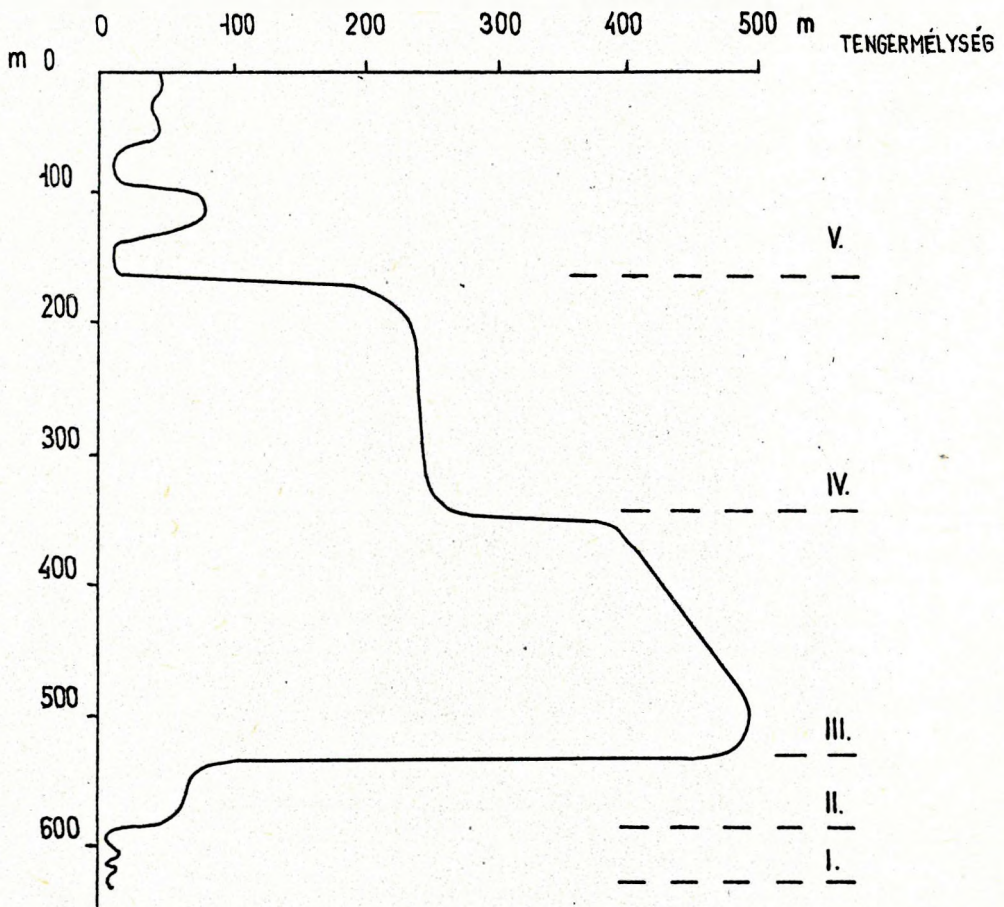
keressük /2., 3. és 19. ábra/.

Az egerien elején, a "molluszkás agyag" a terrigén pélit és finomhomok felhalmozódási ütemének gyorsulását, a tengermélység valamelyes csökkenését is indikálja /v.ö. 3. fejezet/ a batiális körülmények fennmaradása mellett. Különösen éles regresszió volt azonban a IV. és V. fáciescsoport határán /molluszkás agyag/pectunculuszos homok/. Az epibatiális pélit csaknem közvetlenül megy át partközeli, sekélyself üledékbe. Ennek eusztatikus oka valószínűsíthető és esetleg korrelálható a globális szekvencia-sztratigráfia szerinti TA4 és TB8 ciklusok határán bekövetkezett nagy regresszióval /Haq et al. 1988/. Ugyanezt találtuk a Budafok-2 fúrás szelvényében is

/Báldi 1974/.

Az esztergomi oligocén a klaszszikus üledékciklus minden ismérvét mutatja: lagunáris /I/- self /II/- batiális /III+IV/- self /V.A/- lagunáris /V.B/ fáciescsoportok egymásutánjával. A regressziós szárny csaknem "tükörképe" a transzgressziósnak. Ugyanakkor az átmenet egyes esetekben eléggé éles.

2. A 20. ábrán az idő függvényében ábrázoljuk a batimetrikus változásokat. Sajnos az esztergomi rétegsorok finomabb kronológiai tagolása csak durva becslések igénybevételével lehetséges, mivel igen rövid idő alatt igen vastag üledéktömeg rakódott le.



18. ábra A tengermélység változásai az esztergomi medencetöredék a K-27 és E-123 "ideális" rétegoszlopai alapján. I-V= fácies-szintek v.ö. szöveg

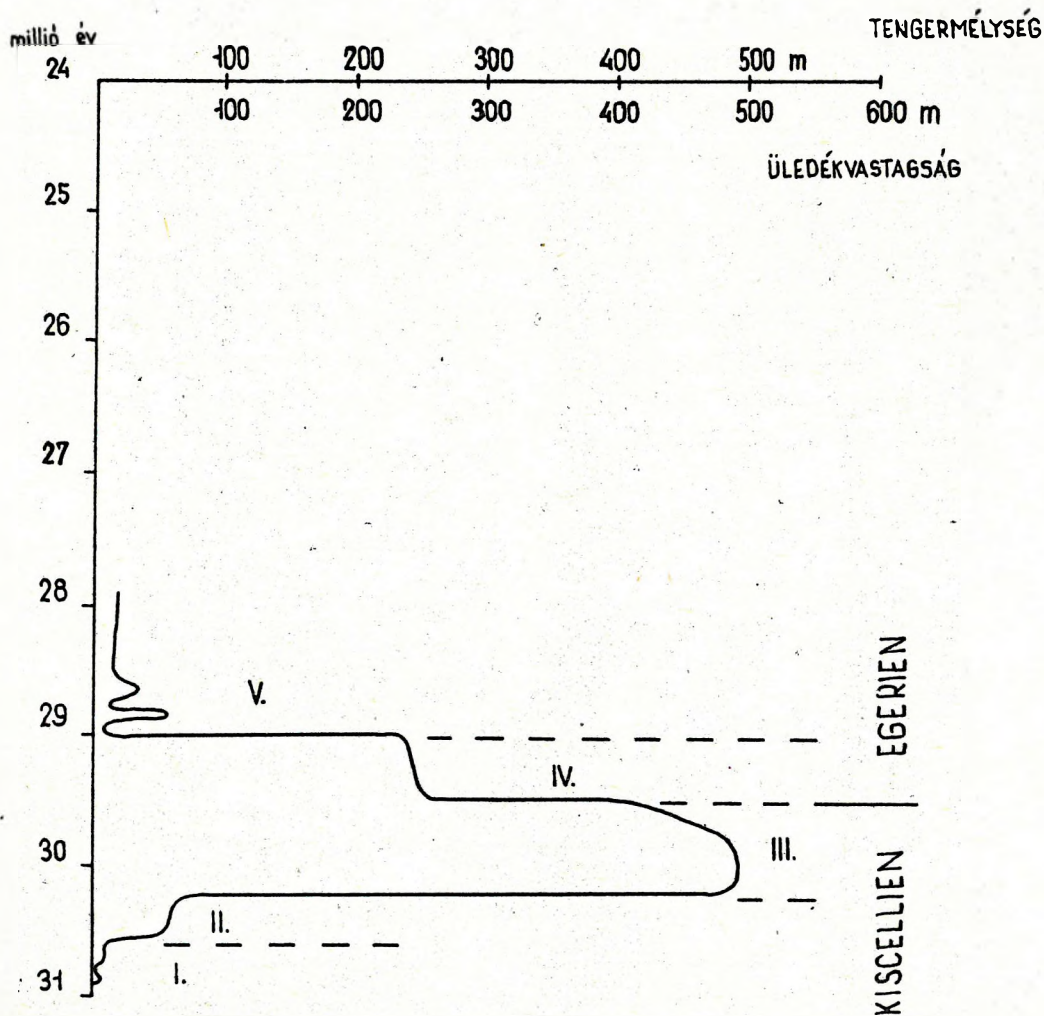
Fig. 18. Changes of sea depth after the "ideal" sequences in K-27 and E-123 boreholes in the Esztergom basin fragment. I-V= facies levels. Explanations: see text

Támpontunk lehet, hogy az NP 24 és NP 25 nannozóna határa 28-29 millió év között van /Haq et al. 1988/. A Hárshegyi Homokkő /I. és II. egység/, a Kiscelli Agyag /III./ és az egerien molluszkás agyag /IV./ mind az NP 24 nannozónába tartozik /Báldi-Beke 1977/ /Báldi-Beke in Báldi et al. 1976/.

A Kiscelli Agyag fiatalabb jóval a 12. anomáliánál /Márton in Báldi 1984, 1986/, ami azt jelenti, hogy fiatalabb 32 millió évnél. De az NP 24 zóna bázisa 31 millió éves, így ennél a dátumnál is későbbi a Hárshegyi Homokkővel együtt. A medenceképződés /üledékképződés/ kezdeti dátuma 31 millió évnél nem lehet idősebb. A legfiatalabb szintek abszolút

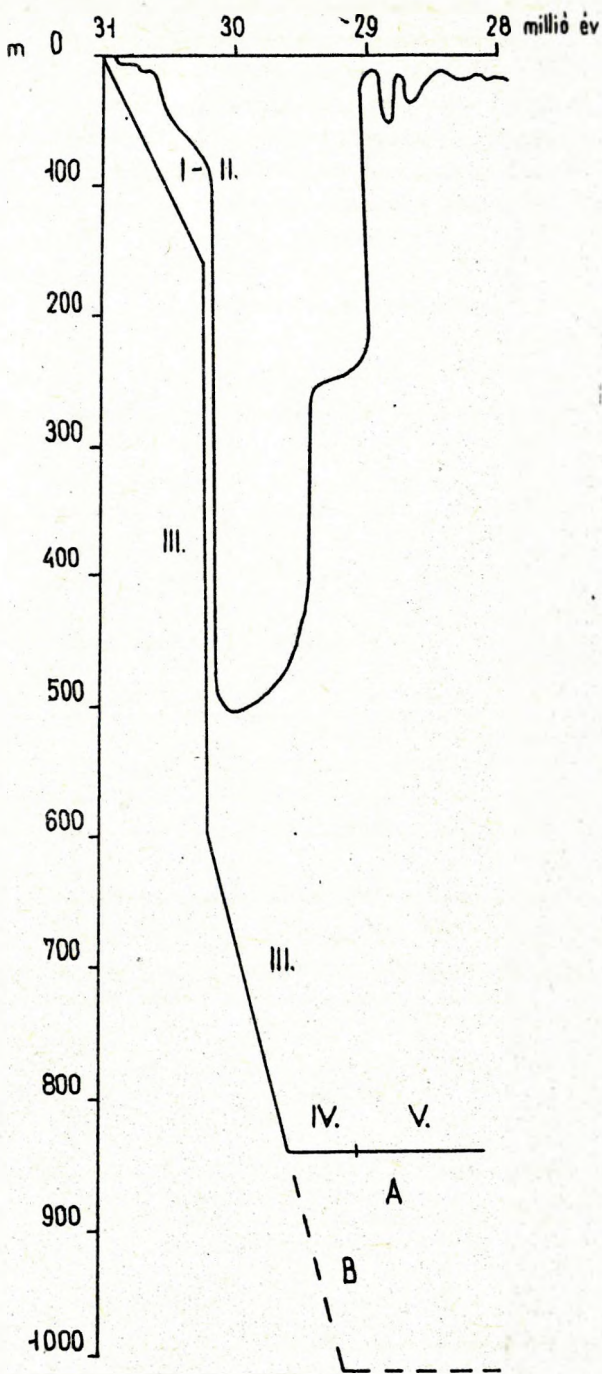
kora bizonytalan, mivel hazánkban az NP 24 és NP 25 nannozóna elválasztása igen nehéz /Báldi-Beke 1984/. Az NP 25 felső határa 25 millió év /katti/akvitáni határ/ /Haq et al. 1988/, ennél fiatalabb rétegek bizonyos, hogy nincsenek a rétegsorban. Az üledékképződés maximális időtartama így akár 6 millió év is lehetett volna /31-25 m.év között/.

Valószínű azonban, hogy a medence-süllyedés /a szedimentáció/ tartama ennél rövidebb volt. A Kiscelli Agyag szedimentációs rátája ugyanis 0,5 m/1000 év, a molluszkás agyagé /slírhez hasonlatos/ 1,7 m/1000 év /Báldi 1983/. A Kiscelli Agyag vastagsága területünkön nem éri el a 200 métert, ami - 30 %-os kompaktcióval



19. ábra A tengermélység változásai az idő /millió évek/ függvényében. I-V= fácies-szintek, v.ö. szöveg

Fig. 19. Changes of water depth in time. I-V= facies levels. Explanations: see text



20. ábra Az oligocén medencealjzat süllyedése az esztergomi medencetöredékben az idő függvényében. 1.a tenger mélysége 2.a medencealjzat mélysége A.az eusztatikus regresszió figyelmen kívül hagyásával B.az eusztatikus regresszió figyelembevételével

Fig. 20. Subsidence of the basement of the Oligocene basin in the Esztergom basin fragment. 1.depth of the sea 2.depth of the basin basement A.neglecting eustatic regression B.considering eustatic regression

helyesbítve is - mindössze 0,5 millió évet, míg a molluszkás agyagé egy jó negyed-millió évet reprezentál. A selfeken természetesen lassú és ingadozó sebességű az üledékképződés, bár erre sem találtunk bizonyítékot, a parti övben pedig gyors az akkuláció. Így az alsó és felső self + lagunáris üledékek lerakódására aligha volt szükség összesen 3 millió évre.

A medencesüllyedés tartamát a jelen adatok fényében, 3 millió évnire becsüljük és a 31-28 millió év közötti intervallumba helyezzük. Ez utóbbi eljárásunkhoz a támpontot a szekvencia-sztratigráfia 30 vagy 29 millió évnél jelzett ciklushatára /TA 4 és TB 1 között/ /Haq et al. 1988/, az NP 24 bázisának 31 millió éves és az NP 24 - NP 25 nannozónák közötti határ 28-29 millió éves kora adta. Természetesen a medencesüllyedés története nyilván nem zárult le 3 millió évnél, hiszen a rétegsorokat a posztoligocén eróziós diszkordancia nyesi le, de jóval tovább nem tartott.

3. A 20. ábrán a medencealjzat süllyedéstörténetét mutatjuk be, ami az adott időre számolt üledékvastagság és tengerszélesség összegéből adódik. A pélites üledékképződésnél kb. 30 %-os kompakciót is figyelembe vettünk. A medencealjzat az üledékképződés vége felé kb. 800-900 m közötti mélységben volt.

Az aljzat-süllyedést a kezdeti fázisban rendkívüli gyorsaság jellemezte, ami alátámasztja a "pull apart"-jellegű orogenetikus medenceképződésről kialakított felfogásunkat /Báldi és Báldi-Beke 1985/.

Az egerien kezdetén vagy a süllyedés állt meg /A változat/, vagy az eusztatikus regresszió /B változat/ okozta a tengerszélesség csökkenését. Mindkét lehetőség esetén előbb vagy utóbb a medencetöredék feltöltődése kezdődött és az eu-

sztaziától függetlenül a süllyedés a korai egerienben megállt. Az egerienre a self és a partvidék gyors ütemű progradációja jellemző, amit a rendelkezésre álló nagytömegű terrigén hordalék akkumulációja is gyorsított. Így alakult ki az egerienre jellemző erősen homokos-pélites self- és homokzátonyos-lagunás partvidék-fácies időben és térben változó fáciesegyüttese.

Az eddig fentiekhez hasonló részletességgel elemzett eocén és miocén-pliocén medencék süllyedéstörténete térségünkben nagyon hasonló volt, csak az időtartamok voltak hosszabbak. Ez látszik a DNY-bakonyi és pannóniai medencékkel való összehasonlítás alapján /Báldi-Beke és Báldi, 1990 és Horváth et al. 1988/. A bevezető lassúbb süllyedés /self-fázis/ 2-4 millió évet, a gyors süllyedés /többnyire hirtelen ki-mélyüléssel/ további 2-4 millió évet, míg a süllyedés lassulása és megállása /üledékfeltöltődési fázis/ 5-10 millió évet vesz igénybe.

ÖSSZEFOGLALÁS

Az oligocén medence egy töredékének, az esztergomi egységnek süllyedéstörténetét rekonstruáljuk. A batimetrikus fejlődés elemzése a foraminiferák és molluszkák paleoökológiai elemzésén, kisebb mértékben terepi szedimentológiai megfigyeléseken nyugszik. Három új magfúrás /Kesztölc-27, Kesztölc-28, Esztergom-123/ anyaga szolgált vizsgálataink alapjául. Mindhárom harántolta a kb. 700 m vastag oligocént - a legmagasabb szinteket kivéve - teljes vastagságban.

Az esztergomi medencetöredék süllyedése kb. 31 millió éve /felsőrupélien vagy felsőkiscellien/ kezdődött, előbb lagunáris üledékek, majd selfhomok lerakódásával. A süllyedés további igen gyors ütemének megfelelően - melyet valószínűleg K-re húzóó, szinszedimentlisztrikus vető ment. normál vetődés okozott - kevés átmenettel batiális, kb. 500 m tengermélységgel jellemezhető környezet alakított ki. Kb. 30, vagy 29

millió éve a süllyedés megállt és a feltöltődés folyamatában előbb a sekélybatiális egerien molluszkás agyag /130 - 300 m mélység/, majd self, végül partvidéki lagunáris és sekélyszublitorális üledékek egymásutánja ülepedett le. A süllyedés és medencetörténet alig vett igénybe 3 millió évnél többet.

KÖSZÖNETNYILVÁNTÁS

Szerzők köszönetüket fejezik ki Bernhardt Barnának /MÁFI/ a fúrásanyagok rendelkezésünkre bocsátásáért és a téma sokoldalú támogatásáért, továbbá Báldiné Beke Máriaának /MÁFI/ nannoplankton vizsgálati eredményeinek rendelkezésünkre bocsátásáért, ami a kronológiai eligazodást nagyban segítette. Monostori Miklós /ELTE Őslénytani Tsz/ néhány minta ostracoda-faunájának megvizsgálásával ökológiai - batimetriai eredményeinket támogatta. Szabó Sndor /ELTE, Földtani Tsz/ a terepi munkálatokban volt nélkülözhetetlen segítőtársunk.

Ez a dolgozat az ELTE Földtani Tsz. 27-3-372 sz. OTKA témájának keretében és támogatásával készült.

IRODALOM

- Báldi T. /1958/: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz - Földt.Közl. 88:428-436.
- Báldi T. /1963/: Die oberoligozäne Molluskenfauna von Törökbálint - Ann.Mus.Nat. Hung. 55:71-107.
- Báldi T. /1964/: Über das Alter des "Pectunculussandes" von Törökbálint und das Problem der Oligozän-Miozän-Grenze - Ann.Mus.Nat.Hung. 56:135-152.
- Báldi T. /1965/: A felsőoligocén pektunkuluszos és cyrénás rétegek települési és ösföldrajzi viszonyai a Dunazug-hegységben - Földt.Közl. 95: 423-436.
- Báldi T. /1966/: Az egri felsőoligocén rétegsor és molluszkafauna újrvizsgálata - Földt. Közl. 96:171-194.
- Báldi T. /1967/: A Mátyás-Zsámbéki-medence felsőoligocén makrofaunája - Földt. Közl. 97:437-446.
- Báldi T. /1969/: On the Oligo-Miocene stages of the Middle-Paratethys area and the Egerian formations in Hungary - Ann.Univ.Sci.Budapest, sect.Geol. 12:19-28.
- Báldi T. /1973/: Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene /Egerian/ - Akadémiai Kiadó, Budapest, 511.p.
- Báldi T. /1974/: A kiscellien, egerien és eggenburgien paratípusaként javasolt Budafok-2. szelvénye és makrofaunája - Földt.Közl. 104:40-59.

- Báldi T. /1976/: A Dunántúli-középhegység és Észak-Magyarország oligocénjének korrelációja - Földt. Közl. 106:407-424.
- Báldi T. /1982/: A kárpát-pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciárban /49-19 millió év között/ - Oslénytani Viták 28:79-155.
- Báldi T. /1983/: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk - Akadémiai Kiadó, Budapest, 293.p.
- Báldi T. /1984/: The Terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys - *Eclogae Geol. Helv.* 77:
- Báldi T. /1986/: Mid-Tertiary Stratigraphy and Palaeogeographic Evolution of Hungary - Akadémiai Kiadó, Budapest, 201.p.
- Báldi T. - Beke-Báldi M. /1985/: The evolution of the Hungarian Paleogene Basins - *Acta Geol. Hung.* 28: 5-28.
- Báldi T. - Báldi-Beke M. - Horváth M. - Kecskeméti T. - Monostori M. - Nagymarosy A. /1976/: A Hárshegyi Homokkő kora és képződési körülményei - Földt. Közl. 106:353-386.
- Báldi T. - Csepregy-Meznerics I. - Nyírő R. /1965/: A kelet-börzsönyi oligocén-miocén rétegek biosztratigráfiája - MAFI Évi Jel. 1963-ról: 279-310.
- Báldi T. - Kecskeméti T. - Nyírő M.R. - DROGGER, C.W. /1961/: Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgehung von Eger /Nordungarn/ - *Ann. Mus. Nat. Hung.* 53:67-132.
- Báldi T. - Nagymarosi A. /1976/: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete - Földt. Közl. 106:257-275.
- Báldi T. - Senes, J. /1975/: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozan der Zentralen Paratethys Bd.V, OM Egerien - VEDA, Bratislava 577.p.
- Báldi-Beke M. /1977/: A budai oligocén rétegtani és faciéstani tagolódása nannoplankton alapján - Földt. Közl. 107:59-89.
- Báldi-Beke M. /1984/: A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja *Geol. Hung. ser. Pal. Budapest*, 307.p.
- Báldiné Beke M. - Báldi T. /1990/: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete - *Ált. Földtani Szemle* 25 /sajtó alatt/
- Bandy, O.L. - Arnal, R.E. /1969/: Middle Tertiary basin development, San Joaquin Valley, California - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 80:783-820.
- Böckh H. /1899/: Nagy-Maros környékének földtani viszonyai - *Földt. Int. Evk.* 13:1-57.
- Brestenská, E. /1975/: Ostracoden des Egerien. In: Báldi T. - Senes, J. *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozan der Zentralen Paratethys. Bd.V, OM Egerien, Bratislava*, p.377-435.
- Ellison, R.L. /1972/: Ammobaculites. Foraminiferal proprietor of Chesapeake Bay Eustaries - *Geol. Soc. Am. Mem.* 133:247-262.
- Hably L. /1988/: Egerian fossil flora from Keszthely, NW Hungary - *Studia Botanica Hung.* 20:33-61.
- Hámor G. /1985/: A nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai - *Geol. Hung. ser. Geol.* 22:307.
- Haq, B.U. - Hardenbol, J. - Vail, P.V. /1988/: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change - *SEPM Spec. Publ.* 42:71-108.
- Horváth-Kollányi K. - Nagy-Gellai Á. /1989/: Foraminiferák paleobatimetrikus értékelése paleogén szelvényeknél - MAFI Évi Jel. 1988-ról: 115-131.
- Horusitzky F. /1943/: A Budai-hegység hegy-szerkezetének nagy egységei - Beszámoló a Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól - MAFI 1943. évi jel. függeléke, p.238-251.
- Horváth F. - Dövényi P. - Szalay A. - Royden, L.M. /1988/: Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: Royden, L.M. - Horváth F. /eds./, *The Pannonian Basin, a study in Basin Evolution. AAPG Memoir* 45: 355-372.
- Koch A. /1871/: A Szt-Endre-Visegrádi és a Pilis hegység leírása - Földt. Int. Evk. 1:1-60.
- Le Danois, Ed. /1948/: Les profondeurs de la mer - Payot, Paris, 303.p.
- Leél-Óssy Sz. /1984/: Három Pilis-Visegrádi-hegységi felsőoligocén feltárás molluszkafaunájának és kőzetanyagának vizsgálata. Szakdolgozat, kézirat ELTE Földtani Tsz, Budapest.
- Majzon L. /1933/: Leányfalu és környéke harmadkori üledékeinek geológiai és paleontológiai leírása - Egyetemi doktori értekezés Budapest, 60.p.
- Van Morkhoven, F.P.C.M. - Berggren, W.A. - Edwards, A.S. /1986/: Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera - *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine Mem.* 11:1-421.
- Nagy-Gellai A /1973/: Oligocén foraminiferák Dorog környékéről - MAFI Evk. 55:421-495.
- Pujos-Lamy, A. /1984/: Foraminifères benthiques et bathymetrie: le Cénozoïque du Gulf de Gascogne - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48:39-60.

Rozlozsnik P. - Schréter Z. - Telegdi-Roth K. /1922/: Az Esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai - Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest 128.p.

Seneš, J. /1958/: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken - Geol.Práce, Monogr.ser. 1:232.

Síposz Z. /1964/: Adatok az Esztergomvidéki oligocén képződmények fácies viszonyaihoz - Földt.Közl. 94:206-212.

Telegdi-Roth K. /1927/: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északnyugati peremén - Földt.Közl. 57:32-41.

FÜGGELEK

1. táblázat A Kesztölc K-27 és K-28, valamint az Esztergom E-123 sz. fúrás Mollusca faunájának megoszlása fáciesegységenként. A római számok feloldását lásd a 3. fejezetben.

Table 1. Distribution of the mollusc fauna of Kesztölc K-27, K-28 and Esztergom E-123 boreholes by facies units. Roman numerals: see in Chapter 3.

2. táblázat A Kesztölc K-27 és K-28, valamint az Esztergom E-123 sz. fúrás Foraminifera faunájának megoszlása fáciesegységenként. A római számok feloldását lásd a 3. fejezetben.

Table 2. Distribution of the foraminifer fauna of Kesztölc K-27, K-28 and Esztergom E-123 boreholes by facies units. Roman numerals: see Chapter 3.

	K-27				K-28					E-423				
	I.	II.	III.	IV.	I.	II.	III.	IV.	V.A.	II.	III.	IV.	V.A.	V.B.
Abra (=Tellina) budensis HOFM.							○				○			
Abra sp.							○							
Acamptochetus sp.												○		
Anomia sp.			○			○	○		○					
Aporrhais haeringensis GUEMB.						○	○							
Aporrhais sp.						○	○							
Arcopagia subelegans ORB.						○								
Arconsis sp.						○		○						
Astarte cf. degrangei C. et P.				○										
Astarte sp.			○			○								
Balanus sp.														○
Bathysiphon sp.			●	○			●	○				○		○
Brotia escheri BRONGN.					○							○		
Brotia sp.												○		
Bryozoa	○		○	○		○	○	○	○		○			
Bullina sp.														
Cadulus gracilina SACCO			○	○			○	○	○			○		
Cadulus sp.			○				○	○				○		
Calliostoma cf. hegeduesi BALDI												○		
Callista undata BAST.														
Calyptraea chinensis L.														○
Cardiomya sp.											○			○
Cardium neglectum HÖLZL														
Cardium sp.					○		○						○	
Cassidaria sp. indet											○			
Caviculina droueti schloenbachi KOEN.						○	○							
Charonia sp.												○		
Chela (Decapoda)												○		
Chione sp.								○						
Chlamys sp.												○		
Clavagella sp.											○			
Congerina sp.	○													
Corbicula sp.														
Corbula gibba OLIVI	○			○				○	○			●		
Corbula sp.				○			○	○	○			○		
Coretus (=Planorbis sp.)			○											
Costatoleda psammobiaeformis T.-ROTH									○					
Costatoleda sp.														
Cultellus budensis BALDI														
Cuspidaria cf. clava BEYR.			○											
Cuspidaria clava BEYR.			○											
Cuspidaria cuspidata OLIVI							○	○				○		
Cuspidaria rostrata SPENGL.							○							
Cuspidaria sp.				○								○		
Cyclocardia scalaris SOW.				○				●						
Cyclopecten sp.			○											
Cylichna sp.							○	○	○					
Decapoda								○	○					
Decapoda chelae			○											
Dentalium cf. kickxi KOEN.									○					
Dentalium ex aff. kickxi KOEN.									○					
Dentalium ex aff. fissura LAM.											○			
Dentalium fissura LAM.			○				○	○	○			○		
Dentalium haeringense DREGER							○	○				○		
Dentalium kickxi KOEN.							○	○				○		
Dentalium sp.			○	○			○	○	○			○		
Diplodonta cf. rotundata MONT.				○							○			○
Dorsanum hungaricum GABOR													○	○
Dorsanum sp.							○							
Drepanocheilus vel Aporrhais sp. indet.												○		
Echinidae								○						
Fissurella sp.			○				○							
Flabellipecten burdigalensis LAM.							○	○						
Flabellipecten sp.							○	○						
Fustiaria sp.							○	○						
Fusus sp.									○					
Gari protracta MAY.	○									○				
Glycymeris latiradiata GUMB.									○					
Glycymeris sp.		○				○								
Heterostegina vel Peneroplis										○		○		
Hinia sp.														
Hinia vel Dorsanum sp.														

	K-27				K-28					E-123				
	I.	II.	III.	IV.	I.	II.	III.	IV.	V.A.	II.	III.	IV.	V.A.	V.B.
Lagena sp.			1				1	1	1					
Lagena striata			1				1	1				1	1	
Lagenonodosaria scalaris							1					1	1	
Lenticulina arcuatostriata			1				1				1	1	1	
Lenticulina calcar												1	1	
Lenticulina cultrata			1			1	1	1				1	1	
Lenticulina inornata			2	1		1	1	1	1	1	2	1		
Lenticulina limbosa											1	1		
Lenticulina sp.			2		1	1	1	1	1	1	1			
Lenticulina vortex			1			1	1			1	1	1	1	
Marginulina behmi								1					1	
Marginulina hantkeni								1			1	1		
Marginulina sp.			1			1	1	1		1	1			
Marginulina subbullata			1				1				1	1		
Marginulinopsis fragaria			1				1	1		1	1			
Marginulinopsis pseudodecorata							1	1						
Martinottiella communis			1				1				2	1		
Martinottiella rhumbleri												1		
Melonis affinis								1						
Melonis pompilioides								1						
Miliamina sp.											1			
Neopeponides schreibersi								1				1		
Nodosaria acuminata												1		
Nodosaria coarctata			1				1							
Nodosaria crassa			1	1			1	1			1	1	1	
Nodosaria exilis			1				1	1		1	1			
Nodosaria latejugata													1	
Nodosaria pyrula											1	1		
Nodosaria radicola			1				1				1	1	1	
Nodosaria sp.			1				1	1	1		1	1	1	
Nodosaria spinicosta			1	1			1	1	1	1	1	1	1	
Nonion sp.								1						1
Oolina marginata											1			
Oolina orbignyana			1											
Palmula budensis			1				1				1	1		
Pararotalia sp.									1			1		
Plancostoma eocena											1			
Planularia kubinyii								1			1			
Planulina compressa			1									1	1	
Planulina costata			1				1	1		1	2	1		
Plectofrondicularia incompleta			1								1	1		
Plectofrondicularia striata			1				1	1	1	1	1	1		
Polymorphina sp.	1	1					1	1	1					
Praeglobobulimina ovata							1	2	1					
Praeglobobulimina pacifica								1						
Praeglobobulimina primitiva							1							
Praeglobobulimina pupoides											1			
Praeglobobulimina pyrula			1					1						
Praeglobobulimina sp.								1	1					1
Protelphidium subgranosum							1	1	1				1	
Pseudonodosaria inflata											1		1	
Pseudonodosaria laevigata								1			1			
Pullenia bulloides			1				1	1	1		2	1		
Pullenia quinqueloba											1			
Pyrgo sp.											1			
Quinqueloculina ermani			1				1				1	2	1	1
Quinqueloculina sp.		1	1	1			1	1	2		1	1	1	1
Ramulina globulifera			1				1							
Rectobolivina zsigmondyi			1				1	1			1	1		
Reophax sp.			1				1			1	1			1
Reussella sp.	1								1					1
Rhabdammina abyssorum			1								2			
Rhabdammina sp.							1				1	1		
Rotalia canui	1								1		1			
Rotalia kiliani	3				1	1		1	1	1	1			
Rotalia propingua	1	1	1		1	1		1	1	1	1		1	2
Rotalia sp.			1		1	1		1		1	1	1		
Saracenaria hantkeni			1			1	1	1		1	1	1		
Saracenaria senni			1				1							
Saracenaria sp.			1			1	1	1		1	2	1		
Semivulvulina pectianta			1			1	1	1		1	1	1		
Sigmoilina celata			1	1		1	1	1						
Sigmomorphina anceps								1						

	K-27				K-28					E-123				
	I.	II.	III.	IV.	I.	II.	III.	IV.	V.A.	II.	III.	IV.	VA.	VB.
Siphonina reticulata			1									1		
Sphaeroidina bulloides			1	1		1	1	1				2	1	
Sphaeroidina sp.												1		
Sphaeroidina variabilis												1		
Spiroloculina canaliculata			1	1			1	1	1			1		1
Spiroloculina sp.			1											
Spiroplectammina carinata			3	1		2	2	3	2	1	2	3		
Spiroplectammina sp.														
Spirosigmolina tenuis			1			1	1	1				1	1	2
Stilostomella adolphina			1			1	1	1		1	1	1		
Stilostomella approximata			3				1					1		
Stilostomella elegans												1	2	
Stilostomella pauperata										1	1	1		
Svratkina perlata			1				1					1	1	
Textularia abbreviata												1	1	
Textularia bronniiana							1					1	1	
Textularia gramen			1	1			1	1	1			1	1	1
Textularia sp.								1	1			1	1	1
Trifarina sp.							1						1	
Triloculina sp.													1	
Tritaxia haeringensis			1			1	1						1	
Tritaxia sp.			1											
Tritaxia szaboi			1			1	1			2	2			
Trochammina sp.	3			1				2	1					1
Turborotalia brevispira												1		
Turborotalia munda munda												2		
Uvigerina farinosa			1									1		
Uvigerina gallowayi												1		
Uvigerina hantkeni			3			3	3	2		2	3	2	2	1
Uvigerina sp.				1									1	
Uvigerina steyri								2						
Vaginulina sp.							1	1	1				1	
Vaginulinopsis gladius			1			1	1	1				2	1	
Vaginulinopsis pseudodecorata												1	1	
Vaginulinopsis sp.			1									2	1	
Valvulineria complanata			1				1					1	1	
Valvulina haeringensis												1	1	
Valvulina sp.												1	1	

ÚJ ADATOK AZ EOCÉN/OLIGOCÉN HATÁRKÉRDÉSHEZ:
FISSION TRACK KORMEGHATÁROZÁSOK
AZ ALSÓOLIGOCÉN TARDI AGYAG TUFARÉTEGEIN

New data to the age of the Eocene/Oligocene boundary:
fission track study on tuff layers of the Lower Oligocene Tard Clay

DUNKL ISTVÁN & NAGYMAROSY ANDRÁS

Összefoglalás

A planktonsztratigráfiai módszerrel jól színtezett alsóoligocén Tardi Agyagba települő tufarétegeket vizsgáltunk, elsősorban Budapest területéről származó mintákat. A vékony, agyagás-ványosan átalakult tufarétegek idiomorf apatit és cirkon kristályain végeztünk fission track (FT) kormeghatározást. Az NP 22-es, valamint az NP 23-as biozóna aljáról származó mintákban $32,7 \pm 1,1$ millió éves FT kort mértünk. Ez az érték fiatalabb a publikált időskálák azon csoportjánál, amelyeket magnetosztratigráfiára alapozott interpolációval generáltak, másrészt az eredmény idősebb az Odin-féle, zömmel glaukonit mérésekre alapozott időskáláknál. A Tardi Agyag tufarétegein mért eredmény alátámasztja a vitatott kora paleogén emelet határokra megállapított fiatalabb értékek létjogosultságát és az interpolációval szemben a határok közeléből vett minták vizsgálatának szükségességét erősíti meg.

Bevezetés

A Budapest környéki alsóoligocén Tardi Agyagba települő tufarétegeken ezidáig csupán néhány radiometrikus mérést végeztek. A K/Ar vizsgálatok fő akadálya az intenzív agyagásványos átalakulás. A fission track célra felhasználható

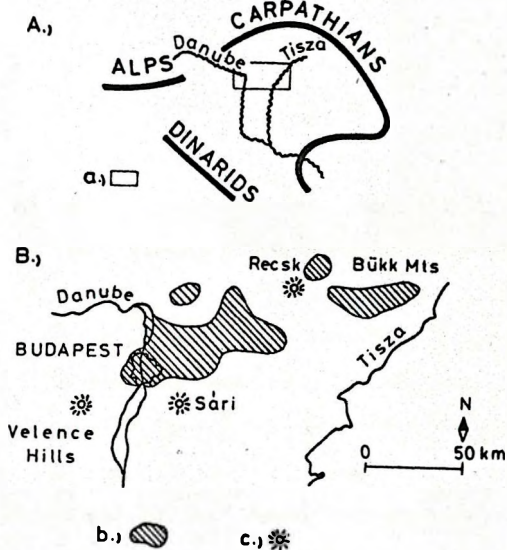
Abstract

Tard Clay is a marine, partly laminated, planktonstratigraphically well divided formation. Fission track (FT) age determinations were made on euhedral apatite and zircon crystals from thin, argillitised, undisturbed tuff layers of Tard Clay. The samples were taken from NP 22 and lower NP 23 nannoplankton zones from the Budapest area. Average of fission track ages is 32.7 ± 1.1 Ma. This FT age is younger than that read from time scales which are based on interpolation of magnetostratigraphical data. On the other hand, the FT result is older than time scales of Odin which are mostly based on glauconite investigations. The average of fission track results on Tard Clay - in contrast to the interpolation method - supports the validity of younger stage boundaries and the necessity of near-boundary sampling.

akcesszorikus ásványokat (az apatitot és a cirkont) ez az átalakulás nem érintette s így ezek mindennél alkalmasabbak a kormeghatározásra. A Tardi Agyag biosztratigráfiailag kitűnően színtezett, a vékony, áthalmazódástól mentes tufarétegek radiometrikus vizsgálatával közvetlenül a biozónák és az eocén/oligocén határ vitatott korára kaphatók új adatok. Ezeknek a kormeghatározásoknak a jelentőségét az adja, hogy a vizsgált időtartam alatt világszerte igen kevés rétegtanilag jól definiált, radiometrikus vizsgálatra alkalmas képződmény jött létre.

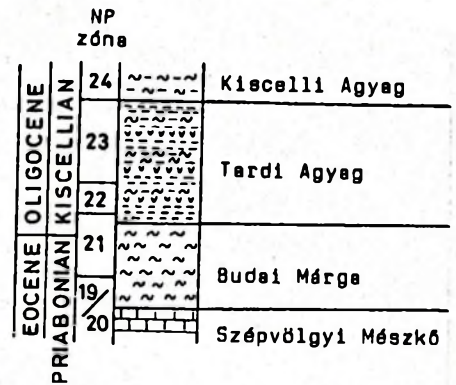
Földtani felépítés

A Tardi Agyag elterjedési területe a Budai-hegység és a Bükk D-i előtere között húzódik, a képződményt feltáró legtöbb fúrás



1. ábra
 A) A vizsgált képződmény elhelyezkedése a Kárpát-medencében.
 a) a kinagyított térképrészlet
 B) A Tardi Agyag elterjedése.
 b) a jelenlegi előfordulási területek (Báldi, 1983 alapján, kiegészítéssel)
 c) paleogén vulkáni központok

Fig. 1.
 A). The studied formation in the Carpathian Basin.
 a) Enlarged map.
 B). Distribution of Tardi Clay.
 b) Actual distribution.
 c) Paleogene volcano.



2. ábra
 A Budai-hegységi felsőeocén/alsóoligocén képződmények vázlatos rétegsora.

Fig. 2.
 Schematic sequence of Upper Eocene/Lower Oligocene formations in Buda Hills.

Budapesten és a Bükkalján mélyült (1. ábra). Medence fáciesű, folyamatos rétegsorokat alkotó, gyakran laminites szerkezetű pelites üledék, a vastagsága 100 m körüli, vagy annál kevesebb (Báldi, 1983). Általában folyamatosan fejlődik ki a fekjét alkotó Budai Márgából és üledékhézag nélkül megy át a fedő Kiscelli Agyagba (2. ábra). A képződmény teljes szelvényében tufarétegek találhatóak, amelyek például a Városmajor-1 fúrásban a vastagság 7%-át teszik ki (Korpás, 1981).

A tufarétegek általában vékony, 2-12 cm-es, erősen agyagásványosodott kristálytufák, amelyekben a legnagyobb szemcsék mérete sem haladja meg a 2 cm-t (Szabó és Szabó-Balogh, 1986). A szürke, agyagásványos mátrixban földpát, biotit, amfibol, dihexagonális kvarc, gránát, apatit, cirkon, valamint kőzetörmelék és terrigén kvarcit is előfordul. A tufák túlnyomórészt andezites-dácitos összetételűek, de alárendelt mennyiségben riolitot is kimutattak.

A Kárpát-medencében a lutéciaiától van nyoma a paleogén, andezites karakterű vulkanizmusnak, a piroklasztikum szolgáltatás kulminációja a bartoni-priabonaiba esik (Báldiné Beke és Báldi, 1990). Az alsóoligocén rétegekben települő tufák már csak egy távoli és/vagy lecsengő vulkanizmusról tanúskodnak. A paleogén vulkanizmus legfiatalabb tufarétegei a Bükkészék környéki felsőkiscelli üledékekben találhatóak (Báldi, 1983).

A Tardi Agyag tufarétegei a kor és a közzettani alkat alapján legszorosabban a Dél-alpi tonalit-öv képződményeihez kapcsolódnak (Szepesházy, 1977). A pászta magyarországi folytatásában, ÉK-DNY-i csapás mentén a balatqnfenyvesi tonalit (Balogh et al., 1983) illetve részben lepusztított, fiatal üledékekkel fedett vulkáni roncsok találhatók (1. ábra; Balázs et al., 1981). A vulkáni roncsokat környező területek tufarétegei alapján a zalai, a velencei, és a recski centrumok fő kitörései az eocénbe estek, de hogy melyik vulkáni csoport aktivitása húzódott át az oligocénbe is, annak megállapítására a radiometrikus adatok nem adnak felvilágosítást. Az eredményekben ugyanis határozott fiatalodás tapasztalható, amit az erős átalakulás, az elhúzódó hidrotermális tevékenység és Recsken a fiatal neogén vulkanizmus hőhatása hozott létre (Balogh in Darida-Tichy, 1988; Dunkl, 1990). A vulkáni centrumokon mért, sok esetben az oligocénbe eső K/Ar vagy FT adatok a földtani környezet alapján bizonyosan nem a képződési kort, hanem az utóhatások idejét mutatják.

A tufa egyik feltételezett forrását a Budapesttől DK-re lévő medencében mélyfúrásokkal feltárt vulkáni centrumok alkotják (Csiky, 1963; Juhász, 1964a, 1964b, 1971; Balázs et al., 1969; Sztrákos, 1975). Azonban a Sári környékéről leírt, kitörési helyhez közeli kifejlődésű tefrák paleogén kora a zavart település miatt nem egyértelműen bizonyított.

A tufa származásának kérdését más megvilágításba helyezi, ha tekintetbe vesszük a Bakonyegység feltételezett, paleogénben történt elmozdulását. Kázmér (1984) szerint a Bakony-Drauzug egység a határoló transzkurrens vetők mentén az eocén-oligocénben sajtolódott ki a Keleti- és Déli-Alpok közül. Az elképzelés szerint az alsóoligocénben a Dunántúli középhegység a mai helyzetnél lényegesen nyugatabbra helyezkedett el, s így az Alpok több paleogén vulkáni képződménye szóba jöhet, mint lehetséges kitörési centrum. A NY-i Alpokban, az Insubriai vonal menti trachiandezitek (Hunziker, 1974; Gatto et al., 1976) és a Periadriai lineamens közelében elhelyezkedő tonalittestek (Exner, 1976) egyaránt lehetséges forrásai a tufarétegeknek. Az Alpok legkeletibb paleogén vulkáni területe a smrekoveci andezitelfordulás, azonban a Budapest környéki tufákkal való rokonság ellen szól az eltérő ásványos összetétel, továbbá a smrekoveci andezit fiatalabb, felsőkiscelli kora (Hinterlechner-Ravnik és Plenicar, 1967; Drobne in Kázmér, 1984).

Földtani kor

A Tardi Agyag képződése hozzávetőlegesen az eocén/oligocén határon indult meg (2. ábra). Báldiné Beke (1977, 1984), Báldi et al. (1984) valamint Nagymarosy és Báldi-Beke (1988) az NP 21-23 biozónákat mutatta ki a képződményben; az üledékhézag nélkül fedő Kiscelli Agyag bázisán már az NP 24 zóna van jelen. A Tardi Agyag lényegében az alsóoligocénben képződött. Figyelembe véve a viszonylag csekély, 90-130 m-es összletvastagságot, a formációra a kis ülepedési sebesség jellemző (Báldi, 1983).

Korábbi radiometrikus eredmények

Báldi és munkatársai (1975) a pilisborosjenői Kiscelli Agyagban található glaukoniton végeztek K/Ar kormeghatározást. A glaukonitos réteg az NP 24-es nannoplankton zónába tartozik, a mért radiometrikus kor 33,5 \pm 2,4 millió év. Megállapították, hogy a Kiscelli Agyagon meghatározott eredmény jól kapcsolódik a Paratethys területén az egerien és eggenburgien képződményeken mért adatokhoz. Felhívták a figyelmet a DSDP eredmények és a Paratethys adatai között következetesen jelentkező kb. 4 millió éves időbeli elcsúszásra.

Balogh (1985) az eocén/oligocén határ közelében települő andezittufák biotitján az alábbi K/Ar korokat mérte:

	millió év:	rétegtani helyzet:
Kiscell-1	32,4 \pm 1,2	NP 21, Tardi Agyag
78,0 m	32,1 \pm 1,2	
Alcsútdoboz-3		NP 23, Tardi Agyag
657,5 m	32,0 \pm 1,4	
738 m	32,0 \pm 1,0	NP 19/20, Budai Márga
	31,3 \pm 1,3	

Balogh megállapította, hogy a különböző rétegtani szintekben települő tufaszínórok kora egységes, fiatalabb a nemzetközi adatok alapján várható értéknél. A szerző szerint a K/Ar adatok nem a tufaszórás idejét mutatják, "hanem egy későbbi, a vizsgált mintákat már együttesen érintő események hatására alakultak ki".

Nagymarosy et al. (1986) a tufák biotitjának $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vizsgálatáról számoltak be. A Kiscell-1 fúrás 79.0 méteréből vett mintán 34,3 \pm 1,3 millió éves plató kort határoztak meg.

Módszerek

Az akcesszorikus ásványokat 0,2-2 kg tömegű kőzetmintákból dúsítottuk töréssel, szitálással, széreléssel, nehézfolyadékos elválasztással és mágneses szeparálással. A vizsgált minták egy részét Szabó Csaba bocsátotta a rendelkezésünkre, nehézásvány preparátumok formájában. A koncentrációkból túlértékeltünk ki 100-120 apatit, illetve cirkonkristályt, az előbbieket epoxigyantába, utóbbiakat FEP-teflonba ágyaztuk. Lassú, kíméletes polírozás után marattunk ki a spontán hasadvány nyomokat az ásványokban. Az apatitot 1%-os salétromsavat használtunk 2,5-4 perc maratási idővel (Burchart, 1972). A cirkonkristályokhoz NaOH-KOH-LiOH eutektikumának olvadékát alkalmaztuk a Zaun és Wagner (1985) által megadott receptura előírásánál némileg alacsonyabb hőmérsékleten, 190°C-on. Preparátumunként különböző ideig, 41-85 órán át végeztük a maratást, az időtartamot a hasadvány nyomok optimális kimaródási állapota és a polírozási karcok kiszélesedésének segítségével határoztuk meg. A neutronbesugárzások a Budapesti Műszaki Egyetem Tanreaktorában és a Prága melletti Řež kutatóreaktorában készültek. A neutronfluenst az NBS SRM 962a uránüveg sztenderd segítségével határoztuk meg. A külső detektoros módszert alkalmaztuk (Gleadow, 1981), a pretarátumokra és a sztenderdekre muszkovit külső detektort helyeztünk, amelyben a besugárzás után 40 %-os HF-dal 40-60 perc alatt marattunk ki az indukált hasadvány nyomokat. A spontán nyomok számlálását Zeiss NU 2 mikroszkóppal olajimmerzióban, 1600-szoros nagyítással végeztük, a csillám detektorokhoz 800-szoros nagyítású száraz optikát alkalmaztunk. Csak a c-tengellyel párhuzamosan beágyazott, legalább 20 μm mélységig felpolírozott, diszlokációktól és felszínközeli zárványoktól mentes kristályokat vontuk be a vizsgálatokba. Az alkalmas kristályok számához és a spontán nyomsűrűséghez igazodva, törekedtünk preparátumunként 30 szemcsét, illetve 1000-hez közeli nyomot megszámlálni. A külső detektor és a datált ásványok belső felülete közötti eltérő nyomrögzítési geometria ($2\pi/4\pi$) kompenzálására a Gleadow és Lovering (1977) által megállapított 0,5-ös geometria faktort alkalmaztuk.

Az egyes kristályokban mért korok homogenitását a khi-négyzet tesztel vizsgáltuk (Green, 1981). A kristályokban mért nyomsűrűség adatokat a Ps/Pi kordináta rendszerben ábrázoltuk (Burchart, 1981). Ha a mérési eredmények jól csoportosultak (illetve jól illeszkedtek az izokron egyenesre), de előfordult "kilógó" érték, akkor azt a Grubbs

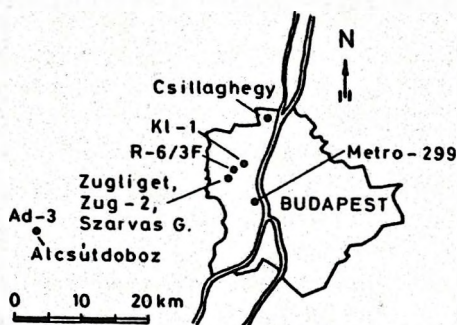
és Dixon tesztel vizsgáltuk (Rétháti, 1985). Amennyiben a kiugró kort adó kristály 5%-nál kisebb valószínűséggel tartozott a mérési adatok alkotta fő populációhoz, a "gyanús" eredményt kihagytuk a további számításokból. Ha a Ps/Pi diagramon a mérési eredmények halmaza diffúz (elsősorban az egyes kristályokban mérhető kis spontán nyomszám miatt), akkor nem alkalmaztuk a kilógó elemi adatpárok kiejtését.

A kort a mért nyomsűrűségábrák súlyozott átlaga alapján számoltuk ki a zéta módszerrel, a Fish Canyon korsztenderd segítségével (Hurford és Green, 1983). Az eredmény hibahatárait a "klasszikus" eljárással, kétszeres Poisson szórással adtuk meg (Green, 1981).

Az eredmények ismertetése előtt érdemes megjegyezni, hogy érdekes, sztratigráfiai szempontból hasznosítható adatok válnak megismerhetővé a fission track kormeghatározás "melléktermékeként". A félbecsített kristályok belső felépítése és zárványai az immerziós optika segítségével rendkívül nagy felbontással tanulmányozhatók. Több oligocén szelvényben megfigyelhető volt, hogy az egymáshoz közel települő tufaszínórok apatitjának zárványtartalma gyökeresen különböző. Általában a vulkáni kőzetekre jellemző, c-tengely szerint elhelyezkedő, nyúlt, "teleszkópos" alakú üvegzárványok fordultak elő, de a tufarétegek némelyikében előfordult csak cirkonzárványokat tartalmazó apatit populáció is. Lehetséges, hogy ez az egyszerűen vizsgálható, markáns bélyeg alkalmas lesz a tufarétegek azonosítására, egyfajta speciális tefrasztratigráfia felállítására.

A vizsgált minták rétegtani helyzete

A mintavételi helyek területi elrendeződése a 3. ábrán látható.



3. ábra
A mintavételi helyek vázlatos térképe.

Fig. 3.
Sketch map of investigated sites.

Alcsutdoboz-3. sz. mélyfúrás

54 A sz. minta, 643,3 m-ből

66 sz. minta, 663,5 m-ből

Mindkét minta a fúrás alsóoligocén rétegsorának a tetejéről, a Tardi Agyag Formáció felső tagozatából származik. A tagozatnak ez a része fossziliamentes, de az alatta, 670-680 méterközéből származó mintákban az NP 23-as nannoplankton zónát mutattuk ki. Vizsgált mintáink fölött, 630 m-ben a szegényes, csökkent sótartalomra utaló nannoflóra ugyancsak az NP 23-as nannoplankton zónába sorolható.

Az alábbi minták egységesen Budapest területéről származnak:

Kiscell-1. sz. mélyfúrás

57 A sz. minta, 64,0 m-ből

55 sz. minta, 70,7 m-ből

Mindkét minta a Tardi Agyag Formáció alsó tagozatából származik. Nannoplankton együttesük az NP 22-es zónába sorolható, a 64,0 m-es minta az NP 22/23 zónahatár alatt helyezkedik el közvetlenül. A minták foraminifera faunáját Horváth (in Nagymarosy et al., 1986) a P 18-as plankton-foraminifera zónába sorolta.

Nincsenek teljes összhangban a nannoplankton koradatokkal Márton P. magnetosztatigráfiai zónahatározásai, amelyek szerint az itt vizsgált minták a C 13-as kron normál polaritású részébe tartoznak, míg az NP 22-es zóna általában a C 12-es kron fordított polaritású részének felel meg.

Budapest, Gellért tér, H-299 sz. ("metró") mélyfúrás

82 sz. minta, 58 m

78 sz. minta, 96 m

Mindkét minta a Tardi Agyag felső tagozatából származik. Noha ebből a fúrásból biosztatigráfiai vizsgálatok nem történtek, a minták korát mégis jól meg tudjuk becsülni, mivel ettől a fúrástól mintegy 30 méterre mélyült a részletesen feldolgozott, jelen fúrásunkkal kifogástalanul párhuzamosítható H-300-as metró fúrás. A korreláció alapján mindkét vizsgált mintánk az NP 23-as nannoplankton zónába tartozik.

Budapest, Rózsadomb, R 6/3 F sz. mélyfúrás

27 és 50 sz. minta, 20,8 m

Ezek a minták, amelyek a Tardi Agyag alsó tagozatának tetejéről származnak, nannoflórájuk alapján az NP 23-as zóna legalsó részébe sorolhatók.

Zugliget

A Zugliget 16 és 57 jelű minták egy mesterséges feltárásból származnak, a XII. ker. Szarvas Gábor utca melletti erdőcskéből. A tufát beágyazó pelites rétegek kevert nannoflórákat tartalmaztak, melyben a legfiatalabb alakok az NP 23-as nannoplankton zónára jellemzőek. Későbbi feltáró munkák során derült ki, hogy ez a rétegsor negyedkori szoliflukció következtében áthalmozódott és anyaga, fossziliái feltehetően keveredtek is idősebb képződmények anyagaival.

A Szarvas G. utcai trafóház beton támfalának építésekor, mintegy 15 m-rel az előző feltárás alatt gyűjtöttük a 31, 30, C 11 és 26 jelű mintákat a Tardi Agyag alsó tagozatából. A minták beágyazó környezetéből NP 22-es zónába tartozó nannoflórákat mutattunk ki.

A Zugliget-2 sz. mélyfúrás 47,8 méteréből vettük a C 23 jelű mintát. A fúrás az előző feltárások fölött, a domb tetején telepítve mélyült, lényegében a domb teljes oligocén rétegsorát harántolta, beleértve a Szarvas G. utcában is feltárt rétegeket. A tömeges Spiratellá-val jellemezhető alsó Tardi Agyag, a tufa beágyazó kőzete az NP 22-es zónának megfelelő nannofossziliákat tartalmazta, mindössze néhány méterrel az NP 22/23 zónahatár alatt.

Csillaghegy, téglagyár, 98 B sz. minta

Ez a minta a Péter-hegyi téglagyár felső, felhagyott udvarából származik, a Kiscelli Agyag glaukonitos bázisrétegeiből, kevéssel a Tardi Agyag Formáció fölött. A mintában az NP 24-es zóna szintjelző nannoflóráit találtuk meg.

Eredmények

A vizsgált minták mélységközeit és a mérési eredményeket az 1. táblázat foglalja össze. Néhány mintából több preparátum is készült, illetve egyes preparátumok több besugárzáson is átesetek.

Az egyes minták kristályaiban mért korok preparátumokként egységesek, a statisztikai bizonytalanság tartományán belül helyezkednek el. A mintákban nem lehetett az oligocénnél idősebb, törmelékeny eredetű akcesszoria populációt kimutatni.

A fission track eredmények (25,6) 29,8-38,0 millió év közé esnek. Ha figyelembe vesszük, hogy a kétszeres szórás tartománya eléri a biosztatigráfiai egységeket, sőt esetenként az egész formáció képződésének időtartamát, belátható, hogy

I. táblázat

Alsóoligocén tufákon mért fission track korok

Prep. jele	Lelőhely	Fúrás jel mélységköz	Adat szám	Ns	Ni	Ps	Pi	FT KOR	+ 2s Poiss.	urán (g/t)	nanno zóna	
								millió év.....			
Tardi Agyagba települő tufarétegek												
54 A	Alcsutdoboz	Ad-3	643,3 m	21/21	650	2120	,73	2,36	32,3	+ 3,9	8,0	NP 23
66	Alcsutdoboz	Ad-3	663,5 m	32/32	499	1643	,72	2,53	33,7	+ 4,9	8,0	NP 23
57 A	Kiscell	K1-1	64,0 m	26/26	799	5523	,93	6,37	29,8	+ 3,8	11,4	NP 22
57 A-5	////	////	////	26/26	799	2777	,93	3,25	32,1	+ 3,6	11	NP 22
55	Kiscell	K1-1	70,7 m	30/30	1440	4788	1,14	3,81	31,6	+ 3,1	12,9	NP 22
82	Gellért tér	Metro-299	58 m	26/25	586	3988	1,17	7,89	30,5	+ 4,1	15	NP 23
78	-II-	-II-	96 m	23/23	154	906	,43	2,51	35,8	+ 7,3	4,5	NP 23
27	Rózsadomb	R6/3F	20,8 m	30/30	732	4760	,758	5,07	31,1	+ 4,1	9,1	NP 23
50	-II-	-II-	-II-	30/30	770	2263	,74	2,42	33,0	+ 4,1	8,2	NP 23
16	Zugliget	Zug-2	47,8 m	30/30	706	4179	,72	4,26	34,6	+ 4,5	7,8	NP 22
C 23	-II-	-II-	-II-	31/31	3727	3019	48,01	38,9	38,0	+ 3,9	248	NP 22
57 B	Zugliget	feltárás 14. réte.		25/25	209	1235	,61	3,66	34,1	+ 6,2	6,5	NP 22/23
57 B-5	////	////	////	25/25	209	628	,61	1,88	36,3	+ 6,5	6,3	(áthalmazott)
31	Szarvas Gábor utca	1. réteg		30/30	470	3740	,78	6,34	25,9	+ 3,7	11,4	NP 22
31-4	////	////		30/30	470	9234	,78	15,4	25,6	+ 3,1	11,4	NP 22
30	Szarvas Gábor utca	2. réteg		30/30	819	5518	,90	6,0	30,6	+ 3,9	10,8	NP 22
C 11	-II-	3. réteg		34/34	1908	1801	22,5	21,2	33,3	+ 3,7	135	NP 22
26	-II-	4. réteg		30/30	528	3245	,79	4,87	33,4	+ 4,7	8,7	NP 22

Glaukonitos rétegek a Kiscelli Agyag bázisán

98 B	Csillaghegy	téglagyár		21/20	226	766	,79	2,69	31,3	+ 5,4	9,2	NP 24
------	-------------	-----------	--	-------	-----	-----	-----	------	------	-------	-----	-------

APATITON történt a vizsgálat, ha a preparátum jele számjeggyel kezdődik; CIRKONON, ha C-vel.

//// jelöli a preparátum többszöri mérését.

-II- jelöli, ha egy lelőhelyről több preparátum készült.

Adatszám= a megmért és az eredményhez felhasznált kristály (vagy látómező) szám.

Ns, Ni= spontán- és indukált nyomszám

Ps, Pi= spontán- és indukált nyom-

sűrűség (10^5 nyom/cm²)

urán (g/t)= a kristályokban mért uránter-

talom átlaga

Table I.

Fission track age of Lower Oligocene tuff layers.

Prep. jele: Sign of specimen.

Lelőhely: Locality

Fúrás jel: Borehole.

Adatszám: Number of investigated/concerned crystals.

Ns, Ni: Number of spontaneous and induced tracks.

Ps, Pi: Spontaneous and induced track density.

urán (g/t): Uranium content of investigated crystals.

nanno zóna: Hannoplankton zone of the sample.

//// indicates the repeated measurements.

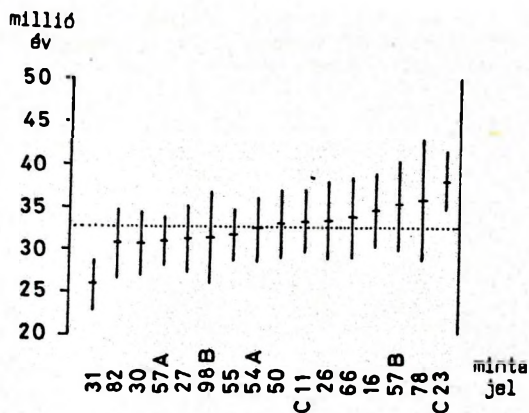
-II- indicates when more samples were taken from one site.

The investigation made on apatite crystals. Only two zircon samples were studied, their sign begins by letter C.

az eredmények külön-külön történő értékelése s a biosztratigráfiai felosztásnál részletesebb finomszintezésre való felhasználásuk nem állja meg a helyét. Ezért a jelen ismertségi állapotban az eredmények értékelése az adatok összevonásával valószínűsíthető meg. Az átlagolásra lehetőséget ad, hogy:

- a rétegsor folyamatos,
- a minták rövid időtartamot reprezentáló összletből származnak (főleg a vékony NP 22-es zónából),
- az eredmények normális eloszlásúak ($p=99\%$ szinten, a Shapiro-Wilk teszt szerint) (4. ábra).

A csillaghegyi Kiscelli Agyagból származó minta kihagyásával a Tardi Agyag tufáin mért



4. ábra

A mérési eredményeket növekvő sorrendben, a kétszeres Poisson szórással feltüntetett gerelydiagram.

Fig. 4.
The "rake diagram" of results. Vertical lines represent the Poisson error (26).

fission track korok súlyozott átlaga $31,9 \pm 1,0$ millió év. A legalacsonyabb értéket, a Szarvas Gábor utcai feltárás (Budapest) egyik tufaréteget 5 millió év választja el a második legfiatalabb kortól és ez a kor a feltárás többi eredményétől is határozottan különbözik. A kérdéses adat a Grubbs és Dixon teszt alapján (egyaránt 5%-os szignifikancia szinten) kizárható a többi mérési eredmény átlagolásából. Így a FT korok átlaga $32,7 \pm 1,1$ millió év.

Vizsgáljuk meg, hogy mit fejeznek ki az eredmények, történt-e fiatalodás az apatit korokban (vagy egy részükben). A Zugliget-2 fúrás mintáján mért cirkon kor jelentősen idősebb a párhuzamos apatit kornál. A különbség valószínűleg nem takar földtani okokra visszavezethető fiatalodást, csak a cirkon kor esik a statisztikai bizonytalanság tartományának szélére. A FT korok fiatalodása az oligocén tufák esetében nem valószínű, mert

- a.) a paleogén összletek betemetettsége a mintázott területen nem jelentős,
- b.) hidrotermális tevékenység ugyan két időszakban is zajlott a Budaihegységben, de az ilyen eredetű fiatalító hatás valószínűsége az alábbiak miatt csekély.

- A Budai vonal az oligocén-alsómiocénben volt aktív, a hidrotermális tevékenység számos nyoma ismert a Budai-hegységből (Báldi és Nagymarosy, 1976). A terület kőzettesteinek általános felmelegedése azonban valószínűleg nem lépte át

a $60-70^\circ\text{C}$ -os hőmérsékletet, ami az apatitban a hasadvány nyomok stabilitásának felső határa (Wagner, 1988; illetve Green et al., 1989). Ha néhány minta esetében a hőmérséklet meg is haladta ezt az értéket, akkor is csak a FT kor növekedésének enyhe lelassulása következett be, nem történhetett számottevő fiatalodás, hiszen az oligocénben a mintákban még alacsony volt a spontán nyomsűrűség.

- Fiatal törések mentén, a pleisztocénben is megindult a forróvíz feláramlás a Budai-hegységben. Egy jelenleg is aktív forrás közeléből, megemelkedett hőmérsékletű környezetből származnak a Gellért téri minták (Hegyi et al., 1981). Azonban a Gellért téri fúrás tufarétegein mért FT korok nem mutatnak fiatalodást a többi adathoz képest.

Tehát, a fentiek alapján az eredményeket képződési koroknak tekinthetjük.

Az eocén/oligocén határ geokronometriai problémái

Áttekintve az E/O határ korával foglalkozó publikációkat megállapítható, hogy az adatok között igen jelentős eltérések találhatók (II. táblázat). Még az utolsó években megjelent koradatok között is előrordul 6 millió éves különbség. Kiemeli a kérdés súlyosságát, hogy az eltérések relatív értéke magas, kb. 17%, és különösen jelentős, ha figyelembe vesszük, hogy az oligocén fiatal időszak, korrelációjához megbízhatóan tagolt magneto- és planktonsztratigráfia áll rendelkezésre, továbbá az oligocén üledékek igen elterjedtek az óceáni medencékben, és általában metamorfizálatlanok.

A probléma onnan ered, hogy az E/O határ közelében kevés a biosztratigráfiailag jól behatárolt, radiometrikus mérésre alkalmas kőzet. Így a geokronológiai skálák egy részének összeállításánál a határ kijelölése a magnetosztratigráfiai beosztáson alapuló interpolációval történt. Ezek az interpolációk a kainozoikumban csupán néhány kötőponthoz kapcsolódnak. Nehezíti a kérdés tisztázását, hogy Prothero és munkatársai (1982) alsóoligocénből publikált adatai (amelyeket a későbbi munkákban kötőpontként használtak fel) gerinces sztratigráfian alapulnak, továbbá hogy a szárazföldi üledékeken végzett magnetosztratigráfiai szintezés párhuzamosíthatósága is kérdéseket vet fel (a változókéony üledékképződési sebesség és a hiátusok gyakorisága miatt; Montanari et al., 1985). A két szomszédos, E/O határhoz legközelebbi, Berggren és munkatársai (1985) által figyelembe vett kötőpont a felsőmi-

II. táblázat

Az eocén/oligocén határ korát tárgyaló fontosabb publikációk. A feltüntetett értékek a publikációk eredeti adatai, így az 1977 előtt közölt eredmények nem az egységesített bomlási állandókkal lettek kiszámolva (Steiger és Jäger, 1977). Az összeállítás nem tartalmazza azokat az idő-skálákat, amelyek más munkákból vették át az E/O határ korát.

Forrás	E/O határ kora				Módszer	Vizsgált fázis	Sztratigráfia
	Millió év						
	32	34	36	38	40		
HOLMES (1959)					40	Ö	
KULP (1961)					36 +2	Ö K	
EVERNDEN et al. (1961)	◆				33	Ö K	
FUNNEL (1964)					37-38	Ö	
AFANASSYEV et al. (1964)					37 +2	Ö K	
BERGGREN (1969)					36	Ö	
BERGGREN (1972)					37,5	Ö	M P E
ODIN (1973)					37	Ö K	
ODIN (1975)					35	Ö K	
TARLING & MITCHELL (1976)					35	Ö	M P
La BRECCQUE et al. (1977)					38,0	Ö	M
ODIN et al. (1978)	◆				33,0	Ö K R	P
HARDENBOL & BERGGREN (1978)					37	Ö	M P
RUBINSTEIN & GABUNIA (1978)					35-36	Ö K	
VAN COUVERING et al. (1981)		(A)			(37-38)	Ö F	P
LOWRIE & ALVAREZ (1981)					38	Ö	M P
CURRY & ODIN (1982)					34	Ö K	P
PROTHERO et al. (1982)					37,0	Ö K	M P E
GLASS & CROSBIE (1982)	◆				32,3 +0,9	Ö K F	P
HARLAND et al. (1982)					38,0	Ö	M P E
HARRIS et al. (1984)					34	Ö R	P
HSÜ et al. (1984)					37,1	Ö	M P
BERGGREN et al. (1985)					36,6	Ö	M P E
MONTANARI et al. (1985)					35,7 +0,4	Ö K R	M P
GLASS et al. (1986)					34,4 +0,6	Ö A	P
HAQ et al. (1987)					36,0	Ö	M P
MONTANARI et al. (1988)					33,7 +0,5	Ö K A R	M P
ODIN et al. (1988)					34,5	Ö K A	M P

Jelmagyarázat:

- ◆ Az E/O határ közeléből származó mintán (is) végzett vizsgálat.
- ◇ Az E/O határ korának meghatározása közvetett úton történt, többnyire magnetosztatigráfia alapozott interpolációval.
- (A): Az eredmény "egyezik a nyugat-európai glaukonit K/Ar korokkal, amelyek alapján az E/O határ korát 37-38 millió évnél becsülték".

◆ Samples near to E/O boundary also investigated.

◇ The age of E/O boundary based mainly on interpolation of magnetostatigraphical data.

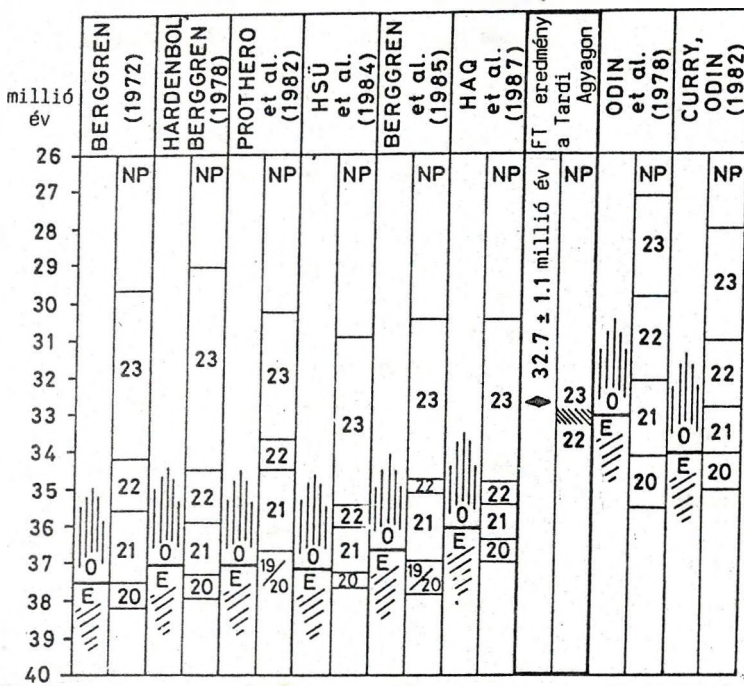
(A)= The results "accord with glauconite K/Ar ages in western Europe by which the E/O boundary age is estimated at 37-38 Ma".

Table II.

Significant publications concerning the age of E/O boundary. The results, published before 1977, are not recalculated by new decay constant of Steiger and Jäger (1977). The table does not contain compiled time scales, only original data.

Forrás =	Source
millió év =	Ma
Módszer =	Method
Összeállítás =	Compilation
Vizsgált fázis =	Investigated mineral
Sztratigráfia =	Stratigraphy
emlős =	Mammal-

océnbe és a középsőeocénbe esik; az áthidalt idő intervallum igen jelentős, kb. 41 millió év. LaBrecque és munkatársai (1977) még szélesebb, kb. 62 millió éves időtartamra végeztek interpolációt. E hosszú időtartamokon belül a kronosztratigráfiai határok megállapítása azon a feltételezésen alapul, hogy az óceánfenék szétsodródási sebessége állandó. Odin és Curry (1985) vizsgálatai alapján azonban a spreading sebessége a földtörténet során jelentősen változott, a magnetosztatigráfiai skálák hosszú szakaszainak interpolációját alapvetően téves módszernek tartják.



5. ábra
Az eocén/oligocén határ környezetéről publikált, nannoplankton zonációt is tartalmazó skálák összefoglaló ábrája, az új FT eredmények feltüntetésével. A vizsgált minták rétegtani helyzetének súlypontja az NP 23-as zóna legaljára esik.

Fig. 5.
Compilation of time scales containing nannoplankton zonation. Our new fission track result is in a separate column. The centre of stratigraphical position of samples is at the very bottom of NP 23 nannoplankton zone.

Az E/O határ korát tárgyaló publikációk másik típusa a határ közeléből származó mintákon végzett kormeghatározáson alapul (Odin et al., 1978; Curry és Odin, 1982; Harris et al., 1984). Ezen (az interpolációs úton kapott koroknál következetesen fiatalabb) eredmények ellen többnyire módszertani fenntartásokat támasztanak (Thompson és Hower, 1973; Berggren et al., 1978), mert egy részük ún. alacsony hőmérsékletű fázis datálására épül (glaukonit), illetve tekintve, ahol a fission track módszernél nyom átmérő korrekciót alkalmaztak (Glass et al., 1973). Azonban figyelmet érdemel, hogy vulkáni eredetű ásványokon is mértek a határ fiatal kora mellett tanúskodó adatokat (biotit K/Ar, Ar/Ar: Montanari et al., 1985, 1988; Nagymarosy et al., 1986; Odin et al., 1988; apatit és cirkon FT: Hurford et al., 1987).

Következtetések

A minták a Tardi Agyag alsó részéből származnak, a rövid NP 22-es zónából, illetve az NP 22/23 zóna határától; csupán négy mintát vet-

tünk az NP 23 zóna középső részéből. Rétegtani helyzetük súlypontja az NP 22/23 zónahatárra, illetve az NP 23-as zóna legaljára tehető. Tekintsük át, hogy a különböző, nannoplankton sztratigráfiát is tartalmazó publikációk időskáláihoz hogyan illeszkednek az eredmények.

Az általunk, az NP 23-as zóna legaljára mért 32,7 millió éves radiometrikus kor a Prothero et al. (1982) által készített skálához áll legközelebb (5. ábra). A Berggren et al. (1985) és Haq et al. (1987) skáláknál kb. másfél-két millió évvel fiatalabb kort kaptunk, míg az Odin-féle skálához képest kb. 3, illetve kb. 2 millió évvel idősebb a Tardi Agyagban mért FT kor. Úgy is összegezhettünk, hogy az eredmény az interpolációval nyert korok és a zöm-mel glaukonit adatokon alapuló, közvetlen úton megállapított korok közé esik, az előbbiekhöz közelebb.

A módszerek és a két szemléletmód közötti gyökeres különbség miatt törvényszerű, hogy az új FT eredmény nincs teljes egyezésben egyik korábbi adatsorral sem. Az új adatnak a Berggren- és Haq-féle integrált skáláknál fiatalabb volta a határok közeléből vett mintákon, különböző fázisokon, különböző módszerekkel mért fiatalabb értékek létjogosultságát támasztja alá. Úgy véljük, hogy a vitatott kainozóos emelet és biozóna határok korának megállapításához a célszerűbb módszer a közvetlen datálás. A későbbiekben a planktonsztratigráfiával jól szinkronizált, illetve szinkronizálható rétegorok felől kell megközelíteni a kérdést, fel kell kutatni a radiometrikus mérésre alkalmas fázisokat, s vizsgálatokkal sűríteni kell a terciér időskála kötőpontjait.

Köszönetnyilvánítás

A korsztenderdeket dr. Ján Král' (Pozsony) és dr. C. W. Naeser (Denver) bocsátották rendelkezésünkre. A besugárzásokat néhai dr. Bérczi János és dr. Keömley Gábor (Budapesti Műszaki Egyetem) szíves jóindulata tette lehetővé. Köszönjük segítségüket.

- Afanassyev, G.D. et al. (1964): The project or a revised geological time-scale in absolute chronology. In: Afanassyev, G.D. et al. (ed.) Absolute age of geological formations, Nauka, Moscow, 287-324
- Belázs E., Matyók I., Juhász Á. (1969): Magyarországi harmadidőszaki képződmények összefoglaló értékelése a köolajkutatás szempontjainak figyelembevételével. Kézirat, OKGT Adattár, Budapest, 148 p.
- Belázs E., Báldi T., Dudich E., Gidai L., Korpás L., Radócz Gy., Szentgyörgyi K., Zelenka T. (1981): A magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. Földt. Közl., 111, 145-156
- Báldi T. (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- Báldi T., Nagymarosy A. (1976): A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. Földt. Közl., 106, 257-271
- Báldi T., Báldiné Beke M., Horváth M., Nagymarosy A., Balogh K., Sós E. (1975): Adatok a magyarországi kiscelli agyag abszolút és relatív korához. Földt. Közl., 105, 188-192
- Báldi T., Horváth M., Nagymarosy A., Varga P. (1984): The Eocene-Oligocene boundary in Hungary. The Kiscellian stage. Acta Geol. Hung., 27, 41-65
- Báldiné Beke M. (1977): A budai oligocén rétegtani és faciéstani tagolódása nannoplankton alapján. Földt. Közl., 107, 59-89
- Báldiné Beke M. (1984): A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. Geologica Hungarica, Ser. Paleont., 43, 307 p.
- Báldiné Beke M., Báldi T. (1990): A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete. Ált. Földt. Szle., 25 (sajtó alatt)
- Balogh Kadosa (1985): K/Ar kormeghatározások a hazai eocén-oligocén alapszelvényekből. Őslénytani Viták, 31, 43-51
- Balogh Kadosa, Árva Sós E., Bucsa Gy. (1983): Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). Anarul Inst. Geol. si Geofiz., 61, part A, 359-364 Bucuresti
- Berggren, W.A. (1969): Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time-scale. Nature, 224, 1072-1075
- Berggren, W.A. (1972): A Cenozoic time scale - Some implications for regional paleogeography and paleobiogeography. Lethaia, 5, 195-215
- Berggren, W.A., McKenna, M.C., Hardenbol, J., Obradovich, J.D. (1978): Revised Paleogene polarity time scale. Journal of Geology, 86, 67-81
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., Van Couvering, J.A. (1985): Cenozoic geochronology. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 1407-1418
- Burchart, J. (1972): Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth Planet. Sci. Lett., 15, 418-422
- Burchart, J. (1981): Evaluation of uncertainties in fission-track dating: some statistical and geochemical problems. Nuclear Tracks, 5, 87-92
- Curry, D., Odin, G.S. (1982): Dating of the Paleogene. In: Odin, G.S. (ed.) Numerical Dating in Stratigraphy, Wiley and Sons, 607-630
- Csiky G. (1963): A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. Földrajzi Közlemények, 11, 19-35
- Daridáné Tichy M. (1988): Az eocén képződmények elterjedése és jellegei a Balatonfő-velencei-hegység körzetében. Kézirat, MÁFI, Budapest, 77 p.
- Dunkl I. (1990): A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. Kézirat, MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, Budapest, 177 p.
- Evernden, J.F., Curtis, G.H., Obradovich, J., Kistler, R.W. (1961): On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. Geochim. Cosmochim. Acta, 23, 78-99
- Exner, Ch. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadritischen Lineamentes. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1967/2, 3-64
- Funnel, B.M. (1964): The Tertiary Period. The Phanerozoic time-scale, a symposium. Quart. J. Geol. Soc. London, 120, 171-191
- Gatto, G.O., Gagnanin, A., Piccirillo, E.M., Scolari, A. (1976): The "andesitic" magmatism in the south-western Tyrol and its geodynamic significance. Geol. Rundschau, 65, 691-700
- Glass, B.P., Crosbie, J.R. (1982): Age of Eocene/Oligocene boundary based on extrapolation from N-American microtektite layer. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 66, 471-476

- Glass, B.P., Baker, R.N., Storzer, D., Wagner, G.A. (1973): North American microtektites from the Caribbean Sea and their FT age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 184-192
- Glass, B.P., Hall, C.M., York, D. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating of North American tektite fragments from Barbados and the age of the Eocene-Oligocene boundary. In: Odin, G.S. (ed.) Calibration of the Phanerozoic time scale. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, 181-186
- Gleadow, A.J.W. (1981): Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, 5, 3-14
- Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. (1977): Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Tracks Detection*, 1, 99-106
- Green, P.F. (1981): A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, 5, 77-86
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. (1989): Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In: Naeser, N.D., McCulloch, T.H. (eds.): *Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories*. Springer-Verlag, 181-195
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167
- Hardenbol, J., Berggren, W.A. (1978): A new Paleogene numerical time scale. In: Cohee et al. (ed.) *Contributions to the geologic time scale*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., *Studies in Geology*, 6, 213-234
- Harland, W.B., Cox, A.V., Lewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., Walters, R. (1982): *Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 131 p.
- Harris, W.B., Fullagar, P.D., Winters, J.A. (1984): Rb-Sr glauconite ages, Sabinian, Claibornian and Jacksonian units, southeastern Atlantic Coastal Plain, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 47, 53-76
- Hegyí J., Kiss E.Z., Szlabóczy P. (1981): Általános földtani eredmények a budapesti metró vonalak földtani kutatásaiból. *Ált. Földt. Szle.*, 16, 5-24
- Hinterlechner-Ravnik, A., Plenčar, M. (1967): The Smrekovec andesite and its tuff. *Geologija, Razprave in Poročila*, 10, 219-236, Ljubljana
- Holmes, A. (1959): A revised geological time-scale. *Trans. Edinb. Geol. Soc.* 17, 183-216
- Hsü, K.J., La Brecque, J., Percival, S.F., Wright, R.C., Gombos, A.M., Pisciotto, K., Tucker, P., Peterson, N., McKenzie, J.A., Weisser, H., Karpoff, A.M., Carman, M.F.Jr., Schreiber, E. (1984): Numerical ages of Cenozoic biostratigraphic datum levels: Results of South Atlantic Leg 73 drilling. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, 863-876
- Hunziker, J.C. (1974): Rb/Sr and K/Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ., Padova* 31, 1-55
- Hurford, A.J., Green, P.F. (1981): The zeta age calibration of fission-track dating. *Chem. Geol. (Sect. Isot. Geosci.)*, 41, 285-317
- Hurford, A.J., Odin, G.S., Barbin, V., Winkler, W., Zelveder, M. (1987): Fission track dating of Paleogene pyroclastic zircons and apatites: the Priabonian of Priabona (stratotype area); the earliest Thanetian of Northern Alps. *EUG IV, Strasbourg, Terra Cognita*, 7/2-3, 251
- Juhász Á. (1964a): Újabb adatok Bugyi környékének mélyföldtanához. *A Kőolaj és Földgázbányászat Tud. Műsz. Közleményei*, 1964, 163-171
- Juhász Á. (1964b): Adatok a Óuna-Tisza köze É-i részének mélyföldtanához. *Földt. Közl.* 94, 184-194
- Juhász Á. (1971): A Duna-Tisza-köze harmadidőszaki vulkanitjai. *Földt. Közl.* 101, 1-12
- Kázmér M. (1984): A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. *Ált. Földt. Szle.*, 20, 53-101
- Korpás L. (1981): A Dunántúli-középhegység oligocén-alsómiocén képződményei. *MÁFI Évk.*, 64, 140 p.
- Kulp, J.L. (1961): Geological time scale. *Science* 133, no. 3459, 1105-1114
- La Brecque, J.L., Kent, D.V., Cande, S.C. (1977): Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5, 330-335
- Lowrie, W., Alvarez, W. (1981): One hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology*, 9, 392-397
- Montanari, A., Drake, R., Bice, D.M., Alvarez, W., Curtis, G.M., Turrin, B.T., De Paolo, D.J. (1985): Radiometric time scale for the upper Eocene and Oligocene based on K-Ar and Rb-Sr dating of volcanic biotites from the pelagic sequence of Gubbio, Italy. *Geology*, 13: 596-599
- Montanari, A., Deino, A.L., Drake, R.E., Turrin, B.D., De Paolo, D.J., Odin, G.S., Curtis, G.H., Alvarez, W., Bice, D.M. (1988): Radioisotopic

- dating of the Eocene-Oligocene boundary in the pelagic sequence of the Northeastern Apennines. In: Silva, P. et al. (ed.) *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, Int. Subcomm. Paleog. Strat., Spec. Publ., IV, 195-208, Ancona
- Nagyvarosy A., Báldi-Beke M. (1988): The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. *Ann. Univ. Budapest., Sect. Geol.*, 28, 3-25
- Nagyvarosy A., Takigami, Y., Balogh K. (1986): Stratigraphic position and the radiometric age of the Kiscellian stratotype, Hungary. In: Odin, G.S. (ed.) *Bull. Liais. Inf. I.G.C.P., Project 196*, 6, 29-32, Paris
- Odin, G.S. (1973): Resultats de datations radiometriques dans les series sedimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale. *Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn.*, 15, 3, 317-330
- Odin, G.S. (1975): Les glauconites: constitution, formation, age. These de doctorat d'etat des sciences naturelles: Paris, Univ. P. et M. Curie, 250 p.
- Odin, G.S. (1988): Ages radiometriques recemment obtenus dans la sequence stratigraphique Paleogene. *Bull. Liais. Inf. IGCP Project 196*, 7, 23-31, Paris
- Odin, G.S., Curry, D. (1985): The Paleogene time scale: radiometric dating versus magnetostratigraphic approach. *J. Geol. Soc. London*, 142, 1179-1188
- Odin, G.S., Curry, D., Hunziker, J.C. (1978): Radiometric dating by glauconites from N. W. Europe and the time scale of the Paleogene. *J. Geol. Soc. London*, 135, 481-497
- Odin, G.S., Guise, P., Rex, D.C., Kreuzer, H. (1988): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of late Eocene biotites from the Northeastern Apennines. In: Silva, P. et al. (ed.) *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, Int. Subcomm. Paleog. Strat., Spec. Publ., IV, 239-244, Ancona
- Prothero, D.R., Deunham, C.R., Farmer, H.G. (1982): Oligocene calibration of the magnetic polarity time scale. *Geology*, 10, 650-653
- Rétháti L. (1985): Valószínűségelméleti megoldások a geotechnikában. Akadémiai Kiadó, Budapest, 394 p.
- Rubinstein, M., Gabunia, L. (1978): On dating of the Paleogene. In: Cohee G. V. et al. (eds): *Contribution to the geologic time scale. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology*, 6, 205-211
- Steiger, R.M., Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362
- Szabó Cs., Szabó-Balog A. (1986): Mineralogy and petrography of pyroclastics in Eocene/Oligocene boundary profiles (Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.*, 26, 33-41
- Szepesházy K. (1977): Az Alföld mezozoós magmás képződményei. *Földt. Közl.*, 107, 384-397
- Sztrákos K. (1975): A Budapesttől ÉK-re elterülő terület paleogénjének ősföldrajza, I. rész: a felső lutécitől a Kiscelli Agyag/Tardi Agyag határáig. *Őslénytani Viták*, 22, 51-80
- Tarling, D.M., Mitchell, J.G. (1976): Revised Cenozoic polarity time scale. *Geology* 4, 133-136
- Thompson, G.R., Hower, J. (1973): An explanation for low radiometric ages from glauconite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1473-1491
- Van Couvering, J.A., Aubry, M.P., Berggren, W.A., Bujak, J.P., Naeser, C.W., Wieser, T. (1981): The Terminal Eocene Event and the Polish connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 321-362
- Wagner, G.A. (1988): Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60 °C: projected length studies. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)* 72, 145-153
- Zaun, P.E., Wagner, G.A. (1985): Fission-track stability in zircon under geological conditions. *Nuclear Tracks*, 10, 303-307

A KÖZÉPHEGYSÉGI EOCÉN FEDŐS BAUNITOK TÖRMELEKES CIRKONKRISTÁLYAINAK FISSION TRACK KORA: A KORAI EOCÉN VULKANIZMUS BIZONYÍTÉKA

Fission track age of zircon grains from Eocene-covered bauxites
of the Transdanubian Central Range (Hungary):
evidence for Early Eocene volcanism

DUNKL ISTVÁN

Ö s s z e f o g l a l á s

A Dunántúli-középhegység eocén fedős bauxitjainak törmelékes cirkonkristályaiban mérhető fission track kor az anyakőzet(ek) lehűlési korát fejezi ki. Így a cirkonkristályok vizsgálatával, szemcsénként végzett kormeghatározással új adatokat lehetett nyerni a mindmáig vitatott anyakőzetek kérdéséhez. A törmelékes eredetű cirkonkristályok jelentős része idiomorf, ezek morfológiai analízisével az anyakőzetek közettani karakterére lehetett következtetni.

(1): Az eredmények fényében egyértelművé vált, hogy a bauxitok képződéséhez egy - a bauxitlepeket lefedő eocén tengeralöntést megelőző - vulkanizmus piroklasztikum anyaga is hozzájárult. E paleogén vulkanizmus későbbi kitöréseinek nyomai a fedő eocén rétegsor felső részében alkotnak andezittufa rétegeket. A bauxitlepekbe került, a fedő üledék bázisával egyező korú cirkonzemcsék is andezites (dácitos) összetételű piroklasztikumból származnak, mert a morfológiai típusuk megegyezik a fiatalabb andezittufák cirkonjainak típusával. (2): A bauxitlepek egy részében előfordult egy idős, 210-260 millió év korú cirkonpopuláció is. Ezek a kristályok vagy a Középhegység középsőtriász trachandezittufáiból, vagy anatektikus gránitokból származnak. (3): A cirkonzemcsék egy kis része idős korú és erősen kerekített; ezek a környező területek variszkuszi parametamorfizmaiból származnak.

Megállapítható, hogy az eocén fedős bauxitok vegyes származásúak, de az újonnan felismert alsóeocén-alsólutéciai tufaszórás anyaga minden telepbe eljutott és valószínűleg nem elhanyagolható szerepet játszott a bauxitképződésben.

A b s t r a c t

Characteristic heavy minerals in Eocene bauxites of the Transdanubian Central Range (TCR) are chromite, ilmenite, zircon, accompanied by various minerals of a higher-grade metamorphic suite. Zircon grains separated from the above association were studied in details. In full agreement with earlier studies the zircon-population proved to be rather diverse. Euhedral, needle-shaped, anhedral, rounded, and sometimes even perfectly spherical grains were identified. Color variations spread from colourless or light yellow to metamict red opaque grains.

Morphometric analysis and fission track dating of statistical amounts of zircon grains were carried out. With very little deviation almost all the grains yielded a Middle Eocene age - equivalent to the age of the paleontologically dated (Lutetian) cover. Localities wide apart from each other geographically, proved to be of the same age. All this suggests that zircon and probably also ilmenite are of volcanic origin.

According to the morphometric analysis carried out on the zircon grains, the volcanic activity which immediately preceded the deposition of the cover-beds was of andesitic/rhyolitic composition. We think that pyroclastics related to this volcanic activity must have contributed to the material of the bauxites having accumulated on the karstified surface of Mesozoic rocks. The fission track age of zircons is in good agreement with the presence of scattered volcanic rock fragments reported from some of the Eocene bauxites of the Southern Bakony (Csabpuszta).

DUNKL ISTVÁN

MTA Geokémiai Kutatólaboratórium,
Budapest, 1112, Budaörsi út 45.

Bevezetés

A bauxitok cirkonszemcséinek datálásával a bauxitok kiindulási kőzetének kérdéséhez kívánok új megközelítéssel adatokat nyerni. A középhegységi bauxitokat lerakódásuk óta nem érte olyan jelentős hőhatás, ami a bennük levő cirkonszemcsék fission track (FT) korának fiatalodását eredményezné (betemetődésük nem jelentős, vulkáni, hidrotermális hőhatás a telepeket nem érte). Így a bauxit törmelékes cirkonkristályaiban mérhető FT korok szemcsénként külön-külön értelmezhetők és az anyaközetek egy részének kihűlési korát fejezik ki. Az idiomorf cirkonkristályokon végzett Pupin-féle kristályalak értékelés (morfometria analízis) segítségével a bauxit anyaközetek összetételéről, genetikájáról kaphatunk új adatokat.

A Dunántúli-középhegység bauxitjainak genetikai áttekintése

A fiatal áthalmozódásokat figyelmen kívül hagyva a Dunántúli-középhegységben három rétegtani szintben fordul elő bauxit (Dudich és Komlóssy, 1969):

- albai fedős szint (Alsóperei Bauxit Formáció; Császár, 1986),
- szenon fedős szint (Halimbai Bauxit Formáció; Edelényi in Haas et al., 1984),
- eocén fedős szint (Nyirádi Bauxit Formáció; Edelényi in Haas et al., 1984),
(Csabpusztai Bauxit; Mindszenty et al., 1988).

Eocén fedős (a felső bauxit szintből származó) mintákat vizsgáltam, az alábbiakban röviden összefoglalom az e szintre tett korábbi megállapításokat.

A Dunántúli-középhegységben a bauxitelőfordulások (az ÉK-DNY-i csapásiránynak megfelelően elrendeződve) két sávot alkotnak; a DK-i sáv Sümegtől Nézsáig tart, az ÉNy-i sáv Bakonyjékö és Súr között húzódik (Szantner et al., 1986). A két sáv a Bakony szinklinális-szerű szerkezetének két peremén található. A telep morfológiai-, szöveti-, ásványtani bélyegek alapján a szinform ÉNy-i szárnyán DK-re, a medence belseje felé irányuló anyagtranszportot és DK-felé lejtő üdomborzatot mutattak ki, míg a "vályú" DK-i szárnyán ezzel ellentétes irányok adódtak (Mindszenty, 1984).

A legutóbbi ősföldrajzi rekonstrukciók szerint (Kázmér, 1984) a Bakony egység ma a kréta-eocén bauxitképződési időszak alatt elfog-

lalt pozíciójától távol helyezkedik el, így a DK és ÉNyfelől határoló transzkurrens törésvonalakon túl, jelenleg elhelyezkedő területek nem lehetnek a törmelékbehordás közvetlen forrásai. A tágabb ősföldrajzi környezet ismeretének hiánya bizonytalanságot okoz a lepusztulási területek és a bauxitosodás kiindulási anyagának megítélésében. Ez vezetett a sokféle, részben ellentmondó bauxitgenetikai elmélet kialakulásához.

A különböző bauxitgenetikai elméleteket Bár-dossy (1961, 1977), Szabó E. (1976) és Dudich (1981) ismertette. A dunántúli telepekről kialakított véleményeket a fenti szerzők alapján a következőképpen lehet összefoglalni:

- Laterites mállástermékek karsztos térszínre kerülését és bauxitosodását tételte fel Telegdi-Roth (1927) és Vadász (1946, 1951, 1956). A szállítódás György (1923) szerint eolikus úton történt.
- A terra rossa elmélet szerint a karsztbauxitok a fekvő alkotó karbonátos kőzetek oldódása során visszamaradó szilikátos reziduumból képződtek; lényegében helyben keletkeztek, vagy csak minimális szállításon estek át (Földvári, 1933; De Weisse, 1948; Komlóssy, 1967, 1970; Vendel et al., 1971; Hidas, 1986).
- Hidrotermális eredetűnek vélte a bauxitot Pávai Vajna (1948).
- Vulkanai tufa sekélytengerben történt átalakulási termékének tartotta a bauxitot Gedeon (1952).
- Kolloid-diszperz rendszerből tavakban történt kicsapódással származtatta a bauxitot Boldizsár (1948), Kiss és Vörös (1965), valamint Nemező és Varjú (1967).

A bauxitképződés kiindulási anyaga mindmég vitatott kérdés. A probléma megközelítésében a geokémiai-, szöveti-, ősföldrajzi elemzések mellett a legtöbb információt a törmelékes eredetű ásványok vizsgálata nyújtja. Az eocén fedős bauxitok a kréta fedős bauxitoknál lényegesen nagyobb mennyiségben tartalmaznak törmelékes szemcséket (Mindszenty és Gálné Solymos, 1988). Figyelmet érdemel, hogy egyes eocén fedős telepeken felfelé nő a nehézasvány-tartalom (Vörös, 1958). Az eocén fedős telepek nehézasvány spektruma változatos, de az alábbi törmelékes ásványok jelenléte a telepeken általánosnak tekinthető.

- Ilmenit, ferri-ilmenit (mennyisége a bauxitok 60-200 µm-es frakciójának 70-90 %-át teszik ki, a DNY-bakonyi előfordulásokban kevesebb, Mindszenty, 1970),

- cirkon (Vörös, 1958; Antal, 1973 valamint T. Gecse, 1982 sokféle színű és alakú, idiomorf, tús és kerekített cirkonkristály együttes jelenlétéről számoltak be),
- kromit (Kiss, 1952, 1955; Jaskó, 1953),
- metamorf nehézasványok: turmalin, rutil, korund, gránát, staurolit, disztén (Mindszenty et al., 1986/87; Mindszenty és Gálné-Solymos, 1988).

Kis mennyiségben említik csupán, de az anyakőzetekre utaló szerepük miatt fontos megjegyezni, hogy biotit, mállott földpát és dihexagonális kvarc is jelen van a bauxitokban (Vörös, 1958; Szabó és Ravasz, 1970).

A szenon fedős és eocén fedős bauxitok nehézasványtartalma és extraklasztjai közötti különbség feltehetően a paleocén-alsóeocén alatt végbement, igen jelentős ösföldrajzi változásokra utal. A kréta bauxitok befedődése után megkezdődött a metamorfit eredetű anyagnak a karsztos térszínre szállítódása és magmás kőzetek lepusztulásából vagy vulkanizmus eredményeként egy "ilmenit szolgáltató esemény" zajlott le (Mindszenty et al., 1988).

A kiindulási kőzetekről alkotott vélemények részben a fenti nehézasvány vizsgálatokra támaszkodnak. A Dunántúli-középhegység DK-i peremén, a mezozoós karbonátos összlet alól kibukkanó metamorfitot tekintette anyakőzetnek Bárdossy (1961) és Oravec (1965). Ebbe a pásztába tartozik a Velencei-hegység gránitja is. A bauxitok törmenlékes monacit és xenotim szemcséi és a gránit akcesszorikus ásványainak hasonló összetétele alapján a Velencei-hegység magmatitjaiból származtatták a bauxitot Bárdossy és Pantó (1973), Bárdossy et al. (1976) és Pantó (1980).

A bakonyi, részben lepusztult triász rétegsorban települő ladini trachittufát is a bauxitok egyik anyakőzetének tartotta Szabó I. és Ravasz (1970).

A legáltalánosabb felfogás szerint a bauxitok vegyes származásúak, a mezozoós rétegsor és a déli paleozoós pászta anyaga egyaránt hozzájárult a bauxitképződéshez (Barnabás, 1966; Szabó E., 1976; Vörös és T. Gecse, 1976; Bárdossy, 1977).

Kázmér (1984) az eocén fedős bauxitok nehézasványai egy részének bázisos magmás kőzetekből történt eredetére a magyarázatot a Bakony-egység nagyléptékű vízszintes elmozdulásával adta meg. Ugyanis a Bakony jelenlegi környezetében, elfogadható távolságon belül nem található ilyen képződmények. Azonban a szerző által készített palinspasztikus rekonstrukció szerint a Bakony-Drauzug-egység a paleogénben lényegesen nyugat-

tabbra, a K-i, és D-i Alpok között helyezkedett el. Ettől a pozíciótól D-re, a Trentói-zóna déli részén alsópaleocén-alsóeocén (elsősorban bazaltos) vulkáni képződmények ismertek, amelyek távolsága a Periadriai-lineamentumtól, illetve a Bakony-egység feltételezett helyétől lehetővé tehet-e a bauxitosodó anyag és a kromitos nehézasvány asszociáció beszállítódását.

A középhegységi bauxittelepek kora a triász és kréta fekvő rétegek, valamint az eocén fedő közötti, igen jelentős üledékhézag miatt bizonytalan. (Az egyes telepek rétegtani helyzete Vadász (1946), illetve Szantner et al. (1986) munkájában olvasható részletesen.) Az alábbi megállapításokat publikálták a középhegységi eocén fedős bauxitok képződési és lerakódási idejéről -- amely Vadász (1946), valamint Dudich és Komlóssy (1969) szerint nem okvetlenül azonos.

A képződési korra ösföldrajzi-szerkezeti megfontolások, és paleoklimatikus tényezők utalnak. Dudich és Komlóssy (1969) szerint az eocén fedős telepek a paleocén-alsóeocén bauxitképződési szintben jöttek létre, Szantner és Szabó E. (1970) a gánti, iszkaszentgyörgyi és fenyőfői telep képződését a kréta/eocén határra teszi.

A triász és az eocén között a klimatikus viszonyok csak néhány alkalommal tették lehetővé a bauxitképződést (Góczán, 1973). Az utolsó, megfelelő éghajlatú periódus a felsőpaleocén-középsőeocén között volt.

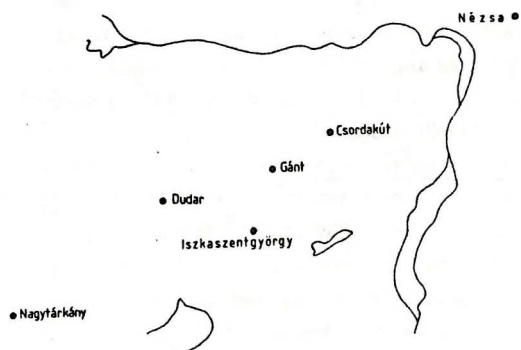
A települési kor megítélésénél a felső határt a fedő üledékek kora jelenti. Az eocén fedős bauxitok esetében a fedőösszlet kora lutéciai; a D-i Bakonyban az NP 14-es zónába esik, ÉK-felé az NP 16/17-es zóna válik uralkodóvá (Báldiné Beke, 1984; Bignot et al., 1985).

A bauxitok lerakódási korának közvetlen megítéléséhez a telepekben található ősmaradványok nyújthatnak segítséget. A karsztbauxitok azonban kifejezetten szegények ősmaradványokban (Bárdossy, 1977), és a fellelt ősmaradványok egy része sem korjelző értékű. A Dunántúli-középhegység eocén fedős bauxittelepeiből eocén polleneket, foraminiferákat, nannoplankton, sporomorfákat valamint közelebről nem azonosított mikroformákat és korhatározásra alkalmatlan páfrány sporangiumot írtak le (rendre: Deák, 1960; Antal, 1973; Báldiné Beke, 1974, 1984; Rákosi, 1977; Brokés, 1976; Kiss, 1953). A foraminiferák csak az eocénben történt áthalmazódásra utalnak, és Deák (1960) is a fedő eocén rétegsorból történt lemosódásnak tudta be a bauxittelep eocén pollenjeit. Azonban Báldiné Beke

(1974, 1984) szerint az alsólutéciai nannoplankton alakok a bauxitosodás során kerültek a telepekbe.

Az alkalmazott vizsgálati eljárás

A következő telepekből származó eocén fedős mintákat vizsgáltam: Csordakút, Gánt-Harasztoz, Gánt-Újfeltárás, Iszkaszentgyörgy, Rákhegy, Dudar, Nagytárkány (1. ábra). A nem egyértelműen ismert fedőjú nézsai telepből eddig két minta kormeghatározása készült el. (A telep legidősebb fedője Vadász, 1946 szerint oligocén, Embey-Isztin, 1971 szerint középsőeocén miliolinás mészkő, Szantner et al. 1986 táblázata alapján priabonai kőszén-összlet.)



1. ábra

A vizsgált középhegyeségi bauxitminták lelőhelyei.

Fig. 1. Sketch map of investigated bauxite deposits in Transdanubian Central Range.

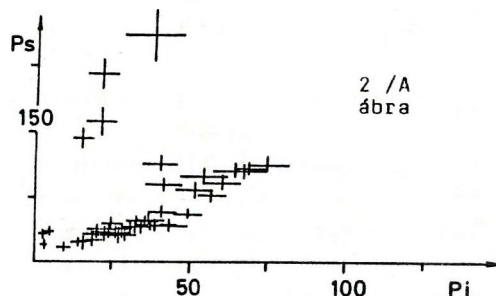
A nehézasvány koncentrátumokban (részben a savas kezelés miatt) a cirkon volt az egyedüli, fission track datálásra alkalmas ásvány. Mennyisége, a nézsai minták kivételével, általában nem nagy, a feldolgozott 200-1200 g tömegű bauxitmintákból 22-105 db megfelelő méretű szemcsét tudtam kiemelni.

A fent idézett mikromineralógiai munkák megállapításaival összhangban, a minták mindegyikében a cirkonkristályok sokfélesége volt megfigyelhető. Mindegyik preparátumban előfordult egy nagyobb méretű, feltűnően idiomorf, átlátszó, világos színű kristályok alkotta populáció, amely általában túlsúlyban volt a kopotattott, sötétebb rózsaszín cirkonzsemcsékkal szemben.

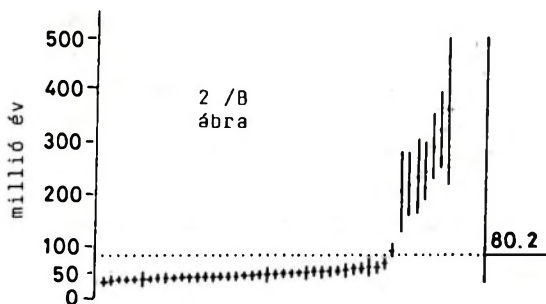
A fission track kormeghatározásnál alkalmazott laboratóriumi eljárások leírása Dunkl és Nagymarosy (1990) munkájában szerepel (ebben a kötetben). A kor szerint várható heterogenitás miatt a fission track mérési adatokat első lépésben grafikusán értékeltem. (Az összes

megszámlált nyomból generált spontán és indukált nyomsűrűségek aránya keverékkort fejez ki, amely a különböző korú szemcsék jelentéstartalom nélküli átlaga csupán.) A különböző korú populációk megkülönböztetésére és az eredmény értékelésére háromféle diagramot használtam.

- 1/ Izokron diagram: a kristályokban mért spontán és indukált nyomsűrűségeket tünteti fel. Az origóból az egyes elemi adatpárokhoz húzott egyenesek meredeksége fejezi ki a kort.
- 2/ A "gereblye diagram" az egyes mérési eredményeket a hozzájuk tartozó szórással együtt növekvő sorrendben tünteti fel. Az egyes populációk elkülönítésére különösen alkalmas, segítségével az eltérő megbízhatóságú mérésekből álló adathalmaz könnyen értékelhető (2. ábra).
- 3/ "Korspektrum". Hurford és munkatársai (1984) által törmelékeny ásványpopulációkon mért FT korokra alkalmazott értékelési módszer. Az eljárás az egyes mérési eredményekre az adat



2 / A
ábra



2 / B
ábra

2. ábra

Két, eltérő korú kristálypopuláció a gánti, C-7-es bauxitmintában. Az elkülönülés módja az izokron diagramon (2/a ábra) illetve a "gereblye diagramon" (2/b ábra). Magyarázat a szövegben.

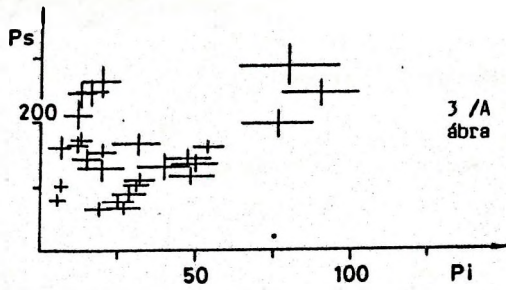
Ps = spontán } nyomsűrűség, 10^5 nyom/cm²
Pi = indukált }

Fig. 2. The segregation of a young and an old crystal population in a bauxite sample from Gánt (C-7).

2/a: Isochron diagram.

Ps, Pi: spontaneous and induced track density, 10^5 track/cm²

2/b: "Rake diagram."

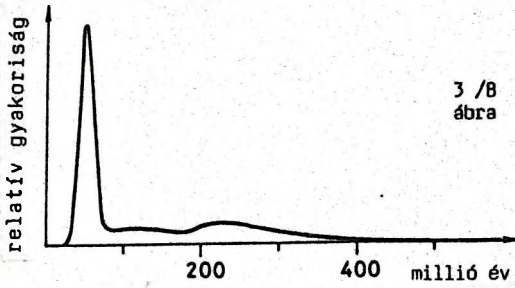


3. ábra

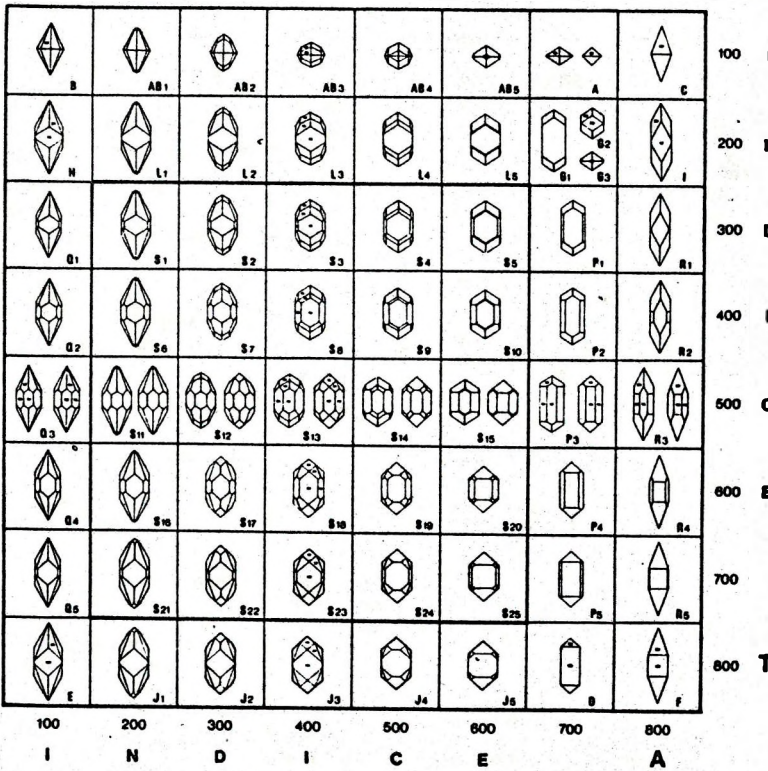
A C 51-es, rákhegyi mintában két csoportba tartozik az eredmények többsége, de valószínűsíthető, hogy a két fő érték közötti tartomány is egy önálló populáció.

3/a ábra= izokron diagram
3/b ábra= korszpektrum

Fig. 3. Probably independent crystal population between the two main groups of results in Rákhegy, (C-51) sample. The segregation is represented in two ways: isochron diagram (Fig. 3/a), age spectra (Fig. 3/b).



megbízhatóságának megfelelő Gauss-sűrűségfüggvényt rajzol, majd a haranggörbékét összegzi. A szerzők szerint egy kevert populáció esetén az eredő görbén a maximumhelyek jelölik ki az egyes csoportokra jellemző értékeket (3. ábra).



4. ábra

Az akcessorikus cirkonkristályok morfológiai értékelésének rendszere (Pupin, 1976).

Fig. 4. Main types of the typological classification of zircon crystals (Pupin, 1976).

A diagramok segítségével elkülönítettem az egyes kristálypopulációkat, és a korokat a szemcsékben mért nyomásúság értékek súlyozott aránya segítségével számoltam ki. Azért számoltam így a kort, mert:

- a csoportokat többnyire elkülöníthetőnek találtam,
- a Hurford-féle módszer véleményem szerint kissé torzíthatja az eredményt. A korszpektrum görbén kapott maximumhelyek csak abban az esetben használhatók, ha összefolyóak az adatok, nem különülnek el a csoportok.

Az idiomorf kristályokon elvégeztem a morfológiai osztályozást (Pupin, 1976), amely a különbözőképpen kifejlődött prizma és piramis lapok arányának mikroszkóppal történő meghatározásán alapul (4. ábra). Az akcessorikus cirkonkristályok morfológiai típusai jól kötődnek egyes eltérő genetikájú granitoidokhoz (Pupin, 1980). A módszer kvantitatív felhasználásához általában 100 kris-

1. táblázat

Középhegységi bauxitok törmelékes cirkonkristályain mért fission track korok

Table I.

Fission track age of detrital zircon grains of bauxites of Transdanubian Central Range.

Prep. jele	Lelőhely	Adat szám	Ns	Ni	K O R (m i l l i ó é v)		
					I. populáció	II. populáció	III. populáció
C 61	Csordakút Cs-273 55,2-55,4 m	37/37	3345	1883	45,6 +- 3,6		
C 59	Csordakút Cs-273 58,5-59,7 m	30/30	2545	1285	50,5 +- 4,4		
C 7	Gánt Harasztos I,	45 /38 /7	4753 3839 914	2752 2645 107	46,4 +- 3,8		259 +-56
C 8	Gánt Harasztos II,	22 /19 /3	1987 1608 379	1304 1255 49	40,6 +- 4,1		231 +-72
C 50	Gánt Újfeltárás	23 /21 /2	2140 1930 210	749 740 9	46,0 +- 5,0		~410
C 49	Iszkaszentgyörgy I-98	31/31	2941	1130	46,8 +- 4,4		
C 51	Rákhegy Rp-90 86,1-89,1 m	27 /14 /4 /9	3497 1821 371 1305	765 623 54 88	50,0 +- 5,7		~120 257 +-60
C 36	Dudar Du-591 36,9-44,8 m	25 /20 /3	2984 2204 518	1431 998 47	41,9 +- 4,2		203 +-63
C 37	Nagytárkány Nt-416 57,0-59,5 m	18 /15 /3	1916 1557 359	454 433 21	50-70		~120 (?) 310 +-140
C 48	Nagytárkány Nt-3144 121,6 m	22 /21 /1	2608 2486	662 652	50		85 (?) 210
C 9	Nézsza (4)	10/10	818	712	35,4 +- 4,3		
C 29	Nézsza (8)	30/29	4374	2245	38,5 +- 3,3		

J E L M A G Y A R Á Z A T :

adatszám: a vizsgált kristályok száma.
/: a részpopulációk kijelöléséhez felhasznált kristályok száma (a nyomszámok is hasonló bontásban szerepelnek).
Ns, Ni: spontán és indukált nyomszám.

Prep. jele: Sign of specimen.
Lelőhely: Locality
Adatszám: Number of investigated crystals.
/: Number of crystals in sundered populations. (Number of tracks are in same division.)
Ns, Ni: Number of spontaneous and induced tracks.
KOR (millió év): Age (Ma)

tály értékelését tartják szükségesnek. Mivel a bauxitminták esetében legtöbbször nem állt rendelkezésre ennyi, az elkészült diagramok tájékoztató jellegűek, és a diagram egyes celláiba eső kristályok százalékos arányából számolt súlypont helye (IT és IA érték) is csak tájékoztatásul szolgál.

A fission track eredmények

1/ Már a nyomszámlálás során feltűnő volt, hogy az egyes kristályok spontán nyomsűrűsége jelentősen különbözik. A mikroszkópos megfigyelések alapján a kristályok három típusba

sorolhatók:

- idiomorf kis nyomsűrűségű
- idiomorf } nagy nyomsűrűségű,
- kerekített } részben metamikt.

- 2/ Az adatok értékelésénél kitént, hogy minden mintában a cirkonkristályok (vagy többségük) egy egységes korú, meglehetősen fiatal populációt alkotnak. A minták egy részében volt néhány, vizsgálatra alkalmas idősebb szemcse is, amelyek kijelöltek egy, esetleg két csoportot, ha nem is olyan határozottan, mint a fiatal populáció. Az eredményeket az 1. táblázat tünteti fel; megállapítható a fiatalabb csoportok általános szemcse- és nyomszám-beli fölénye.
- 3/ Az eocén fedős bauxitok különböző telepeiből származó mintákban elkülönített fiatalabb kristály populációk kora rendkívül jól egyező, 40 és 50 millió év közé esik.
- 4/ A kisebb számban azonosított, az előzőektől szignifikánsan elkülöníthető idősebb kristályokban mérhető korok jobban szórnak, de egy részük a 200-260 millió éves tartományba esik.
- 5/ A nézsai mintákban csak a fiatal szemcse-együttest lehetett kimutatni, FT koruk határozottan fiatalabb a középhegységi (s. s.) bauxitokénál.

Az eredmények további értelmezésének megőnyítése érdekében az 5. ábrán mutatom be az adatokból szerkesztett korszpektrumokat.

- 6/ Az eocén fedős minták nagy részében a cirkonkristályokban mért korok egy rendkívül szűk tartományba esnek, amelyben az adatok szimmetrikusan helyezkednek el, bizonyítva a populáció egységességét, azonos genetikáját. Ilyenek a csordakúti, gánti, iszkaszentgyörgyi és a rákhegyi minták.
- 7/ A dudari és nagytárkányi mintákban a korszpektrum fiatal maximuma aszimmetrikus, vagyis olyan szemcsék is jelen vannak, amelyek csak kissé idősebbek az első populációnál. Ezek szétfésülése nem lehetséges.

A cirkon morfológiai eredmények

A vizsgált bauxitok törmelékeny cirkonzemcséi a kristályalak tekintetében meglehetősen hasonlóak. A minták egy részében csak néhány formakombináció van jelen. Ezekben a mintákban a korszpektrum is homogén. A kétféle elemzés eredménye kitűnően illeszkedik, s a cirkonkristályok

monomikt eredetét bizonyítja. Azokban a mintákban, ahol az értékelhető kristályok alakeloszlása diffúz vagy két maximumos, a korszpektrum is összetett.

Tekintsük át, milyen kőzetekre következtethetünk a morfológiai diagramok maximumhelyei alapján. Szem előtt kell tartani, hogy a Pupin-rendszert mélysegi kőzeteken fejlesztették ki, elsősorban azokon alkalmazzák és a genetikai értékelést valószínűleg csak lassan kristályosodó rendszerekben lehet maradéktalanul figyelembe venni.

A hazai bauxitminták mindegyikében előforduló maximum hely az S-7, S-12 mező (4. és 5. ábra). Pupin szerint ez a morfológiai típus a dioritok-kvarcdioritok-tonalitok mezejébe esik. A gánti, rákhegyi és nagytárkányi mintákban elkülönül egy másik maximum is, az S-23-24-25 mező. Ez a típus a mészkáliai granodioritokban-monzogranitokban fordul elő (Pupin, 1980). A szerző megjegyzi, hogy a nem gránitos kőzetek között az utóbbi területhez tartozó morfológiájú kristályok a trachandezitekben, illetve mészkáliai riolitokban is megtalálhatók.

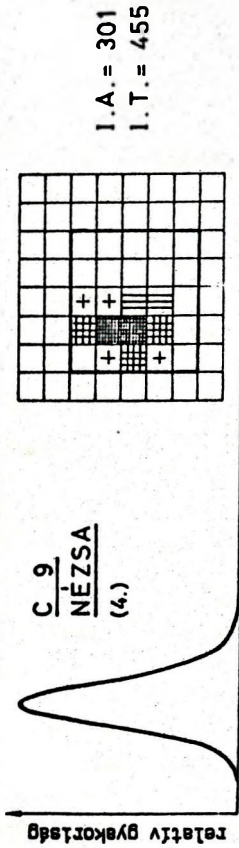
Földtani következtetések

A/ A vizsgált bauxitok cirkonkristályainak jelentős része szórt vulkáni eredetű, mert:

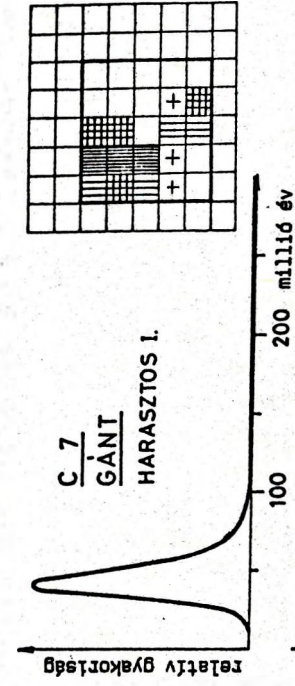
- a kristályok teljesen koptatatlanok,
- a kristályok színe egyforma, morfológiájuk egy szűk tartományon belül megegyezik,
- a mintákon belül az egyes kristályok FT kora rendkívül szűk tartományba esik, ami még egy egységes magmás sorozat lepusztulásánál is elképzelhetetlen,
- az eocén fedős minták fiatal cirkonpopulációjának kora az egymástól földrajzilag távol levő telepekben közel azonos,
- a fission track korok fiatal csoportja a lutéciai fedős mintákban a fedő rétegsor korával egyezik, vagy annál csak kismértékben idősebb.

B/ A vulkáni anyag andezites, esetleg riolitos összetételű lehetett.

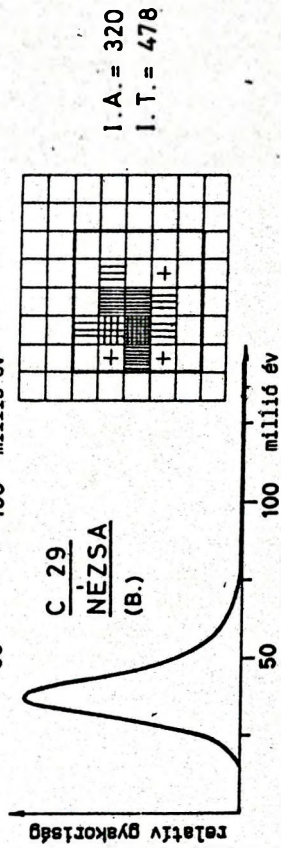
- Mindszenty et al. (1988) elektronmikroszondával mészkáliai összetételű piroklasztikum nyomait mutatták ki.
- A bazaltok nem, vagy csak igen kevés cirkont tartalmaznak; a riolitos összetételhez a bevezetőben idézett irodalmi adatokban említett kevés dihexagonális kvarc nem tűnik elegendőnek.



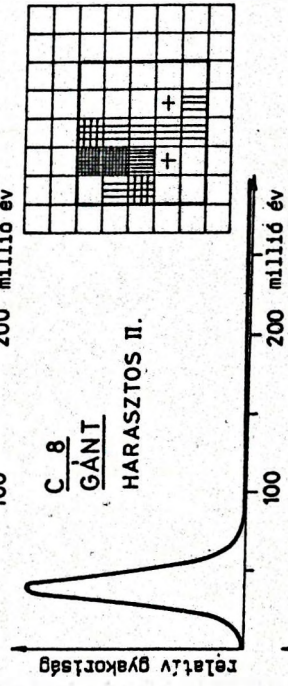
I. A. = 301
I. T. = 455



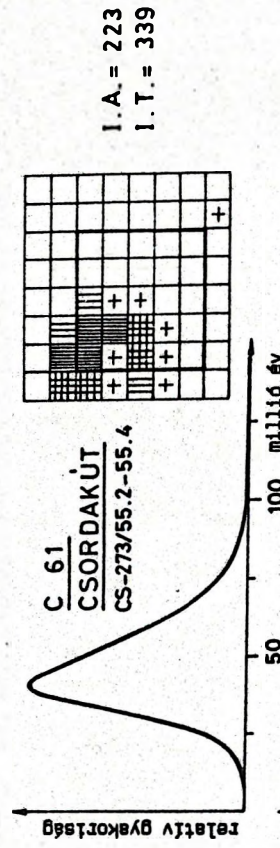
I. A. = 319
I. T. = 442



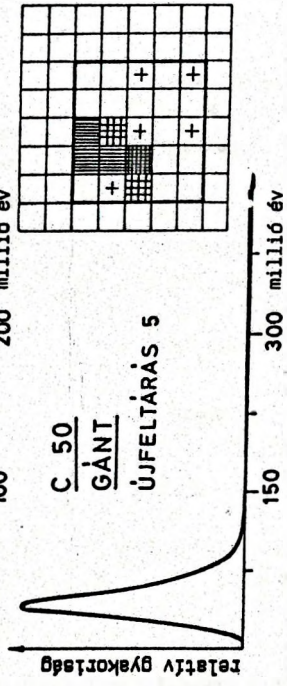
I. A. = 320
I. T. = 478



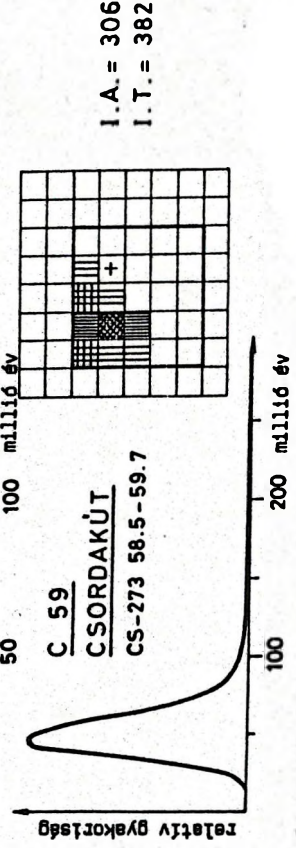
I. A. = 320
I. T. = 430



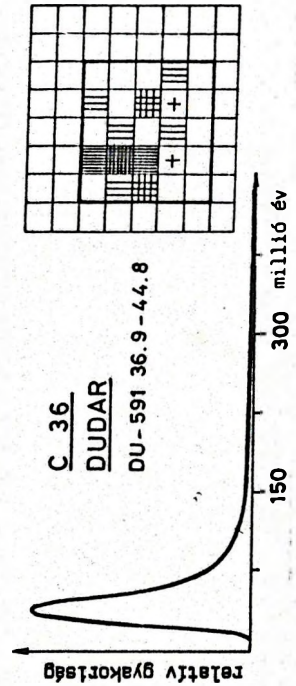
I. A. = 223
I. T. = 339



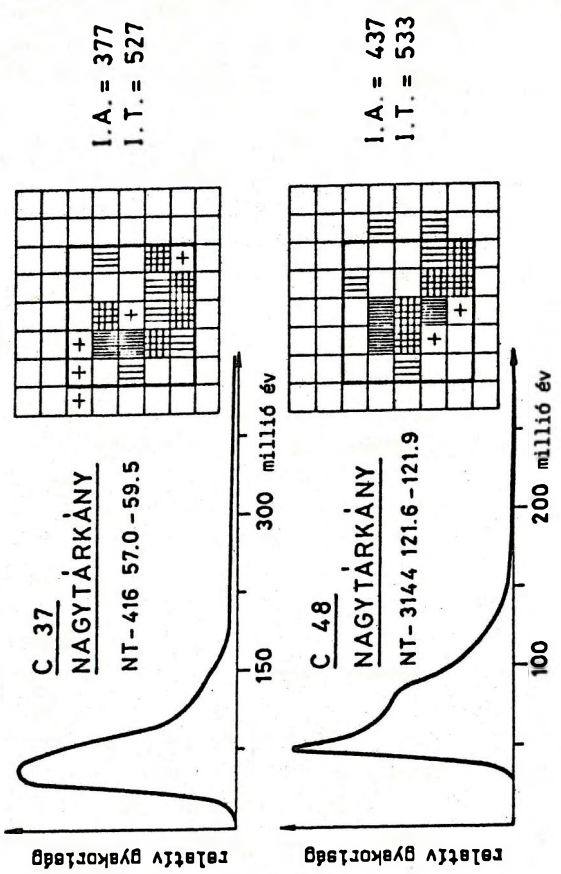
I. A. = 323
I. T. = 419



I. A. = 306
I. T. = 382



I. A. = 335
I. T. = 435



A vörös színű
circonkristályok
a rákhegyi mintában.

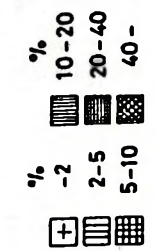
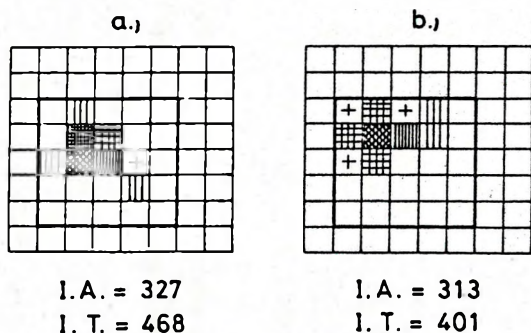


Fig. 5.
Age spectra of zircon crystals of investigated bauxite samples (left), and the typological classification of zircon crystals (right). The crystal types represented by separate fields are in Fig. 4. The pattern of fields express the quantity of that type of crystals.

5. ábra

A bauxitminták circonszemcséinek fission track korából szerkesztett kor-valószínűségi-sűrűség-diagramok, vagy egyszerűbben korszpektrumok. A diagramoktól jobbra az egyes mintákban talált circonkristályok morfológiai értékelése látható. Az egyes cellák által reprezentált kristálytípusok a 4. ábrán tanulmányozhatók. A cellák különböző tónusú kitöltése az egyes típusokba sorolt kristályok százalékos megoszlását fejezi ki.



6. ábra

A velencei-hegységi és recski paleogén andezitek cirkonkristályainak morfológiai súlypontjai az S-7 és S-12 mezőkbe esnek. (A mezők jelölése és a cirkonkristály típusok rajza a 4. ábrán szerepel.)

- a) Káplásnyék, Kny-3, 1140,2 m amfibolandezit
b) Recsk R-357, 356 m a szintbeli, átalakult andezit

Fig. 6.
The typological centre of zircons in Hungarian Eocene andesite volcanoes are in S-7, S-12 fields.

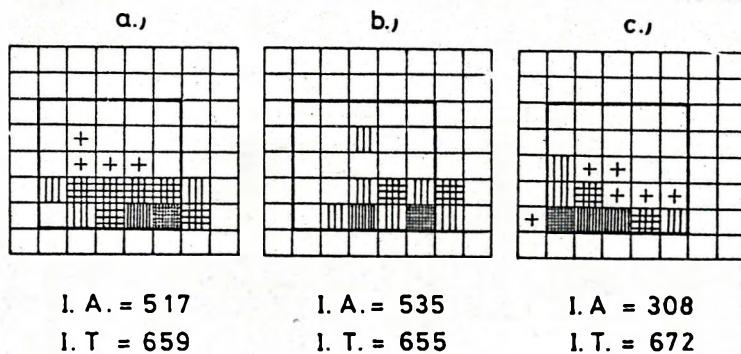
- a). Káplásnyék, Kny-3 borehole, 1140.2 m, hornblende-andesite.
b). Recsk, R-357 borehole, 356.0 m, metasomatised andesite.

- A cirkon morfológiai eredmények is ezt támasztják alá. Az irodalmi adatok a legelterjedtebb S-7, S-12 típus alapján tonalitos (illetve annak vulkáni megfelelője) képződési környezetre utalnak. A hazai paleogén vulkanitok cirkonjain végzett morfológiai vizsgálatok eredményei és az eocénfedős bauxitok cirkonjai közötti szoros rokonság egyértelmű (6. ábra).

Véleményem szerint a felsőkréta-oligocén szubdukció mészkáli vulkanizmusának a szárazföldi térszínre hullott nyomai őrződtek meg a bauxittelepekben. A piroklasztikum anyagának igen gyors bauxitosodásához az eocén klíma és a karsztos terület jó feltételeket biztosított; a folyamat gyorsan végbemehetett, ismeretes egy millió év alatt kialakult bauxitlep is (Szabó E., 1976).

A piroklasztikum hozzájárulás mértékét a cirkonzemcsék mennyiségéből nem lehet megbecsülni.

A DNY-i Bakony telepeit fedő Darvastói Formációban említett bizonytalan tufás nyomok (Dudich és Gidai, 1980) valószínűleg a bauxitképződéssel egykorú vulkáni fázis áthalmazott szemcséi lehetnek. Figyelemre méltó, hogy a dunántúli középsőeocén alját-közepét alkotó üledékekben nincs nyoma a hullott vagy behordott vulkáni ásványtársaságnak (Sárköziné



7. ábra

A dunántúli (középső-) triász vulkanitok akcesszoriális cirkonkristályainak morfológiai típusai.

- a) Budaörs, Kálvária-domb, zöld ignimbit kavics
b) Felsőörs, Malom-völgy, 1. tufaréteg
c) Felsőörs, Malom-völgy, 2. tufaréteg

Fig. 7.
Zircon typological diagrams of some Middle Triassic trachitic volcanics.

- a). Budaörs, Kálvária Hill, green ignimbit pebble.
b). Felsőörs, Malom Valley, 1st tuff layer.
c). Felsőörs, Malom Valley, 2nd tuff layer.

Fazekas, 1964; Radócné Komáromy, 1971). Minden bizonnyal a bauxittelepek befedődése előtti, és a későlutéciaiban kezdődő vulkanizmus között szünet állt be.

Az eocén fedős telepeken található magas ilmenit- és cirkontartalom (Mindszenty et al., 1986/87) összefügg, az ilmenitszemcsék nagy része is a cirkonnal együtt, vulkáni úton került a bauxitba.

A bevezetőben felsorolt szerzők által az eocén fedős telepekre jellemzőnek ítélt kromit nem kapcsolódik a cirkont is szolgáltató mészalikáli vulkanizmushoz, behordódása törmelékes úton, a metamorfitok mállástermékeivel együtt történt.

C/ Az idősebb, részben 200-260 millió év közé eső FT korú cirkonpopulációkról a következők állapíthatók meg:

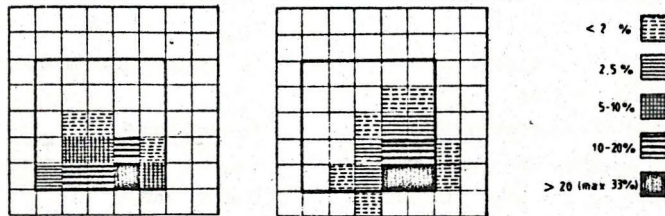
- Az idős kort szolgáltató kristályok egy része idiomorf és a fission track korok tartománya megegyezik a középsőtriász tufák és vulkanitok

cirkon FT korával (Dunkl, 1990). Ez esetleg Szabó és Ravasz (1970) elképzelését támasztja alá, a szerzők szerint a 0-1 Bakony lepusztulása során a ladini "pietra verde" is bauxit anyakőzetül szolgált.

- A ladini tufákból való származást a cirkon morfológia is alátámasztja.

A mintákban a színük alapján egyértelműen csoportosíthatók voltak a cirkonszemcsék. Általában egy világos-sárgás és egy sötétrózsaszín-vörös típust lehetett elkülöníteni. A rákhegyi minta idiomorf, vörös kristályainak morfolometriai diagramja az 5. ábrán tanulmányozható. Mivel a szín mélyülése a nukleáris sérülések mennyiségének növekedését, s így a kor idősödését jelenti, biztosak lehetünk abban, hogy a morfolometriai diagramok S-23-24-25 mezejébe eső (jobb alsó) maximuma az idősebb szemcséket reprezentálja.

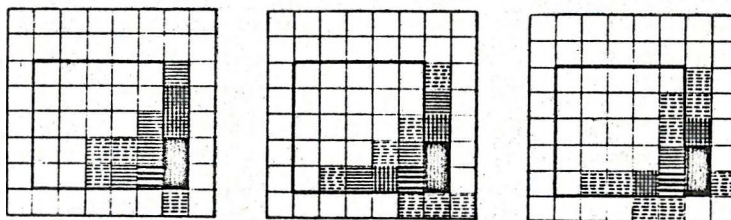
A középsőtriász vulkanitok trachandezites összetétele (Szabó és Ravasz, 1970; Ravasz, 1973) és az idős cirkonkristályok S-23-24-25 mezőkbe eső morfolometriai súlypontja összhangban



8. ábra

Mórányi granitoidok akcesszorikus cirkonkristályainak morfolometriai diagramjai (Gbelský és Határ, 1982 munkájából átvéve).

Fig. 8.
Zircon typological diagrams of some anatectic granitoid rocks of Morágy area (Gbelský and Határ, 1982).



9. ábra

Velencei-hegységi gránitminták akcesszorikus cirkonkristályainak morfolometriai diagramjai (Gbelský és Határ, 1982 munkájából átvéve).

Fig. 9.
Zircon typological diagrams of some granite samples from Velence Hills (Gbelský and Határ, 1982).

áll, mert az ilyen alakú kristályok Pupin szerint trachandezitokban is előfordulnak. A Dunántúli-középhegység triász vulkanitjai egy részének cirkon morfológiai súlypontja a trachitos összetételnek megfelelően valóban az S-25-ös mezőbe esik (7/a, 7/b ábra). Azonban a kérdés bonyolultságára utal, hogy a felsőőrsi triász szelvény 2. tufarétegét S-21-es súlypontú cirkon populáció jellemzi, amely típusú kristályok a vizsgált bauxitmintákban nem fordulnak elő (7/c ábra).

- A morfológiát ez esetben nem lehet peridöntő érvként felhasználni, mert ilyen típusú cirkon szemcséket tartalmaznak az anatektikus eredetű granitoidok is. Erre példa Gbelský és Határ (1982) munkájában található, akik a mórággyi granitoidokon hasonló eloszlást kaptak (8. ábra). Természetesen a mecseki pásztából való származás kizárt, hiszen a paleocén-eocénben a Bakony egység és a Mecsek a jelenleginél lényegesen messzebb helyezkedtek el egymástól. Azonban a Déli-Alpokban, Bressanone (Brixen) környékén ismertek anatektikus, variszkuszi korú granitoidok, amelyek a Periadriai-lineamentumtól délre, attól kis távolságra helyezkednek el (Del Moro és Visoná, 1982). A Kázmér-Kovács-féle elmélet szerint (1985) a Bakony-egység a paleocén-középsőeocénban elfoglalt helyzete közel van a Brixen környéki granitoidokhoz. Az innen, dél felől történt törmelékanyag beszállítás feltételezése összhangban áll a középhegységi, D-i pásztában elhelyezkedő bauxittelepekre kimutatott, délről eredő törmelék szolgáltatással (Antal, 1973; T. Gecse, 1982; Mindszenty, 1984). A D-Alpokból eredő törmelékbehordódás és a hazai bauxitok kromittartalma is kapcsolatba hozható, ugyanis Del Moro és Visoná (1982) gabbró-nóritot is leírtak a területről, amely képződmények potenciális kromitforrások lehetnek.
- A kristályalak elemzés során eddig nem kerültek elő velencei-hegységi eredetre utaló szemcsék. Ugyanis a velencei gránitban a cirkonkristályok gyökeresen más alakúak, a morfológiai súlypont az alkáli karakterű összletekre jellemző P-4-5 mezőbe esik, ld. 9. ábra (Gbelský és Határ, 1982; valamint saját vizsgálataink).
- Az idős kristályok egy része kerekített, ami nagy valószínűséggel variszkuszi lehűlésű paramorfotokra utal.

D/ A nézsai mintákban talált rendkívül nagy mennyiségű idiomorf cirkonkristály a kor és a morfológia alapján a dunántúli bauxitok fiatal kristályaival rokon: vulkáni eredetű. A mintákban nem sikerült mérhető korú idős kristályt találni. A dunántúlinál fiatalabb FT kor arra utal, hogy a nézsai telep lefedődése később következett be, a felsőeocénben és esetleg az alsóoligocénben is történt vulkáni anyag hozzákeveredés. Az oligocén klímát általában nem tartják alkalmasnak a bauxitképződésre (Dudich és Komlóssy, 1969), ezért valószínűbb a felsőeocén kor. A dunántúli, tengeri környezetbe hullott piroklasztikum a középsőeocén végén glaukonitos rétegeket, a felsőeocénben tufarétegeket hozott létre, míg a nézsai területen, szárazföldi környezetben bauxitosodott.

Lehetséges, hogy a nézsai telepnek csak a felső része tartalmazza a vulkanogén anyag nyomait. Ugyanis Kiss (1952) a fekü kaolinos bauxit cirkonkristályait autoradiográfiával kevésbé radioaktívnak találta, mint a telepből származó cirkon szemcséket. Ez genetikai különbségre enged következtetni, amit a későbbiekben a fission track módszerrel fel lehet deríteni.

Az eredmények összegzése

- A Bakonyban, a lutéciai transzgressziót megelőzően a szárazföldi térszínre hullott a paleogén vulkanizmus első kitérőeseinek tufája. A rövid szállítódáson átesett piroklasztikum hozzájárult a bauxitképződéshez (az eredmények Gedeon (1952) feltételezését igazolták).
- A vulkáni anyag andezites, esetleg riolitos összetételű lehetett.
- A nézsai telepbe a felsőeocén során is keveredett tufaanyag, amelynek bauxitosodásához a feltételek még megfelelőek voltak.
- A középsőtriász trachit tufák is anyaközetül szolgáltak.
- Lehetséges, hogy egyes Délalpi anatektikus granitoidok mállásterméke is hozzájárult a bauxitképződéshez.
- A Velencei-hegység gránitjának jellegzetes cirkonkristályai nem fordultak elő a vizsgált bauxitokban.
- A korábbi feltételezésekkel összhangban variszkuszi (para-)metamorfotokra utaló, idős, kerekített cirkonkristályok is megtalálhatóak a bauxitmintákban.

Köszönetnyilvánítás

A bauxitmintákat Kiss János (ELTE), valamint Szantner Ferenc, Tóth Kálmán és Horváth István (Bauxitkutató Vállalat) bocsátották rendelkezésemre, iszapolt preparátumok formájában, amelyeket tovább tisztítottam. A nézsai mintákat Kázmér Miklós segítségével gyűjtöttem. A cirkon korsztenderdeket C. W. Naeser (Denver) készítette. A besugárzásokat néhai Bérczi János és Keömley Gábor (Budapesti Műszaki Egyetem) jóindulata tette lehetővé. A kéziratot Mindszenty Andrea látta el tanácsaival. Köszönöm szíves segítségüket.

I R O D A L O M

- Antal S. (1973): Micromineralogical and textural features in relation to the genesis of bauxite of Iszkaszentgyörgy. *Acta Min. Petr.*, 21, 3-16, Szeged
- Báldiné Beke M. (1974): A csabrendeki Tüskésmajor II. számú bauxitlencsében talált nannoplankton vizsgálata. *Földt. Közl.*, 104, 446-457
- Báldiné Beke M. (1984): A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. *Geologica Hungarica, Ser. Paleont.*, 43, 307 p.
- Barnabás K. (1966): A bauxit. In: Jantsky B. (szerk.) *Ásványtelepeink földtana*. Műszaki Kiadó, Budapest, 143-178 p.
- Bárcossy Gy. (1961): A magyar bauxit összetételének és keletkezésének kérdései. *MÁFI Évkönyv*, 49/4, 815-823
- Bárdossy Gy. (1977): *Karsztbauxitok*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 413 p.
- Bárdossy Gy., Pantó Gy. (1973): Trace mineral and element investigation in bauxites by electron-probe. *ICSOBA 3. CONGRESS Nice*, 47-53
- Bárdossy Gy., Pantó Gy., Várhegyi Gy. (1976): Rare metals of Hungarian bauxites and conditions of their utilization. *Travaux*, 13, 221-231, Zagreb
- Bignot, G., Blondeau, A., Guernet, C., Perreau, M., Poignant, A., Renard, M., Riveline, J., Gruas, C., Dudich E., Kázmér M., Kopek G. (1985): Age and characteristics of the Eocene transgression at Gánt (Vértes Mts, Transdanubia, Hungary). *Acta Geol. Hung.*, 28, 29-48
- Boldizsár T. (1948): Bauxitok és más ásványgélek keletkezése kolloid diszperz rendszerekből. *Bány. Koh. Lapok*, 81, 231-237
- Brokés F. (1976): A Nagytárkány-Tüskésmajor II. sz. bauxitlencse mikropaleontológiai problematikumainak üledékföldtani vizsgálata. *MÁFI Évi Jel.* 1973-ról, 415-445
- Császár G. (1986): Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. *Geologica Hungarica, Ser. Geol.*, 23, 295 p.
- Davidáné Tichy M. (1988): Az eocén képződmények elterjedése és jellegei a Balatonfő-velencei-hegység körzetében. Kézirat, MÁFI, Budapest, 77 p.
- Deák M. (1960): A Bakony-hegység bauxittelepeinek palynológiai vizsgálata. *Földt. Közl.*, 90, 125-131
- Del Moro, A., Visoná, D. (1982): The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy) - Petrographic and radiometric data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 145, 66-85
- De Weisse J.G. (1948): Les bauxite de l'Europe centrale. *Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 9/58, Lausanne
- Dudich E. (1981): Regional effects on the development of theories on bauxite genesis. *Acta Geol. Hung.*, 24, 247-255
- Dudich E., Komlóssy Gy. (1969): Ősföldrajzi-szerkezeti szempontok a magyar bauxit kerkérdésében. *Földt. Közl.*, 99, 155-165
- Dunkl I. (1990): A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. Kézirat, MTA Geokémiai Kutatólaboratórium, Budapest, 177 p.
- Dunkl I., Nagymarosy A. (1990): Új adatok az eocén/oligocén határkérdéshez: fission track kormeghatározások az alsóoligocén Tardi Agyag tufarétegein. (ebben a kötetben)
- Embey-Isztin A. (1971): Contribution to the mineralogy of the bauxites from Nézsza (North-Hungary). *Ann. Hist-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 63, 5-12
- Földvári A. (1933): A Dunántúli középhegység eocén előtti karsztja. *Földt. Közl.*, 63, 49-56
- Gbelský J., Határ J. (1982): Zircon from some granitoid rocks of the Velence and Mecsek Mountains (Hungary). *Geologický Zborník*, 33, 343-363
- Gedeon T. (1952): The possibility of bauxite formation. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1, 65-77

- Góczán F. (1973): Comparative palynology and the paleoclimate of bauxite formation. *Űslénytani Viték*, 21, 51-63
- György A. (1923): Bauxittelep Halimbán és környékén Veszprém vármegyében. *Bány. Koh. Lapok*, 71, 57-77
- Haas J., Jocháné Edelényi E., Gidai L., Kaiser M., Kretzoi M., Oravec J. (1984): Sümeg környékének földtani felépítése. *Geologica Hungarica*, Ser. Geol., 20, 353 p.
- Hidasi J. (1986): Role of carbonate rocks in the genesis of bauxite. *Ann. Univ. Eötvös, Budapest, Sect. Geol.*, 26, 179-188
- Hurford, A.J., Fitch, F.J., Clarke, A. (1984): Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geol. Mag.*, 121, 269-277
- Jaskó S. (1953): Jelentés az 1952-53 évben Magyarországon, a nagyegyházi bauxitelforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről. Kézirat, BKV Adattár, Balatonalmádi
- Kázmér M. (1984): A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. *Ált. Földt. Szle.*, 20, 53-101
- Kázmér M., Kovács S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geol. Hung.*, 28, 71-84
- Kiss J. (1952): La constitution mineralogique de la bauxite de Nézsza. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1, 113-132
- Kiss J. (1953): Űsmaradvány a gánti bauxitban. *Földt. Közl.*, 83, 68-69
- Kiss J. (1955): Recherches sur les bauxites de la Hongrie. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 3, 45-88
- Kiss J., Vörös I. (1965): La bauxite lignitifère du mont Bagolyhegy (Gánt) et le mécanisme de la sédimentation de la bauxite. *Ann. Univ. Eötvös, Budapest, Sect. Geol.*, 8, 67-90
- Komlóssy Gy. (1967): Contribution a la connaissance de la genése des bauxites hongroises. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, 477-489
- Komlóssy Gy. (1970): The Iszkaszentgyörgy bauxite (SE Bakony Mts, Hungary): Problems of genesis and mineral formation. *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 54/3, 347-358
- Mindszenty A. (1970): Kísérlet a bauxitos ilmenit keletkezésének és bomlásának fizikai-kémiai értelmezésére. *Földt. Közl.*, 100, 382-387
- Mindszenty A. (1984): The lithology of some Hungarian bauxites. A contribution to the palaeogeographic reconstruction. *Acta Geol. Hung.*, 27, 441-455
- Mindszenty A., Gálné Solymos K. (1988): A halimbai bauxit extrakraklasztjaiak földtani jelentősége. *MÁFI Évi Jel. 1986-ról* 451-467
- Mindszenty A., D'Argenio, B., Bognár L. (1986/87): Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: Lithology and paleotectonic implications. *Travaux ICSOBA 16-17*, 13-31, Zagreb
- Mindszenty A., Szintai M., Tóth K., Szantner F., Nagy T., Gellai M., Baross G. (1988): Sedimentology and depositional environment of the Csabpuszta bauxite (Paleocene/Eocene) in the South Bakony Mts (Hungary). *Acta Geol. Hung.*, 31, 339-370
- Nemecz E., Varjú Gy. (1967): Relationship between "flintclay" and bauxite formation. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, 453-473
- Oravec J. (1965): Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes öszleteinkben. *Földt. Közl.*, 95, 401-405
- Pantó Gy. (1980): Ritkaföldfémek geokémiája és néhány alkalmazási területe. *Akadémiai doktori értekezés, Budapest*
- Pávai-Vajna F. (1948): A bauxit keletkezéséről. *Bány. Koh. Lapok*, 81, 194-195
- Pupin, J.P. (1976): Signification des caracteres morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la methode typologique applications. *Thése Doct. es Sc. Univ. Niace (France)*, 394 p.
- Pupin, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contr. Min. Petr.*, 73, 207-220
- Radóczné Komáromy E. (1971): Az É-Bakony eocén képződményeinek mikromineralógiai vizsgálata. *MÁFI Évi Jel. 1969-ról*, 133-139
- Rákosi L. (1977): A nagyegyházi terület bauxit- és áthalmazott dolomitöszletének kormeghatározása palinológiai alapon. *MÁFI Évi Jel. 1975-ról*, 283-293
- Ravasz Cs. (1973): Mineralogical-petrographical studies on Middle Triassic tuffs of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. *Acta Min. Petr.*, 21, 123-139, Szeged

- Sárköziné Farkas E. (1967): A Tokod környéki eocén képződmények üledékközzettani vizsgálata. MÁFI Évi Jel. 1962-ről, 237-246
- Szabó E. (1976): A dunántúli karsztbauxittelepek genetikai kérdései. Ált. Földt. Szle., 9, 21-66
- Szabó I., Ravasz Cs. (1970): Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung., 62, 31-51
- Szantner F. Szabó E. (1970): The structural-geological conditions and history of development of Hungarian bauxite deposits. Ann. Inst. Geol. Hung., 54/3, 109-129
- Szantner F., Knauer J., Mindszenty A. (1986): Bauxitprognózis. VEAB-kiadvány, Veszprém, 463 p.
- T. Gecse É. (1982): A nagygyházi bauxittelep mikromineralógiai vizsgálata. MÁFI Évi Jel. 1980-ról, 435-448
- Telegdi-Roth K. (1927): Die Bauxitlager des Transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn. Földtani Szemle, Budapest, 1, 33-45
- Vadász E. (1946): A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata. MÁFI Évkönyv 37/2, 173-234
- Vadász E. (1951): Bauxitföldtan. Akadémiai Kiadó, 127 p.
- Vadász E. (1956): Bauxit és terra rossa. Földt. Közl., 86, 115-119
- Vendel M., Kisházi P., Boldizsár I. (1971): A Dunántúli Középhegység bauxitelőfordulásainak genetikája. Bány. Kut. Int. Közl., 15, 7-43
- Vörös I. (1958): Iszkaszentgyörgyi bauxitszelvények mikromineralógiai és nyomelem vizsgálata. Földt. Közl., 88, 48-56
- Vörös I., T. Gecse É. (1976): Micromineralogical and sedimentological study of some Hungarian bauxites. Travaux ICSOBA, 13, 175-183, Zagreb
- Zaun, P.E., Wagner, G.A. (1985): Fission-track stability in zircon under geological conditions. Nuclear Tracks, 10, 303-307

SOKVÁLTOZÓS MATEMATIKAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA VULKÁNI KÖZETSOROZATOK VIZSGÁLATÁBAN

Investigation of volcanic successions
by multivariate mathematical methods

HARANGI SZABOLCS

ÖSSZEFOGLALÁS

Vulkáni sorozatok kőzetkémiai vizsgálatában eredményesen alkalmazhatók sokváltozós matematikai módszerek. A fő kőzet-csoportok elkülönítésében a cluster analízis, a nem-lineáris síkravetítés /NLM/ és a főkomponens variációs diagramok nyújtanak segítséget. A vulkáni sorozat kémiai fejlődésére főkomponens analízis és NLM vizsgálatok alapján következtethetünk. E munka megkísérel útmutatót adni e módszerek használatához és bemutat egy rövid esettanulmányt a Mecsek-hg-i alsókréta vulkáni sorozatra.

ABSTRACT

Multivariate mathematical methods can yield good results in geochemical investigations of volcanic successions. Cluster analysis, non-linear mapping /NLM/ and main component variation diagrams help in separating the major rock groups. Chemical evolution of the volcanic succession can be deduced from main component analysis and NLM investigations. We try to provide a guide to the application of these methods, and give a brief case study on the Lower Cretaceous volcanic succession in Mecsek Mts.

BEVEZETÉS

Az utóbbi években a műszeres technika fejlődésének következtében a geokémiai adatok mennyisége jelentősen megnövekedett, s ezek feldolgozása, értelmezése egyre nehezebbé vált. A számítógépek megjelenése és elterjedése a földtudományok területén is, lehetővé tette sokváltozós matematikai módszerek alkalmazását a geológiai kutatásokban. A jelenlegi, valamint a korábbi adattömegek matematikai módszerekkel való feldolgozása új eredményeket hozhat nemcsak a

geokémiai nyersanyag-kutatásban, hanem a kőzetkémiai- és a paleontológiai vizsgálatokban is.

A földtudományokban alkalmazott matematikai statisztikai módszerekről, ezek matematikai alapjairól átfogó tanulmányt készített DAVIS /1973/, HOWARTH /1983/ a geokémiai nyersanyagkutatás, LE MAITRE /1982/ a kőzettani munták értelmezése szempontjából tárgyalta e módszereket. Mint LE MAITRE /1982/ megjegyezte, "a petrológusnak manapság nemcsak a kőzetmikroszkóp mesterének kell lennie, hanem rendelkeznie kell bizonyos matematikai tudással is, hogy értelmezni tudja a növekvő mennyiségű

adathalmazt".

A kőzetkémiai adatok hagyományos módszerekkel való vizsgálata egyre inkább nehézkessé válik. A különböző variációs diagramok egyszerre csak néhány komponenst használnak fel, következésképpen a rendelkezésre álló információ tartalom egy része elvesz. A háromszögdiagramok sok esetben hamis trendeket eredményeznek az "állandó-összeg" /"constant-sum"/- hatás miatt /BUTLER, 1979/. A magmás kőzetek osztályozására számos kőzetkémiai eljárás létezik /pl. TAS diagram, R1-R2 diagram/, azonban e módszerek nem mindig egyértelműek, sok esetben különböző eredményeket adnak /Ld: pl. HARANGI, 1988/. Ezek a problémák kiküszöbölhetők sokváltozós matematikai módszerek alkalmazásával. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ezek az eljárások sem "jolly-joker"-ek, használatukkor, az eredmények értelmezésekor mindig szem előtt kell tartani a szakmai szempontokat, s természetesen nem helyettesíthetők teljesen a hagyományos petrográfiai, kőzetkémiai vizsgálatokat. Munkánkat azonban megkönnyítik, meggyorsítják és új szempontokat adhatnak a további vizsgálatokhoz.

A kőzettani szakirodalomban a legkülönbözőbb területeken használnak matematikai eljárásokat: CHAYES - VELDE /1965/ diszkriminancia-faktorok segítségével tárta fel az orogén és az óceáni sziget típusú bazaltok jellemző összetételi különbségeit. A vulkáni kőzetsorozatokon belüli kémiai változások főkomponens-analízissel való tanulmányozása során LE MAITRE /1968/ arra a következtetésre jutott, hogy az alkáli- és szubalkáli sorozatok differenciációs folyamata alapvetően különböző. Diszkriminancia-analízissel PEARCE /1976/ hat magmatípust különített el, s az általa szerkesztett diagramok használatával az egykori tektonikai helyzetre következtethetünk. BERTRAND - COFFRANT /1977/ sokváltozós matematikai módszerekkel mutatta ki az északkelet-amerikai mezozoós tholeiitok és a marokkói tholeiitok kapcsolatát. Csak néhány példát soroltunk fel annak illusztrálására, hogy ezek az eljárások milyen eredményesen alkalmaz-

hatók a magmás kőzettan- és geokémia területén. Ugyanakkor adott terület vulkáni kőzetsorozatának vizsgálatában e módszerek használata még nem terjedt el, csupán a közelmúltban UPADHYAYA et al. /1988/ jelentetett meg egy esettanulmányt a Tavidar /India/ vulkáni sorozatra.

Az első pillanatban e módszerek bonyolultnak tűnhetnek, ugyanarra az eljárásra különböző algoritmusok és végrehajtási módok léteznek. Szükséges tehát némi ismerettel rendelkezni az adott módszer tulajdonságairól. E munkában az eddigi vizsgálati eredmények, valamint saját tapasztalataim alapján - megkísérellek útmutatót adni egy adott vulkáni terület sokváltozós matematikai módszerekkel való vizsgálatához. Az első részben részletesen ismertetem néhány módszer alkalmazási lehetőségeit és végrehajtási módjait, míg a második részben egy rövid esettanulmányt mutatok be a mecseki alsókréta vulkáni sorozaton.

Kőzetkémiai vizsgálatok során többek között a következő kérdések merülhetnek fel:

- milyen kőzettípusok különíthetők el a sorozaton belül és mi jellemzői kemizmusukat?
- milyen kapcsolat van az egyes kőzetcsoportok között?
- milyen folyamatok hatottak a kőzetkémiára?
- milyen másodlagos folyamatok módosították az eredeti összetételt?
- milyen differenciációs trend ismerhető fel a vulkáni sorozaton belül?
- a kőzetsorozat kogenetikus-e vagy sem?

A feltett kérdések a következő módszerekkel válaszolhatók meg:

- osztályozás: cluster analízis, nem-lineáris síkravetítés, főkomponens variációs diagram
- az összetételre ható folyamatok tanulmányozására: főkomponens analízis
- a sorozat kémiai fejlődésére: nem-lineáris síkravetítés, főkomponens analízis, lépésenként haladó főkomponens analízis, legkisebb négyzeteken alapuló lineáris regresszió analízis.

CLUSTER ANALIZIS

/SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeOtot, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅/.

A cluster analízis népszerű, s talán a leggyakrabban alkalmazott matematikai statisztikai módszer a geotudományokban. Egy adattömegben belüli természetes csoportok kimutatására szolgál. A csoportosítást minden előzetes feltevés nélkül végzi el, felhasználva az összes rendelkezésre álló paramétert. A módszernek számos változata létezik /EVERITT, 1981/, a geotudományokban az ún. agglomeratív eljárásokat használják /DAVIS 1973, LE MAITRE 1982, O. KOVÁCS 1987a/. A módszer leírása e munkákban részletesen megtalálható, így csak röviden tekintjük át a számítás folyamatát. A cluster analízis különböző lépések sorozatából áll /1. táblázat/: adatok esetleges standardizálása, hasonlósági mérték számítása, dendrogram készítése adott csoportkapcsolási eljárással.

1. táblázat

Standardizálási eljárások

1. $x'/i, j = a/j / \bar{x}/i, j /$
2. $x'/i, j = x/i, j / \max x/j /$
3. $x'/i, j = x/i, j / \min x/j // \max x/j / - \min x/j //$
4. $x'/i, j = x/i, j / \text{átl. } x/j // \text{s.d.} / j /$
5. $x'/i, j = x/i, j // \text{átl. } x/j /$

A földtudományokban elterjedt hasonlósági mértékek:

euklideszi távolság
cosinus theta
theta koefficiens
korrelációs koefficiens

A földtudományokban gyakran használt csoportkapcsolási eljárások:

egyszerű lánc
súlyozatlan közép
súlyozott átlag

1. táblázat. A cluster analízis lépései /LE MAITRE 1982, O. KOVÁCS 1987a után/. s.d.= szórás.

Table 1. Steps of cluster analysis /after LE MAITRE 1982 and O. KOVÁCS 1987a/ s.d.= standard deviation

A különböző számítási módok összehasonlítására egy vizsgálatsorozatot végeztünk különböző adattanszformációkkal, hasonlósági mértékekkel és csoportkapcsolási módszerekkel. Az adatok a Mecsek hg-i alsókréta vulkanitok főelem összetételei voltak, 67 mintával és 9 változóval

A cluster analízis-számolás elkezdése előtt fel kell mérni a változókat /oxidokat/ jelentőségük szempontjából, azaz mekkora a szerepük az adott kőzet főelem-összetételében? Mivel a magmatitok kőzettípus szerinti osztályozásakor csak úde mintákat vehetünk figyelembe, az il- lókat /+H₂O, CO₂/ mellőzhetjük. Az oxi- dációs folyamatok torzító hatásának elke- rülésére két módszer alkalmazható: az Fe₂O₃, FeO értékek standardizálása meg- adott értékre /HUGHES - HUSSEY, 1979/, vagy öszsvas számolása /FeOtot = FeO + 0,899xFe₂O₃/. Teljes kőzetsorozatra az utóbbi módszert javasoljuk. Mivel a MnO tartalom változékonysága a vulkanitok nagy részének kőzettani vizsgálatában nem alap- vető fontosságú, így a változót is elha- nyagolhatjuk. Ily módon 9 oxid marad, melyet a számolásakor figyelembe veszünk: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeOtot, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅. Ezután érdemes megvizsgálni, hogy az adatsorban található-e olyan min- ta, amely földtanilag nem értelmezhető, anomális értékű változót tartalmaz. Ennek ellenőrzésére egyszerű és gyors módszer- ként kínálkozik gyakorisági diagram /hisz- togram/ készítése. Az elkülönülő extrém értékek alapján ezek a minták kiszűrhetők és az adatsorból eltávolíthatók.

Mindezek után el kell dönten, hogy az adatokat nyers állapotban, az eredeti értékekkel, vagy valamilyen átalakítás után használjuk-e fel? A hasonlósági mér- tékek közül az euklideszi távolságot befo- lyásolja az adatok nagyságrendje, ezért az adatok nulla átlagra és egységnyi szórásra való standardizálását ajánlják, azaz min- den változó egyenlő súlyt kap. DAVIS /1973/ és LE MAITRE /1982/ munkáiban található néhány vezérelv az adatok transzformálására, míg O. KOVÁCS /1987a/ felsorolja a legfon- tosabb eljárásokat. Tapasztalatunk szerint a főelem-összetétel adatok esetében nem szükséges az adatok átalakítása. Az egyes oxidok kőzettani súlya hozzávetőlegesen megfelel számtani értékek nagyságrendjé- nek.

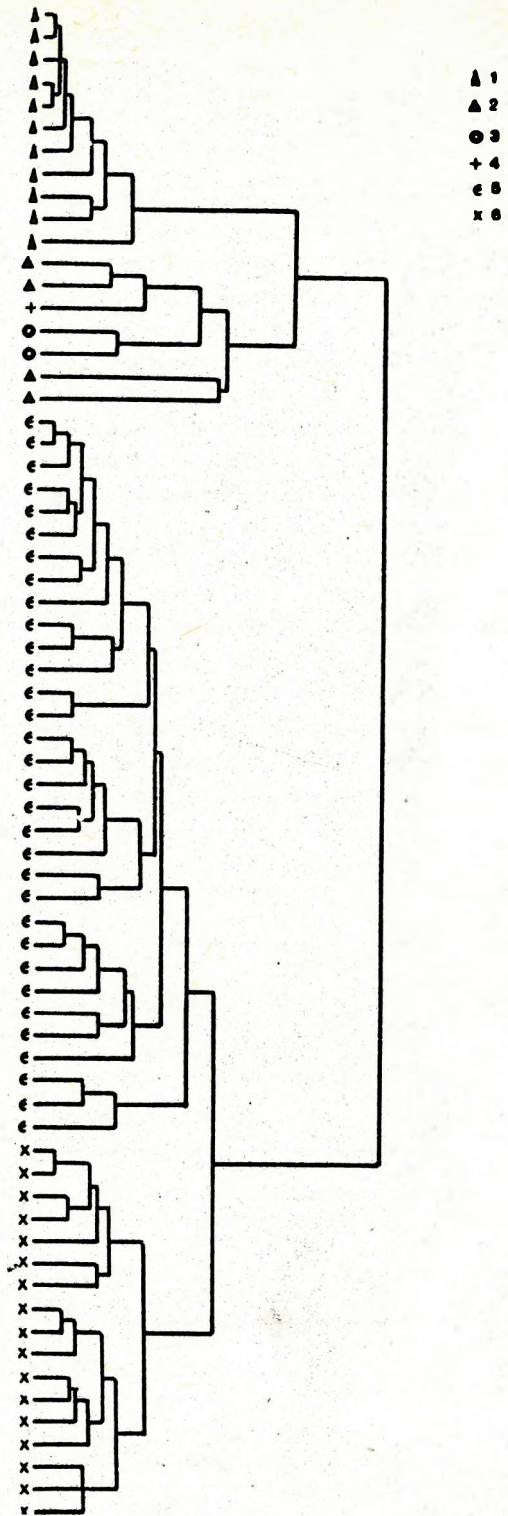
A következő lépés, a hasonlósági mérték és a csoportkapcsolási eljárás

kiválasztása, mely döntésnek fontos szerepe van a végeredményre nézve. Két minta hasonlósága különböző mérőszámokkal adható meg, a geotudományokban hármat alkalmaznak leggyakrabban: az euklideszi távolságot, a cosinus theta, vagy theta koefficiensst, valamint a korrelációs koefficiensst /LEMAITRE 1982, O.KOVÁCS 1987a/. Kőzetkémi osztályozás során az irodalomban leginkább az euklideszi távolságot használják /EWART - LE MAITRE 1980, UPADHYAYA et al. 1988/. E mérőszámnál a nagy szórással rendelkező változóknak van fő szerepük, vagyis azoknak, melyek nagy számtani értékkel rendelkeznek a többihez képest /pl. SiO_2 , Al_2O_3 /. A cosinus theta és theta koefficiensre a minták oxidarányai hatnak, míg két objektum között a korrelációs koefficienssel mért hasonlóság akkor a legnagyobb, ha a megfelelő változó értékek között lineáris kapcsolat van.

A különböző hasonlósági mértékek alkalmazása eltérő csoport-szerkezethez /= csoportok egymáshoz való kapcsolódási rendje/ vezethet, azonban a csoportok összetétele hasonló, ha az adatsor jellegzetes természetes csoportokból áll. Így például egy adott vulkáni sorozatban, melyben az összetétel a bázisostól a savanyúig változik, a fő kőzettípusok általában jól elhatárolhatók, átfedések csupán az átmeneti kőzetcsoporthoz esetében léphetnek fel.

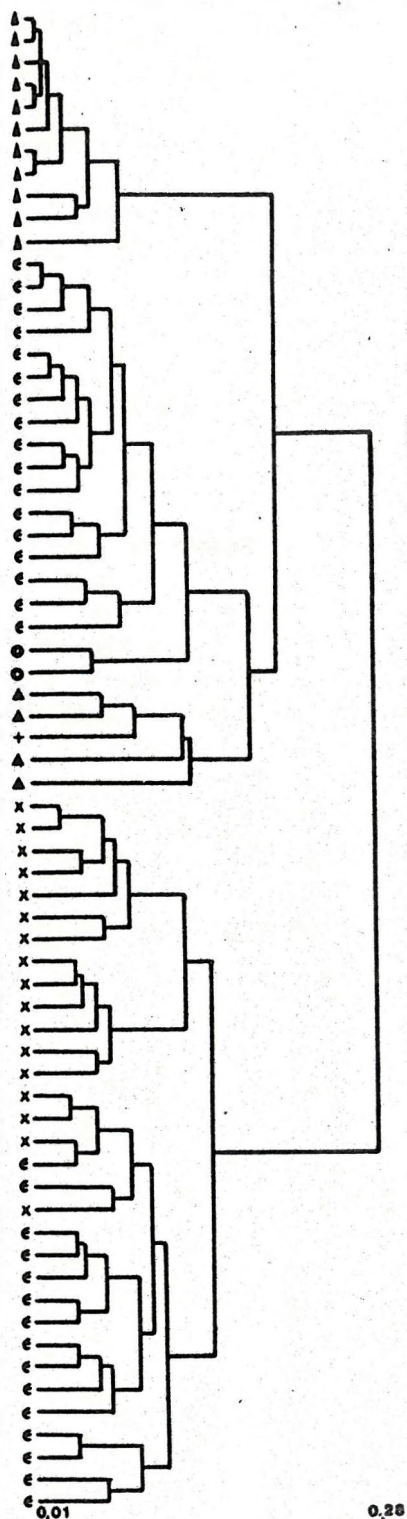
A mecseki vulkanitok cluster elemzése során a korrelációs és a theta koefficiens, illetve az euklideszi távolság és a cosinus theta alkalmazása hasonló csoport-szerkezetet és hasonló csoportokat eredményezett. Az euklideszi távolság, illetve a theta koefficiens használata, bár eltérő csoport-szerkezetet, de azonos összetételű csoportokat alakított ki.

Főelem-elemzésekből álló adat-sorok esetén a korrelációs együttható értéke +1,0-hoz közeli értékeket ad, s ennek következtében sok hasonló minta jelenik meg a dendrogramon /O. KOVÁCS, 1987a/. Bár a fő csoportok így is elkülöníthetők, alkalmazása esetünkben nem ajánlott.



1. ábra. A mecseki alsókréta vulkanitok cluster analízisének eredménye euklideszi távolság használatával /n=67 minta/. 1.bazaltok 2.átmeneti kőzetek 3.fonolitok 4.trachitok

Fig. 1. Cluster analysis results applying Euclidean distances



2. ábra. A mecseki alsókréta vulkanitok cluster analizisének eredménye theta hasonlósági mérték használatával /n=67 minta/. Jelölések magyarázata az 1. ábrán.

Fig. 2. Cluster analysis results applying theta similarity measures /67 samples, legend: see Fig.1./

Ezek alapján álláspontunk szerint, az euklideszi távolság, a cosinus theta vagy theta koefficiens egyaránt hatásosan alkalmazható közetsorozatok clusterelemzésében. Ha lehetséges, legalább két eljárást futtassunk le.

A cluster analízis utolsó lépése a csoportszerkezet megjelenítése egy dendrogram formájában /1, 2. ábra/, ami csoportkapcsolási eljárással történik. A megfelelő módszer kiválasztása lényeges az eredmény szempontjából. A sok változat közül három terjedt el a földtudományokban részletesen lásd LE MAITRE 1982, O. KOVÁCS 1987a: az egyszerű lánc /"single linkage"/, a súlyozatlan közép /"unweighted average"/ és a súlyozott átlag /"weighted-pair group average"/, amelyek közül az utóbbi a legnépszerűbb. Vizsgálatunkban a súlyozatlan közép és a súlyozott átlag módszert hasonlítottuk össze: az eredmény - azonos hasonlósági mérték esetén - különböző csoport-szerkezet, azonban a csoportok összetétele lényegében azonos maradt.

Végezetül meg kell jegyeznünk, hogy a cluster analízis egyedüli használata olykor hamis értelmezéshez vezethet, ami a módszerben rejlő esetleges hibák következménye. Az optimális csoportosítás ellenőrzésére számos eljárás található az irodalomban, melyek egy része számolásigényes és bonyolult /MARIOTT 1971, EVERITT 1981, HOWARTH 1983/. Egyszerűbb és gyorsabb eljárás a nem-lineáris síkravetítés eredményével való összehasonlítás.

NEM-LINEÁRIS SIKRAVETÍTÉS

A SAMMON /1969/ által kifejlesztett nem-lineáris síkravetítés /"non-linear mapping" - NLM/ többdimenziós adatokat jelenít meg síkbeli koordináta-rendszerben úgy, hogy az eredeti csoportszerkezet és szóródási jellegek megőrződnek. Ily módon egyszerű formában értelmezhető a minták és csoportok közötti kapcsolat. További előnye, hogy ellenőrizhető a cluster analízis által létrehozott csoportok helyessége, mivel az NLM mentes a clustereljárásokban rejlő hibaforrásoktól. A két módszer együttes használata azzal az előnnyel jár, hogy kölcsönösen kiszűrjük egymás

esetlegesen fellépő torzításait: a félrecsúszott pontokat, illetve a láncha-
tást /O. KOVÁCS 1987a/.

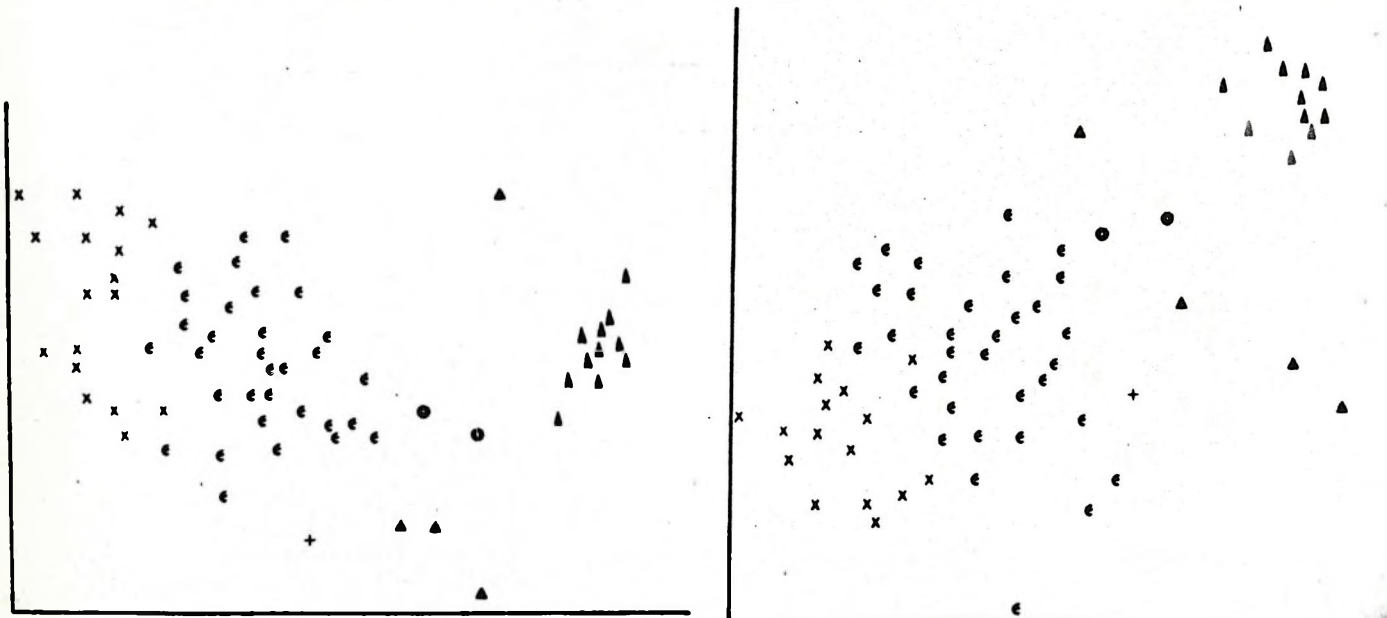
HOWARTH /1973/ különböző geoló-
giai adatsorokra próbálta ki az NLM-t,
összehasonlítva a cluster és a főkompo-
nens analízis eredményeivel. Bár vizs-
gálata a módszer eredményességét bizo-
nyította, az NLM használata még korlá-
tozott a földtudományokban. Alkalmazásá-
ra többek között GARRETT /1973/, HOWARTH
/1973/ és HOWARTH et al. /1977/ munkájá-
ban találhatunk példákat. Hazánkban O.
KOVÁCS /1987b/ tett javaslatot földtani

Az adatsor természetes csoport-
szerkezetének megőrzését a módszer a
következésképpen éri el: a pontokat oly
módon rendezi el a síkbeli koordináta-
rendszerben, hogy a közöttük levő távol-
ság hasonló legyen a többdimenziós tér-
ben mért távolsággal. Habár SAMMON /1969/
az euklideszi távolságot javasolta en-
nek mérésére, más hasonlósági mérték -
pl. cosinus theta, theta koefficiens -
is felhasználható. Az általunk alkalma-
zott FORTRAN program /melyet O. KOVÁCS
készített/ különböző mércéket képes al-

kalmazni. Ily módon az NLM és a cluster
analízis eredménye közvetlenül is össze-
hasonlítható.

Az m-dimenziós adatok /m=a válto-
zó szám/ kezdeti elrendezése 2-dimenziós
térben véletlenszerűen történik. Ezután
bizonyos síkravetítési hibát /SAMMON, 1969/
definiálva, a mintapontokat egy iteratív
módszer addig rendezi, míg ez a hiba egy
minimumot ér el. HOWARTH /1973/ szerint
ez 20-40 iterációval érhető el /az NLM ma-
tematikai leírása SAMMON /1969/ cikkében,
rövid ismertetése O. KOVÁCS /1987b/ munká-
jában található/. ZAHN /1971/ felhívta a
figyelmet az ún. félrecsúszott pontokra,
ami annak a következménye, hogy a Sammon-
féle hiba-mérték az összes mintapont
együttes átlagos távolságtéréseit veszi
figyelembe. Ezek a pontok könnyen felis-
merhetők, pl. cluster analízis eredményé-
vel való összehasonlítással, és korrigál-
ható az iterációszám növelésével vagy a
kezdeti elrendeződésért felelős véletlen-
számok megváltoztatásával.

A mecseki vulkanitok 67 mintájára
a nem-lineáris síkravetítést mind az euk-
lideszi távolsággal, mind a theta koeffi-



3. ábra. Nem-lineáris síkravetítés a mecseki alsókréta vulkanitok főelem-
összetétel adataival /n=67 minta/. a. Euklideszi távolság b. theta
koefficiens használatával /jelölések magyarázata az 1. ábrán/.

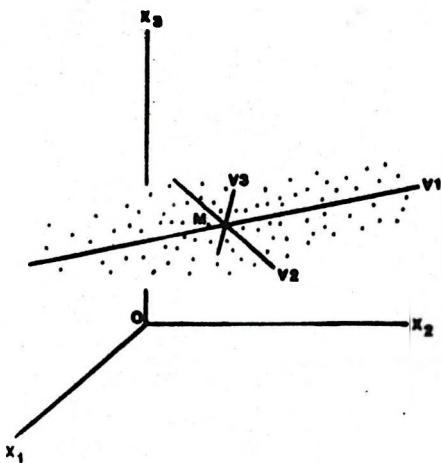
Fig. 3. Non-linear mapping with main element compositions /67 samples/,
applying Euclidean distances /a/ and theta coefficient /b/. Legend
see Fig.1.

cienssel elvégeztük, az eredmény hasonló volt /3. 4. ábra/. A P_2O_5 elhagyása nem okozott lényeges változást a csoportszerkezetben, jelezve e változó nem-informatív jellegét. Ugyanakkor a magas P_2O_5 -tartalommal rendelkező - félrecsúszott minták - a helyes csoportba kerültek.

A nem-lineáris síkravetítés, a csoportszerkezet kimutatásán túl, vulkáni sorozatok differenciációs trendjének felfedésére is alkalmazható. A meczei vulkanitok ábrája / . ábra/ két különböző fejlődési trendet mutat, végén a fonolittal, illetve a trachittal.

FŐKOMPONENS ANALÍZIS

A magmás geokémiának lényeges részét képezi a kőzetek főelem-összetételét kialakító folyamatok vizsgálata. Az összetételbeli változékonyságot a kristályosodás körülményeitől kezdve az utólagos átalakulásokig számos tényező befolyásolhatja. Az egyes oxidok szóródási jellegei, valamint egymáshoz való kapcsolatuk alapján ezek többé-kevésbé jól körülhatárolhatók. A főkomponens analízis /FKA/ /"Principal Component Analysis"/ adatsorok belső szerkezetét vizsgálva, csökkenő sorrendben tárja fel az össze-



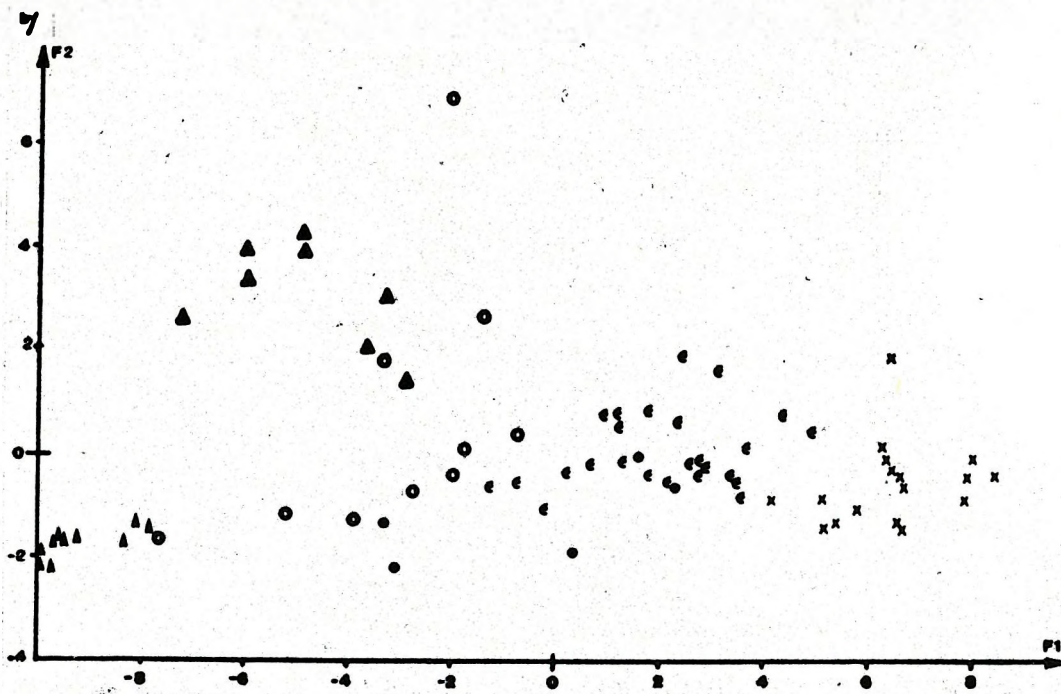
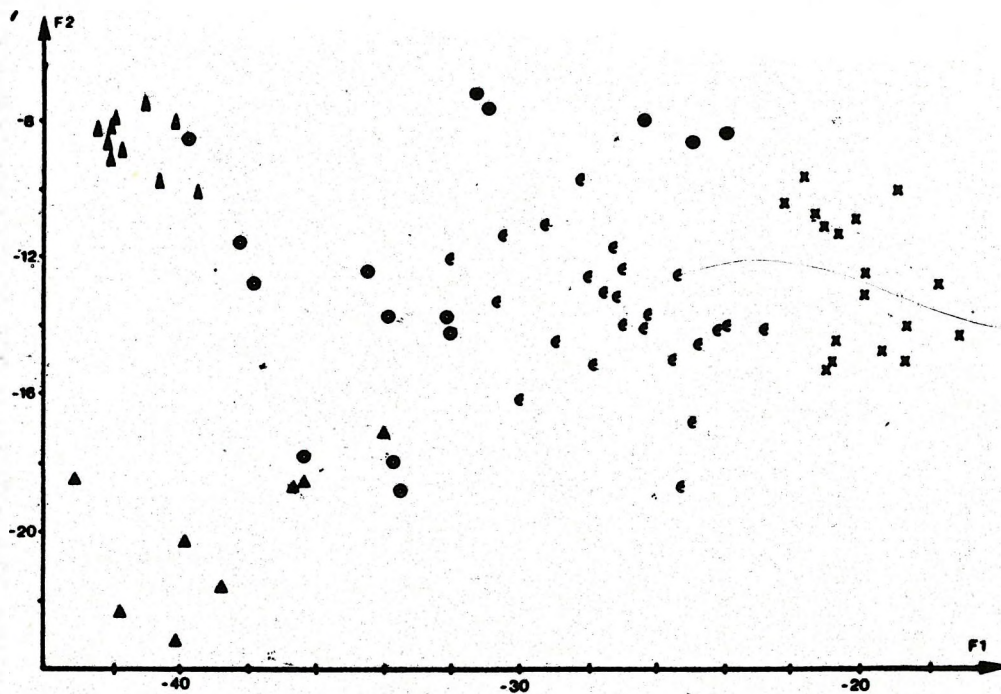
4. ábra. A főkomponens analízis geometriai magyarázata /LE MAITRE 1968 után/ M=átlag.

Fig. 4. Geometrical explanation of main component analysis /after LE MAITRE 1968/. M=mean.

tétel változékonyságáért felelős folyamatokat. Ezért e módszer a sokváltozós matematikai módszerek közül a cluster analízis mellett a legnépszerűbb a geológiában. Alkalmazására eredményes példák találhatók többek között LE MAITRE /1968/, FRANGIPANE-GYSEL /1977/, BERTRAND - COFFRANT /1977/, valamint UPADHYAYA et al. /1988/ munkájában. Részletes leírása DAVIS /1973/ és LE MAITRE /1982/ nyomán ismerhető meg.

A következőkben a módszer rövid geometriai értelmezését mutatjuk be /5. ábra/. Képzeljük el a mintákat egy, a változók mint koordinátatengelyek által meghatározott m-dimenziós térben /m=a változók száma/. Az ún. sajátvektorok /MV1, MV2, MV3/ az adatok maximális megnyúlási /szóródási/ irányait jelzik csökkenő mértékben egymásra merőleges síkokban. Az ezekhez kapcsolódó ún. sajátértékek e vektorok hossza, vagyis az adott irányban mért szóródás mérőszámai. Ily módon egymásra merőleges tengelyek új csoportját kapjuk, amelyekkel az adatok belső szerkezete jellemezhető. Az új tengelyek és a változók közötti kapcsolatot mérőszámok /"loadings"/ fejezik ki /2. táblázat/: magas számtani érték a változó lényeges szerepét jelzi az adott irányú szóródásban. Az eredeti adatokat a sajátvektorokra vetítve megkapjuk a mintapontok főkomponens koordinátáit /"Principal component scores"/. Tekintve, hogy az első két-három sajátvektorral az adatok változékonysága többnyire már nagy pontossággal jellemezhető /2. táblázat: a sajátértékek nagysága alapján az első három sajátvektor az összes információ mintegy 92 %-át tartalmazza/, a főkomponens koordináták alapján megszerkesztett diagramok jóval nagyobb információ-tartalommal rendelkeznek, mint a hagyományos - 2 vagy 3 változót felhasználó - közettani diagramok.

Matematikailag a sajátvektorok és sajátértékek mátrixból nyerhetők ki: ez lehet variancia-kovariancia, vagy korrelációs mátrix. Az előbbi főátlójában a változók szórásnégyzete, a többi helyen az egyes változók közötti kapcsolat erősségét kifejező kovariancia értékek szerepelnek. A korrelációs mátrix a Pearsonféle korrelációs együtthatókat tartalmazza



5. ábra. A mecseki alsókréta vulkanitok F1-F2 diagramja /n=67 minta/.
 a. variancia - kovariancia mátrix b. korrelációs mátrix használatá-
 val /jelölések magyarázata az 1. ábrán/.

Fig. 5. F1-F2 plot /67 samples/. a. variance - covariance matrix
 b. correlation matrix /Legend see Fig.1./

2. táblázat. A mecseki alsókréta vulkanitok /3. mintacsoport - 75 minta/ főkomponens analízisének eredménye

Table 2. Results of main component analysis of Lower Cretaceous volcanics in Mecsek Mts. /sample group 3, 75 samples/

Variancia - kovariancia mátrixból nyert sajátvektorok:

	1	2	3	4
SiO ₂	-0,649	-0,436	-0,234	0,415
TiO ₂	0,151	-0,024	0,055	0,062
Al ₂ O ₃	-0,193	0,732	0,066	-0,037
FeOtot	0,376	-0,176	-0,424	-0,359
MgO	0,316	-0,102	0,678	0,461
CaO	0,444	-0,018	-0,336	0,376
Na ₂ O	-0,177	0,430	-0,181	0,194
K ₂ O	-0,221	-0,206	0,386	-0,502
P ₂ O ₅	0,009	-0,057	0,058	-0,224

Sajátértékek:

	59,71	14,03	3,11	2,45
%	71,83	16,87	3,74	2,94
Acc %	71,83	88,70	92,44	95,38

Korr. mátrixból nyert sajátvektorok:

SiO ₂	-0,374	0,249	-0,311	-0,125
TiO ₂	0,375	-0,058	0,001	0,475
Al ₂ O ₃	-0,261	-0,516	0,357	0,282
FeOtot	0,392	0,027	-0,002	-0,526
MgO	0,371	-0,019	-0,091	0,486
CaO	0,405	-0,118	0,042	-0,209
Na ₂ O	-0,303	-0,462	0,245	-0,182
K ₂ O	-0,319	0,444	-0,075	0,296
P ₂ O ₅	0,053	0,492	0,836	-0,026

Sajátértékek:

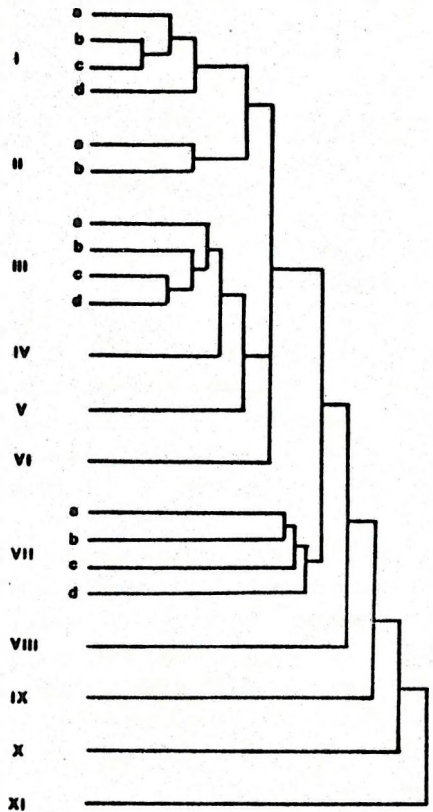
	5,34	1,72	0,79	0,37
%	59,59	19,19	8,81	4,12
Acc %	59,59	78,78	87,59	91,71

és lényegében a variancia - kovariancia mátrix standardizált változata. Ebből következően más eredményt kapunk attól függően, hogy melyik mátrixot használjuk. LE MAITRE /1982/ részletesen tárgyalta a megfelelő módszer kiválasztásának kérdéskörét, rámutatva a hibás döntés okozta torzításokra. Vizsgáltunk megerősítette álláspontját, miszerint főelem-összetétel adatokra a variancia - kovariancia mátrix használata a célravezetőbb. Ezt azért is lényeges hangsúlyozni, mivel az általános statisztikai programcsomagok nagy része korrelá-

ciós mátrixot használ. Ez utóbbi mátrixnak van azonban néhány hátrányos tulajdonsága /HOWARTH, 1983/: a túlsúlyban lévő átlagos minták elnyomhatják a kevésbé gyakori minták jellegzetességeit, negatívan hatnak az extrém értékű adatok és a súlyozott változók is. A Standardizálás következtében a szóródásban jelentős szerepet játszó változók súlya lecsökken /az összes változó szórása egységnyi/ és így az eredmény nehezebben értékelhető. Amint arra már korábban utaltunk, kőzetkémiai vizsgálatokban előnyösebbnek látszik megtartani az egyes változók eredeti számtani értékeit, amelyben hozzávetőlegesen kifejeződik az illető oxid súlya is. A 2. táblázatból egy további lényeges különbség olvasható ki: amint azt a sajátértékek mutatják, a variancia - kovariancia mátrixból nyert első két sajátvektor információ-tartalma /88,7 %/ nagyobb, mint a korrelációs mátrixból nyert sajátvektoré /78,7 %/.

A főkomponens variációs diagramok többek között vulkáni sorozatok jellegzetes differenciációs fejlődési irányait is felfedik. LE MAITRE /1968/ kimutatta, hogy az alkáli sorozatokra görbevonallú trendek és a mintapontoknak a fővonal körüli szóródása jellemző, míg a szubalkáli sorozatoknál lineáris trendek jelennek meg. A mecseki vulkanitok F1-F2 diagramja /F1, F2 az első, illetve a második sajátvektorhoz tartozó főkomponens koordináták. 6, 7. ábra/ két különböző fejlődési irányt jelez a fonolit, illetve a trachit irányában, ami összhangban van az NLM eredményével. A 6. és 7. ábrát összehasonlítva jól látható, hogy a variancia - kovariancia mátrix használatával nyert F1-F2 diagram jóval kifejezőbb, mint a korrelációs mátrixból nyert kép.

Ha a vulkanitok szűkebb csoportjára alkalmazzuk a főkomponens analízist /lépésenként haladó FKA - "step-wise PCA"/ feltehetően azok a fázisok, amelyek az egyes kőzetcsoporthoz közöti összetételbeli változást okozzák. E módszer alkalmazására részletes példa található UPADHYAYA et al /1988/ munkájában.



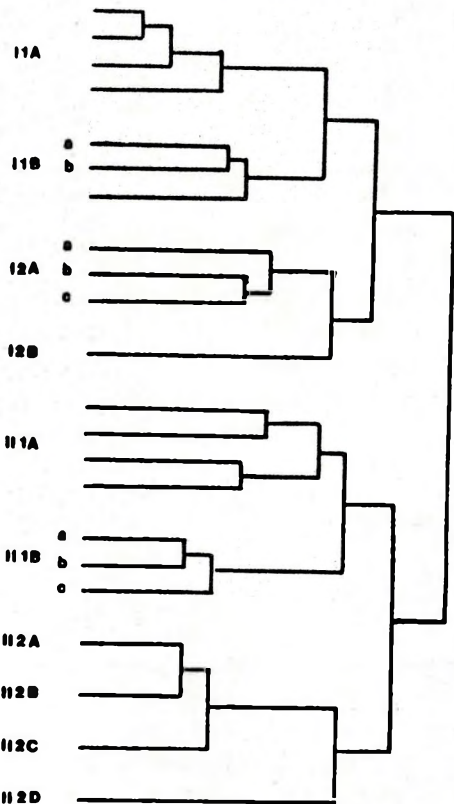
6. ábra. A mecseki alsókréta vulkanitok 1. mintacsoportjának /n=349 minta/ egyszerűsített dendrogramja. I=fonolit IIa=fonolitos tefrit III-V=átmeneti kőzetek VI=trachit VII=oxidált kőzetek VIII-IX=bazalt X=CaCO₃-ban gazdag kőzetek XI=magas H₂O tartalmú kőzetek
Fig. 6. Simplified dendrogram of sample group No.1.

lyásoló folyamatokat. A kérdések megválaszolására sokváltozós matematikai módszereket alkalmaztunk.

ADATOK - Több mint 400 főelem-geokémiai összetételből különböző kritériumok alapján mintacsoportokat különítettünk el /3. táblázat/. A vizsgálatokat mindhárom mintaegyüttesre elvégeztük, a ahol szükségesnek látszott, ott egyes kőzettípusokra külön is alkalmaztuk e módszereket. A számolások során az eredeti adat értékeket használtuk, a 2, és 3. mintacsoportban azonban elhagytuk az illókat /CO₂, +H₂O, -H₂O/, a MnO-t, valamint FeOt-t vettünk figyelembe.

A MECSEK HEGYSÉGI ALSÓKRÉTA VULKANITOK
FŐELEM-GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA
/RÖVID ESETTANULMÁNY/

A mecseki alsókréta magmás kőzetek egy kontinentális rift típusú vulkanizmus termékei /EMBEY-ISZTIN 1981, BILIK 1983/. A sorozaton belül jól ismert a szubvulkáni fonolit, az alkáli bazalt, kevésbé feldolgozottak az átmeneti kőzetek, a trachandezit, valamint a trachit. Első lépésben a célunk a különböző kőzettípusok normatív összetétel alapján való elkülönítése, valamint e kőzetcsoportok egymáshoz való viszonyának feltárása volt. Ezenkívül kerestük a főelem-összetétel jellegzetességeit, illetve az ezt befo-



7. ábra A mecseki alsókréta vulkanitok 2. mintacsoportjának /n=196 minta/ egyszerűsített dendrogramja /ld. még 4. táblázat/.
Fig. 7. Simplified dendrogram of sample group No. 2. /see also Table 4/

OSZTÁLYOZÁS - A mintacsoportok

összetétele alapján a következő kérdésekre kerestünk választ:

- milyen közetcsoporthoz különíthetőek el a vulkáni sorozaton belül
- milyen rendszerező elv érvényesül a normatív összetételbeli csoportosításban
- a közetek utólagos elváltozása mennyire nyomja el az eredeti bélyegeket
- milyen rokonság mutatható ki a különböző közetcsoporthoz között
- mi jellemző az egyes közettípusok kemizmusára

E kérdések megválaszolására cluster analízist /theta hasonlósági mérték, súlyozott átlag módszer/ és nem-lineáris síkravetítést alkalmaztunk. A legnagyobb mintaszámú adattömb /1. mintacsoport/ dendogramján elkülönülnek a fő közettípusok /fonolit, fonotefrit, trachit, átmeneti közetek, bazaltok/, de önálló csoportot alkotnak a különböző elválto-

zást /tengeralatti átalakulás, oxidáció, CaCO₃-dúsulás/ szenvedő kőzetek is /6. ábra/. Ezek az átalakulások azonban nem nyomták el teljesen az eredeti összetételbeli bélyegeket. További különbségek tűntek elő egyes közetcsoporthoz belül: a fonolitegyüttesben különváltak a kövesetű és a somlyó - számár-hegyi minták, míg a bazaltok között külön csoportot alkottak a magas MgO-CaO tartalmú minták.

Az átalakulások hatását csökkentve /2. és 3. mintacsoport/ a fő közettípusok elkülönülése egyértelműbb. A 2. mintacsoport esetében az elsődleges rendszerező elv az SiO₂-tartalom és az alkáliák mennyisége, mely alapján 2 fő közettársaság különböztethető meg /I. és II. csoportok/. Ezeken belül, az Al₂O₃- illetve a MgO- és CaO-tartalomban fellépő eltérések irányítják a csoportosítást. A bazaltok csoportjában önállóan állnak a sorozat "legprimítivebb" mintái /magas MgO- és CaO-tartalom - II.2. csoport/, a magas alkáliatar-

3. táblázat

Mintacsoport	minták száma	kritérium
1.	349	CO ₂ 10 %, +H ₂ O 10 %, -H ₂ O 10 %
2.	196	CO ₂ 5 %, +H ₂ O 5 %, -H ₂ O 5 %
3.	75	össz illó 5 %, /CO ₂ 2 %, +H ₂ O 3 %/

3. táblázat. A Mecsek hegységi alsókréta vulkanitok több mint 400 főelem-összetételbeli elemzéséből elkülönített mintacsoportok.

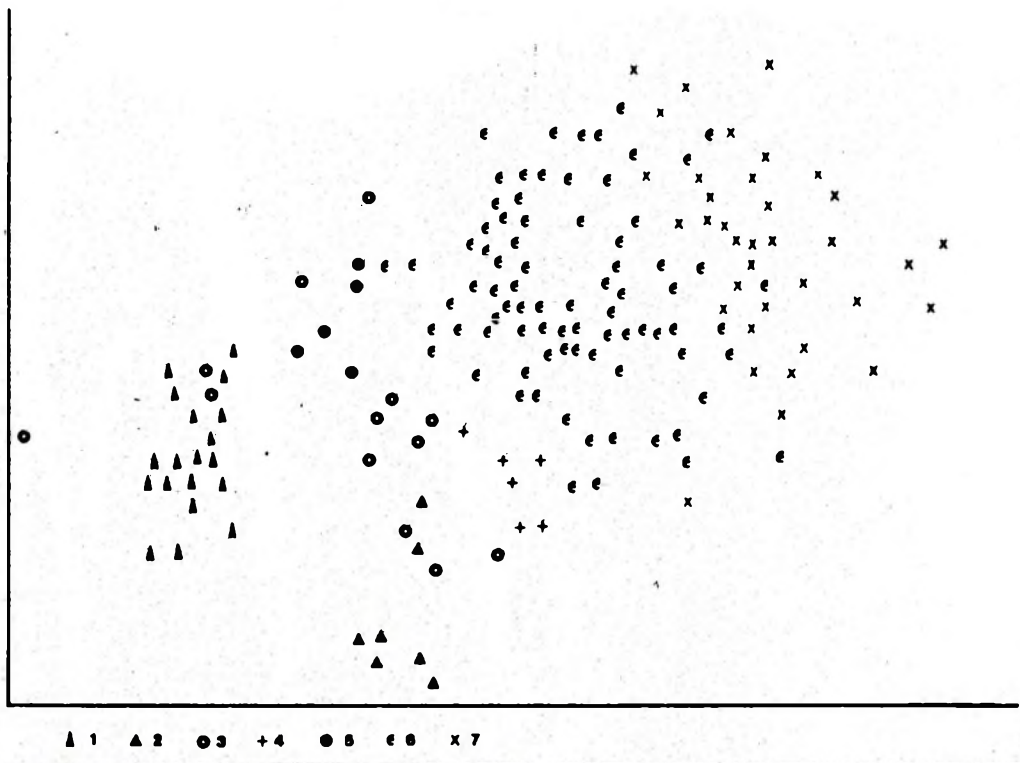
Table 3. Sample groups differentiated from more than 400 main component analyses of Lower Cretaceous volcanics from Mecsek Mts.

4. táblázat

csoport	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	közettípus
I1A	54-59	17-22	0-1	0-2	6-10	3-5	FON
I1Ba	50-55	14-16	2-4	4-7	3- 4	2-4	TAN
b	48-50	15-19	2-3	4-7	5- 7	2-4	P.TEP
I2Aa	59-64	8-12	1-2	1-2	1- 2	8-9	K-TRA
b	58-64	9-12	1-4	2-4	3- 4	3-4	TRA
c	54-61	6-12	2-3	5-8	2- 3	1-2	AND
I2B	49-54	11-14	1-3	2-5	1- 2	7-8	TAN
IIIa	46-54	8-14	3-5	7-12	2- 4	1-2	BAN, TBA
IIIbA, b	45-51	11-16	3-7	5-9	1- 5	1-4	BAN, BAT
c	41-46	12-15	6-9	7-12	1- 3	0,5-1,5	BAZ
II2A, B, C	41-47	9-12	8-12	8-14	1- 3	0,5-1,5	BAZ
D	40-44	13-16	4-6	12-15	1- 2	1-2	BAZ

4. táblázat. A mecseki alsókréta vulkanitok 2. mintacsoportjában /n=196 minta/ a cluster analízis által elkülönített közetcsoporthoz főelem-geokémiai jellegel. /FON=fonolit, TAN=trachandezit, P.TEP=fonolitos tefrit, TRA=trachit, BAN=bazaltos andezit, TBA=trachibazalt, BAT=bazaltos trachandezit, BAZ=bazalt/

Table 4. Main element characters of rock groups separated by cluster analysis /196 samples, sample group 2, Lower Cretaceous volcanics, Mecsek Mts./



8. ábra. Nem-lineáris síkravetítés a mecseki alsókréta vulkanitok 2. mintacsoportjával /n=196 minta/. 1=fonolit 2=trachit 3=trachandezit 4=andezit 5=fonolitos tefrit 6=átmeneti kőzetek /bazaltos andezit, trachibazalt, bazaltos trachandezit/ 7=bazalt

Fig. 8. Non-linear mapping with sample group No.2.

talmú és savanyú kőzeteken belül pedig különválnak a fonolit - fonotefrit /I.1./ és a trachit - andezit /I.2./ minták /7. ábra/. A cluster analízis által felfedett csoportok főelem-geokémiai jellegei a 4. táblázatban láthatók.

A nem-lineáris síkravetítés ábráján vizuálisan is tanulmányozható a cluster-analízis által elkülönített csoportok kapcsolata, valamint ellenőrizhető az osztályozás helyessége /8. ábra/. Megfigyelhető a savanyú kőzetek szétválása: a fonolittal a trachandezit és fonolitos tefrit minták mutatnak rokonságot, míg a trachit az andezit mintákon keresztül kapcsolódik az átmeneti kőzetekhez. Az ábra két különböző geokémiai fejlődési irányt /trendet/ jelez: egy alkáli jellegű differenciációt /fonolit végtaggal/ és egy $K_2O - SiO_2$ dúsulási irányt /trachit végtaggal/.

Külön megvizsgáltuk a fonolit kőzettársaságot. A nem-lineáris síkravetítés képe alátámasztja VICZIÁN /1971/ megfigyeléseit, melyek szerint a köves-tetői és a somlyó - számár-hegyi minták eltérő jellegűek, az előbbieket egy szorosabb csoportot alkotnak /9. ábra/, míg az utóbbiak geokémiaileg jóval változatosabbak /differenciáltabbak/ és erősen szóródnak az ábrán. Megfigyelhető továbbá, hogy a Váralja-18-as fúrás fonolit mintái a Köves-tetői csoporthoz hasonlóak, míg a Váralja-26-os fúrás kőzetei differenciáltabb fonolittípusok. Kőzetkémiaileg a köves-tetői és a Váralja-18-as minták kovásv /57-58 %/ és alkália tartalma / Na_2O : 9%, K_2O : 4%/ meghaladja a másik csoportét.

A trachitkőzeteken belül szintén kimutathatók területi különbségek: a Balázs-orma környéki K_2O -gazdag minták geokémiaileg eltérnek az egregyi-völgyi

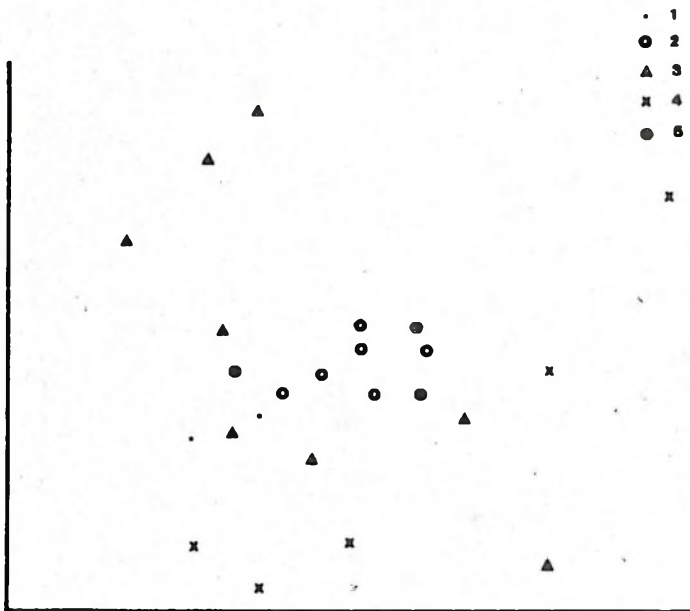
előfordulásoktól.

GEOKÉMIAI FOLYAMATOK - Főkomponens
analízissel

kerestük a választ arra, hogy a mecseki vulkanitok összetételét milyen tényezők befolyásolták és ezek milyen erők voltak. Az I. mintacsoport elemzése 3 fő hatást mutatott ki /5. táblázat/ legerősebben a magmás differenciáció formálta a főelem-kemizmust /MgO, FeO, TiO₂ magas pozitív értéke a mafikus elegyrészek elkülönülésére, az ellentétes előjelű SiO₂, K₂O és Na₂O magas értékek az alkáli differenciáció folyamatára utalnak. A második sajátvektor magas abszolút értékkel tartalmazza a Fe₂O₃, +H₂O és -H₂O-változókat, jelezve az oxidációt, a tengeralatti átalakulást és a mállás hatását. Végül a főelem összetételt befolyásolta a CaCO₃ dúsulás /a 3. sajátvektor magas CaO és CO₂ abszolút értékkel rendelkezik/ Ezt az eredményt alátámasztják az ásványkőzettani megfigyelések is /BILIK, 1979/.

5. táblázat

	Sajátvektorok			
SiO ₂	-0,595	0,457	0,447	-0,018
TiO ₂	0,721	-0,091	-0,120	0,041
Al ₂ O ₃	-0,311	0,070	0,386	-0,648
Fe ₂ O ₃	0,012	-0,780	-0,078	0,185
FeO	0,755	0,491	0,158	0,128
MnO	0,018	0,026	-0,064	0,070
MgO	0,827	-0,267	-0,001	0,160
CaO	0,369	0,084	-0,819	0,224
Na ₂ O	-0,404	0,570	0,251	-0,463
K ₂ O	-0,688	0,203	0,315	0,161
P ₂ O ₅	-0,092	-0,018	0,008	0,816
CO ₂	-0,045	0,079	-0,904	0,044
H ₂ O+	0,066	-0,741	0,215	-0,028
H ₂ O-	0,175	-0,711	0,037	-0,056
	Sajátértékek			
	3,042	2,577	2,098	1,465



9. ábra. Nem-lineáris síkravetítés a fonolit kőzetcsoporthoz. 1="Natrachit" 2=Köves-tető 3=Somlyó - Szalmár-hegy 4=Váralja-18 fúrás 5=Váralja-26 fúrás

Fig. 9. Non-linear mapping for the phonolite group.

Nem számolva az utólagos hatásokkal /3. mintacsoport/, a magmás fejlődés finomabb kérdéseire vártunk választ /2. táblázat/. Az első sajátvektor tükrözi a mafikus ásványok /piroxén, olivin/ elkülönülését és ellentétes előjellel /eltérő folyamatként/ a földpát differenciációt, mint fő kemizmus-alakító tényezőt. A 2. sajátvektor mérőszámai szerint eltérő irányban hatott a Na₂O - Al₂O₃, illetve a SiO₂ - K₂O dúsulás. E megállapításokat tükrözi a 3. mintacsoport Fl-F2 főkomponens variációs diagramja, amelyen a nem-lineáris síkravetítés képehez hasonlóan két eltérő irányú fejlődési trend állapítható meg.

ÖSSZEFOGLALÁS - A Mecsek hegységi
alsókréta vulkani-

tok geokémiai vizsgálatában hatásosnak bizonyultak a sokváltozós matematikai módszerek. Cluster analízis segítségével különítettük el a fő kőzettípusokat, melyek a kontinentális rift magmatizmus jellegzetes képződményei. A másodlagos hatások nem voltak olyan erők, hogy elnyomják az eredeti összetételbeli különbségeket. A kőzetcsoportok egymás-

hoz való viszonyát a nem-lineáris síkravetítés szemléletesen tárta fel, két különböző geokémiai fejlődési irányra utalva. Két eltérő trendet mutatott ki az F1-F2 diagram is, amelyből a fonolit felé haladó görbevonaltú trend az alkáli sorozatok jellemzője /LE MAITRE, 1968/. DOBOSI /1987/ telítetlen alkáli sorozat kismennyiségű piroxén frakcionációját mutatta ki a Mecsek-hegységben. A fonolit és trachit mintákon belül területi összetételbeli különbségek állapíthatók meg. Az összetételbeli változásokban a mafikus elegyrészek elkülönülésének, a földpát-differenciációnak és a $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ dúsulásnak volt fő szerepe.

IRODALOM

- BERTRAND, H. - COFFRANT, D. /1977/: Geochemistry of tholeiites from North-East American Margin, Correlation with Morocco - Contr. Mineral. Petrol. 63:65-74.
- BILIK I. /1979/: A Mecsek hegység alsókréta tengeralfatti vulkáni képződményei - Egyetemi doktori értekezés ELTE Közvetlen-Geokémiai Tanszék, Budapest.
- BILIK I. /1983/: Lower Cretaceous submarine /rift/ volcanism in South Transdanubia /South Hungary/ In: BISZTRICSANY E. - SZEIDOVITZ Gy. /eds./: Proc. 17th Assembly of the ESC:569-576.
- BUTLER, J.C. /1979/: Trends in ternary petrologic variation diagrams - fact or fantasy? - Amer. Miner. 64:1115-1121.
- CHAYES, F. - VELDE, D. /1965/: On distinguishing basaltic lavas of circumoceanic and ocean-island type by means of discriminant functions - Amer. J. Sci. 263: 206-222.
- COOLEY, W.W. - LOHNES, P.R. /1971/: Multivariate data analysis. J. Wiley and Sons, New York, 364 p.
- DAVIS, J.C. /1973/: Statistics and data analysis in geology - J. Wiley and Sons, New York, 550.p.
- DOBOSI G. /1987/: Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsek Mountains, South Hungary - N. Jb. Miner. Abhand. 156/ /:281-301.
- EMBEY-ISZTIN A. /1981/: Hazai bazaltos kőzetek főalkotórészeinek statisztikai vizsgálata - Földt. Közl. 111/ /:43-58.
- EVERITT, B. /1981/: Cluster analysis. Halsted Press, 136.p.
- EWART, A. - LE MAITRE, R.W. /1980/: Some regional compositional differences within Tertiary-Recent orogenic magmas - Chem. Geol. 30:257-283.
- GARRETT, R.G. /1973/: Regional geochemical study of Cretaceous acidic rocks in the northern Canadian Cordillera as a tool for broad mineral exploration. In: M.J. JONES /ed./: Geochemical Exploration 1972. Institute of Mining and Metallurgy, London, pp.203-219.
- HARANGI Sz. /1988/: Major element chemistry of Lower Cretaceous igneous rocks of the Mecsek Mountains /southern Hungary/, I. - Annls. hist.-nat. Mus. natn. hung. 80:in press
- HOWARTH, R.J. /1973/: Preliminary assesment of a nonlinear mapping algorithm in a geological context - J. Int. Assoc. Math. Geol. 5/1/:39-57.
- HOWARTH, R.J. /ed. 1983/: Statistics and data analysis in geochemical prospecting. Handbook of Exploration Geochemistry 2, Elsevier, New York, 437.p.
- HOWARTH, R.J. - CRONAN, D.S. - GLASBY, G.P. /1977/: Non-linear mapping of regional geochemical variability of manganese nodules in the Pacific Ocean - Inst. Min. Metall. Trans. Sect. B. 86:4-8.
- HUGHES, C.J. - HUSSEY, E.M. /1979/: Standardized procedure for presenting corrected $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios in analysis of fine-grained mafic rocks - N. Jb. Miner. Mh. 1979/12: 570-572.
- LE MAITRE, R.W. /1968/: Chemical variation within and between volcanic rock series - a statistical approach - J. Petrol. 9/2/:220-252.
- LE MAITRE, R.W. /1982/: Numerical Petrology. Elsevier, Amsterdam, 281.p.
- MARRIOTT, F.H.C. /1971/: Practical problems in a method of cluster analysis - Biometrics 27:501-514.
- O. KOVÁCS L. /1987a/: Cluster analízis eljárások TPA/L számítógépen - MÁFI Evi Jel. 1985-ről:571-581.
- O. KOVÁCS L. /1987b/: A nem-lineáris síkravetítés és számítógépes megvalósítása - MÁFI Evi Jel. 1985-ről: 565-569.
- PEARCE, J.A. /1976/: Statistical analysis of major element patterns in basalts - J. Petrol. 17:15-43.
- SAMMON, J.W. /1969/: A non-linear mapping for data structure analysis - IEEE Trans. Comput. C18, 401-409.
- UPADHYAYA, R. - SRIVASTAVA, R.K. - AGRAWAL, V. /1988/: A statistical approach to the study of an igneous suite - a case history of Tavidar volcanics - N. Jb. Miner. Abh. 159/3/:311-324.
- VICZIÁN I. /1971/: A mecseki fonolit kőzettani vizsgálata - MÁFI Evi Jel. 1969-ről:327-345.
- ZAHN, C.T. /1971/: Graph-theoretical methods for detecting and describing gestalt clusters - IEEE Trans. Comput. C20, 68-86.

SZERKEZETFÖLDTANI ÁBRÁZOLÁSOK ÉS SZERKESZTÉSEK SZÁMÍTÓGÉPEN

Computer projections and constructions in structural geology

GERNER PÉTER

ÖSSZEFOGLALÁS

A cikk áttekinti a szerkezetföldtanban gyakran használt ábrázolási módok és szerkesztések matematikai alapjait. Ezek segítségével leírja a sztereografikus vetületben vagy a Lambert-féle területtartó vetületben megjelenített egyenes és sík számítógépes ábrázolását, valamint néhány szerkesztés menetét is. Részletesen foglalkozik a vetőanalízis egy módszerével - az ún. grafikus módszerrel - , amelynek segítségével vetőkarcokból paleofeszültségi irányokat határozhatunk meg, és amely számítógép alkalmazása nélkül már nehezen végezhető el.

ABSTRACT

The mathematical basis of the calculation of projections and constructions currently used in structural geology are discussed in this paper. The display of stereographic plot of planes and different constructions can be given by the help of these mathematical calculations. Algorithms of these projections and displays are presented. A computer program of graphical search procedure is used to determine the principal stress axes of a fault population. The manual determination can be also checked by the program.

BEVEZETÉS

A földtanban mindig problémát okozott a tanulmányozott objektum térbeli helyzetének megjelenítése két dimenzióban. Egyik megoldás blokk-diagram készítése volt, de az ásványtanban valamennyire jártas geológusok már a század elején a szögtartó sztereografikus projekciót használták a terepen mért síkok szemléletes ábrázolására. Schmidt berlini professzor javaslatára kezdték alkalmazni a Lambert-féle területtartó vetületet olyan feladatok megoldásában, amelyeknél a szögtartóság kevésbé fontos a területtartás mellett. A szerkesztések sztereografikus projekció esetén Wulff-háló, területtartó vetületnél Schmidt-háló segítségével történtek. Ugyanezek az eljárások számítógépek felhasználásával pontosabbá, gyorsabbá tehetők. Ilyen jellegű program létezik például Franciaországban (Angelier, 1979) és Nagy-Britanniában (Lisle, 1987), de Magyarországon sajnos ezek nem hozzáférhetők.

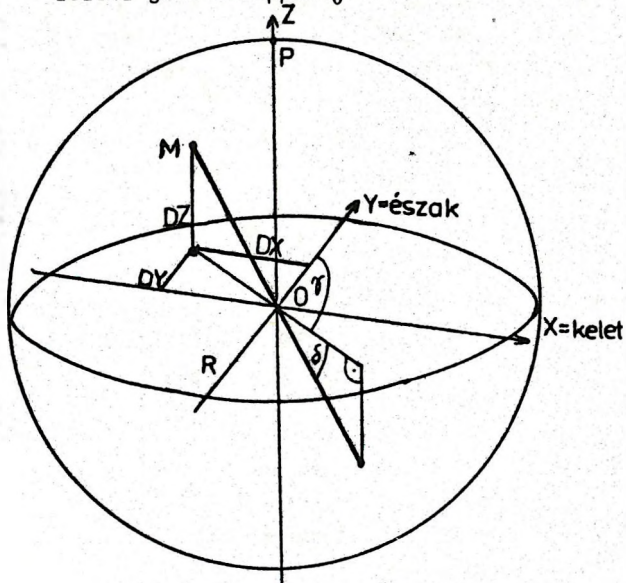
1. A VETÜLETEK ÉS TULAJDONSÁGAIK

A felhasználandó vetületek a kartográfiai gyakorlatnak megfelelően egy gömb alakú alapfelületről képeznek le a képfelület síkjára. Ahhoz, hogy matemati-

kiallag le tudjuk írni ezt a folyamatot, szükségünk van egy alapfelületi koordináta-rendszerre, továbbá ismernünk kell a képfelületre történő leképezés szabályait is. Mivel a földtanban nem gömbfelületen lévő pontokat akarunk ábrázolni, hanem síkokat és egyeneseket, megkötések kell tennünk ezek mérésére és alapfelülethez való helyzetükre is.

1.1. Alapfelületi koordináta-rendszerek

A számítások során a Descartes-féle derékszögű koordináta-rendszert és a polárkoordináta-rendszert használjuk. Az előbbi a számítások során fontos, az utóbbi segítségével a terepen mért szögértékek jeleníthetők meg. A két rendszer tengelyei között olyan kapcsolat van, hogy a derékszögű koordináta-rendszer Y tengelye megfelel a polárkoordináta-rendszer egyenlítőjén az északi iránynak, ugyanakkor az X tengely a keleti iránynak. A Z tengely a felső pólus (P) felé mutat (1.ábra). Az origó (O) mindig egybeesik az R sugarú alapfelületi gömb középpontjával.



1.ábra Kapcsolat a Descartes-féle derékszögű koordináta-rendszer és a polárkoordináta-rendszer tengelyei között, valamint az M pont koordinátái a két rendszerben.

α : dőlésirány (dip direction of plane)
 δ : dőlésszög (angle of dip of plane)
 Fig.1. Relationship between Descartes' rectangular system of coordinates and polar system of coordinates. Coordinates of any point M in the two systems.

1.1.1. átváltás polárkoordináta-rendszerrel derékszögű koordináta-rendszerre:

$$\begin{aligned} DX &= -R \cdot \cos \delta \cdot \sin \alpha \\ DY &= -R \cdot \cos \delta \cdot \cos \alpha \\ DZ &= R \cdot \sin \delta \end{aligned}$$

ahol $R = \sqrt{DX^2 + DY^2 + DZ^2}$

1.1.2. átváltás derékszögű koordináta-rendszerrel polárkoordináta-rendszerre:

$$\delta = \arctan \frac{DZ}{\sqrt{DX^2 + DY^2}}$$

$$\alpha = \arccos \frac{DY}{\sqrt{DX^2 + DY^2}}$$

Ha $DX < 0$, akkor $\alpha = 2 \cdot \pi - \arccos \frac{DY}{\sqrt{DX^2 + DY^2}}$

1.2. Vetítés a képfelületre

A képfelület síkja megfelel a derékszögű koordináta-rendszer X-Y síkjának, méghozzá az x tengely az X iránnyal, az y az Y tengellyel azonos. A térbeli pontok leképezésére leggyakrabban a következő két vetületet használják.

1.2.1. Sztereografikus projekció

Az R sugarú gömb felső pólusával (P) összekötjük az M pontot, az MP egyenes és az egyenlítő metszéspontja lesz az M képfelületi megfelelője (W) (2.ábra). Az O-W távolságot leíró egyenlet polárkoordináta-rendszerben:

$$WO = R \cdot \operatorname{tg} \frac{90 - \delta}{2}$$

mivel az $MPN \sphericalangle$ kerületi szöge $MON \sphericalangle$ -nek.

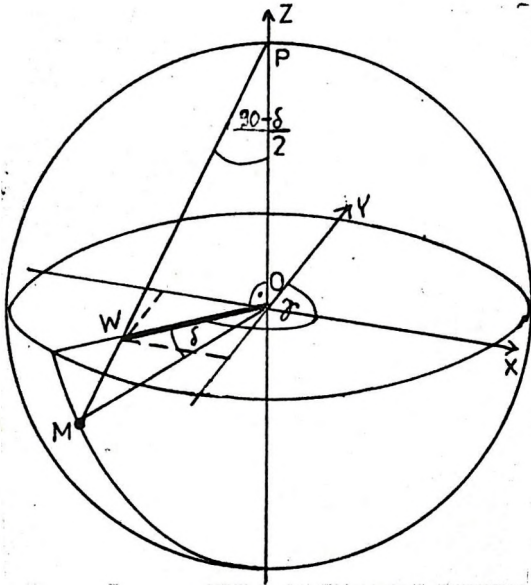
Ugyanez derékszögű koordináta-rendszerbeli adatokkal kifejezve :

$$WO = \sqrt{\frac{R - DZ}{R + DZ}}$$

Innen az x és y irányú képfelületi koordináták (Angelier, 1979):

$$WX = WO \cdot \sin \gamma = \frac{-R \cdot DX}{R + DZ}$$

$$WY = WO \cdot \cos \gamma = \frac{-R \cdot DY}{R + DZ}$$



2. ábra Az M pont leképezése a képfelületre sztereografikus vetületben.
 γ : dőlésirány (dip direction of plane)
 δ : dőlésszög (angle of dip of plane)
 Fig.2. Stereographic projection of point M

A vetületnek jól felhasználható tulajdonsága a szögtartóság és hogy kört körré képez le, ugyanakkor nem területtartó, és emiatt pontok alapfelületi eloszlását torzítja a képsíkon (Stegena, 1988). Amikor ennek pontos ismeretére van szükségünk, akkor ajánlott a következő vetület:

1.2.2. Területtartó vetület

M-et összekötjük a felső póluson lévő P ponttal, majd erre a szakaszra merőlegest bocsátunk az O pontból. Az így kapott SO távolságot mérjük fel az O-tól a képfelületen. (3. ábra)

Polárkoordináta-rendszerben:

$$SO = R \cdot \sin \frac{90 - \delta}{2}$$

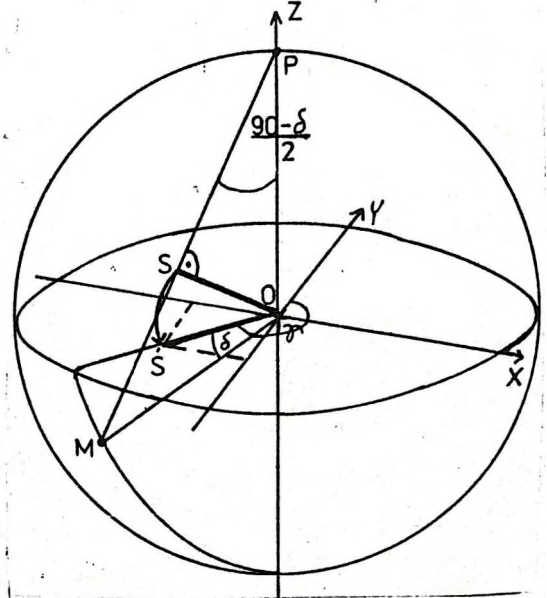
Derékszögű koordináta-rendszerben:

$$SO = \frac{\sqrt{R \cdot (R - DZ)}}{2}$$

Az x és y irányú képfelületi koordináták:

$$SX = SO \cdot \sin \gamma = -DX \cdot \sqrt{\frac{R}{2(R + DZ)}}$$

$$SY = SO \cdot \cos \gamma = -DY \cdot \sqrt{\frac{R}{2(R + DZ)}}$$



3. ábra Az M pont leképezése a képfelületre Lambert-éle területtartó vetületben.
 γ : dőlésirány (dip direction of plane)
 δ : dőlésszög (angle of dip of plane)
 Fig.3. Lambert's equal-area projection of point M

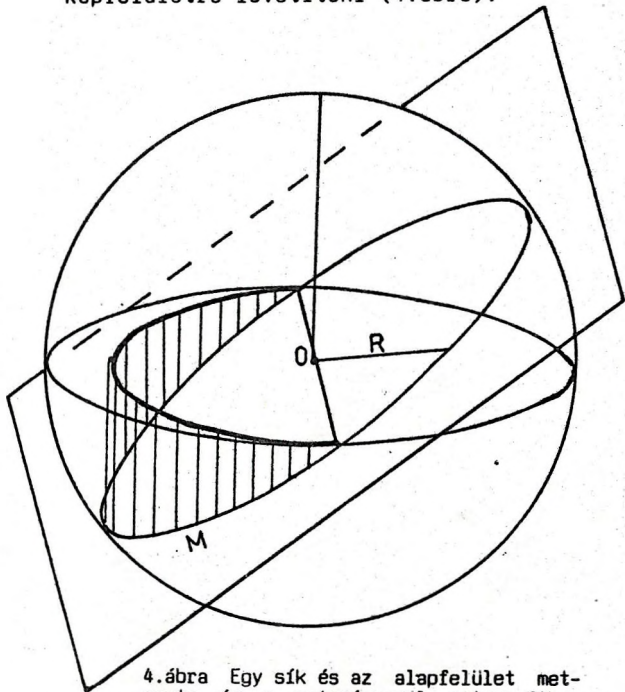
A vetület területtartó, ugyanakkor nem szögtartó, amire szerkesztéskor tekintettel kell lenni. A képfelületen kapott pontok területi eloszlása viszont a valós helyzetet tükrözi (Stegena, 1988).

1.3. Sík és egyenes az alapfelületen

A szerkezetföldtanban különböző helyzetű egyenesek és síkok ábrázolására van szükség, illetve minden szerkesztés visszavezethető erre a problémára. Egyértelműen akkor tudjuk a síkokat megjeleníteni, ha az alapfelületet az 1.1. pontban leírtak szerint tájoljuk, és

minden síkot és egyenest úgy veszünk fel, hogy illeszkedjen az O középpontra.

Gömb és sík metszete egy R sugarú kör lesz, míg az egyenesek két pontban dőfik az alapfelületet. Az így kapott M metszéspontokat a gömbön már különböző projekciós eljárásokkal (pl. ortografikus, sztereografikus, területtartó) lehet a gömb egyenlítőjének síkjára mint képfelületre levetíteni (4.ábra).



4.ábra Egy sík és az alapfelület metszete, és a metszévonal ortografikus képe.

Fig.4. Intersection of a plane and the sphere. Orthographic projection of this intersection line.

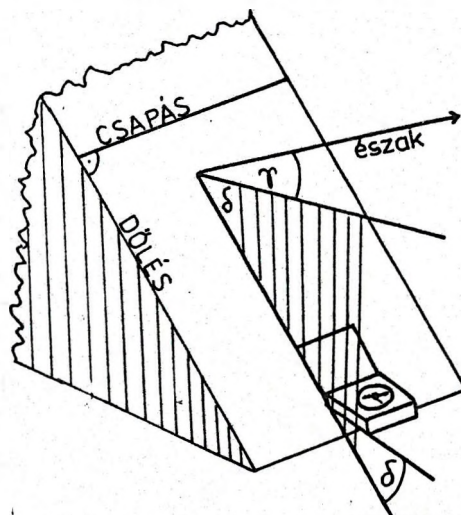
A kialakult gyakorlatnak megfelelően elég vagy csak az egyenlítő alatti pontokat ábrázolni - alsó félgömb vetület -, vagy a felső részbe eső pontokat - felső félgömb vetület -. E cikkben a sztereografikus projekciót alsó félgömb vetületben használjuk.

1.3.1. Síkok térbeli helyzetét az alapfelületi koordináta-tengelyekhez viszonyítva két jellemző egyenesük segítségével adhatjuk meg.

Csapásnak nevezzük a síkban található egyetlen vízszintes egyenest, azaz a sík és a vízszintes sík metszetét.

A dőlés a sík legmeredekebb egyenese, amely közös a függőleges síkkal, és merőleges a csapásra.

Ennek a két egyenesnek a mágneses északhoz és a vízszinteshez mért szögével rögzíthetjük a síkok helyzetét. Bányászkompasszal a legkönnyebben a dőlés és a vízszintes közti szöget (dőlésszög, δ), és a dőlés vízszintes vetületének északkal bezárt szögét mérhetjük (dőlésirány, τ) (5.ábra).



5.ábra Síkok térbeli helyzetét leíró két szög.

τ : dőlésirány (dip direction of plane)

δ : dőlésszög (angle of dip of plane)

Fig.5. Measurement of position of plane.

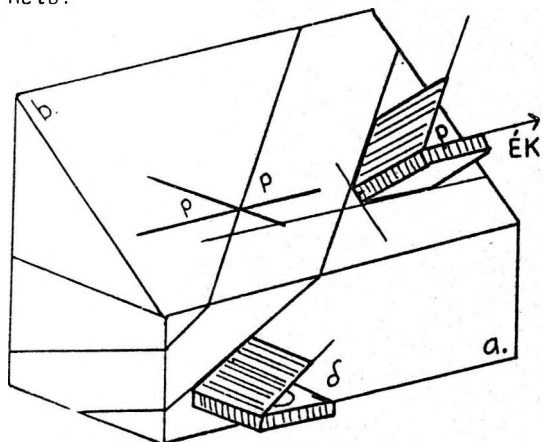
1.3.2. Egyeneseket két módszerrel tudunk mérni:

a. Mivel egy egyenesre végtelen sok sík illeszthető, azt választjuk ki, amelyben a mérendő irány a legmeredekebb dőlésű (6.ábra a.). Ekkor egy sík dőléseként dőlésiránnyal és dőlésszöggel rögzíthetjük az egyenes helyzetét, amely most egy ténylegesen nem létező síkot is meghatároz.

A feltárásban nem mindig tudjuk ezt a speciális síkot kompasszal lemérni. Ebben az esetben a következő módszert alkalmazhatjuk:

b. Azt a síkot mérjük le, amelyben látható az egyenes. Utána a síkon megmérjük a csapás és az egyenes által bezárt szöget (pitch, p). Figyelnünk kell arra is, hogy a csapással két irány is ugyanazt a szöget zárja be (6.ábra b.). Az egyértelmű iránymeghatározáshoz még fel kell jegyeznünk azt a csapásirányt is, amelyhez a pitch-et mértük. Végül

négy adattal tudtuk az egyenes térbeli helyzetét meghatározni. Vetőkarcok mérésére ez a módszer ajánlható, mivel a vetősík és a karc iránya egyszerre mérhető.



6.ábra Egyenes mérése:

a. a függőleges síkon mérjük az egyenes dőlésirányát és dőlésszögét.

b. a sík dőlésiránya és dőlésszöge után a p szöveget (ún. pitch) és ennek dőlésirányát is lemérjük.

Fig.6. Measurement of line

a. the angle of dip of the line and the dip direction of line is measured at the vertical plane.

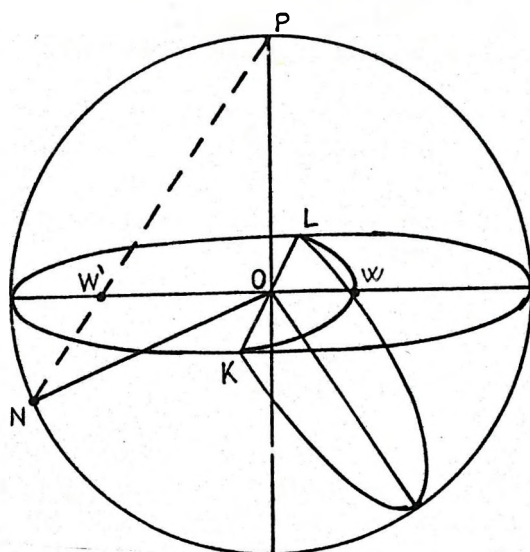
b. the angle of the dip of the plane, the dip direction of the plane and the pitch of the lincation is measured.

2. SÍK ÉS EGYENES KÉPE SZÁMÍTÓGÉPPEL

2.1. Sík megjelenítése

Sík metszete az alapfelülettel egy origóra illeszkedő kör, amely az alkalmazott vetület tulajdonságának megfelelően a képfelületen körívként jelenik meg. Normálvektorának képe egy pont lesz. Mindezek alapján síkot ábrázolhatunk körívvel vagy a sík normálisának képével, az úgynevezett pólusponttal. (7.ábra)

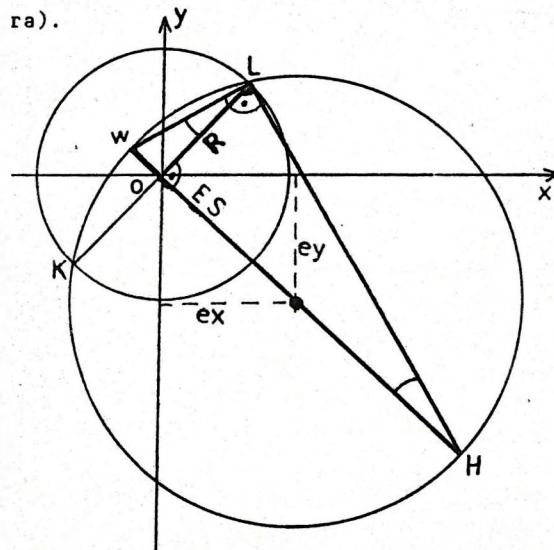
2.1.1. Amikor körívként ábrázoljuk a síkot, először az adatokból kiszámoljuk a körív sugarát (ES), a középpontjának koordinátáit (ex,ey) és képfelület alapkörével keletkező metszéspontjait (L,K). Amikor ez megtörtént, akkor a metszéspontokat az alapkörön belül körívvel kötjük össze.



7.ábra Sík ábrázolása pólusponttal (W) és körívvel.

Fig.7. Representation of the plane either by great circle or by pole.

A sugár (ES) kiszámolása hasonló háromszögek segítségével történik (8.ábra).



8.ábra Körív sugarának (ES), középpontjának (ex, ey) és a metszéspontoknak (L,K) kapcsolata a WO szakasz helyzetével és hosszával.

Fig.8. The radius of the circle (ES), the centre of the circle (ex, ey) and intersection points (L,K) can be determined by help of the of section WO.

Mivel WLO és LHW merőleges szárú szögek, ezért WLO és LHW háromszögek hasonlóak. Így:

$$\frac{2 \cdot ES}{\sqrt{w^2 + R^2}} = \frac{\sqrt{w^2 + R^2}}{w}$$

Ebből ES kiszámolható, mert R adott, WO-t pedig a dőlésszögből kapjuk (lásd 1.2.1.) :

$$ES = \frac{WO^2 + R^2}{2 \cdot WO}$$

A középpont koordinátái (EX,EY) egyszerűen adódnak, ha ismert a fentiekén kívül a dőlésirány is:

$$EX = (ES - WO) \cdot \sin(\varphi - 180)$$

$$EY = (ES - WO) \cdot \cos(\varphi - 180)$$

A metszéspontok (LX,LY;KX,KY) értéket megkapjuk, ha DI+90 és DI+270 szögek szinuszával és koszinuszával megszorozzuk az alapkör sugarát.

$$LX = R \cdot \sin(\varphi + 90)$$

$$LY = R \cdot \cos(\varphi + 90)$$

$$KX = R \cdot \sin(\varphi + 270)$$

$$KY = R \cdot \cos(\varphi + 270)$$

A körívet úgy rajzoltatjuk meg, hogy kiszámoljuk a KEL φ -et, majd az egyik metszéspontot az E körül elforgatjuk a szög tizedével. Tízszer elvégezve ezt a lépést a másik metszéspontba jutunk. A forgatással kapott pontokat egyenes szakaszokkal összekötve jó közelítéssel megkapjuk a körívet.

A szorzás után :

$$x' = \cos\varphi \cdot (x - EX) + \sin\varphi \cdot (y - EY) + EX$$

$$y' = \cos\varphi \cdot (y - EY) - \sin\varphi \cdot (x - EX) + EY$$

2.1.2. Ha pólusponttal akarjuk ábrázolni a síkot, akkor elég egy olyan egyenest venni, amelynek dőlésiránya a síkhoz viszonyítva DI-180 fok, dőlésszöge pedig 90-DS (7.ábra). Egyenes leképezésével a következő pont foglalkozik.

2.2. Egyenes ábrázolása

Mivel egyenes kétféleképpen mérhető, két algoritmus létezik a megjelenítésére.

2.2.1. Amennyiben az egyenest dőlésiránnyal és dőlésszöggel adjuk meg, akkor először WO (vagy a másik vetület-

ben SO) számolható az 1.2.1.-ben leírtak alapján (2.ábra), majd WO és a dőlésirány segítségével adódik WX és WY mint képfelületi koordináta.

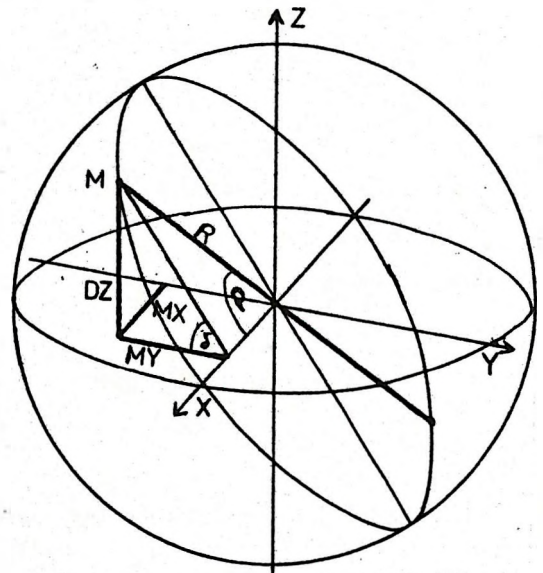
2.2.2. Ha a másik módon adjuk meg az egyenest (ha DI,DS,p és IR ismert), akkor a helyzet bonyolultabb. Ilyenkor x-y-z koordináta-rendszerbe számoljuk át az adatokat, majd innen képezzük le a pontot a képfelületre.

Az átváltás két lépcsőben történik. Először DI=0 szöveget feltételezve megkapjuk MX,MY és DZ értékét (9.ábra) :

$$MX = -R \cdot \cos\varphi$$

$$MY = -R \cdot \sin\varphi \cdot \cos\delta$$

$$DZ = R \cdot \sin\varphi \cdot \sin\delta$$



9.ábra Pitch-csel mért egyenes dőléspontjának (M) koordinátái =0-nál.
Fig.9. Determination of coordinates of the point M by using the pitch of the lineation.

Másodszor az MX és MY koordinátájú pontokat a valós DI szöggel elforgatjuk az origó körül a képfelületen, és így adódik DX és DY végleges értéke:

$$DX = MX \cdot \cos\varphi + MY \cdot \sin\varphi$$

$$DY = -MX \cdot \sin\varphi + MY \cdot \cos\varphi$$

Ezek után DX,OY és DZ-ből 1.2.1 alapján megkapjuk WX-et és WY-t.

3. EGYSZERŐ SZERKESZTÉSEK

Az adatok egyszerű ábrázolásán kívül szerkesztéseket is végezhetünk. Így módon a feltárásban közvetlenül nem mérhető értékek is meghatározhatók.

3.1. Sík szerkesztése áldőlésekből

Gyakori probléma, hogy magát a síkot nem tudjuk megmérni, de ismert két egyenese (6. ábra). Ilyen eset például az, hogyha adott két szelvény, amelyeknek tudjuk az irányát valamint a képződmények áldőléseit, és a sík valódi dőlésirányát szeretnénk megtudni.

Ekkor átváltjuk az egyenest meghatározó szögeket derékszögű koordináta-rendszerbeli értékekre ($A_1, A_2, A_3; B_1, B_2, B_3$). Ezt megtehetjük 1.1.1. és 2.2.2. alapján. A keresett sík normálisának koordinátáit jelölje DX, DY, DZ . Mivel az áldőlések mind átmennek az origón, ezért vektoriálisan összeszorozva őket megkapjuk síkjuk normálvektorának koordinátáit:

$$DX = A_2 \cdot B_3 - A_3 \cdot B_2$$

$$DY = A_3 \cdot B_1 - A_1 \cdot B_3$$

$$DZ = A_1 \cdot B_2 - A_2 \cdot B_1$$

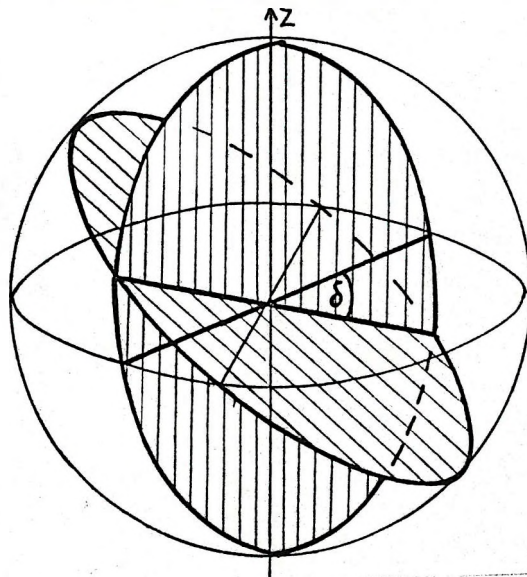
A DX, DY, DZ értékekből visszaszámolható dőlésszöget és dőlésirányt (1.1.2.) a 9. ábrát figyelembe véve még módosítani kell ($90 - \delta$, $180 + \text{DI}$), és ezután a sík már ábrázolható.

3.2. Sík adott irányú áldőlése

Szelvény szerkesztésénél adódó feladat egy ismert sík nem dőlésirányú dőlésének meghatározása. Másképp fogalmazva, egy síkot el metszünk egy adott irányú függőleges síkkal, és a metszésvonalként kapott egyenes dőlésszögére vagyunk kíváncsiak (10. ábra).

Elsőként a síkok normálvektorait (póluspontjait) számoljuk ki (lásd 2.1.2. majd 1.1.1.). A normálvektorok vektoriális szorzata adja a keresett egyenes irányvektorát (I). (Bronstein

et al. 1982) Az I-ből 1.1.2. szerint a dőlésszög:



10. ábra Az ismert sík és a keresett irányba álló függőleges sík metszésvonalaként megszerkesztett áldőlés (δ).
Fig.10. Construction of the intersection line of a vertical and an arbitrary plane. (determination of angle δ)

3.3. Két sík metszésvonala

Ilyen jellegű számolásra kényszerülünk akkor, amikor redő vagy szinklinális szárnyait két síkkal közelítjük, és a tengelyének helyzetét akarjuk kiszámolni (10. ábra).

A feladat gépi megoldása teljesen hasonló az előző pontéhoz, azaz átváltjuk a síkokat meghatározó szögeket normálvektorra, és a szorzatuk eredményeként kapott vektor dőlésiránya és dőlésszöge (1.1.2.) jelenti a megoldást. A szög és az irány ismeretében az egyenest ábrázolhatjuk (2.1.1.).

3.4. Két sík szöge

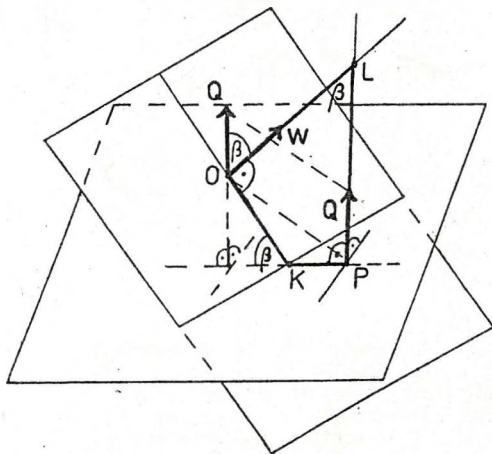
Az egy generációba tartozó vetőket könnyen elkülöníthetjük a síkjaik közti szögek összehasonlításával. Nagyobb adatmennyiségnél előnyös a vetők számí-

tógéppel történő szétválasztása.

Két sík szögének kiszámolása a normálvektorok (Q,W) ismeretében egyszerűen adódik (11.ábra) :

$$\cos \beta = \frac{Q \cdot W}{(Q \cdot Q) \cdot (W \cdot W)}$$

(Bronstein et al. 1982), ahol Q·W vektorok skaláris szorzata.



11.ábra A két sík közti szög megfelel a normálvektoraik közti szögnek, mivel OLPK húrnégyszög.

Fig.11. The angle between the two planes is equal to the angle between the normal vectors of the planes.

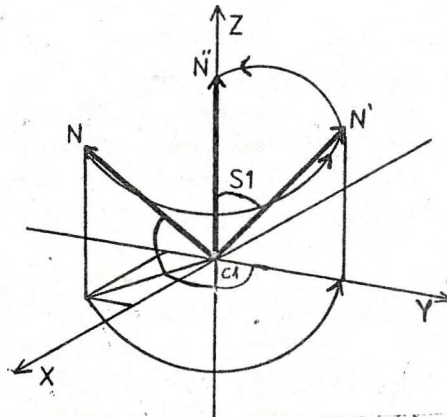
3.5. Sík forgatása

Szerkezetileg kibillent területen mért kereszttrétegzésből csak úgy kapunk információt a valódi szállítási irányokra, ha levonjuk a kibillenés hatását. Ugyanilyen elven alapul az elferdült fúrólyukakban észlelt síkok valódi dőlésének meghatározása is.

Jelölje S1 a vízszintes sík kibillenésének szögét; ezzel kell a síkot függőlegesen visszaforgatnunk. C1 jelenti a billentés irányát. A forgatandó sík dőlésszöge DS, dőlésiránya DI.

A szerkesztés menete a következő: ha kiszámítjuk az S1, C1 szögek által meghatározott sík normálvektorát (N), majd ezt a vektort beforgatjuk a Z tengelybe, akkor a billenés hatása eltűnt. Ezzel szöggel a kibillent sík normálvektorát (K) is el kell forgatnunk.

Ezt a műveletet három lépésben végezzük el. Elsőként N-et Z körül beforgatjuk a Z-Y síkba, majd az X tengely körül a Z tengelybe (12.ábra). Ugyanezekkel a szögekkel transzformáljuk K-t is, majd harmadik lépésként még -C1 -gyel visszaforgatjuk a Z tengely körül az eredeti irányba :



12.ábra Az N irányába kibillentett függőleges vektor visszaforgatása N''-be két lépésben, az N'-n keresztül.

Fig.12. The tilted vector (N) is turned back across N' to original position (N'')

A K vektor Z tengely körüli forgatására: $\psi = C1$. (Pirkó, 1988) :

$$\begin{aligned} x' &= x \cdot \cos \psi + y \cdot \sin \psi \\ y' &= -x \cdot \sin \psi + y \cdot \cos \psi \\ z' &= z \end{aligned}$$

A második forgatási szög: $\beta = S1$. Az X tengely körüli forgatás eredménye:

$$\begin{aligned} x'' &= x' \\ y'' &= y' \cdot \cos \beta + z' \cdot \sin \beta \\ z'' &= -y' \cdot \sin \beta + z' \cdot \cos \beta \end{aligned}$$

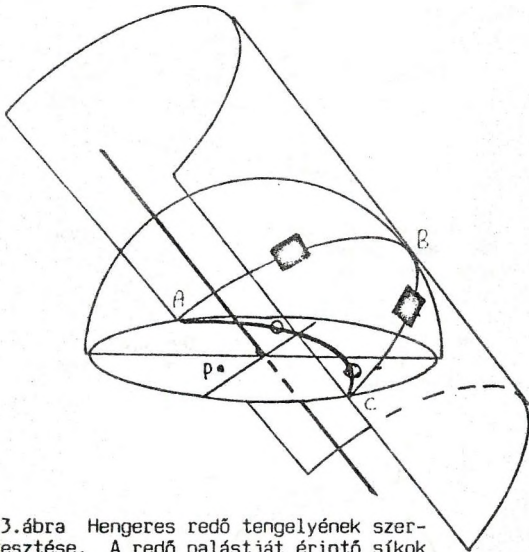
x'' , y'' és z'' -ből a visszaforgatás után megrajzolható a helyrebillentett sík köríve.

3.6. Hengeres redő tengelye

Hengeres redőnél legalább három, a paláston mért sík dőlésadatának ismeretében határozhatjuk meg a redőtengelyt.

A síkok az alapfelület és a redő metszeteként keletkezett főkörön helyezkednek el (13.ábra). A mért síkokat pő-

luspontjaikkal ábrázoljuk a képfelületen, majd körívet illesztünk rájuk. Mivel a főkörre merőleges a redőtengely, a kör póluspontja lesz a redő tengelyének képe.



13. ábra Hengeres redő tengelyének szerkesztése. A redő palástját érintő síkok illeszkednek arra a körre (ABC), amelynek normálvektora párhuzamos a redő tengelyével. A normálvektor vetületi képe P (Fig.13). Construction of the axis of cylindrical fold. The planes of the limbs of the fold are tangential of a cylinder, and they are situated at a circle ABC. Normal vector of ABC circle is parallel to fold axis, its projection is point P.

4. VETŐANALÍZIS

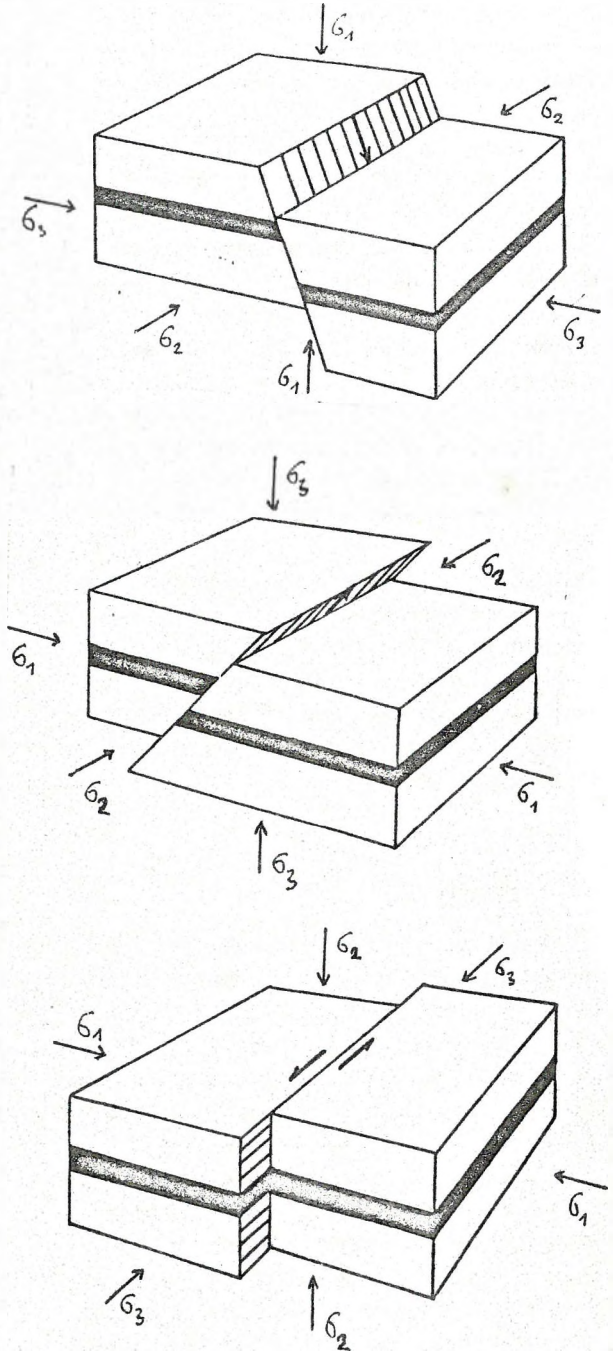
4.1. A vetőanalízis elve

Ezen elv segítségével vetőkarcokból paleofeszültségi irányokat határozhatunk meg, és lehetőség nyílik különböző korú mozgások szétválogatására is.

A módszer számítógépes megoldásában felhasználom az eddig leírt ábrázolásokat és néhány szerkesztést is.

Rugalmas, deformált kőzetekben három egymásra merőleges irányban csak nyomó - húzó - feszültségek hatnak, nyíró feszültségek nem. Ezeket az irányokat nevezzük főfeszültségeknek (Skrapits, 1989). Ez a három kitüntetett irány sem egyforma, megkülönböztetünk maximális (σ_1), közbülső (σ_2) és minimális (σ_3) főfeszültséget. Amikor elegendően nagy feszültség hatására a kőzettest eltörik

vagy már meglévő síkok mentén elmozog, a mozgás irányát a főfeszültségek térbeli helyzete szabja meg (14. ábra).



14. ábra Kapcsolat a három fő vetőtípus és a feszültségtér helyzete között. (σ_1 =max.; σ_2 =közbülső; σ_3 =min. főfeszültség)

a. normál vető (normal fault)
 b. feltolódás (reverse fault)
 c. oldalelmozdulás (strike-slip fault)
 Fig.14. Relationship between the three main types of faults and the principal stress axes.

Amennyiben például a maximális és a közbűlső főfeszültség a vízszintes síkban helyezkedik el, feltolódás jön létre.

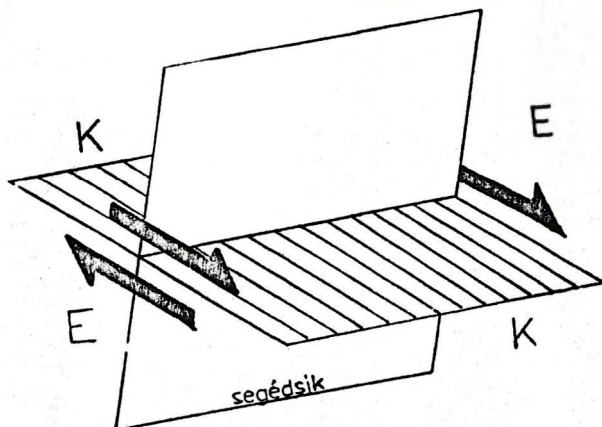
Mivel tehát a kőzettestek elmozdulása és a főfeszültségek helyzete között meghatározott összefüggés van, az elmozdulás ismeretében visszakövetkeztethetünk a főfeszültségek térbeli helyzetére. Terepen a vetőlapra történt mozgásokat vetőkarcként észleljük, és a karc irányán kívül az elmozdulás csapásmenti (balos vagy jobbos) és dőlésmenti (feltolódás vagy normálvető) komponensének jellegét is meg kell állapítanunk. Ezen adatok ismeretében (DS, DI, p , IR és az elmozdulás jellege) az elmozdulást létrehozó főfeszültségek irányait meghatározhatjuk. Ezt az elvet nevezzük vetőanalízisnek (Dövényi et al. 1988).

A módszer alkalmazásánál több feltételt figyelembe kell venni. Ismert, hogy nyomás hatására a kőzettestek két sík mentén törnek el (Mohr síkok). A terepen lehetőleg ilyen síkpárokat kell mérnünk. Szintén terepi feladat a különböző időben keletkezett törések szétválasztása, mert ezek más-más feszültségteret jelezhetnek.

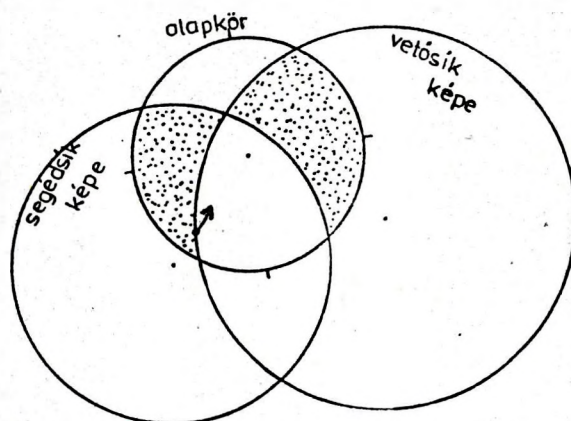
4.2. A grafikus módszer

A jellemző főfeszültségek kiszámolására többféle eljárás létezik. Ezek között a legegyszerűbb az ún. grafikus módszer (Angelier és Mechler, 1977), amelynek a lényege a következő: a törés síkját és a vetőkarcot ábrázoljuk, majd a karcra merőlegesen felvesszünk egy valóságban nem létező segédsíkot. A síkok között mindig két extenziós és két kompressziós jellegű térfelület lesz (15. ábra). Ha ezt a két síkot sztereogramon ábrázoljuk, a 16. ábrán látható módon jelennek meg a síkok és a térfelületek.

Egy vető alapján csak azt lehet megállapítani, hogy a maximális és minimális főfeszültségek melyik negyedbe esnek.

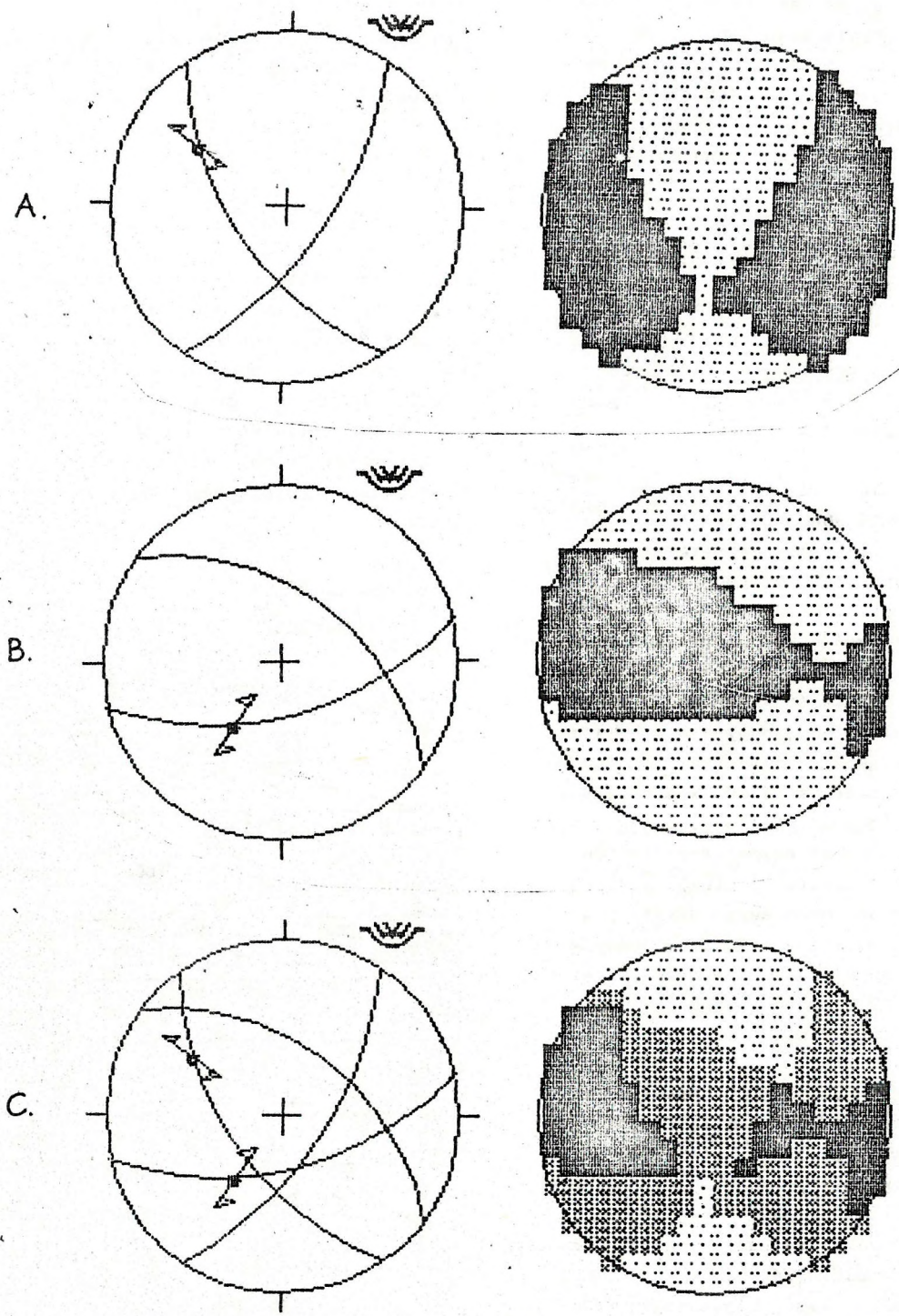


15. ábra A vető síkja és a vetőkarra merőleges segédsík által meghatározott kompressziós és extenziós térfelületek. Fig. 15. Compressional (K) and extensional (E) right dihedral bounded by the plane of the fault, and by the auxiliary plane which is perpendicular to the slickenslide.



16. ábra A 15. ábra vetületi képe. A pontozott részek kompressziósak, a fehérek extenziósak. Fig. 16. Projection of Fig. 15. Dotted areas are compressive.

Pontosabb képet nyerünk a főfeszültségek irányáról akkor, ha egy-egy vető által meghatározott kompressziós és extenziós negyedek összeadjuk (17. ábra). Továbbra is kompressziót jelentő értéket rendelünk azokhoz a helyekhez, amelyek mindegyik vetőnél kompressziós értéket mutatnak, és hasonlóan járunk el a minden vetőnél extenziót mutató pontoknál is. Azok a területek, melyek egyik vetőnél kompressziósak, másiknál extenziósak voltak, az összeadás után nyilván



17. ábra Két vetőkarc által meghatározott kompressziós és extenziós térszövedek (A,B) összeadása. Az összegnél (C) azok a részek lesznek csak feketék illetve fehérek, amelyek minden vetőnél csak kompressziósak vagy csak extenziósak voltak.

fekete: kompresszió

fehér: extenzió

szürke: egyik vetőnél kompresszió, a másikonál extenziós jellegű térrész

Fig.17. Projection of compressional and extensional right dihedral (A,B) and their "sum" (C). On C the black and white represent the areas which are compressive and extensional on both stereographic plots.

black: compressional area

white: extensional area

grey: extensiv on one stereographic plot and compressive on the other.

nem tartalmazhatják sem a maximális, sem a minimális főfeszültség tengelyét. Ha az összes vetőre elvégezzük az összeadást, a tengelyek egy kisebb tartományon belül keresendők, és irányuk viszonylag jó közelítéssel meghatározható.

4.3. A módszer számítógépes megoldása

Különösen előnyös a számítógépek alkalmazása ezen a területen, hiszen a rajzolás így gyorsabb és kényelmesebb mint manuálisan. A feladat gépi megoldása három lépésben történik:

4.3.1. A sík dőlésirányának és dőlésszögének értékéből a vető síkját ábrázoljuk (2.1.1.), és meghatározzuk a vetőkarc helyét is a köríven (2.2.2.).

4.3.2. A segédsík megszerkesztése a vetőkarcra merőlegesen.

Itt az előző pontnak azt a részeredményét használjuk fel, hogy a vetőkarc megjelenítése során kiszámoltuk a karc alapfelületi dőléspontjának koordinátáit. Ezekből az adatokból 1.1.2. alapján adódik az elmozdulás egyenesének dőlésszöge (DS) és dőlésiránya (DI). Mivel erre az egyenesre merőleges síkot akarunk szerkeszteni (7.ábra), a segédsík dőlésszöge = $90-DS$. Innen már a 2.1.1. pontban leírtak szerint a segédsík szerkeszthető.

4.3.3. Mindkét köríven kívül, illetve mindkét köríven belül található pontok azonos feszültségteret jeleznek. Ezzel ellentétes jellegű feszültség tartozik az olyan pontokhoz, amelyek csak az egyik köríven vannak kívül, a másikon pedig belül (16.ábra).

Ezek alapján kiszámoljuk egy pont távolságát a körök középpontjától, és összehasonlítva a sugarakkal eldönthető, hogy mely körön van kívül és melyiken belül. Miután így megállapítottuk egy pont helyét az alapkörben, az elmozdulás jellegétől függő értéket rendelünk hozzá.

Végül az egyes vetők által jelzett

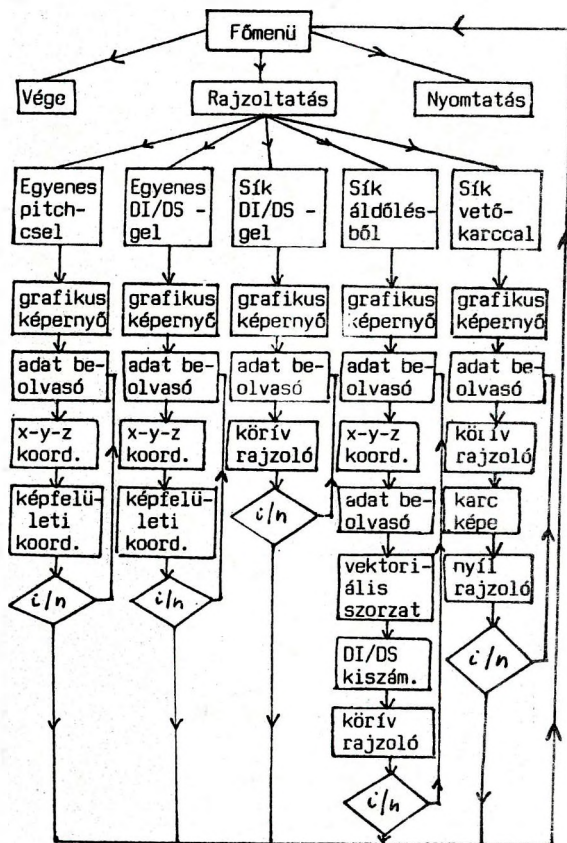
negyedeket a 17.ábrán látható módon összeadjuk, és a szórások miatt pontosabban lehatárolódnak a főfeszültségek irányai.

5. PROGRAMOK C-64 -RE

Az ismertetett számításokat felhasználva két programot készítettem C-64-re, de az eljárások más számítógépen is alkalmazhatók. Az egyszerű ábrázolásokon kívül érdemes a többi szerkesztést a felhasználó kívánsága szerint alakítani, hiszen a leírt lehetőségeken felül még számos más probléma megoldására használhatók.

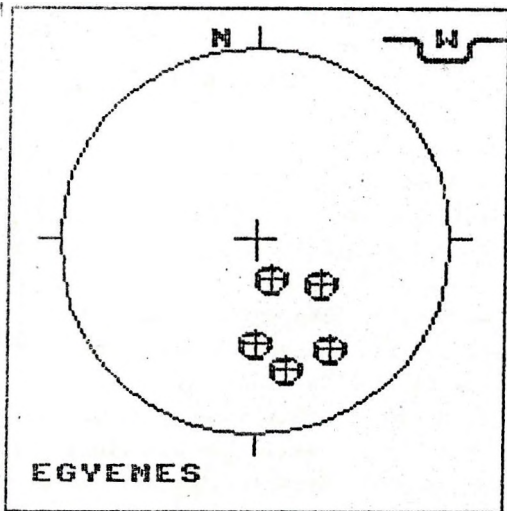
5.1 Sztereogram

Folyamatábra:

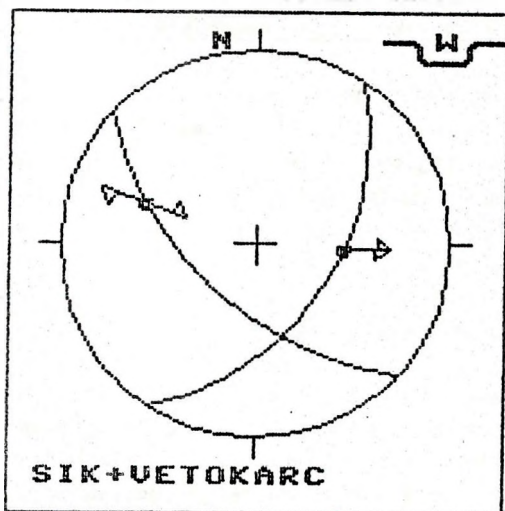


18.ábra A Sztereogram nevű program folyamatábrája.
Fig.18. Algorithms of program called Sztereogram.

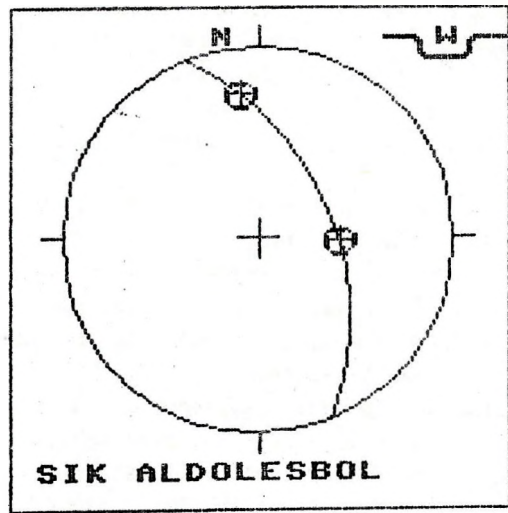
A program (18.ábra) a felhasználó választása - pontosabban a meglévő adatok - alapján ábrázolni tud egyenest (19.ábra) és síkot dőlésszög és dőlésirány alapján, valamint egyenest pitch-csel lemérve is. Lehetőség van sík és vetőkarc együttes ábrázolására is (20. ábra). Az egyszerű szerkesztések közül síkot tud szerkeszteni két áldőléséből (21.ábra), ugyanakkor megadja a sík dőlésirányát és dőlésszögét is.



19.ábra Egyenes ábrázolása a program segítségével.
Fig.19. Stereographic plot showing lineations drawing by the program.



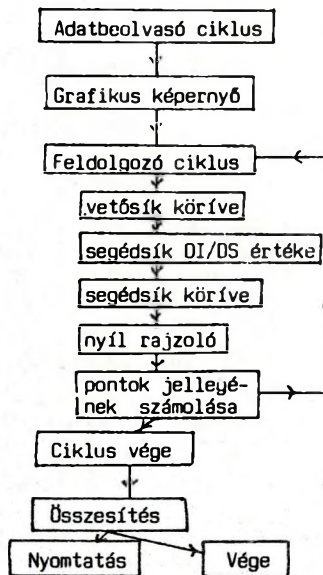
20.ábra Sík és a rajta mért vetőkarc ábrázolása a programmal.
Fig.20. Stereographic plot showing fault planes and slickenslides drawn by the program.



21.ábra Sík szerkesztése két áldőléséből.
Fig.21. Two lines of the plane can be used to construction of the plane itself.

5.2 Vetőanalízis

Folyamatábra:



22.ábra A Vetőanalízis nevű program folyamatábrája.
Fig.22. Algorithms of program called Vetőanalízis.

A 4.2 pontban található módszer számítógépi futtatását teszi lehetővé ez a program (22.ábra). A beírt adatokból

ábrázolja a vető síkját, a vetőkarcot és a segédsíkot, valamint kiszámolja az alapkör pontjaiban a feszültség jellegét. Az egyes vetőkre kapott rajzokat a gép összegzi, és önálló ábrában jeleníti meg.

A következő példa jól szemlélteti a program alkalmazási területét. A szlovákiai Jablonica-ból származó adatokat Fodor László bocsátotta a rendelkezésemre, és feldolgozásukat az előbb ismertetett programmal végeztem el.

Először a program segítségével megnéztem, hogy külön-külön az egyes adatok milyen jellegű feszültségteret jeleznek. A hasonló jellegű teret mutató rajzokat igyekeztem csoportokba sorolni, majd összeadtam az általuk jelzett feszültségtereket. (DI=vetősík dőlésiránya; DS=vetősík dőléssöge; p=egyenes pitch-e; IR= pitch iránya, jell=az elmozdulás jellege, F=feltolódás; N=normálvető)

	DI	DS	p	IR	jell
1. csop.	90	89	38	É	F
	270	55	18	D	F
	100	56	12	É	F
	70	50	12	É	F
	352	64	61	K	F
	8	46	76	K	F
	358	48	70	K	F
	247	60	24	D	F
	242	83	14	D	F
	212	70	25	D	F
	232	80	23	D	F
	314	72	5	D	N
	2. csop.	103	65	10	D
100		56	5	É	N
90		89	30	É	N
90		89	67	É	N
56		72	60	É	N
316		63	68	É	F
70		50	14	D	F

3. csop.	272	60	70	É	N
	272	60	84	D	N
	103	65	84	É	N
	100	56	75	É	N
	70	50	72	D	N
	70	50	40	D	N
	316	63	68	É	N
	278	44	56	É	N
	286	75	68	É	N
	260	65	52	É	N
	317	40	55	D	N
	330	47	53	DNY	N
	20	55	28	NY	N
	22	60	40	NY	N

Az adatsorból látható, hogy azonos dőlésszögű és dőlésirányú vetősíkok különböző csoportokba kerültek (pl. 70/50 vagy 100/56) a rajtuk talált eltérő irányú vetőkarcok alapján. Ez azt jelzi, hogy a területen több fázisban mozogtak illetve újultak fel a vetők.

Az adatok a fenti csoportosításban a 23. ábrán jelzett maximális és minimális főfeszültség-irányokat mutatják. A vetőrendszer többfázisú mozgása ezek alapján nyilvánvaló, hiszen az 1. és a 2. csoport feszültségtere nem létezhetett egyszerre. A fázisok időbeli sorrendjének megállapítása terepi feladat.

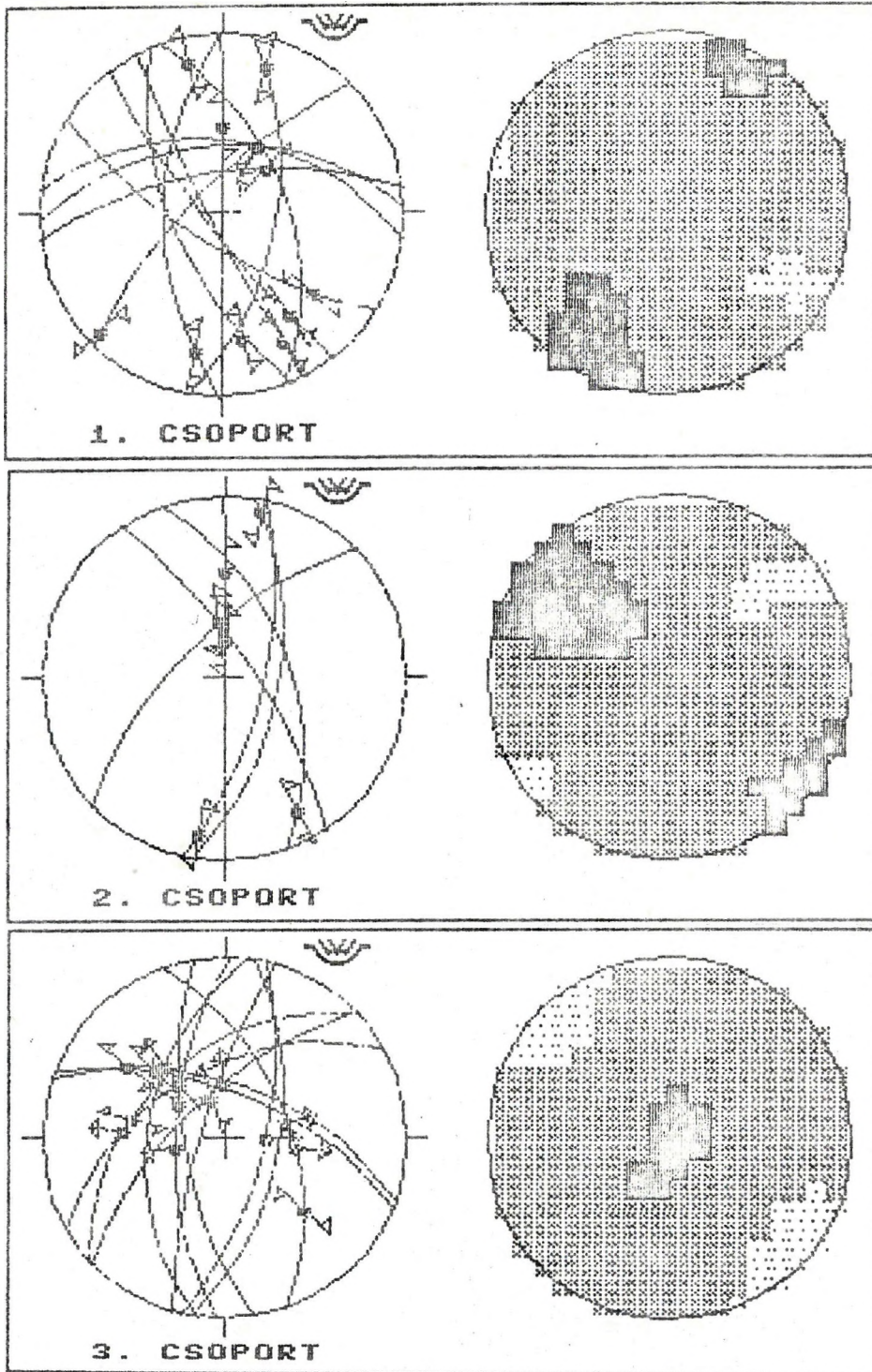
5.3 Néhány fontosabb programrészlet

Az eddig levezetett formulák gépi futtatásához több, nem matematikai tartalmú programrész is szükséges. Ilyen például az adatkezelés, a számítógép grafikus képernyőjének kezelése vagy a nyomtatási utasítások.

5.3.1 Adatkezelés

A legegyszerűbb adatkezelő alprogram csak a dőlésirányt és -szöget olvassa be, és csak a 0-90 illetve a 0-360 fok közti értéket fogad el, amelyeket a szögfüggvények használata miatt átvált radiánba.

Ha egyenest pitch-csel adunk meg, akkor a fenti két adaton kívül még a



23.ábra A jablonicai (Kis-Kárpátok) adatok által jelzett különböző jellegű feszültségterek, valamint az egyes csoportokba sorolt vetők sztereogramjai.

- 1.csoport ÉK-DNY irányú kompresszió
ÉNY-DK irányú extenzió
- 2.csoport ÉNY-DK irányú kompresszió
ÉK-DNY irányú extenzió
- 3.csoport függőleges irányú kompresszió
ÉNY-DK irányú extenzió

Fig.23. Plots of faults and slicken-slides measured at Jablonica (Male Karpaty Mts., Slovakia) and the approximate positions of axes (black) and (white). The faults were separated three phases.

- group 1.compression oriented to NE-SW
extension oriented to NW-SE
- group 2.compression oriented to NW-SE
extension oriented to NE-SW
- group 3.compression oriented to vertical
extension oriented to NW-SE

pitch szögét kell beolvasnunk a 0-90 tartományban, valamint kéri az egyenes dőlésirányát is. Az elfogadott gyakorlat szerint ezt nem az északkal bezárt szöggel, hanem az égtáj (É,ÉK,K,DK,D, DNY,NY,ÉNY) megjelölésével adjuk meg. A pitch és az irány egybevetésével lehet egyértelművé tenni az egyenes helyzetét a sík csapásához viszonyítva. Ezután a pitch értéke 0 - 180 fok közé esik.

Vetőanalízisnél a vető jellegére vonatkozó adatot is meg kell adnunk. Ha az elmozdulás normálvető, akkor N-et, ha feltolódás, akkor F-et vár a gép. Más betűt válaszként nem fogad el.



5.3.2 A C-64 grafikus rendszere

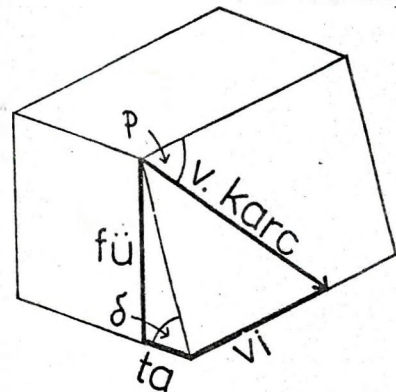
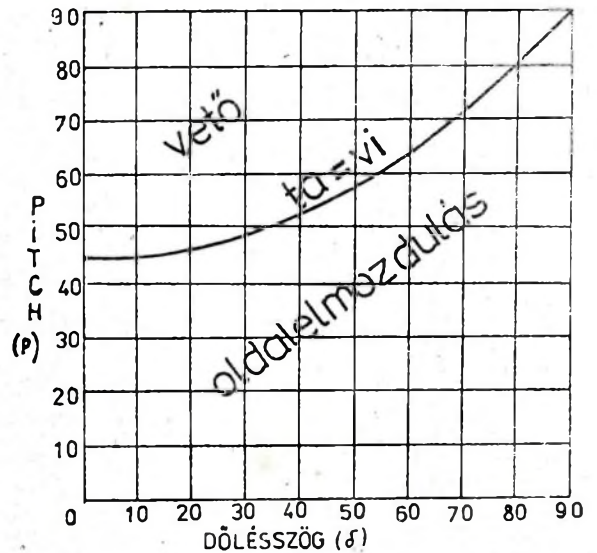
A programok futtatása előtt a GRAPHIC'S BASIC nevű segédprogramot kell a gépbe tölteni. Az így kapott grafikus rendszer gyors, lehetőség van lemezre kimásolni a képernyőt és a rajz nyomtatása is egyszerű. A képernyő 320x200-as felbontású.

A legnagyobb nehézséget az okozza, hogy a program koordináta-rendszere fordított járású a kompasz forgásához viszonyítva, és a kezdő értéke (nulla fok) a 90 foknál van. Tehát a dőlésirányt az x tengelytől számítja a gép, az óramutató járásával ellentétes irányban. Ahhoz, hogy a képernyőn a megfelelő állású és forgásirányú koordinátarendszert kapjunk, a $DI' = -(DI + 3 \cdot \pi / 2)$ kifejezést alkalmazzuk a programban.

A segédprogram lehetőséget ad az ún. sprite-ok használatára, amelyekkel tetszőleges alakzat jeleníthető meg a 320 x 200-as képernyőn 20x20-as nagyságban. Ezek segítségével ábrázolja a program vetőanalízisnél a kapott eredményeket. Az alakzatokat a tonus. spr nevű program tárolja, amely a főprogram futása közben töltődik be a gépbe. Sajnos erről a programról nem lehet programlistát adni, ellenben az EDIT utasítás begépelése után tetszés szerint szerkeszthetők (Erdős et al. 1986).

5.3.3. Vetőkarcok ábrázolása

A vetőkarcok szemléltetése nyilakkal történhet, amelyek irányát a vető jellege befolyásolja. Alsó félgömb vetület esetén feltolódásnál a nyíl a kör középpontja felé mutat, míg normálvetőnél kifelé. A nyilak típusát a pitch szöge és a dőlésszög együttesen határozza meg (24. ábra). Amennyiben a csapásmenti elmozdulás nagyobb a távulási komponensnél, akkor  fajtát, ellenkező esetben  típust rajzol a gép.



24. ábra A vetőkarc irányát meghatározó két szög (dőlésszög (δ) és pitch (p) és a vető jellege közti összefüggés. Fig.24. The function between the two angles (dip of angle (δ) and pitch of line (p) which determinates the type of the fault.

A legszebb rajz természetesen rajzó-
lógépen (plotteren) készülne. Sajnos
ilyen képek készítésére nem volt lehető-
ségem. A nyomtatókkal készült rajzon a
vonalak nem folytonosak, hanem - a tech-
nikai felépítés miatt - pontokból össze-
rakottak. Nehézséget okoz, hogy minden
nyomtató torzít. Ahhoz, hogy a kapott
rajz valóban kör legyen, az szükséges,
hogy az x koordinátákat egy nyújtási
faktorral (NY) beszorozzuk. Ezt az ér-
teket minden printerre külön ki kell
számolni. A képernyőn megjelenő rajz -
cserébe a kinyomtatott szabályos körért
- kissé torz lesz, ami azonban az
értelmezést nem zavarja.

ANGELIER, J. (1979) : Neotectonique de l'arc
égéen. Société géologique du Nord. publication
n.3., 20-40.

ANGELIER, J., MECHLER, P. (1977) : Sur une methode
graphique de recherche des contraintes principales
egalement utilisable en tectonique et en
seismologie: la methode de diedres droits. Bull.
Soc. Géol. France, 7, 1309-1318.

BRONSTEIN I.N., SZEMENGYAJEV K.A. (1982) :
Matematikai zsebkönyv. Műszaki Könyvkiadó, Buda-
pest

ERDÉLYI J. (1953) : Kristályszerkesztés és
kristályszerkesztés. Akadémiai Kiadó, Budapest

ERDŐS I., NÉMETH I., SCHMIDT E., SZÉKELY L. (1985)
: 1001 játék és a Graphic's Basic C-64 -re. LSI
Alkalmazástechnikai Tanácsadó Szolgálat, Budapest

DÖVÉNYI P., FODOR L., HORVÁTH F. (1988) :
Kőzetfeszültségi viszonyok meghatározási
lehetőségének vizsgálata mélyfúrásokban
lyukbőrségadatok alapján. Kutatási jelentés,
kézirat, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest

LISLIE, R.J. (1987) : Principal stress
orientations from faults: an additional
constraint. Annales tectonicae. vol.I.-n.2.
153-153

PIRKÓ J. (1988) : 3D Perspektívikus grafika. LSI
Alkalmazástechnikai Tanácsadó Szolgálat, Budapest

SKRAPITS I. (1989) : Mechanika. ELTE TTK egyetemi
jegyzet, Tankönyvkiadó

STEGENA L. (1988) : Vetülettan. Tankönyvkiadó,
Budapest

```

SZTEREOGRAM
10 rem
20 rem          főmenü
30 rem
40 reset
50 border black
60 background black:color white
70 text
80 r=75:ny=2.6/3.1
90 print"clr"
100 print"          STEREOGRAM          "
110 print"          v.l.                  "
120 print"          "                    "
130 print"          rajzoltatás : F3     "
140 print"          nyomtatás   : F5     "
150 print"          vége        : F7     "
160 print"          "                    "
170 print"          (c) Gerner Péter 1990. "
180 print"          "                    "
190 get a$:ifa$="" then 190
200 ifa$=chr$(134) then 240
210 ifa$=chr$(135) then 2070
220 ifa$=chr$(136) then print"clr":end
230 goto 190
240 rem
250 rem          rajzoló menü
260 rem
270 print"clr"
280 print"          Kilépés : 0"        "
290 print"          "                    "
300 print"          egyenes pitch-csel   : 1"
310 print"          egyenes DI /DS -gel  : 2"
320 print"          sík DI / DS -gel     : 3"
330 print"          sík áldölésekből szerk. : 4"
340 print"          sík vetőkarral együtt : 5"
350 print"          "                    "
360 get aa$:ifa$="" then 360
370 if aa$=chr$(48) then 70
380 if aa$=chr$(49) then 920
390 if aa$=chr$(50) then 800
400 if aa$=chr$(51) then 1030
410 if aa$=chr$(52) then 460
420 if aa$=chr$(53) then 1110
430 goto 360
440 rem
450 rem
460 rem
470 rem          A. sík áldölésből
480 rem
490 oo=l:clear:print"clr"
500 gosub 1730
510 gosub 1400: rem          pitch beolvasó
520 gosub 2000: rem          pitch-ből dx,dy,dz
530 a1=dx:a2=dy:a3=dz
540 wx=(-r·dx/(r+dz))·ny
550 wy=-r·dy/(r+dz)
560 line wx+5,wy to wx-5,wy
565 line wx,wy+5 to wx,wy-5:circlewx,wy xysize5,5
570 gosub 1400: rem          pitch beolvasó
580 gosub 2000: rem          p-ből dx,dy,dz
590 b1=dx:b2=dy:b3=dz
600 wx=(-r·dx/(r+dz))·ny
610 wy=-r·dy/(r+dz)
620 line wx+5,wy to wx-5,wy
625 line wx,wy+5 to wx,wy-5:circlewx,wy xysize5,5
630 dx=a2·b3-a3·b2 :rem a sík normálvektorának
640 dy=a3·b1-a1·b3 :rem          koordinátái
650 dz=a1·b2-a2·b1
660 a=sqr(dx·dx+dy·dy)
670 if dz<0 then dz=-dz:dy=-dy:dx=-dx
680 ds=atn(abs(dz)/a)
690 b=dy/a
700 di=-atn(b/sqr(1-b·b))+π/2
710 if dx<0 then di=2·π-di:rem a sík dőlésiránya
720 ds=π/2-ds :rem a sík dőlésszöge

```

```

730 print at 23,5:oo di·180/π," /",ds·180/π
740 di=(di+3·π/2)
750 gosub 2100 :rem a sík köríve
760 gosub 1900
770 goto 510
780 end
790 rem
800 rem          B. egyenes DI / DS -ből
810 rem
820 clear:print"clr":oo=l:gosub 1730
830 gosub 1300 :rem DI/DS beolvasó
840 dx=-r·cos(ds)·cos(di)
850 dy=-r·cos(ds)·sin(di)
860 dz=r·sin(ds)
870 wx=(-r·dx/(dz+r))·ny:rem a képfelületi koord.
880 wy=-r·dy/(dz+r)
890 line wx+5,wytowx-5,wy:line wx,wy+5towx,wy-5
895 circle wx,wy xysize 5,5
900 gosub 1900
910 goto 830
920 rem
930 rem          C. egyenes pitch-ből
940 rem
950 clear:print"clr":oo=l:gosub 1730
960 gosub 1400 :rem pitch beolvasó
970 gosub 2000 :rem pitch-ből dx,dy,dz
980 wx=(-r·dx/(r+dz))·ny
990 wy=-r·dy/(r+dz) :rem képfelületi koord.
1000 line wx+5,wytowx-5,wy:line wx,wy+5towx,wy-5
1005 circle wx,wy xysize 5,5
1010 gosub 1900
1020 goto 960
1030 rem
1040 rem          0. sík DI/DS-ből
1050 rem
1060 clear:print"clr":oo=l:gosub 1730
1070 gosub 1300 :rem DI/DS beolvasó
1080 gosub 2100 :rem körív rajzoló
1090 gosub 1900
1100 goto 1070
1110 rem
1120 rem          E. sík és vetőkarc
1130 rem
1140 clear:print"clr":oo=l:gosub 1730
1150 gosub 1400 :rem pitch beolvasó
1160 gosub 2100 :rem körív rajzoló
1170 gosub 2000
1180 wx=(-r·dx/(r+dz))·ny
1190 wy=-r·dy/(r+dz)
1200 gosub 2400 :rem nyíl rajzoló
1210 circle wx,wy xysize 2,2
1220 gosub 1900
1230 goto 1150
1240 rem
1250 rem          szubrutinok
1260 rem
1270 rem
1280 rem          DI/DS beolvasó szubrutin
1290 rem
1300 rem
1310 input"dőlésirány ";ca:di=ca
1320 if di>360 or di<0 then 1310
1330 input"dőlésszög ";da:ds=da
1340 if ds>90 or ds<0 then 1330
1350 di=di/180
1360 di=-((di+3·π)/2)
1370 ds=ds/180
1380 return
1390 rem
1400 rem          pitch beolvasó szubrutin
1410 rem
1420 input"dőlésirány ";ca:di=ca
1430 if di>360 or di<0 then 1420
1440 input"dőlésszög ";da:ds=da
1450 if ds>90 or ds<0 then 1440
1460 input"egyenes dőlésiránya";a

```



```

1470 if a$=chr$(69) then ir=0:gotol580
1480 if a$=chr$(69)+chr$(75) then ir=π/4:gotol580
1490 if a$=chr$(75) then ir=2·π/4:gotol580
1500 if a$=chr$(68)+chr$(75) then ir=3·π/4
1505 goto 1580
1510 if a$=chr$(68) then ir=π:gotol580
1520 if a$=chr$(68)+chr$(78)+chr$(89) then ir=5·π/4
1525 goto 1580
1530 if a$=chr$(78)+chr$(89) then ir=6·π/4
1535 goto 1580
1540 if a$=chr$(69)+chr$(78)+chr$(89) then ir=7·π/4
1545 goto 1580
1550 print"a lehetséges irányok:"
1560 print"É,D,K,NY,ÉK,DK,DNY,ÉNY"
1570 geta$:ifa="" then 1570 else 1460
1580 input"egyenes dőlésszöge";ps
1590 if ps>90 or ps<0 then 1580
1600 di=di·π/180 :rem átváltás radiánba
1610 ps=ps·π/180
1620 ds=ds·π/180
1630 cc=di+π
1640 if cc>2·π then cc=cc-2·π
1650 if cc<0 then cc=2·π+cc
1660 if di<0 then if ir<di and ir>cc then ps=π-ps:o=1
1670 if di>cc then if ir>di and ir<cc then ps=ps:o=-1
1680 if di<cc then if ir<di and ir>cc then ps=ps:o=-1
1690 if di>cc then if ir>cc and ir<di then ps=π-ps:o=1
1700 di=(di+3·π/2)
1710 return
1720 end
1730 rem
1740 rem grafikus képernyő
1750 rem
1760 hires
1780 gprint at 16,2" W ""
1790 gprint at 16,3" ""
1800 gprint at 9,2"N"
1810 text from 22
1820 setorigin 80,110
1830 circle 0,0 xsize r ny,r
1840 line 0,-11/10·r to 0,-r :line 0,r to 0,11/10·r
1845 line 0,-r/10 to 0,r/10
1850 line -11/10·r·ny,0 to -r·ny,0
1855 line r·ny,0 to 11/10·r·ny,0
1860 line -r·ny/10,0 to r·ny/10,0
1870 return
1880 end
1890 rem
1900 rem szöveg
1910 rem
1920 print" újabb rajz = space"
1930 print" kilépés = 0 ""
1940 geta$:if a$="" then 1940
1950 if a$=chr$(32) then oo=oo+1:return
1960 if a$=chr$(48) then 70
1970 goto 1940
1980 end
2000 rem pitch-ből x-y-z koord.
2010 rem
2020 my=-r·sin(ps)·cos(ds)
2030 mx=-r·cos(ps)
2040 ca=ca·π/180
2050 dx=mx·cos(ca)+my·sin(ca): rem a koordináták
2060 dy=-mx·sin(ca)+my·cos(ca):rem deréksz. koord
2070 dz=r·sin(ps)·sin(ds)
2080 return
2090 end
2100 rem
2110 rem körív rajzoló
2130 wo=r·tan((π/2-ds)/2)
2140 if ds=π/2 then 2240
2150 es=(wo·wo+r·r)/2/wo :rem a körív sugara
2160 ex=(es-wo)·cos(di+π):rem a középpont koord.
2170 ey=(es-wo)·sin(di+π)
2180 fl=di+π/2

```

```

2190 f2=di+3·π/2
2200 lx=r·cos(f1) :rem a metszéspontok
2210 ly=r·sin(f1)
2220 kx=r·cos(f2)
2230 ky=r·sin(f2)
2240 if ds=π/2 then linelx·ny,ly tokx·ny,ky:return
2250 le=(ly-ey)/(lx-ex)
2260 ke=(ky-ey)/(kx-ex)
2270 a=(le-ke)/(1+le·ke)
2280 fi=atn(a) :rem a két egyenes szöge
2290 if ds<π/4 then fi=π+fi
2300 x2=kx:y2=ky:a=-abs(fi/10)
2310 fore=1 to i0 :rem a forgatás
2320 x1=cos(a)·(x2-ex)+sin(a)·(y2-ey)+ex
2330 y1=cos(a)·(y2-ey)-sin(a)·(x2-ex)+ey
2340 line x2·ry,y2 to x1·ny,y1
2350 x2=x1:y2=y1
2360 next e
2370 return
2380 end
2400 rem nyíl rajzoló
2420 print"normálvető = N feltolódás = F"
2430 get n$:if n$="" then 2430
2440 if n$="N" then a=1:goto 2470
2450 if n$="F" then a=-1:goto 2470
2460 goto 2430
2470 wo=sqr(wx·wx+wy·wy)
2480 vi=abs(mx):fu=abs(dz)
2490 n=(wo-wx)·(wo-wx)+wy·wy
2500 fc=(2·wo·wo-n)/(2·wo·wo)
2510 s=atn(fc/sqr(1-fc·fc))+π/2
2520 if wy<0 then s=2·π-s
2530 if vi<fu then 2660:rem az elmozdulások aránya
2540 xa=(wo+a·15)·cos(s)
2550 ya=(wo+a·15)·sin(s): rem a nyílak végpontja
2560 line xa,ya to wx,wy
2570 ww=(wo+a·10)·cos(s)
2580 qq=(wo+a·10)·sin(s)
2590 vl=ww+4·cos(s+π/2)
2600 v2=qq+4·sin(s+π/2)
2610 v3=ww-4·cos(s+π/2)
2620 v4=qq-4·sin(s+π/2)
2630 line vl,v2 to xa,ya to v3,v4
2640 line vl,v2 to v3,v4
2650 return
2660 rem oldalelmozdulás
2670 xa=(wo+15)·cos(s)
2680 ya=(wo+15)·sin(s) :rem a nyíl végpontjai
2690 xb=(wo-15)·cos(s)
2700 yb=(wo-15)·sin(s)
2710 line xa,ya to xb,yb
2720 yq=(wo+10)·sin(s)
2730 xq=(wo+10)·cos(s)
2740 xw=(wo-10)·cos(s)
2750 yw=(wo-10)·sin(s)
2760 n=o·a
2780 xi=n·(yb-yw)+xw
2790 yi=-n·(xb-xw)+yw
2800 line xi,yi to xw,yw
2810 line xi,yi to xb,yb
2820 xj=n·(ya-yq)+xq
2830 yj=-n·(xa-xq)+yq
2840 line xj,yj to xq,yq
2850 line xj,yj to xa,ya
2860 return
2870 rem
2880 rem nyomtatás
2890 rem
2900 print"clr"
2910 input" mi az ábra jele (max 18 betű)";ft$
2920 hires
2930 gprint at 2,23;ft$
2940 box -80,-105 xsize 160,1400
2950 cody hires to printer
2960 goto 70

```

VETŐANALÍZIS

```

10 rem
20 rem      adatok beolvasása
30 rem
40 print"clr"      :rem képernyő törlés
50 dim v$(30)
60 dim di(30)      :rem memória fogla-
70 dim ds(30)      :rem lása az adatok
80 dim ps(30)      :rem tárolásához
90 dim o(30)
100 dime(20,20)
110 input"hány adat van";ad
120 for i=1 to ad      :rem adatbeolvasó
130 print i;". adatsor"      :rem ciklus
140 input"sík dőlésiránya";di(i)
150 if di(i)>360 or di(i)<0 then 140
160 input"sík dőlésszöge";ds(i)
170 if ds(i)>90 or ds(i)<0 then 160
180 input"egyenes dőlésiránya";a$
190 if a$=chr$(69) then ir=0:goto300
200 if a$=chr$(69)+chr$(75) then ir=π/4:goto300
210 if a$=chr$(75) then ir=2·π/4:goto300
220 if a$=chr$(68)+chr$(75) then ir=3·π/4:goto300
230 if a$=chr$(68) then ir=π:goto300
240 if a$=chr$(68)+chr$(78)+chr$(89) then ir=5·π/4
245 goto300
250 if a$=chr$(78)+chr$(89) then ir=6·π/4:goto300
260 if a$=chr$(69)+chr$(78)+chr$(89) then ir=7·π/4
265 goto300
270 print"a lehetséges irányok : "
280 print"É,K,D,NY,ÉK,DK,ÉNY,DK":rem pitch iránya
290 geta$:ifa$=""then290:else 180
300 input"az egyenes dőlésszöge";ps(i)
310 if ps(i)>90 or ps(i)<0 then 300
320 print"az elmozdulás jellege"
330 input"normálvető (N) feltölődés (F)";v$(i)
335 a =v$(i)
340 if a$="F" or a$="N" then350:else330
350 ds(i)=ds(i)·π/180
360 di=di(i)·π/180      :rem átváltás radiánba
370 p=ps(i)·π/180
380 cc=di+π      :rem az egyenes szögének
390 if cc>2·π then cc=cc-2·π :rem értéke
400 if cc<0 then cc=2·π+cc
410 if di>cc then ifir<di and ir<cc then ps(i)=π-p:o=1
420 if di>cc then if ir>di or ir<cc then ps(i)=p:o=-1
430 if di<cc then if ir>di and ir<cc then ps(i)=p:o=-1
440 if di<cc then if ir<di or ir>cc then ps(i)=π-p:o=1
450 di(i)=-di+3·π/2:rem DI átváltása
460 next i      :rem az adatbeolvasó ciklus vége
480 rem
490 rem      grafikus képernyő beállítás
500 rem
520 sprite load "tonus.spr":rem sprite betöltése
530 reset
540 hires
550 border black;background black;color white
560 r=75:ny=2.6/3.1:rem a torzítás aránya :ny=y/x
570 sprite8 shape 18
580 sprite 8 at 105,196 on
590 copy sprite8 to hires
600 text from 22
610 setorigin 78,110
620 circle 0,0 xysize r ny,r
630 line 0,-11/10·r to 0,-r:line 0,r to 0,11/10·r
635 line 0,-r/10 to 0,r/10
640 line -11/10·r·ny,0 to -r·ny,0
645 line r·ny,0 to 11/10·r·ny,0
650 line -r·ny/10,0 to r·ny/10,0
670 rem
680 rem      körívek megrajzolása
690 rem
710 for qw=1 to ad
720 di=di(qw)

```

```

730 ds=ds(qw)
740 p=ps(qw)
750 gosub 1500      :rem a vető síkjának ábrázolása
760 il=ex:j1=ey:r1=es :rem l.középpontja és sugara
770 mx=-r·cos(p)
780 my=-r·sin(p)·cos(ds)
790 di=-(di+3·π/2)
800 dx=mx·cos(di)+my·sin(di)      :rem a vetőkarc
810 dy=-mx·sin(di)+my·cos(di)      :rem koordinátái
820 dz=r·sin(p)·sin(ds)      :rem 3 dim.-ban
830 wx=-r·dx/(r+dz)
840 wy=-r·dy/(r+dz)      :rem a képfelületen
850 circle wx·ny,wy xysize 2,2
860 wo=sqr(wx·wx+wy·wy)
870 a=sqr(dx·dx+dy·dy)
880 ds=π/2-atn(dz/a)      :rem a vetőkarc dőlésszöge
890 b=dy/a      :rem és dőlésiránya
900 di=-atn(b/sqr(1-b·b))+π/2
905 if dx<0 then di=2·π-di:di=-(di+3·π/2)
910 fu=abs(my):rem függőleges elmozdulás
920 vi=abs(mx):rem csapásmenti elmozdulás
930 if v$(qw)="f" then v=-1
940 if v$(qw)="n" then v=1
950 o=v·o(qw):rem az oldalirányú elmozdulás jell.
960 if vi>fu then gosub 1810:rem oldalelmozdulás
970 if vi<fu then gosub 2040 :rem vető
980 gosub 1500:rem a segédsík ábrázolása
990 i2=ex:j2=ey:r2=es:tt=ti:rem a kör adatai
1000 rem
1020 rem      pontok jellegének kiszámolása
1030 rem
1050 for x=-68 to 68 step 8
1060 for y=-68 to 68 step 8
1070 ta=sqr(x·x+y·y)
1080 if ta>r then1170:rem alapkörön kívüli pontok
1090 t1=sqr((x-i1)·(x-i1)+(y-j1)·(y-j1))
1100 if t1>r1 then al=-1:else al=1
1105 rem az A körön kívüliek
1110 t2=sqr((x-i2)·(x-i2)+(y-j2)·(y-j2))
1120 if t2>r2 then a2=-1:else a2=1
1125 rem az S körön kívüliek
1130 aa=al·a2
1135 rem azonos jellegű negyedekben aa egyforma
1140 cx=(x-4)/8+10
1150 cy=(y-4)/8+10
1160 if aa=v then e(cx,cy)=e(cx,cy)+1
1170 nexty:nextx      :rem egy sík kész
1180 next qw
1200 rem
1210 rem      a számolás összesítése
1220 rem
1240 c=0
1250 for x=-68 to 68 step 8
1260 for y=-68 to 68 step 8
1270 ta=sqr(x·x+y·y)
1280 if ta r then 1380
1290 cx=(x-4)/8+10
1300 cy=(y-4)/8+10
1310 m=e(cx,cy):sp=13      :rem atlagérték
1320 if c=1 then sp=1+int(m/ad·10)
1330 if m=0 then sp=12-c·11      :rem minimum
1340 if m=ad then sp=14-c·3      :rem maximum
1350 spritel shape sp:spritel under background
1360 spritel on at x·ny+150,y+2:rem értékeknek
1370 copy spritel to hires :rem megfelelő tónus
1380 nexty:nextx
1390 copy spritel to hires
1400 sprite off:circle 154,0 xysize r ny,r
1410 print"shift crsr le"
1420 print"nyomtatás : p"
1430 print"vége : v"
1440 print"számmal : s"
1450 get a$:if a$=""then 1450
1460 if a$="p" then copy hires to printer:gotoi410
1470 if a$="s" then clear:c=1:ny=1:goto1250

```



```

1480 if a$="v" then reset:end
1490 goto 1450
1500 rem
1520 rem                körív rajzolás
1530 rem
1550 wo=r*tan((π/2-ds)/2)
1560 if ds=π/2 then 1600
1570 es=(wo-wo+r*r)/2/wo      :rem kör sugara
1580 ex=(es-wo)*cos(di+π) :rem kör koordinátái
1590 ey=(es-wo)*sin(di+π)
1600 f1=di+π/2                :rem metszéspontok
1610 f2=di+3*π/2:rem
1620 lx=r*cos(f1)
1630 ly=r*sin(f1)
1640 kx=r*cos(f2)
1650 ky=r*sin(f2)
1660 ifds=π/2 then linelx ny,lytokx ny,ky:return
1670 ke=(ky-ey)/(kx-ex):rem metszéspontokon és a
1680 le=(ly-ey)/(lx-ex):rem kör középpontján átme-
1690 a=(le-ke)/(1+ke le):rem nő egyenesek mere-
1700 fi=atn(a)                  :rem dekaéje
1710 if ds<π/4 thenfi=π+fi:rem két egyenes szöge
1720 a=-abs(fi/10)
1730 x2=kx:y2=ky              :rem az egyik metszéspont
1740 for e=1 to 10 :rem elforgatása 10 lépéssel
1750 x1=cos(a)*(x2-ex)+sin(a)*(y2-ey)+ex
1760 y1=cos(a)*(y2-ey)-sin(a)*(x2-ex)+ey .
1770 line x2.ny,y2 to x1.ny,y1
1780 x2=x1:y2=y1
1790 next e
1800 return
1810 rem
1830 rem oldalelmozdulást jelző nyíl rajzolása
1840 rem
1860 lx=(wo-15)*cos(df)*ny :rem nyíl végpontja
1870 ly=(wo-15)*sin(df)
1880 kx=(wo+15)*cos(df)*ny
1890 ky=(wo+15)*sin(df)
1900 line lx,ly to kx,ky
1910 qx=(wo-10)*cos(df)*ny
1920 qy=(wo-10)*sin(df)
1930 wx=(wo+10)*cos(df)*ny
1940 wy=(wo+10)*sin(df)
1950 ax=qx+o*(ly-qy)          :rem a nyíl hegye
1960 ay=qy-o*(lx-qx)
1970 line ax,ay to qx,qy:rem oldalelmozdulás
1980 line ax,ay to lx,ly
1990 bx=wx+o*(ky-wy)
2000 by=wy-o*(kx-wx)
2010 line bx,by to wx,wy
2020 line bx,by to kx,ky
2030 return
2040 rem
2060 rem                vetőt jelző nyíl rajzolása
2070 rem
2090 lx=(wo+v*14)*cos(df) :rem nyíl végpontja
2100 ly=(wo+v*14)*sin(df)
2110 line lx.ny,ly to wx.ny,wy
2120 qx=(wo+v*10)*cos(df)
2130 qy=(wo+v*10)*sin(df)
2140 ax=qx+v*(ly-qy)
2150 ay=qy-v*(lx-qx)
2160 line ax.ny,ay to lx.ny,ly
2170 bx=qx-v*(ly-qy)
2180 by=qy+v*(lx-qx)
2190 line bx.ny,by to lx.ny,ly
2200 line ax.ny,ay to bx.ny,by
2210 return

```

ALP-KÁRPÁTI MEZOZOÓS PALEOBIOGEOGRÁFIA

**A "Magyarország nagyszerkezeti egységeinek ősföldrajzi kapcsolatai
mezozoós faunák paleobiogeográfiai elemzése alapján"
c. OTKA kutatási program keretében készült tanulmányok**

Témavezető: VÖRÖS ATTILA

MEZOZOÓS TENGERI GERINCTELENEK PALEOBIOGEOGRÁFIÁJA: MÓDSZERTANI ALAPELVEK

Palaeobiogeography of Mesozoic marine invertebrates:
principles of methods

GÉCZY BARNABÁS

ÖSSZEFOGLALÁS

A mezozoikum geográfiája messzemenően eltért a jelenétől. Ennek ellenére a paleogeográfiai egységek kijelölhetők, ha figyelembe vesszük a tengeri gerinctelenek kiemelt taxonjainak tartós jelenlétét, evolúciós változásait és elkülönítjük az ökológiai tényezőket a történeti geográfiai tényezőktől. A Tethys egykori paleogeográfiai kereteit az utólagos lemeztektonikai mozgások jelentős mértékben módosították.

ABSTRACT

The geography of the Mesozoic substantially differs from that of the Recent. However, palaeogeographic units can be outlined, considering the permanent presence of selected marine invertebrate taxa and their evolutionary changes, while distinguishing between ecological and historical geographical factors. The ancient palaeogeographic framework of Tethys has been significantly modified by subsequent plate tectonic movements.

KLASSZIKUS ÉS MODERN BIOGEOGRÁFIA

Ahhoz, hogy a tengeri gerinctelenek segítségével a mezozoikum biogeográfiáját megközelíthessük, mindenekelőtt figyelembe kell venni azt a különbséget, amely a DARWIN-ig visszanyúló klasszikus biogeográfiát a modern "dinamikus" biogeográfiától elválasztotta. A klasszikus biogeográfia fixista földtani alapokra épült. Elismerte a lassú földtani változásokat, különösen a klímaváltozást, de a kontinensek és az óceánok elrendeződését állandónak tekintette. Ennek megfelelően a biogeográfiai változásokat elsősorban biológiai tényezőkre vezette vissza.

DARLINGTON - aki a klasszikus biogeográfia egyik legrepresentatívabb képviselője - adott taxon és adott terület viszonyát a következő lehetőségekben foglalta össze:

- a taxon megőrzi eredeti areaját
- a taxon elhagyja areaját és periodikusan oda visszatér /migrál/
- a taxon végleg elhagyja eredeti areaját /emigrál/
- a taxon bevándorol az adott területre /immigrál/
- a taxon áthalad az adott területen /nomád/
- a taxon kibővíti elterjedési területét /expanszió/
- a taxon beszűkíti korábban lakott területét /kontrakció/
- a taxon az adott területen evolúciós változáson megy át

- a taxon az adott területen kihal

A felsorolt lehetőségek közül kimaradt az adott terület mélyreható változása!

A hetvenes évek elején a lemeztektonika térhódítása megváltoztatta a klasszikus biogeográfiai szemléletet. A földtani tényezők jelentősége megnövekedett és az evolúciós biogeográfia mellett nagyobb szerephez jutott a filogenetikus, illetve a vikarians biogeográfia.

Az evolúciós biogeográfia a fejlődést lassú, graduális szétterjedéssel hozta kapcsolatba /"diszperziós iskola"/, amely evolúciós centrumból indul ki. Az evolúciós centrum kétféle módon értelmezhető:

- a hagyományos felfogás szerint /DARWIN, DARLINGTON/ a centrum = species-gyár, ahonnan az új fajok minden irányban szóródhatnak szét. Ennek megfelelően:

- a centrumban a legmagasabb a taxon diverzitása, tehát itt a legnagyobb a genus fajszáma
- a centrumban élnek a legfejlettebb formák, míg a centrumtól távolodva a fiatalabb, fejletlenebb csoportok találhatóak
- a legősibb formák előkerülése a centrum közeléből várható. Innét kiindulva az egyre fiatalabb fosszilis formák a centrumtól való eltávolodást jelzik /SIMPSON/

- a filogenetikus iskola /HENNIG, BRUNDIN/ az evolúciós centrumnak új értelmezést ad. E szerint a centrumban keletkezett species párok /"sisterpair"/ közül az ősi, primitív /plesiomorph/ bélyegekkel ellátott csoport a centrumban marad, míg a fiatal, fejlett /apomorph/ bélyegekkel ellátott csoport a peremi területeken helyezkedik el /"progresszió szabály"/. Az egymás mellett elhelyezkedő rokon csoportoknak önálló biogeográfiai történetük van.

A diszperziós iskolával ellentétben a vikarians biogeográfia az evolúciós centrumot illuzórikus fogalomnak tartja. A fajképződés legfontosabb tényezőjének a földrajzi elkülönülést /"allopatrikus speciáció"/ tekinti. Az eredeti területen végbemenő /"sympatrikus"/ fajképződés jelentéktelen. Ez a biogeográfia nem az area fokozatos kiterjedésével foglalkozik, hanem az eredeti area feldarabolásával, amely a vikarians csoportok kialakulásához vezet /CROIZAT, ROSEN, PLATNICK/.

A mai élővilág elterjedése mindhárom iskolának nyújt példát. A vikarians biogeográfia térhódítása egyrészt annak köszönhető, hogy jól kapcsolható a kladisztikus /filogenetikus/ rendszertani iskolához, másrészt jobban összhangba hozható a földtani-lemeztektonikai eredményekkel. A diszperzió tényét azonban a vikarians biogeográfia sem tagadhatja.

A BIOGEOGRÁFIA EGYSÉGEI

Az általános felfogás szerint a biogeográfiai egységeket elsősorban meghatározott biológiai tartalom, tehát meghatározott taxon jellemez, nem pedig a pillanatnyi fizikogeográfiai határ. A flórák és a faunák taxonomiai összetétele adott területen jellemző, és eltér a szomszédos területekétől. A legfontosabb egységek hierarchikus rendje a nagyobb területtől a szűkebb felé haladva a következő:

- regnum /birodalom/
- regio /flóra- illetve faunaterület/
- provincia /tartomány/

Az egységek minőségi bélyegekkel is jellemezhetők. Minél magasabb kategóriaszintre tartoznak az adott terület endemikus taxonjai, annál valószínűbb, hogy hosszabb időn át lakták az adott területet, tehát a biogeográfiai egység annál korábban alakult ki /EKMAN/. A mai kontinensek regnumjai és régiói legjobban a szárazföldi emlős családok alapján jellemezhetők. Eltekintve néhány kozmopolita családtól /pl. denevérek, rágcsálók, ragadozók stb./, minden nagyobb biogeográfiai egységnek megvan a maga emlős-családja. Hosszabb távon az emlősrendek is felhasználhatók a kontinensek élővilágának jellemzésére. Mennyiségi szempontból a kisebb egységek jellemzésére az endemikus genusok százalékos aránya adhat felvilágosítást. Mivel ez utóbbi módszer a fosszilis tengeri Invertebraták esetében eredményesnek tűnik, indokolt a kérdést a későbbi fejezetben tárgyalni.

A TENGER BIOGEOGRÁFIÁJA

Az óceánok biogeográfiai szempontból lényegesen eltérnek a szárazföldről:

A tenger:

- háromdimenziós
- kontinuum
- fluidum állandó sótartalommal és alacsony fajhővel
- állandóan mozgásban van
- vegetációja apró szervezetekből áll
- a primer produktörök /fitoplankton/ méretük miatt sem alkothatnak több szintű, összetett struktúrát
- a növényekkel ellentétben az állatvilág trophikus szintjei gazdagabbak
- az állatvilág magasabb kategóriájú taxonszáma nagyobb, mint a szárazföldön
- az állatvilágban a lárvaállapot /különösen a planktotroph lárva/ speciális elterjedésre nyújthat lehetőséget
- a partvonaltól távolodva az áthatolhatatlan és mozdulatlan barrier hiányában széles biogeográfiai határok elmozdognak
- a kozmopoliták száma viszonylag magasabb, mint a szárazföldeken

Mind ezek figyelembevételével érthető, hogy a tenger biogeográfiai tagolása összetettebb feladat, mint a szárazföldeké.

Az ökológiai alapokon álló biogeográfiai/pl. COX/ a tengerben mindössze három biómát, azaz nagy flóra- és faunaegyüttest ismert el:

- óceáni bioma, ahol a partvonal közvetlen hatása nem érvényesül, és amely tovább bontható planktoni, nektoni és benthosz szubbiomákra
- sziklás partok biomája
- iszapos vagy homokos partok biomája

Klimatikus szempontból az óceáni bioma három pelagikus régióra:

- equatorialis
- arktikus
- antarktikus

valamint öt abisszikus régióra osztható:

- pacifikus
- atlanti
- indiai óceáni
- arktikus /borealis/
- antarktikus /antiborealis/

A self régió számos provinciúra osztható, kontinensenként is eltérő egységekkel. A self provinciák elkülönülésében a klimatikus tényezők döntő szerepet játszanak. A tengeri gerinctelenek poikilothermek, meghatározott fokú hőmérsékleti toleranciával. Ezek alól bizonyos kivételt jelenthetnek a fajon belül lévő kisebb egységek /rassz, kline/.

VALENTINE szerint a jelenben a sekélytengeri provinciákat a legpontosabban faj szintű különbségek figyelembevételével lehet rögzíteni, bár a biogeográfiai egységek jellemzésére a családok is felhasználhatók. A szárazföldek esetében - mint láttuk - a különbségek magasabb kategória szinten jelentkeznek.

A mai selfek két alaptípusba tartoznak:

- lineáris, lényegében "egydimenziós" selfek, amelyek a kontinenseket É-D irányban szegélyezik, mindössze 50-60 km szélességgel, de több száz, esetleg több ezer km hosszúsággal. Ezen a sávon a provinciák kiterjedtek és határaikat általában klimatikus barrierék alkotják
- "kétdimenziós", diszkontinuous areákkal jellemzett self területek számos elszórt szigettel és keskeny kontinentális szegéllyel, amelyek között kis óceáni medencék húzódnak, nagyobb vízmélységgel. Ezt a típust a magasfokú endemizmus jellemzi, amelynek a fizikogeográfiai barrieréken kívül történeti okai is lehetnek. Jelenleg ebbe a típusba tartozik az Indopacifikum

A mezozoikumban a két, egymástól szélsőségesen eltérő self típus mellett még egy köztes típus is jellemző volt, széles területeket borító sekélytengerekkel és tengeralatti hátságokkal tagolt óceáni medencékkel.

A mai biogeográfiai térképek számolnak azzal, hogy a fizikai barrierek egy része rövid távon is fluktuál. A kivételes, szélső előfordulásokat a biogeográfiai térképek általában nem tüntetik fel, hanem a faj leírásakor jelzik az ilyen előfordulások helyét és időpontját. Az ősföldrajzi térképeknél fokozott mértékben számolni kell a térkép pontatlanságával. Targyszerűbb az előfordulási helyeket térképre vinni, ahelyett, hogy az area körvonalát is vázolnánk. A határok már csak azért is pontatlanok, mivel az ősföldrajzi térkép meghatározott, többségében évmilliókat magában foglaló időintervallum eseményeit ábrázolja, nem pedig egyetlen pillanatnyi helyzetet tükröz. Mivel sem a paleontológia, sem a geológia a múlt egyidejű időszakaival nem rendelkezik, a térképen ábrázolt elterjedés valóságtartalma viszonylagos. SIMPSON az állatvilág alapján készült ősföldrajzi térképek legtöbbjét papírporcsékolásnak tekintette! Ez az állítás felülvizsgálatra szorul. A paleobiogeográfia és a paleomágnese vizsgálatok együttesen nagyon értékes segítséget nyújtanak a kisebb fragmentált lemeztektónikai egységek utólagos elmozdulásának feltárásánál. Az észak-amerikai kraton peremén a paleozoós és mezozoós faunaegységek anomális elrendeződését előbb tulajdonították utólagos tektonikai mozgások eredményének, még mielőtt a lelőhelyek allochton voltát a paleomágnese mérések alátámasztották volna. Mivel a Tethys mindkét peremén a laterális mozgásokkal ugyanúgy számolni lehet, mint a Pacifikum keleti peremén, és ezeknek a mozgásoknak a kimutatására latitudinális irányuk miatt a paleomágnese módszer sokkal kevesebb sikerrel kecsegtet, remélhető, hogy a paleobiogeográfiai térképek jelentősége a jövőben fokozódni fog.

Az összehasonlító biogeográfiában nagy fejlődést jelentett a mennyiségi módszerek bevezetése a hasonlósági koefficiensok kidolgozásával és ezek számítógépes alkalmazásával. Ezeket a módszereket MAPLES és ARCHER /1988/ foglalta össze. Mivel ez a munka a hazai könyvtárakból tudomásom szerint hiányzik, indokoltnak tűnt a Jelentéshez a publikációt Mellékletként csatolni. Általános a fel-fogás, hogy a különböző koefficiensok közül a SIMPSON koefficiens inkább a hasonlóságot, a JACCARD koefficiens a különbséget fejezi ki. Ha az összehasonlított minták taxonszáma nagyon eltérő, a különbségek kifejezésére általában a JACCARD koefficiens ajánlják, FALLAW 1979-ben az Észak-Atlantikum mezozoós és kainozoós tengeri invertebrata faunáinak elkülönülését kilencféle korrelációs index segítségével próbálta kifejezni és azt találta, hogy a SIMPSON koefficiens jobban tükrözi az óceán keleti és nyugati selfjén végbement lemeztektónikai változásokat, így a közös kagylógenusok számának fokozatos csökkenését.

A taxongazdagságon /diverzitás/ kívül minden faunát az egyedszám /densitas/ eloszlása is jellemez. A különböző taxonokba tartozó egyedek százalékos megoszlása kördiagrammal ábrázolható. A kördiagramok összehasonlítása elősegíti a faunák összehasonlító értékelését. ELMI 1985-ben az egyedszám-eloszlás kifejezésére a következő csoportosítást javasolta:

kizárólagos	/ 95% fölött/
uralkodó	/ 75% fölött/
fő	/50-75%/
jelentős	/25-50%/
kísérő	/10-25%/
járulékos	/ 3-10%/
tanú	/ 3% alatt/

Ezek a jelzők többet mondhatnak a fauna-összetételről, mint az őslénytani munkákban általában használt "gyakori", "ritka", "hiányzik" megjelölések.

Az endemikus taxonok mennyiségi megoszlása felhasználható a paleobiogeog-

gráfiai és biogeográfiai egységek jellemzésére. A kisebb biogeográfiai egységeknek kevesebb, a nagyobbaknak több endemikus taxonjuk van. Ennek alapján javasolta KAUFFMAN 1973-ban a következő beosztást:

endemikus centrum	/ 5-10 % end. genus/
szubprovincia	/10-25 % end. genus/
provincia	/25-50 % end. genus/
régió	/50-75 % end. genus/
birodalom	/75% feletti end.g./

KAUFFMAN az endemikus centrum példájának a Vörös-tengert és a Tanganyika tavat említette, provinciának az Észak-Atlantikum tropikus régióját /Florida/. Régióknak az Észak-Atlantikumot és birodalomnak /realm, gaea/ az Atlantikumot vagy az egykori Tethyst.

Maga KAUFFMAN is hangsúlyozza, hogy egyes esetben el kell térni a mesterséges határoktól.

A MEZOZOÓS INVERTEBRATÁK

PALEOBIOGEOGRÁFIÁJA

A mintegy 160 millió évet magában foglaló mezozoikum fizikogeográfiai és biológiai szempontból egyaránt eltért a jelenlegi viszonyoktól: Ezért az aktualisztikus megközelítésnek akadályai vannak.

A mezozoikumban fizikogeográfiai szempontból jellemző, hogy:

- a kontinensek többé-kevésbé összefüggő /alsó triász/, vagy keskenyebb tengerekkel elválasztott /felső kréta/ egységet alkottak
- a poláris jégsapkák hiányoztak
- a Tethys óceán aequatorialis irányú volt
- a Tethyst szegélyező kratonok nagy részét epikontinentális sekélytenger borította. Ezért a szupralitorális öv és a termokline közt a határ kiszélesült anélkül, hogy a kratonokon jelentősebb reliefkülönbségek lettek volna. A kétdimenziós selftípus kiterjedtebb volt a mainál, de az indopacifikumi viszonyoknak megfelelő sekélytenger-typus hiányzott
- a Tethysen belül a riftesedéssel együttjáró kelet-nyugati irányú medencékkel és tenger alatti hátságokkal számolhatunk

Biológiai szempontból figyelemre méltó, hogy:

- a mezozoikum több jellegzetes Invertebrata csoportja kihalt.
HALLAM /1973/ paleobiogeográfiai atlasza hat mezozoós Invertebrata csoportot emelt ki:

- nagyforaminifera
- hermatipikus korallak
- kagylók
- ammoniteszek
- belemniteszek
- brachiopodák

Ezek közül a nagyforaminiferáknak, ammoniteszeknek és belemniteszeknek nincs ma élő képviselője, így értékelésüknél a morfofunkcionális elemzés elengedhetetlen. Másrészt a mai óceánok víztömegeinek jellemzésére felhasznált pelágikus csoportok /pl. Chaetognatha, Polychaeta/ nem választanak el szilárd vázat, és így paleobiogeográfiai szempontból értékelhetetlenek.

A mezozoikum fizikogeográfiai adottságaiból következik, hogy az Invertebraták provincializmusának foka alárendeltebb lehetett. Mivel a kelet-nyugati irányú áramrendszer nem keresztezte az éghajlati öveket, és a lárvák, vagy a felnőtt állatok elterjedését topográfiai akadályok sem gátolták, a Tethys északi és déli peremén az alárendelt latitudinális izolációt helyi környezeti diszkontinuitásokra /ökológiai barrier, szubsztratum eltérés, sótartalom ingadozás stb./ vezethetjük vissza. A klimatikus hatás a Tethys és a boreális régió eltérésében jelentkezik.

KITEKINTÉS

Módszertani szempontból a klasszikus biogeográfiának három kutatási területe van:

- leíró /descriptiv, narrativ, fenetikus/
- összehasonlító /comparativ/
- oknyomozó /causalis, interpretáló, szintetizáló/

Újabban az összehasonlító biogeográfiát a leíró, vagy az oknyomozó biogeográfia részének tekintik. A leíró és az oknyo-

mozó biogeográfia között szoros a kapcsolat. Mindkettő a minél gazdagabb információs anyagra épül, a biogeográfiai szempontból jellegzetes taxonok kiválasztásával, és a különböző szempontok szerint történő értékelésével. A paleobiogeográfiában hasonló a helyzet.

Az oknyomozó biogeográfiának két ága van:

- ökológiai, amely általában individuális vagy deme szinten a diszperziót vizsgálja és a közösségek hierarchizálásánál elemzi az ökológiai összefüggéseket. Az ökológiai biogeográfia kisléptékű, UDVARDY szerint 100 km-es és 100 éves nagyságrendben

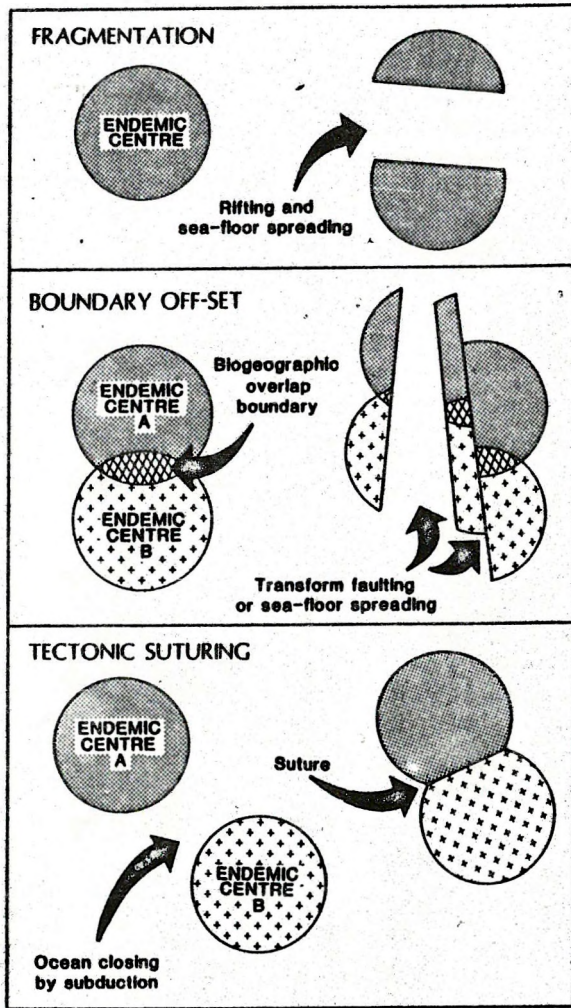
- a történeti biogeográfia nagyléptékű, ezer kilométeres távolságokkal és évmilliókkal számol

Ez a megkülönböztetés a paleobiológia számára azért fontos, mivel szinkron idősíkokkal nem rendelkezik, és a rövid-hatósugarú folyamatok megnehezítik a leíró biogeográfia adatainak szintézisbe foglalását. A paleobiogeográfiánál fokozott mértékben figyelembe vehető a jellegzetes taxon elterjedésének tartóssága az adott ösföldrajzi egységben. Ez a karakterisztikum egyetlen ösföldrajzi térképre sem vihető át, de a térképsorozatra már igen. Az ökológiai és a történeti tényezők különválasztása ugyanolyan lényeges a paleobiogeográfiában, mint a biogeográfiában.

TÁJÉKOZTATÓ IRODALOM

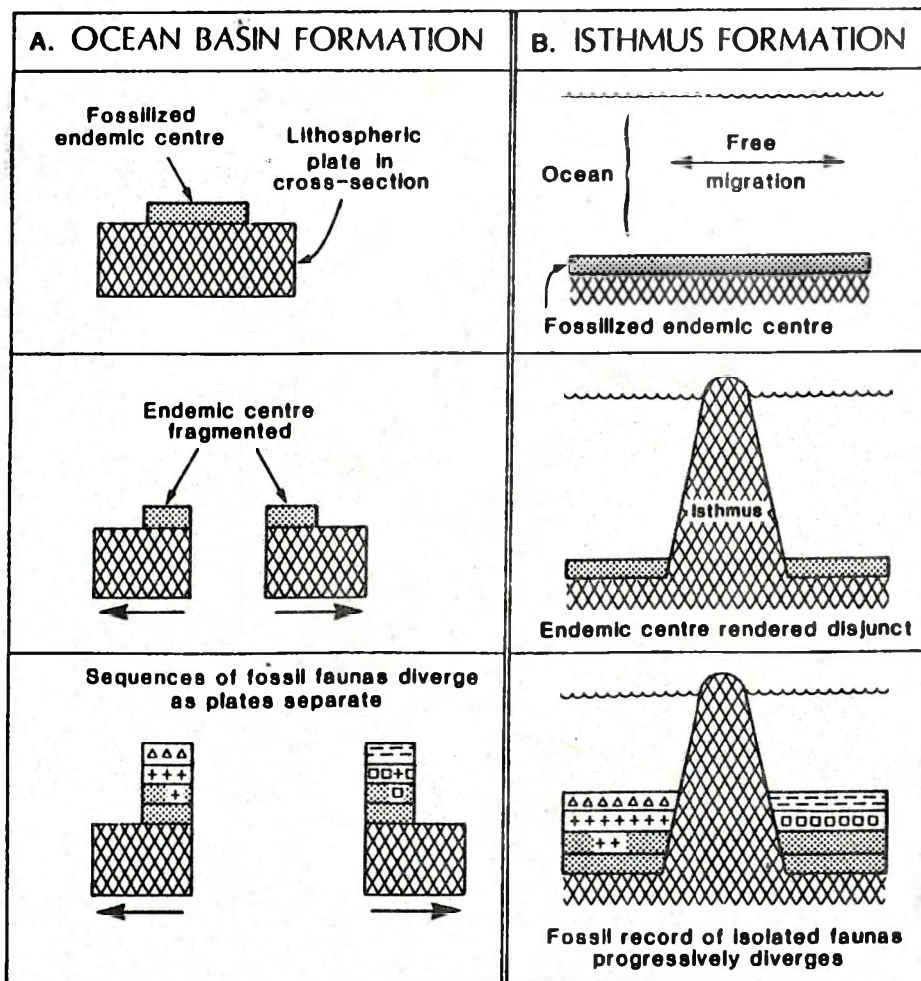
- COX, C.B. - MOORE, P.D. /1985/: Biogeography. Blackwell Sci. Publ. 244.p.
- DARLINGTON, P.J. /1957/: Zoogeography: The geographical distribution of animals. Wiley and Sohns, New York 675.p.
- DODD, J.R. - STANTON, R.J. /1981/: Paleoecology. Wiley and Sohns, New York 559.p.
- DOMMERMUES, J.-L. - MARCHAND, D. /1988/: Paléobiogéographie historique et écologique. In: WIEDMANN, J. - KULLMANN, J. /eds./: Cephalopoda. Schweizerbart'sche Verlag. Stuttgart p.351-364.
- EKMAN, S. /1953/: Zoogeography of the Sea. Sidgwick and Johnson, London 417.p.

- HALLAM, A. /1973/: Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier, Amsterdam 531.p.
- JONES, R.L. /1980/: Biogeography. Hulton 192.p.
- NELSON, G. - PLATNICK, N. /1980/: Systematics and Biogeography. Columbia Univ. Press, New York 567.p.
- NELSON, G. - ROSEN, D.E. eds. /1981/: Vicariance Biogeography. Columbia Univ. Press, New York 593.p.
- PIELOU, E.C. /1979/: Biogeography. Wiley and Sohns, New York 351.p.
- SIMPSON, G.G. /1953/: Evolution and Geography. Oregon State System, Eugene 64.p.
- SMITH, P.L. /1989/: Palaeobiogeography and Plate Tectonics. Geosci, Canada 15/4:261-279.
- TARLING, D.H. - RUNCORN, S.K. /1973/: Implication of Continental Drift to the Earth Sciences. Academy Press, New York 622.p.
- UDVARDY, M. /1983/: Dinamikus állatföldrajz. Budapest 496.p.
- VALENTINE, J.W. /1973/: Evolutionary Paleocology of the Marine Biosphere. Prentice Hall Inst. 511.p.
- WILEY, E.O. /1981/: Phylogenetics. Wiley and Sohns, New York 439.p.



1. ábra A lemeztektonikai változások /fragmentáció, transzformális vető, kollízió/ hatása azonos és különböző endemikus centrumú faunák elterjedésére /SMITH 1989/. A középső modell a mediterrán lemeztektonikai mozgások figyelembevételével az alp-kárpáti rendszer paleobiogeográfiájának térképezésénél különösen figyelemreméltó.

Fig. 1. Effects of plate tectonic changes /fragmentation, transcurrent faulting, collision/ on the distribution of faunas of identical or different endemic centres /SMITH 1989/. The middle model has a special importance for palaeobiogeographic mapping of the Alpine-Carpathian region.



2. ábra Az eredeti endemikus centrum elkülönülése és a faunák önállósulása az óceáni lemez szétnyílása következtében /A/, illetve az eredeti endemikus centrum szétkülönülése és új endemikus centrumok kialakulása az óceáni medencében létrejött barrier /földszoros/ következtében /B/ /SMITH 1989/.

Fig. 2. Temporal patterns: schematic representation of /A/ plate-mediated transport of living biotas causing faunal divergence in the fossil record and /B/ faunal divergence caused by the formation of a physical barrier /SMITH 1989/.

KÖZÉPSŐ LIÁSZ BIVALVIÁK PALEOBIOGEOGRÁFIAI ÉRTÉKELÉSE AZ ALP-KÁRPÁTI RÉGIÓBAN

Palaeogeographic evaluation of Middle Liassic bivalves
in the Alpine-Carpathian region

SZENTE ISTVÁN

ÖSSZEFOGLALÁS

Európa középső liász bivalvia-faunái nem mutatnak olyan határozott provincialitást, mint a korszak ammoniteszei, brachiopodái és gastropodái. E három gerinctelen csoport által mutatott paleobiogeográfiai képtől való eltérés oka a jura kagylók zömének nagy elterjedési képességében, valamint a mediterrán pliensbachi bivalviák általában elégtelen tanulmányozottságában kereshető. Néhány kiválasztott kagylófaj elterjedése azonban azt példázza, hogy a mediterrán és ENy-Európai (=Neumayria) provinciákra jellemző taxonok e kagylók körében is előfordulnak.

ABSTRACT

Middle Liassic bivalves of Europe do not show as marked provinciality as the contemporaneous ammonites, brachiopods and gastropods do. The difference between distributional patterns given by the bivalves and the above mentioned three invertebrate groups can be caused by the higher dispersal of the bivalves and by the usually insufficient knowledge of Mediterranean faunas. Geographical distribution of some selected species however indicates that taxa characteristic of the Mediterranean and NW European (=Neumayria) Provinces can be found among the bivalves, too.

Az európai jura "klasszikus" faunaprovinciái először ammoniteszek alapján váltak körvonalazhatóvá. Az utóbbi évek-évtizedek során végzett vizsgálatok eredményezték a felismerést, hogy az egykori tengeri élővilág paleobiogeográfiai keretei más gerinctelen csoportokkal is jellemezhetőek, elterjedésükben kisebb egységek, szubprovinciák is felismerhetőek. A bizonytalan ősföldrajzi helyzetű területek sokaságát magában foglaló alp-kárpáti övezet fejlődéstörténete megismerésének növekvő igénye a fosszilis faunák ilyen irányú kutatását nagymértékben indokolja.

A pliensbachi, azaz középső liász az alsó jura mintegy hétmillió évig tartó egyik korszaka. A pliensbachi emeletet Európában többnyire ősmaradványokban gazdag tengeri üledékek reprezentálják. Az időszak ammonitesz-, brachiopoda- és gastropoda-faunái két jól elhatárolható provincia - Mediterrán és ÉNy-európai - létéről tanúskodnak /Thierry 1988, Vörös 1984a, 1984b, Szabó 1980/. A következőkben a megnevezés pontatlan "ÉNy-európai provincia" kifejezés helyett Géczy /1984/ ajánlását követve a Neumayria elnevezés szerepel/

Neumayria területén, mely a kontinensnek az alpi hegységképződési övezeten kívüli részének, valamint az orogén öv egyes darabjainak felel meg, a középső liász folyamán változatos, agyagos-homokos-karbonátos sekélytengeri üledékek rakódtak le. A mediterrán pliensbacht Bahama-típusú sekélyvízi platformkarbonátok, mélyebbvízi márgás medenceüledékek és elsüllyedt és felmerülő karbonátplatformokon kialakult változatos fenékmorfológiáról tanúskodó, döntően meszes üledékek jellemzik, allochton helyzetű területek rétegsoraiban.

A bivalviák az osztályt nemzetiség szintén sújtó triász végi tömeges kihalást követően első diverzitásbeli csúcsukat a pliensbachiban érték el, melyet a korszak végén a fajok számának drasztikus csökkenését okozó újabb krízis követett. /Hallam és Miller 1988/.

Alakokban és egyedekben gazdagnak azonban leginkább csak a neumayriai faunák nevezhetőek. A mediterrán középső liászban a kagylók nem tartoznak a gyakori és jól tanulmányozott fossziliák közé. Ez alól talán csak a karbonátplatformok jellegzetes "Lithiotis fáciésének" nagytermetű, vastaghéjú formái kivételek, melyek napjainkban is intenzív paleobiológiai kutatás tárgyát képezik /Chinzei 1982, Nauss és Smith 1983/. A mélyebbvízi mediterrán liász benthonikus fossziliákban talán leggazdagabbnak mondható képződményében, a hierlatzi mészkőben a kagylók példányszáma, mint a bakonyi pliensbachi példáján megítélhető, alig 5%-a a brachiopodákénak és diverzitásuk is jelentősen elmarad azokétól.

A ritkaság és a gyakori kedvezőtlen megtartás miatt a mediterrán jura bivalviái taxonómiai, rétegtani és paleoökológiai szempontból jóval kevésbé ismeretek, mint neumayriai társaik. Ez az aránytalanság is közrejátszhat abban, hogy a jura kagylók elterjedésével foglalkozó tanulmányok nem tesznek említést a fent említett csoportok által mutatotthoz hasonló, kontinensen belüli provincialitásról /Hallam 1977, Hölder 1979/.

E látszólagos, vagy valós egyenműség magyarázatául kínálkozó lehetséges okok között feltétlenül megemlítendő a mediterrán faunáknak az áttekintés során történő negligálása. A brachiopodák, gastropodák és bivalviák környezeti tűrőképességben, valamint lárvaállapotának hosszában mutatkozó eltérések ugyancsak magyarázhatják a paleobiogeográfiájukról nyert képek jelentős különbözőségét. Az európai jura bivalviák a legtöbb invertebratához képest eurytop szervezetek voltak /Hallam 1976/. A kagylók többsége hosszú időtartamú planktotroph lárvaállapoton keresztül fejlődik, míg a mediterrán faunákban domináns articulata brachiopodák és archaeogastropodák egyedfejlődése rövid ideig tartó lecitotroph lárvaállapoton keresztül zajlik /Valentine és Jablonski 1982/. A kifejlett állapotban általában szintén korlátozott mozgásképességű bivalviák így lárvaként olyan megtelepedésre alkalmatlan területeken

- pl. óceáni medencék - is átjuthattak, melyek a másik két csoport számára áthatolhatatlan akadályt jelentettek. Mindezek alapján a kagylók nem tűnnek jó "paleobiogeográfiai indexfossziliáknak".

A jelen nagyfokú provincialitást mutató bivalviáinak /Flessa és Thomas 1985/ példája azonban arra int, hogy a lárvaállapot hosszában rejlő nagy elterjedési képesség önmagában nem eredményezi azt, hogy a kagylók mind kozmopoliták.

A mezozoikum másik két időszakának európai bivalvia faunái ugyancsak ezt látszanak alátámasztani. A kréta időszaki bivalviák erős provincialitásáról tanúskodó paleobiogeográfiai képet /Kauffman 1973/ az újabb kutatások nemcsak megerősítették, hanem fontos részletekkel gazdagították /Dhondt és Dieni 1989/.

Az európai /középső/ triász kagylók paleobiogeográfiai tanulmányozásának eredményeként ugyancsak határozott arculattal bíró paleobiogeográfiai egységek rajzolódnak ki /Márquez-Aliaga et al. 1987/.

A következőkben ismertetendő néhány bivalviafaj elterjedésének bemutatása azt kívánja példázni, hogy paleobiogeográfiai értékelés céljára alkalmas formák a jura kagylók körében is találhatóak.

Az értékelésben szereplő középső liász bivalviafajok:

A paleobiogeográfiai értékelésre kiválasztott alakok két szempontnak kellett, hogy megfeleljenek. Ezek: a jó azonosíthatóság és a nagy földrajzi elterjedés, vagyis hogy az alp-kárpáti térség minél több lelőhelyéről legyenek ismereteseek.

A neumayriai faunákban viszonylag könnyű a fenti kívánalmaknak eleget tevő formákat találni. Annál nehezebbnek tűnik megfelelő mediterrán "paleobiogeográfiai indexfossziliát" kiválasztani. A már említett "Lithiotis fácies" jellegzetes bivalviái között látszólag könnyű lenne néhány, Európában csak a mediterrán plienschbachira korlátozódó

elterjedésű formát találni. Ezek azonban, nyilvánvaló fáciesfüggőségük mellett nem ismereteseek a szűkebb értelemben vett kárpáti térségből. A már említett okok miatt a két faunatípus képviselői egyenlőtlen arányban szerepelnek az értékelésre kiválasztott formák között: 4 neumayriai és egy mediterrán.

Ezek a következők:

Modiolus scalprum /J. Sowerby/ 1. ábra

A felső szinemurira és plienschbachira korlátozódó rétegtani elterjedésű, egyenletesen enyhén ívelt formájú *Modiolus*.

Antiquilima succincta /Schlotheim/ 2. ábra

A jelen áttekintés az *A. antiquata* /J. Sowerby/-t az alsó és középső liászból ismert *A. succincta* szinonimájaként veszi számításba.

Gryphaea gigantea J. de C. Sowerby 3. ábra

A *G. gigantea* az európai *Gryphaea* fajok számos szerző /Arnaud és Monleau 1979, Hallam 1982, Shopov 1974/ által vizsgált leszármazási sorának a plienschbachiban megjelenő alakja.

Oxytoma /*Palmoxytoma*/ *cygnipes* /Young et Bird/ 4. ábra

A *Palmoxytoma* Cox subgenus Északkelet-Ázsia felső triászja után Északnyugat-Európából és a pacifikus térség északi részének alsó és középső liászból ismert. /Megjegyzés: Cox /1961/ szerint a Jekelius /1915/ által a Brassói hegységből leírt és ábrázolt példány - indokolás nélkül, talán paleobiogeográfiai megfontolásból - nem tartozik az általa hangsúlyozottan "északinak" tartott *Palmoxytoma* alnemzetségbe. Jekelius leírása és ábrája azonban nem zárja ki a kisméretű, töredékes példány meghatározásának a helyességét, hanem valószínűsíti azt.

Diotis janus /Meneghini/ 5. ábra

A *Diotis* Simonelli a jurában több alkalommal is felbukkanó *Monotis*-szerű, gyakran nagy tömegben és kizárólagosan megjelenő nemzetségek egyike. Ilyenek még a *Posidonotis* Losacco a legfelső plienschachi - alsó toarciban, valamint a kimmeridgei *Aulacomyella* Furlani. /Mind jellegzetesen tethysi elterjedésű/ Hayami /1988/ szerint a *Diotis*hoz igen hasonló *Posidonotis* feltételezhetően pseudoplanktoni életmódot folytattott.

A plienschbachi bivalvia lelőhelyek

1. Anglia Young és Bird /1822/, Sowerby /1831/
2. Scania Troedsson /1951/
3. Vendée Cossmann /1907, 1916/
4. Rhone-medence + Provence-i előtér Dumortier /1869/, Arnaud és Monleau /1979/

5. Lukovecek /olisztosztróma a Magura flisben/ Rzehak /1904/
6. Középső-Appenninek Fucini /1897/
7. Ballino, Trento-platform pereme Haas /1912/
8. Gresteni szirtöv Trauth /1909/
9. Gerecse Kulcsár /1916/
10. Mecsek + Villány Vörös /1984b/
11. Királyerdő Popa /1981/
12. Brassói hegység Jekelius /1915/
13. Bánság, Danubikum Tietze /1872/
14. Stara Planina Radulovic /1982/, Jankicevic et al. /1983/
15. Elő-Balkán Shopov /1974/

ÉRTÉKELES

Európa extra-alpi részének jellegzetes pliensbachi bivalviái az alábbi területek középső liász faunáiban fordulnak elő:

Mecsek és Villány
Gresteni szirtöv
Lukovecek /olisztosztróma a Magura flisben/
Királyerdő
Brassói hegység /Gétikum/
Bánság /Danubikum/
Stara Planina
Elő-Balkán

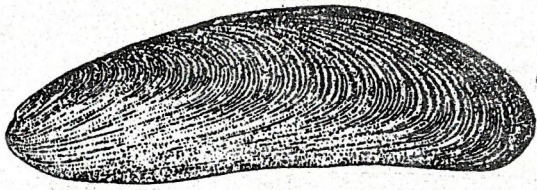
E területek a középső liász folyamán a Tethys északi szegélyéhez tartoztak. Faunáikat neumayriai faunáknak nevezhetjük.

A *Diotis janus* elterjedése jó egyezést mutat a Vörös /1988/ által feltételezett Mediterrán mikrokontinens az "Appennino-dunántúli" szubprovinciába eső részével.

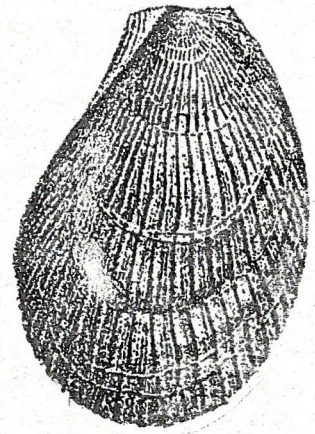
A bivalviák értékelésével kapott kép teljes mértékben összevág a gazdagabb és jobban feldolgozott brachiopoda faunák vizsgálatával nyert eredményekkel /Prozorovskaya és Vörös 1988/.

- Arnaud, M. - Monleau, C. /1979/: Étude de l'évolution d'une plateforme carbonatée: exemple de la Provence au Jurassique /Hettangien-Oxfordien/. Fasc.II. Stratigraphie - Paléontol. Theses, Univ. de Provence, 381.p. Marseille.
- Chinzei, K. /1982/: Morphological and structural adaptations to soft substrates in the Early Jurassic monomyarians *Lithiotis* and *Cochloarites*. *Lethaia* 15:179-197.
- Cossmann, M. /1907/: Description de quelques pélicypodes jurassiques recueillis en France. C.R.Ass.Fr. *Avanc.Sci.* 1907, 14.p.
- Cossmann, M. /1916/: Étude complémentaire sur le Charmouthien de la Vendée. *Bull.Soc.Geol.Normandie* 33:23-69.
- Cox, L.R. /1961/: New genera and subgenera of Mesozoic Bivalvia. *Palaeontology* 4:592-598.
- Dhondt, A.V. - Dieni, I. /1989/: The Sardinian Early Cretaceous Bivalvs and their palaeobiogeographic affinities. In: Wiedmann, J. /ed./: *Cretaceous of the Western Tethys*. p.281-297. Schweizerbart, Stuttgart.
- Dumortier, E. /1869/: Études paléontologiques sur les dépôts jurassique du bassin du Rhone. III.Lias moyen 348.p.
- Flessa, K.W. - Thomas, R.H. /1985/: Modelling the biogeographic regulation of evolutionary rates. In: Valentine, J.W. /ed./: *Phanerozoic Diversity Patterns: Profiles in Macroevolution*. p.355-375. Princeton, Univ.Press.
- Fucini, A. /1897/: Fauna del Lias Medio del Monte Calvi presso Campiglia Marittima. *Palaeontogr.Ital.* 2: 203-250.
- Géczy B. /1984/: Jurassic ammonite provinces in Europe. *Acta Geol.Hung.* 27:735-743.
- Haas, O. /1912/: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol.I. *Beitr.Pal.Geol.Österr.-Ung.* 25: 283-285.
- Hallam, A. /1976/: Stratigraphic distribution and ecology of European Jurassic bivalves. *Lethaia* 9:245-250.
- Hallam, A. /1977/: Jurassic bivalve biogeography. *Palaeobiology* 3:58-73.
- Hallam, A. /1982/: Patterns of speciation in Jurassic Gryphaea. *Paleobiology* 8:354-366.
- Hallam, A. - Miller, A.I. /1988/: Extinction and survival in the Bivalvia. In: Larwood, G.P. /ed./: *Extinction and Survival in the Fossil Record*. *Syst.Assoc.Spec.Vol.* 34:121-138.
- Hayami, I. /1988/: A Tethyan bivalve, *Posidonotis dainellii*, from the Lower Jurassic of West Japan. *Trans.Proc.Palaeont.Soc.Japan*, n.s. 151:564-569.

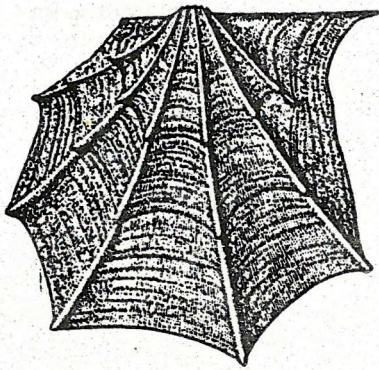
- Hölder, H. /1979/: Jurassic. In: Robinson, R.A. - Teichert, C. /eds./: Treatise on Invertebrate Palaeontology A. p.390-417. Geol.Ass. Am. Boulder, Univ. of Kansas, Lawrence.
- Jankicevic, J. - Rabrenovic, D. - Radulovic, V. /1983/: Stratigraphical and palaeontological characteristics of the Liassic of Zabrđe /Stara Planina/. Ann. Géol.Pénins. Balkanique 48:161-182.
- Jekelius, E. /1915/: A brassóci hegyek mezozoós faunája. Földt.Int. Evk. 23:29-101.
- Kauffman, E.G. /1973/: Cretaceous Bivalves. In: Hallam, A. /ed./: Atlas of Palaeobiogeography p.353-383. Elsevier, Amsterdam.
- Kulcsár K. /1916/: Die mittelliassischen bildungen des Gerecse-gebirge. Földt.Közl. 44:150-175.
- Márquez-Aliaga, A. - Hirsch, F. - López-Garrido, A. /1987/: Middle Triassic bivalves from the Hornos-Siles Formation /Sephardic Province, Spain/. Geol.Palaont. Abh. 173:201-227.
- Nauss, A.L. - Smith, P.C. /1988/: Lithotis /Bivalvia/ bioherms in the Lower Jurassic of east-central Oregon, USA. Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol. 68: 253-268.
- Popa, E. /1981/: La biostratigraphie des Formations mésozoïques de la partie orientale de Padurea Craiului. An.Inst.Geol.Geofiz. 58:203-282.
- Proserovskaya, E.L. - Vörös, A. /1988/: Pliensbachien, Bajocian and Callovian Brachiopoda. In: Rakús, M. - Dercourt, J. - Nairn, A.E.M. /eds./: Evolution of the northern margin of the Tethys, Vol.I. Mém.Soc.géol.Fr.n.s. 154:61-70.
- Radulovic, V. /1982/: Liassic Lamelli-branchia from southwestern slopes of Stara Planina, East Serbia. An.Géol.Pénins.Balkan. 46:293-324.
- Rzehak, A. /1904/: Das Liasvorkommen von Freistadt in Mahren. Zeitschr. Mahr.Landesmus. 4:89-152.
- Shopov, V. /1974/: Genus Gryphaea Lamarck /Bivalvia/ from the Lower Jurassic of Bulgaria. Bull.Geol.Inst.Bulg.Acad.Sci. ser.Palaeontology 23:57-74.
- Sowerby, J. /1837/: Mineral Conchologie I-VIII. 645.p. Neuchatel.
- Szabó J. /1980/: Liász és csgger gastropoda-állatföldrajz a Tethys nyugati részén. Földt. Közl. 110:382-394.
- Thierry, J. /1988/: Structure and palaeogeography of the western Tethys during the Jurassic: test based on ammonite palaeobiogeography. In: Audley-Charles, M.G. - Hallam, A. /eds./: Gondwana and Tethys. Geol.Soc.Spec.Publ. 37:225-237.
- Tietze, E. /1872/: Geologische und palaeontologische Mitteilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgstockes. Jb.Geol.Bundesanst. 22: 34-142.
- Trauth, F. /1909/: Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. Pal.Geol.Öst.-Ung. 22:1-142.
- Troedsson, G. /1951/: On the Höganäs series of Sweden /Rhaeto-lias/. Skr.min.pal.Geol.Inst.Lund. 7:1-269.
- Valentine, J.W. - Jablonski, D. /1982/: Major determinants of the biogeographic pattern of the shallow-sea fauna. Bull.Soc.géol.France /7/, 24:893-899.
- Vörös A. /1984a/: Lower and Middle Jurassic brachiopod provinces in the Western Tethys. Ann.Univ.Sci.Budapest 24: 207-233.
- Vörös A. /1984b/: Comparison of Jurassic benthonic mollusc and brachiopod faunas of the Transdanubian Mountains /Hungary/. Acta Geol.Hung. 27:391-401.
- Vörös A. /1988/: A "Mediterrán mikrokontinens biogeográfiája plienzbachi brachiopodák alapján. Óslénytani Viták 35:51-94.
- Young, G. - Bird, J. /1822/: A geological survey of the Yorkshire coast. 336.p.



Modiolus scalprum



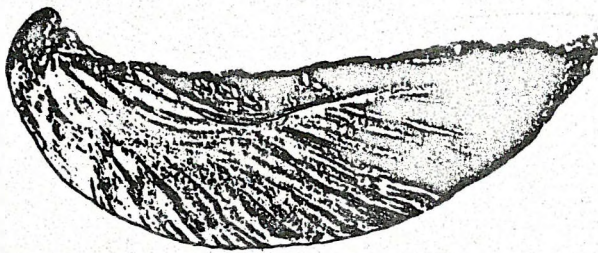
Antiquilima succincta



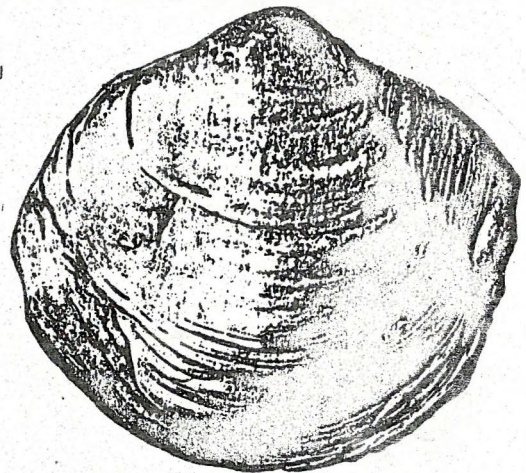
Oxytoma /Palmoxytoma/ cygnipes



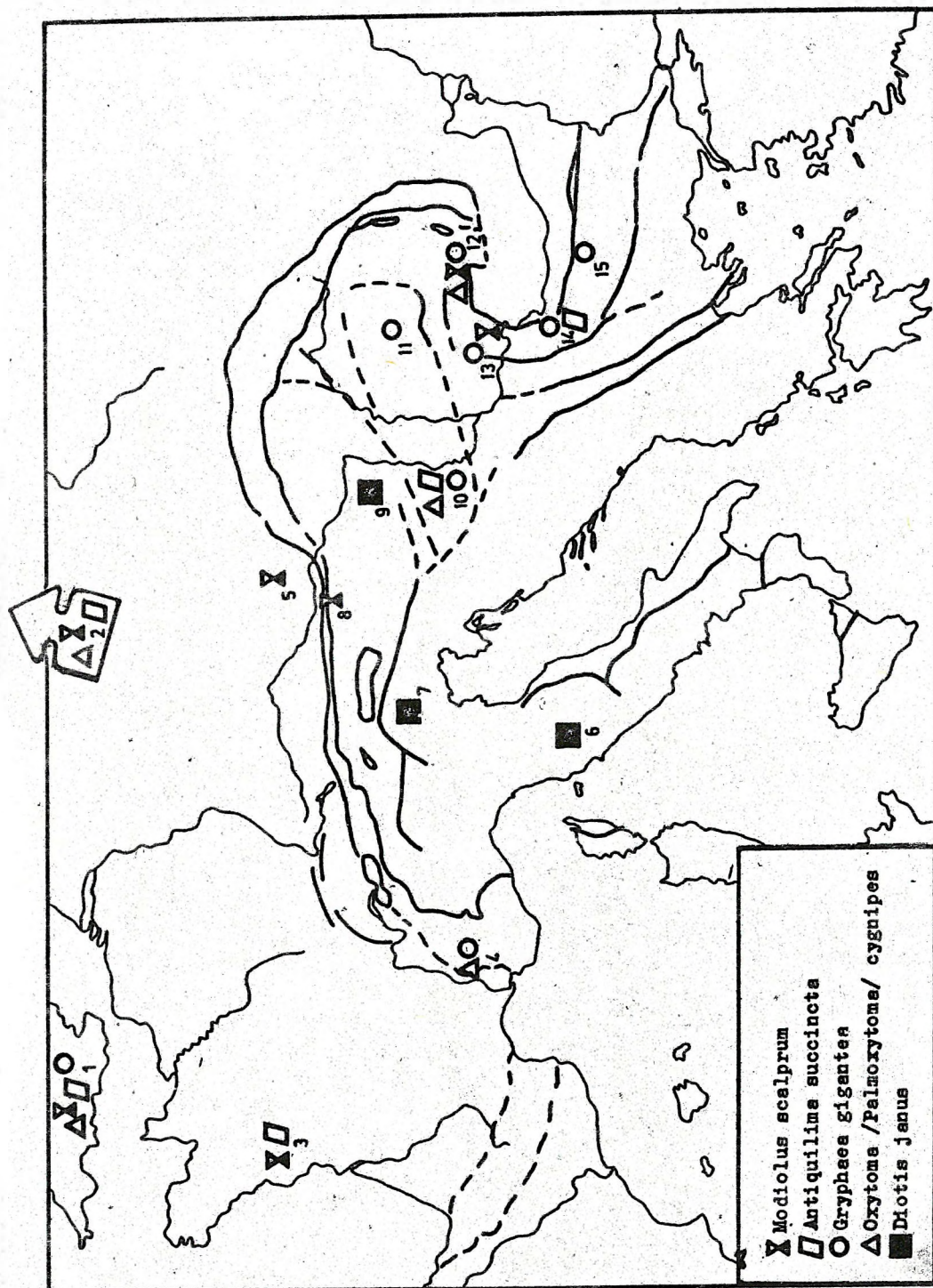
Diotis janus



Gryphaea gigantea



1. ábra A paleobiogeográfiai elemzésben használt plienschachi kagylók
Figure 1. Pliensbachian bivalves used in the palaeobiogeographical analysis



2. ábra A kiválasztott kagylófajok földrajzi elterjedése
 Figure 2. Geographical distribution of selected bivalve species

A TOARCI AMMONOIDEÁK PALEOBIOGEOGRÁFIAI ÉRTÉKELÉSE A MEDITERRÁN ÉS A STABIL EURÓPAI RÉGIÓBAN

Palaeobiogeographic evaluation of Toarcian Ammonoidea
in the Mediterranean and stable European regions

Géczy Barnabás

A toarci ammonitesek földrajzi elterjedése általában nagyobb, mint ahogyan azt ARKELL /1957/ feltüntette.

A toarci ammoniteszeknél faj, subgenus, genus, sőt subfamilia szintű földrajzi elkülönülés figyelhető meg, a pliensbachit meghaladó területen.

Az elkülönülés már a toarci bázisán elkezdődött /Tenuicostatum Zóna/ a Tethysben /Bouleiceratinae/ és az arktikus területen /Arctomercaticeras/ területen egyaránt.

Annak ellenére, hogy ezek között az ősföldrajzi egységek között az ősfauinakicserélődés lehetősége fennmaradt, az adott taxonokkal, vagy sokkal inkább azok gyakoriságával az adott faunák karakterizálhatók.

A Stabil-Európa és a Mediterraneum viszonylatában a toarci ősföldrajzi-lemeztektonikai egységek lényegében megfeleltek a pliensbachii helyzetnek.

A Tethystől a Borealis területek felé haladva a faunák diverzitása család, alcsalád és genus szinten csökken, ami legegyszerűbben hőmérsékleti tényezőkkel magyarázható.

A rokon toarci ammonitesz-faunák általában latitudinális sorban rendeztek az Ibér Cordillerától Dél-Ázsiáig, illetve a bétii Cordillerától Madagaszkárig. Mindez megfelel a Tethys nyugat-keleti irányának. Mivel az északi és déli elemek keveredése leginkább az Ibér félsziget faunáit jellemzi, a földrajzi elkülönülésben a távolságnak is elkülönítő szerepe lehet.

A Kárpát-medencében a latitudinális kontinuitás nem érvényesül. A Magyar Középhegység toarci ammonitesz faunái egyértelműen mediterrán jellegűek és szoros kapcsolatban állnak Itália és Görögország egykorú faunáival. A Mecsek-hegység faunája - az eddigi adatok szerint - az Apuseni-hegység, és a Nyugati-Kárpátok faunájával rokon és elsősorban ÉNy-európai jellegű. A Persányi-hegység autochton zónájából leírt felsőtoarci fauna is egyértelműen stabil-európai.

Az ammoniteszek ARKELL-től /1957/ adott földrajzi jellemzése módosításra szorul, az utólagos lemeztektonikai mozgások figyelembevételével.

ABSTRACT

The geographic distribution of Toarcian ammonites is wider than illustrated by ARKELL /1957/.

Geographic segregation can be observed in Toarcian ammonites on the species, subgeneric, generic and even on subfamily level, all in an area wider than in the Pliensbachian.

Segregation started at the base of Toarcian /Tenuicostatum Zone/ in the Tethys /Bouleiceratinae/ and in the Arctic region /Arctomercaticeras/.

Despite the sustained possibility of faunal exchanges between palaeogeographical regions, given taxa or rather their abundance characterize the faunas.

Toarcian palaeogeographic - plate tectonic units - concerning Stable Europe and the Mediterranean essentially corresponded to the Pliensbachian units.

Diversity of faunas on the family, subfamily and generic level decreases from the Tethyan to the Boreal region; the simplest explanation is the effect of temperature.

Related Toarcian ammonite faunas are generally latitudinally ordered from the Iberian Cordillera to Southern Asia, and from the Betic Cordillera to Madagascar. This corresponds to the west-east strike of Tethys. Since the mixing of northern and southern elements is mostly characteristic for the faunas of the Iberian Peninsula, geographic distance may have had a major role in segregation.

Latitudinal continuity is not valid within the Carpathian Basin. Toarcian ammonite faunas of the Transdanubian Central Range are clearly of Mediterranean character, and are closely related to Italian and Greek faunas of the same age. Fauna of the Mecsek Hills is related to that of the Apuseni Mts, and the West Carpathians, displaying mostly NW-European characters. The Upper Toarcian fauna from the autochthonous unit of Persani Mts is clearly of Stable European character.

The geographic characterization of ammonites /ARKELL 1957/ clearly needs revision, considering subsequent plate tectonic displacements.

ARKELL /1957/ úttörő szintézisében vázolta a jura - így a toarci ammoniteszek - mai földrajzi előfordulását. Az ezt követő több, mint három évtized paleontológiai eredményei mennyiségi és minőségi szempontból egyaránt indokolják az Arkelltől közölt adatok kiegészítését.

Az elmúlt évtizedekben számos új lelőhelyet tártak fel, számos új taxont írtak le és az értékelésbe bevonták a lemeztektonikai és biogeográfiai eredményeket. DONOVAN et al. /1981/ újraértékelte Arkell rendszerét, amely az adott összeállítás kiindulópontjául szolgált. Arkell 42 Ammonitina genust írt le. Az új genusok, illetve subgenusok száma 1981-re 88-ra emelkedett. Az új taxonok közül a revízió 30-at synonymnak, illetve subgenusnak tekintett. Még ebben az esetben is 16 érvényes új genussal nőtt a taxonok száma. Faj szinten hasonló a helyzet. A teljesség igénye nélkül az Arkellt követő irodalomból az alábbi munkák emelhetők ki:

STABIL EURÓPA

Ény-Európa: DEAN et al. 1961 /áttekintés/
 Anglia: HOWARTH 1978, 1980.
 Észak-Franciaország: MAUBEUGE 1967,
 THEOBALD és MOINE 1959.
 Észak-Németország: HOFFMANN 1968,
 LEHMANN 1968, WEITSCHAT 1973.
 Nyugat-Franciaország: GABILLY 1975, 1976.
 Dél-Franciaország: ARNAUD et al. 1975,
 CUBAYNES et al. 1984, ELMI 1967,
 GUEX 1972, MATTEI 1971.
 Dél-Németország: JORDAN és SCHMIDT-KALER
 1985, RIEGRAF és KELLER 1979,
 SCHLATTER 1985, ULRICH 1977.
 Bajor-Alpok: FISCHER 1966.
 Észak-Svájc: SCHLATTER 1982.
 Tátra: DADLEZ és KOPIK 1975.
 Kis-Fátra: RAKUS 1964.
 Bihar-hegység: POPA 1981.
 Persányi-hegység: POPA 1967.
 Bulgária: SAPUNOV 1959, 1968.
 Krím: HASANOV 1967, KAZAKOVA 1987,
 NUTSUBIDZE 1966.

MEDITERRANEUM

Portugália: MOUTERDE et al. 1971, ROCHA
 1976, CAALOO-FORTIER 1985.
 Spanyolország: BIZON et al. 1966, COMAS-
 RENGIFO és GOY 1978, GOY et al.
 1987, 1988, MARTINEZ 1988, RIVAS
 1973.
 Olaszország: BARBERA 1967, DEZI-RIDOLFI
 1975, DONOVAN 1958, GALLITELLI-
 WENDT 1969, LEVI-SETTI 1968, PINNA
 1963, 1966, 1968, PINNA és LEVI-
 SETTI 1973, VENTURI 1975, 1981,
 1982, WENDT 1971, ZANZUCCHI 1963.
 Magyar Középhegység: GÉCZY 1966, 1967,
 1984.
 Görögország: KOTTEK 1966.
 Észak-Afrika: /Marokkó: GUEX 1973, ELMI
et al. 1974/, /Algéria: ELMI et al.
 1974, BENSILILI 1989/, /Tunisz:
 FAURÉ és PEYBERNÉS 1986/.

DÉL-ÁZSIA

Madagaszkár: BLAISON 1963.
 Szaud-Arábia: BASSE és KARPOF 1957.
 Irán: FANTINI-SESTINI 1966, SEYED-EMAMI
 és NABAVI 1985.
 Thaiföld: BRAUN és JORDAN 1976.
 Indonézia: HIRANO et al. 1981.

PACIFIKUM /s. l./

Kelet-Szibéria: DAGIS 1968, 1971.
 Japán: SATO 1972, HIRANO 1971, 1973.
 Spitzbergák, Grönland, Észak-Kanada:
 FIEBOLD 1964, KOPIK 1968,
 WIERZBOWSKI et al. 1981.
 Északkelet-Pacifikum: FIEBOLD 1976, HALL
 1987, TAYLOR et al. 1984.
 Dél-Pacifikum: /Chile, Argentina/ HILLE-
 BRANDT 1973, 1979, 1987, HILLEBRANDT
 és SCHMIDT-EFFING 1981.

További részletes bibliográfiát nyújt
 HAAS O.: Recent literature on Mesozoic
 ammonites I-XVII. Journal of Pal. 1958-
 1976, valamint Cephalopod Newsletter,
 London 1-11, 1977-1989.

ARKELL /1956/ paleogeográfiai szintézisét számos, új szempontú összesítés

követte, amely már figyelembe vette a lemeztectonika eredményeit. Ebből a szempontból különösen értékesek DONOVAN 1967, HOWARTH 1973, DADLEZ és KOPIK 1975, ROCHA 1976, POZARYSKA 1975, BIJU-DUVAL *et al.* 1977, VÖRÖS 1977, HÖLDER 1979, ENAY 1980, HILLEBRANDT és SCHMIDT-EFFING 1981, ENAY és MANGOLD 1982, DOMMERGUES 1982, 1987, DOMMERGUES *et al.* 1987, CARIOU *et al.* 1985, THIERRY 1988, DOMMERGUES és MARCHAND 1988 stb. művei.

Mindezek figyelembevételével indokolt áttekinteni a toarci ammoniteszek földrajzi elterjedését:

PHYLLOCERATIDAE ZITTEL, 1884

A Phylloceratidaek nagyobb százalékos aránya egyértelműen a Tethys mélyebb, medence övére utal. WESTERMANN /1989/ szerint a Phylloceras, Calliphylloceras, valamint a toarciban megjelenő Ptychophylloceras bathyalis nektobenthosz szerű volt, illetve a mezopelágikus nektonba tartozott, feltehetően 500 m körüli vízmélységgel. A család gyakori Itáliában, az Alpokban és a Magyar Középhegységben, de teljesen hiányzik az Apuseni-hegységből /POPA 1981/ és Kanadából /TAYLOR *et al.* 1984/, ritka Algériában /ELMI *et al.* 1974/ és Északnyugat-Európában /HOWARTH 1973/. Argentínában HILLEBRANDT /1979/ szerint csak a felsőtoarciban jelenik meg.

JURAPHYLLITIDAE ARKELL, 1950

ARKELL /1957/ szerint a család az alsó és a középső liászra jellemző. Két genusuk viszont, a Juraphyllites MÜLLER, 1939 és a Meneghinceras HYATT, 1900 átlépte a doméri/toarci határt. Mindkét genus kifejezetten mediterrán és különösen Itáliában és a Magyar Középhegységben gyakori. A Juraphyllites legalsó-toarci előfordulására GUEX /1973/ Marokkóból utal /"Mirabile Zóna"/, míg HOWARTH /1976/ angoliai Meneghinceras példányt írt le, hangsúlyozva, hogy ez az egyetlen típusos "Tethys ammonites", amely Dél-Angliából előkerült. Feltehető, hogy a Juraphyllitidaek kihalását area-növelés előzte meg,

amely kapcsolatba hozható a toarci kezdetét jelző eusztatikus transzgressziós folyamattal.

LYTOCERATIDAE NEUMAYR, 1875

A család általában, de nem kizárólag a mediterrán területre jellemző. Maga a nominál genus WESTERMANN /1989/ szerint óceáni forma, amely 700-800 m mélységben élt. A toarci genusok közül ARKELL /1957/ mediterránnak /"DK-Európa"/ tekintette a Magyar-Középhegységből leírt Ptycholytocras SPATH, 1927 genus, angliainak a Trachyltocras BUCKMAN, 1913 genus. Mindegyik a Lytoceratinae alcsaládba sorolható.

Paleobiogeográfiai szempontból fontosabb az Alcolytoceratinae SPATH, 1927 alcsalád. Az ide tartozó formákat mély befűződések jellemzik. WESTERMANN /1989/ szerint ezek a neritikus öv külső részén élhettek 50-250 m közötti mélységben. Elsősorban érvényes ez az Ény-Európában gyakori Pachyltocras BUCKMAN, 1905 és a Pleurolytocras HYATT, 1900 genusokra, valamint a Lobolytocras BUCKMAN, 1923 genusra, amelynek típusfaja /L. siemensi DENCKMANN, 1887/ Dél-Németország legalsó toarcijában /Tenuicostatum Zóna/ vezérkövület /v.ö. LEHMANN 1968, GUNDLACH és JORDAN 1972/. A Lobolytocrasok egy része nagyon korán alkalmazkodott a stabil-Európa epikontinentális-sekélytengeri feltételeihez. Ugyanekkor maga az Alcolytocras HYATT, 1900 sokkal szélesebb földrajzi elterjedésű volt. Ebben a genusban egyaránt találunk Ény-Európára /pl. A. germaini D'ORBIGNY, 1845/ és a mediterraneumra /pl. A. dorcadis MENEHINI, 1881/ jellemző fajokat.

Az egyetlen Eoderocerataceae superfamiliába tartozó családra serpenticon házforma és nagyon hosszú lakókamra jellemző. WESTERMANN /1989/ értelmezése szerint ez elsősorban külső neritikus /50-250 m/, pelágikus passzívan sodródó életmódra utal, amely részben magyarázata lehet a toarci bázisán bekövetkezett robbanásszerű szétterjedésüknek. A Dactylioceratidae családba tartoznak a toarci legpandemikusabb Ammonitinái. Mivel nagy földrajzi elter-

jedésükhöz nagy variabilitás párosul, rendszerezésük - így ősföldrajzi értékelésük is - nehézségekkel jár. A csaknem negyven genus közül DONOVAN et al. /1981/ mindössze hét klasszikus - Hyatt-tól, Bonarelli-től és Buckman-tól leírt - genust fogadott el.

DACTYLIOCERAS HYATT, 1867

ARHELL /1957/ szerint a genus Európa, Észak-Afrika, Perzsia, Baluchistan, Japán, Indonézia, Új-Zéland, Spitzbergák, ÉK-Szibéria, Transzbajkál, Grönland, Észak-Alaszka, Kanada, Chile területéről ismert. A genuson belül az Orthodactylites BUCKMAN, 1926 elsősorban ÉNy-európai, illetve boreális /"Kedonoceras" DAGIS, 1968/. Maga a D. /Q./ tenuicostatum YOUNG et BIRD, 1822 ÉNy-Európában zónajelző a toarci bázisán. Ez a faj gyakori Angliában, de előfordul Észak-Franciaországban, Észak-Németországban, Romániában, Bulgáriában, sőt az Ibériai Kordillerákban is. Az ezzel egyidős mediterrán - Észak-Afrikai - formákat SCHMIDT-EFFING /1973/ az "Eodactylites" genusba sorolta, amelynek rendszertani helye vitatható. A D. /Q./ helianthoides YOKOYAMA, 1904 más ősföldrajzi egységbe tartozik. Ez Japán egyetlen Dactylioceratidja, amely sajátos módon Chilében is megtalálható /HILLEBRANDT 1983/, ugyanekkor Szibériából hiányzik. A Marokkóból leírt "Rakusites" GUEX, 1971 a Dactylioceras genusba sorolható.

NODICOELO CERAS BUCKMAN, 1926

A genust ARHELL /1957/ a Catacoeloceras synonymjének tekintette. A genus elsősorban ÉNy-Európában gyakori, de előfordul a Bajor-Alpokban /FISCHER 1966/, Itáliában és Görögországban /RIEGRAF 1986/, Nyugat-Algériában /ELMI et al. 1974/, az Ibériai Kordillerákban /GOY és ROBLES 1975/, a Béti Kordillerákban /RIVAS 1973/, valamint Chile és Argentína területén is /HILLEBRANDT 1983/.

PERONOCERAS HYATT, 1867

ARHELL /1957/ szerint a genus megtalálható Európa, Észak-Afrika, Kaukázus, Baluchistan, Japán, ÉK-Szibéria, Transzbajkál, Észak-Alaszka területén. Ezen kívül előfordul Chilében is /HILLEBRANDT 1983/. Európában a genus főleg ÉNy-Európára jellemző. HOWARTH /1978/ szerint a genus itáliai előfordulása vitatható.

ZUGODACTYLITES BUCKMAN, 1926

ARHELL /1957/ szerint a genus európai, de HOWARTH /1978/ faunaalkotónak tekintti ÉNy-Európán kívül Szibériában /DAGIS 1967: "OMOLONOCERAS"/. Kanadában, Grönlandon és a Spitzbergákon /FREBOLD 1975/. Ennek az arktikus-boreális genusnak néhány képviselője a Bajor-Alpokban /FISCHER 1966/, az Apuseni-hegységben /POPA 1981/, a Bakonyban /GÉCZY 1966/ és a Béti Kordillerákban /RIVAS 1973/ is megtalálható.

PORPO CERAS HYATT, 1867

A genus ARHELL /1957/ szerint a Peronoceras synonymje. DONOVAN et al. /1981/ szerint viszont önálló, és magában foglalja a Telodactylites PINNA et LEVI-SETTI, 1971 és a Platystrophites PINNA et LEVI-SETTI, 1971 genusokat. A Porpo-ceras s.str. gyakori Észak-Európában /HOWARTH 1978/ ÉK-Szibériában /DAGIS 1968, 1975/, Grönlandon és Kanadában /FREBOLD 1975/, valamint a Spitzbergákon /WIERZBOWSKI et al. 1981/, de megtalálható a mediterrán területeken is /pl. Itália: PINNA és LEVI-SETTI 1971, Marokkó: GUEX 1973/. Lehetséges, hogy a mediterrán területeken és Dél-Franciaországban gyakori Telodactylites, valamint az Itáliára korlátozódó Platystrophites részben vikarians fajokat tartalmaz és subgenusként megőrzendő.

CATACOELO CERAS BUCKMAN, 1923

ARHELL /1957/ szerint előfordul Európában, Észak-Afrikában, Indonéziában, a Spitzbergákon, Grönlandon és Bolíviában. PINNA és LEVI-SETTI /1971/ szerint jellegzetesen közép-európai genus. SCHMIDT-EFFING /1973/ viszont inkább

mediterrán csoportnak tekintette, mivel sokkal több faja /11/ élt a Mediterraneumban, mint Ny-Európában /3/. Lehetséges, hogy DONOVAN et al. /1981-től/ a Catacoeloceras synonymjének tekintett Transicoeloceras PINNA, 1966 genus a nominát genus mediterrán subgenusa, kizárólag Észak-itáliai és bakonyi előfordulással.

COLLINA BONARELLI, 1893

A Collina genus ARKELL /1957/ szerint Európára korlátozódik. Európán kívül a genus megtalálható Észak-Afrikában /Marokkó: GUEX 1973, Algéria: ELMI et al. 1974/, a Spitzbergákon /WIERZBOWSKI et al. 1981/, sőt Chilében is: HILLEBRANDT 1983. Annak ellenére, hogy alárendelten ÉNy-Európában is előfordulhat, a genus kifejezetten mediterrán csoportnak tekinthető /v.ö. SCHMIDT-EFFING 1973, HILLEBRANDT 1983/.

HARPOCERATINAE NEUMAYR, 1875

A Harpoceratinaek a legősibb, és egyben a legtovább élő Hildoceratidaek /HYATT 1867/. Az alcsalád a legalsó plienschbachiban jelent meg és az alsó bajóciban halt ki. Az alcsalád a plienschbachiban még a Mediterraneumot jellemezte, ellentétben az ÉNy-európai Liparoceratidaekkel és Amaltheidaekkel. A toarciban a genusok földrajzi szempontból differenciálódtak. Két genus /Taffertia, Sphenarptes/ szűk földrajzi elterjedéssel a Mediterraneumra korlátozódott. A többi genus nagyobb földrajzi elterjedésű volt és a boreális övbe is elhatolt.

PROTOGRAMMOCERAS SPATH, 1913

A mediterrán plienschbachiban nagyon gyakori genus, az alsó toarciban is megtalálható Madagaszkár, Szaud-Arábia, Észak-Afrika, Itália és az Ibériai-félsziget területén. A stabil-Európa területén, így Angliában /HOWARTH 1973/, Ny-Franciaországban /GABILLY 1976/, Baden-Württembergben /SCHLATTER 1985/ a Protogrammoceras paltus a Tenuicostatum Zónában subzónaalkotó.

Ezen kívül a genus előfordul Japánban /HIRANO 1971/, a Bakony-hegységben /GÉCZY 1967/.

TILTONICERAS BUCKMAN, 1913

ARKELL /1957/ szerint a genus Angliára korlátozódik, de HOWARTH /1973/ szerint is a Tiltoniceras kifejezetten boreális. Anglián kívül megtalálható ÉNy-Németországban és ÉK-Szibériában a Queen Charlotte szigeteken, Nevadában, valamint SAPUNOV /1968/ szerint Bulgáriában is.

ELEGANTICERAS BUCKMAN, 1913

A genus ARKELL /1957/ szerint Angliára korlátozódik. HOWARTH /1973/ szerint csak Angliából és Németország területéről ismert. Újabban azonban szélesebb körből idézik: Tátrából /DADLEZ és KOPIK 1975/, Bulgáriából /SAPUNOV 1968/, a Kaukázusból /KAZAKOVA 1987/, ÉK-Szibériából /DAGIS 1971/, Provence-ből /ARNAUD et al. 1975/, a Béti Kordillérából /RIVAS 1973/, Ny-Algériából /ELMI et al. 1974/, sőt Argentínából /HILLEBRANDT 1979/ is.

HARPOCERAS WAAGEN, 1869

A genus pandemikus. ARKELL /1957/ szerint Európa, É-Afrika, Kaukázus, Japán, Indonézia, Kanada, Oregon, Nevada, Chile és Argentína területén fordul elő. Ezen kívül megtalálható a Spitzbergákon /WIERZBOWSKI et al. 1981/ és ÉK-Szibériában /DAGIS 1971/. "Kolymoceras" HILLEBRANDT /1979/ szerint a Pacifikumnak jellegzetes Harpoceras faja van /H. chrisantemum/. amely Chilén kívül Japánban és Szibériában fordul elő. Lehetséges, hogy a Tethysben /Itália, Görögország, Marokkó/ a H. mediterraneum PINNA, 1968 az alsó toarci jellegzetes faja.

TAFFERTIA GUEX, 1973

Ez az endemikus genus a Középső-Atlasz /Marokkó/ területére korlátozódik.

letéről HILLEBRANDT /1983/ írta le.

OVATICERAS BUCKMAN, 1918

ARKELL /1957/ szerint a genus európai, de ELMI et al. /1974/ Ny-Algériából is jelezte előfordulását. Európában Anglián kívül újabban Bulgáriából /SAPUNOV 1968/ és a Béti Kordillerák-ból /RIVAS 1973/ is utaltak a jelenlétére.

WHITBYICERAS BUCKMAN, 1913

ARKELL /1957/ szerint a genus Angliában fordul elő, de LEHMANN. /1968/ É-Németországból is leírta.

PSEUDOLIOCERAS BUCKMAN, 1889

ARKELL /1957/ szerint a genus Európa, É-Afrika, Anatólia, Kaukázus, Transzbajkál, Bureya-medence, Japán, Spitzbergák, Grönland és É-Alaszka területén fordul elő. Maga a szűkebb értelemben vett Pseudolioceras a toarci boreális és szubboreális területeit jellemzi /SEY et al. 1986/. A P./Osperleioceras/ /KRIMHOLZ, 1962/ subgenus egyaránt megtalálható Dél-Franciaországban /GUEX 1975/, DNy-Németország /ULRICHS 1977/, Szubbéti Kordillerák /RIVAS 1975/, Palma de Mallorca /MARTINEZ 1988/, Ny-Algéria /ELMI et al. 1985/ és Chile - Argentína /HILLEBRANDT 1979/ területén.

PSEUDOPOLYPLECTUS MATTEI, 1969

A genus stabil-Európa déli részét Dél-Franciaország /GUEX 1972/, Dél-Németország /ULRICHS 1977/, valamint a Mediterraneumot /Ibériai Kordillerák: GOY 1974, Béti Kordillerák: RIVAS 1973, Itália: PINNA 1968, Görögország: KOTTEK 1963, Ny-Algéria: ELMI et al. 1974/ egyaránt jellemzi.

POLYPLECTUS BUCKMAN, 1890

ARKELL /1957/ szerint Európában, Észak-Afrikában és Baluchistanban fordul elő, valószínű azonban, hogy pandemikus. A Polyplectust a Kaukázusból NUTSUBIDZE /1966/, Iránból FANTINI-SESTINI /1966/, DNy-Kanadából HALL /1987/, Chile és Argentína terü-

SPHENARPITES SPATH, 1936

ARKELL /1957/ szerint a genus Baluchistan területéről ismert.

ARIETICERATINAE HOWARTH, 1955

A pliensbachi Arieticeratinaek kifejezetten Tethys formák voltak de egyetlen toarci genusuk az Arctomercaticeras REPIN, 1968 ÉK-Szibériában a legalsó toarciban élt /Tenuicostatum Zóna/. GUEX /1972/ ide sorolta az aveyroni Bifrons Zónából előkerült alakokat, amelyek feltehetően az Arctomercaticeras heterokron homöomorphjai /=Mercaticeras/.

HILDOCERATINAE HYATT, 1867

Az alcsaládnak egyetlen genusa pandemikus /Hildaites/ kettő csak a Mediterraneumra /Parahildaites. Renziceras/. kettő csak a Dél-Pacifikumra /Atacamiceras. Hildaitoides/ korlátozódik. Két további genusuk kisebb /Hildoceras/ vagy nagyobb /Mercaticeras/ mértékben a Mediterraneumra jellemző.

HILDAITES BUCKMAN, 1921

A genus ARKELL /1957/ szerint Európa, Anatólia és Közép-Arábia területén fordul elő. Ezen kívül megtalálható a Kaukázusban /KAZAKOVA 1987/, Tuniszban /FAURÉ és PEYBERNÈS 1986/, Marokkóban /GUEX 1973/, Ny-Algériában /ELMI et al. 1974/, továbbá az Arktikus Kanadában /FREBOLD 1975/ és Chile - Argentína területén /HILLEBRANDT 1979/. A széles elterjedésű genust indokolt kozmopolitaként kezelni. Valószínű, hogy a kelet-szibériai Harpohildoceras REPIN, 1970 subgenusként idesorolható.

HILDOCERAS HYATT, 1867

A genus ARKELL /1957/ szerint Európa, Észak-Afrika, Kaukázus, Perzsia és Japán területéről ismert. Ezen kívül előfordul Chile és Argentína toarci rétegeiben is /HILLEBRANDT 1979/. HOWARTH /1978/ szerint kevésbé gyakori

Angliában, mint a Dactylioceratidaek.

Ugyanekkor nagyon gyakori Itáliában, a Magyar Középhegységben, Görögországban, az Ibériai Kordillerákban stb. A Gerecse hegységben a Hildoceras bifrons Zónában az Ammonitinák több mint 80 %-át a Hildoceras alkotja /GÉCZY 1984/. A genus tehát inkább mediterránnak, mintsem ÉNy-európainak tekinthető.

PARAHILDAITES BLAISON, 1967

A genus Madagaszkár és Szauz-Arábia /ELMI 1987/ alsó toarcijára korlátozódik.

MERCATICERAS BUCKMAN, 1913

ARKELL /1957/ szerint a genus Európára és Észak-Afrikára jellemző, de HILLEBRANDT /1983/ szerint Chilében is előfordul. HOWARTH /1973/ szerint jellegzetesen Tethys forma, amely Franciaországban és Németországban ritka, és hiányzik Angliában.

RENZICERAS ARKELL, 1951

A genus ARKELL//1957/ szerint a görögországi alsó toarcira korlátozódik, de ELMI et al. /1974/ szerint Ny-Algériában is megtalálható.

HILDAITOIDES HILLEBRANDT, 1987

A genus mindezeideig csak Dél-Amerika területéről ismert.

ATACAMICERAS HILLEBRANDT, 1987

A genus mindezeideig csak Dél-Amerika területéről ismert. E két genus mindenesetre a Kelet-Pacifikum faunáinak bizonyos fokú önállósodására utalnak.

GRAMMOCERATINAE BUCKMAN, 1905

A Grammoceratinae alcsalád inkább a stabil-Európát, mintsem a Mediterraneumot jellemzi. Egyetlen genusa /Shakraceras/. amely Tethys déli szegélyére korlátozódik.

GRAMMOCERAS HYATT, 1867

A genus látszólag pandemikus. ARKELL /1957/ szerint Európában, Észak-Afrikában, Kaukázusban, Észak-Perzsiában, Indonéziában, ?Borneón, Spitzbergakon és Kanadában fordul elő. Ezen kívül megtalálható Japánban /HILLEBRANDT 1979/ is. Ezzel szemben gyakorlatilag ismeretlen Marokkóból /ELMI et al. 1987/ és hiányzik Dél-Amerikából /HILLEBRANDT 1979/. Nagyon ritkán előfordul a Magyar Középhegységben és Itáliából /ZANZUCCHI 1963/, valamint Görögországból is idézik /RENTZ 1906/. Ugyanekkor VADÁSZ /1935/ a Mecsek-hegységi toarciból öt fajtát sorolta fel! ÉNy-Európában a G. thoursense /D'ORBIGNY, 1844/ faj zónaalkotó.

PSEUDOGRAMMOCERAS BUCKMAN, 1901

A Pseudogrammocerast ARKELL /1957/ a Grammocerast synonymjének tekintette. ÉNy-Európában a P. struckmanni /DENCKMANN 1887/ szubzónajelző. A Grammocerasszal ellentétben a genus a Mediterraneumban is gyakoribb. Így a Magyar Középhegységben viszonylag nagyobb számban található, de előfordul Itáliában /PINNA 1968/ és Ny-Algériában /ELMI 1985/ is. POPA /1967/ a Persányi-hegységből 7 fajtát írta le. Megtalálható Bulgáriában /SAPUNOV 1959/ és a Kaukázusban /HASANOV 1967/, esetleg Vietnamban /SATO 1972/, de hiányzik Dél-Amerikából /HILLEBRANDT 1979/.

PODAGROSITES GUEX, 1973

A genus Dél-Franciaországból írták le, de előfordul az Ibériai Kordillerákban /MARTINEZ 1988/ és Marokkóban /BENSHILI 1989/ is.

PSEUDOLILLIA MAUBEUGE, 1949

Az eredetileg Elzász-Lotharingiából leírt genus megtalálható Spanyolországban /Burgos, Granada/ és Marokkóban /DONOVAN 1962/, valamint Bulgáriában /SAPUNOV 1968/ és a Gerecse-hegységben /GÉCZY 1984/.

SHAKRACERAS BASSE, 1957

A genus az arábiai felső toarcit jellemzi.

PHLYSEOGRAMMOCERAS BUCKMAN, 1901

A genus ARKELL /1957/ szerint Európára korlátozódik. Európán kívül a genus megtalálható a Kaukázusban /NUTSUIDZE 1966/ és esetleg Chilében és Argentínában /HILLEBRANDT 1979/. A Phlyseogrammoceras s.str. hiányzik Marokkóból, de a Dél-Franciaországból leírt Gruneria GABILLY, 1974 subgenus ELMI és BENSHILI /1987/ szerint előg gyakori a Tethys déli peremén /Itália, Algéria, Marokkó/.

ONYCHOCERAS WUNSTORFF, 1907

ARKELL /1957/ szerint a genus Németországra korlátozódik, de gyakori Dél-Franciaországban /RENZ 1966/ és meglepően előfordul Ny-Sziciliában /WENDT 1971/. sőt Thaiföldön is /BRAUN és JORDAN 1976/.

HUDLESTONIA BUCKMAN, 1891

A genus ARKELL /1957/ szerint Európában fordul elő. Kifejezetten stabil-Európára korlátozódó genus, amely a Kaukázusban /ROSTOVTSEV 1965/ is megtalálható, de gyakorlatilag ismeretlen a Meditteraneumból. ÉNy-Európában a genus különösen Anglia, Észak-Franciaország és Észak-Németország területeire jellemző.

DUMORTIERIA HAUG, 1885

A pandemikus genus ARKELL /1957/ szerint Európa, Észak-Afrika, Anatólia, Kaukázus, Perzsia, Indokína, Borneó, Kanada és Argentina területén található meg. Faji szinten a földrajzi elkülönülés szembeütő. A mediterrán területre korlátozódnak a következő fajok:

Dumortieria menezhinei ZITTEL in HAUG, 1885: Bakony /GÉCZY 1967/, Itália /LEVI-SETTI 1968/, Ny-Algéria /ELMI et al. 1974/.

Dumortieria latumbilicata GÉCZY, 1967:

Bakony, Ny-Algéria, Itália, továbbá Tunisz /FAURÉ és PEYBERNÉS 1986/

Dumortieria raricostata GÉCZY, 1967:

Bakony, Itália /LEVI-SETTI 1968/

Dumortieria evolutissima PRINZ, 1904:

amely a korábbi lelőhelyeken kívül megtalálható Görögországban /RENZ 1910/ és a Béli Kordillerákban /RIVAS 1973/, továbbá a Bajor-Alpokban /FISCHER 1966/

ÉNy-Európában más Dumortieria fajok a jellemzők.

CATULLOCERAS GEMMELLARO, 1886

ARKELL /1957/ szerint a genus Európában és Észak-Afrikában terjedt el.

PLEYDELLIA BUCKMAN, 1899

A genus ARKELL /1957/ szerint Európában, Észak-Afrikában, Anatóliában, Perzsiában és ?Argentínában fordul elő. Ezt követően az argentinai előfordulás megerősítést nyert /HILLEBRANDT 1979/. A genus az arktikus-boreális területektől eltekintve pandemikusnak tűnik.

BOULEICERATINAE ARKELL, 1950

A Hildoceratidae család egyetlen kifejezetten Tethysre jellemző alcsaládja, amely csak kivételesen hatolt be stabil-Európa területére. A család a toarci bázisán a Tethys déli szegélyén jelent meg.

BOULEICERAS THEVENIN, 1906

ARKELL /1957/ szerint a genus Portugália, Közép-Arábia, Baluchistan, Szomália, ÉK-Kenya és Madagaszkár területéről ismert. Újabban a Béli Kordillerákból /BIZON et al. 1966/, az Ibériai Kordillerákból /GOY 1974/, Marokkóból /FAUGERES 1975/ és Chiléből /HILLEBRANDT 1973/ írták le. Feltűnő módon a Bouleicerasok hiányzanak az itáliai, magyar-középhegységi és görögországi gazdag toarci faunákból.

FRECHIELLA PRINZ, 1904

ARKELL /1957/ szerint a genus Európára korlátozódik. Európán kívül azonban

előfordul Chilében és Argentínában is.

A dél-amerikai faj /F. kammerkarensis cf. helvetica RENZ, 1922/ jellegzetesen mediterrán forma /HILLEBRANDT 1973/. A genus legnagyobb fajszerát a Mediterraneumban érte el /Görögország, Itália, Bajor-Alpok, Magyar-Középhegység, Ibériai félsziget/, de kis számban előfordul ÉNy-Németországban és Dél-Angliában is.

LEUKADIELLA RENZ, 1913

ARKELL /1957/ szerint a genus Görögországban és Algériában fordul elő, de megtalálható Itáliában /Lombardia, Középső-Appenninek, Ny-Szicília/, Svájcban /Tessin/ és Tirolban /v.ö. WENDT 1966/, sőt Chilében és Argentínában is /HILLEBRANDT 1979/. A genus Ny-algériai előfordulása kérdéses /v.ö. ELMI et al. 1974/. A Leukadiella gerecsei előfordulása fokozottan hangsúlyozza a Magyar Középhegység mediterrán jellegét.

PARONICERAS BONARELLI, 1893

A genus ARKELL /1957/ szerint kifejezetten kelet-mediterrán, de kiterjed Spanyolországra és Észak-Afrikára. RENZ /1933/ a Paronicerasok portugáliai, franciaországi és németországi előfordulására is utalt, de HOWARTH /1973/ szerint Angliáig már nem hatoltak fel. ÉNy-Amerikában ennek a Tethys elemnek az előfordulása /Wrangellia-terület/ utólagos lemeztektonikai mozgásokkal kapcsolatos /TAYLOR et al. 1984/. A Magyar Középhegység Paronicerasai a görögországi és itáliai formákhoz kapcsolódnak.

OXYPARONICERAS GUEX, 1974

A genus ugyanúgy előfordul a Mediterraneum területén /Görögország, Umbria, Appenninek, Magyar Középhegység, Marokkó/, mint alárendelten a stabil-Európában /Dél-Franciaország, Württemberg, Dél-Anglia/. A dorseti előfordulás arra utal, hogy a Bouleiceras-tinaek a kihálás előtt ugyanúgy megnövelték areajukat, mint korábban a Juraphyllitidaek.

KOHATICERAS FATMI et HÖLDER, 1975

Az endemikus genus Pakisztán területén fordul elő.

PHYMATOCERATINAE HYATT, 1867

A Phymatoceratidae családba tartozó Phymatoceratinaek a Tethysben alakultak ki, de több genusuk /Haugia, Esericeras/ az ÉNy-Európát jellemzi.

PHYMATOCERAS HYATT, 1867

A genus pandemikus. ARKELL /1957/ szerint Európában, Észak-Afrikában, Anatóliában, Japánban, Dél-Alaszkában fordul elő. Ezen kívül megtalálható Madagaskárban /BLAISON 1963/ is. PINNA és LEVISETTI /1973/ szerint a nominát subgenus és a P. Chartronia BUCKMAN, 1898 a Mediterraneumra jellemző, bár egyes Phymatoceras fajok a Mediterraneumon kívül fordulnak elő. Ezzel szemben a P. Pelekoceras /HYATT, 1867 és a P. Denckmannia BUCKMAN, 1898/ északnyugat-európai.

PSEUDOMERCATICERAS MERLA, 1933

ARKELL /1957/ szerint a genus Itáliára korlátozódik. Ezen kívül előfordul Görögországban /KOTTEK 1963/, a Magyar Középhegységben /GÉCZY 1967/, Dél-Franciaországban /GUEX 1972/, az Ibériai Kordillerákban /GOY 1974/ és a Béli Kordillerákban /RIVAS 1973/. A P. Crassiceras /MERLA, 1933 kifejezetten mediterrán subgenus /v.ö. PINNA és LEVISETTI 1973, ALMERAS és ELMI 1982/.

BRODIEIA BUCKMAN, 1898

ARKELL /1957/ szerint a genus Európában és Chilében fordul elő. A nominát subgenus általában ÉNy-európai és gyakorlatilag ismeretlen Marokkóban /ELMI és BENSILILI 1987/. A P. Merlites GABILLY, 1974/ subgenus viszont a mediterrán területre jellemző /ELMI et al. 1986/.

HAUGIA BUCKMAN, 1888

A genus ARKELL /1957/ szerint Európa, Észak-Afrika, Japán, Kanada és Chile területén fordul elő. HILLEBRANDT /1979/ szerint Dél-Amerikában azonban hiányzik és csak nagyon ritkán található a mediterrán területeken. A Gerecse-hegységben rendkívül ritka /GÉCZY 1984/. Észak-Itáliából ZANZUCCHI 1963-ban írta le egyetlen példányát. Nincsen meg a Béli Kordillerákban /RIVAS 1973/ és Marokkóban sem /ELMI és BENSILI 1987/. Ugyanekkor a H. variabilis /D'ORBIGNY, 1845/ ÉNy-Európában zónajelző faj.

ESERICERAS BUCKMAN, 1920

ARKELL /1957/ szerint a genus Európában és Indonéziában fordul elő. Európában kizárólag ÉNy-Európára korlátozódik és a Mediterraneumból gyakorlatilag hiányzik /PINNA és LEVI-SETTI 1973/.

NEJDIA ARKELL, 1952

ARKELL /1957/ szerint a genus Közép-Arábiára és Madagaszkárra korlátozódik, de előfordul Marokkóban /GUEX 1973/ és az Ibériai Kordillerákban is /GOY 1974/.

HAMMATOCERATINAE BUCKMAN, 1887

A Hammatoceratinae alcsaládba a legváltozatosabb alakú és díszítésű, továbbá a legbonyolultabb lóvonalú Ammonitínák tartoznak. WESTERMANN /1989/ szerint a belső neritikus öv /30-50 m/ lakói lehetnek mint lassú mozgású, nekto-benthonikus alakok. Ez a jellemzés valószínűleg a fejlett, alsó dogger formák egy részére lehet érvényes, hiszen az alcsalád a Tethysen belül alakulhatott ki és innét terjedt át stabil-Európára, valamint a Kelet-Pacifikumra. ARKELL /1957/ szerint az alcsalád nincsen jelen a boreális területen, de egyes genusai TAYLOR et al. /1984/ szerint ÉNy-Amerikában pandémikusak.

HAMMATOCERAS HYATT, 1867

ARKELL /1957/ szerint a genus Európában, Észak-Afrikában, Bureya-medencében, Indonéziában, Kanadában és Dél-Amerikában fordul elő. Iránból SEYED-EMAMI és NABAVI /1985/ írta le. A genus nagyon gyakori a Magyar Középhegységben: feltűnő módon olyan formákkal is, amelyek kanyarulatain időnként befűződések jöttek létre. A fajok gyakorisága más a Mediterraneumban, mint a stabil-Európa területén.

ERYCITES GEMMELLARO, 1886

ARKELL /1957/ szerint a genus Európában, Észak-Afrikában, Anatóliában, Kaukázusban, Észak-Alaszkában és Argentínában fordul elő. A felső toarcira és az aalenira jellemző genus legidősebb csoportja /Praerycites VENTURI, 1981/ Umbriában és a Gerecse-hegységben már az alsó toarci Bifrons Zónájában megtalálható.

SPHAEROCOELOCERAS JAWORSKI, 1926

A genus Argentína felső toarcijára korlátozódik.

Számos bakonyi és gerecsei szelvény alapján több, mint valószínű, hogy a toarciban a Magyar Középhegység a Mediterraneumhoz /"Apuliai-lemez"/ tartozott. Sajnos a Mecsek-hegységről sokkal kevesebb információval rendelkezünk. Vadász monográfiája 20 Ammonoideát sorolt fel a toarciból. Ebből egyetlen faj mediterrán jellegű /"Phylloceras cfr. nilssonii" HÉB. sp./, bár a Calliphyloceras nilssonii megtalálható a típuslelőhelyen: Dél-Franciaországban /BRUN és BROUSSE 1936/, az Északi-Alpokban /SCHRÖDER 1926-1927/, valamint a Nyugati-Kárpátokban /RAKUS 1964, KOLLÁROVA-ANDRUSOVA 1966/ is. A többi faj vagy a mediterrán és a stabil-Európa területén egyaránt elterjedt forma, vagy inkább csak az utóbbi területről ismert. A mecseki toarci ammoniteszek eltérnek a Magyar Középhegység faunájától és elsősorban a Nyugati-Kárpátok és az Apuseni-hegység faunáival hozhatók kapcsolatba.

EREDMÉNYEK

A toarci ammoniteszek földrajzi elterjedése általában nagyobb, mint ahogyan azt ARKELL /1957/ feltüntette.

A toarci ammoniteszeknél a pliensbacht meghaladó területen faj, subgenus, genus, sőt subfamília szintű földrajzi elkülönülés figyelhető meg.

Az elkülönülés már a toarci bázisán elkezdődött /Tenuicostatum Zóna/ a Tethysben /Bouleiceratinae/ és az arktikus területen /Arctomercaticeras/ egyaránt.

Annak ellenére, hogy ezek között az ősföldrajzi egységek között a faunakicserélődés lehetősége fennmaradt az adott taxonokkal, vagy sokkal inkább azok gyakoriságával az adott faunák karakterizálhatók.

A stabil-Európa és a Mediterraneum viszonylatában a toarci ősföldrajzi-lemeztektonikai egységek lényegében megfelelték a pliensbachi helyzetnek.

A Tethystől a boreális területek felé haladva a faunák diverzitása család, alcsalád és genus szinten csökken, ami legegyszerűbben hőmérsékleti tényezőkkel magyarázható.

A rokon toarci ammoniteszfaunák általában latitudinális sorban rendezettek az Ibériai Kordilleráktól Dél-Ázsiáig, illetve a Béti Kordilleráktól Madagaszkárig. Mindez megfelel a Tethys nyugat - keleti irányának. Mivel az északi és déli elemek keveredése leginkább az Ibériai félsziget faunáit jellemzi, a földrajzi elkülönülésben a távolságnak is feltűnő szerepe lehet.

A Kárpát-medencén belül a latitudinális kontinuitás nem érvényesül. A Magyar Középhegység toarci ammoniteszfaunái egyértelműen mediterrán jellegűek és szoros kapcsolatban állnak Itália és Görögország egykorú faunáival. A Mecsek-hegység faunája - az eddigi adatok szerint - az Apuseni-hegység és a Nyugati-Kárpátok faunájával rokon és elsősorban

ÉNy-európai jellegű. A Persányi-hegység autochton zónájából leírt felsőtoarci fauna is egyértelműen stabil-európai /v.ö. POPA 1967/.

Az ammoniteszek ARKELL-től /1957/ adott földrajzi jellemzése az utólagos lemeztektonikai mozgások figyelembevételével módosításra szorul.

JELKULCS - CAPTIONS

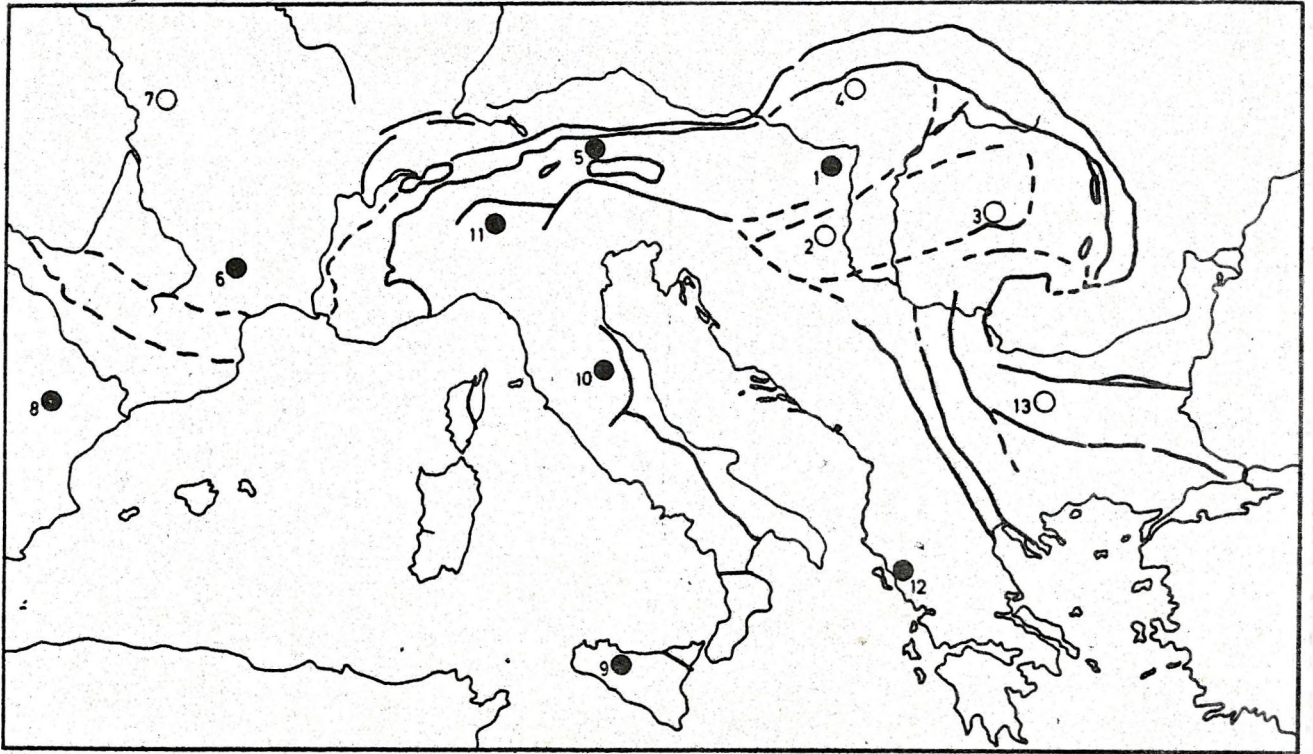
● : gyakori /frequent/

○ : ritka /rare/

1. Bakony és Gerecse hegység
2. Mecsek-hegység
3. Apuseni-hegység
4. Nagy-Fátra
5. Észak-Tirol /Kammerker/
6. Dél-Franciaország /Aveyron/
7. Nyugat-Franciaország /Thouars/
8. Ibériai Kordillerák
9. Nyugat-Szicília
10. Umbria /Valdorbria/
11. Turati-Alpok /Erba/
12. Nyugat-Görögország /Epirosz/
13. Bulgária /Teteveni-hegység/

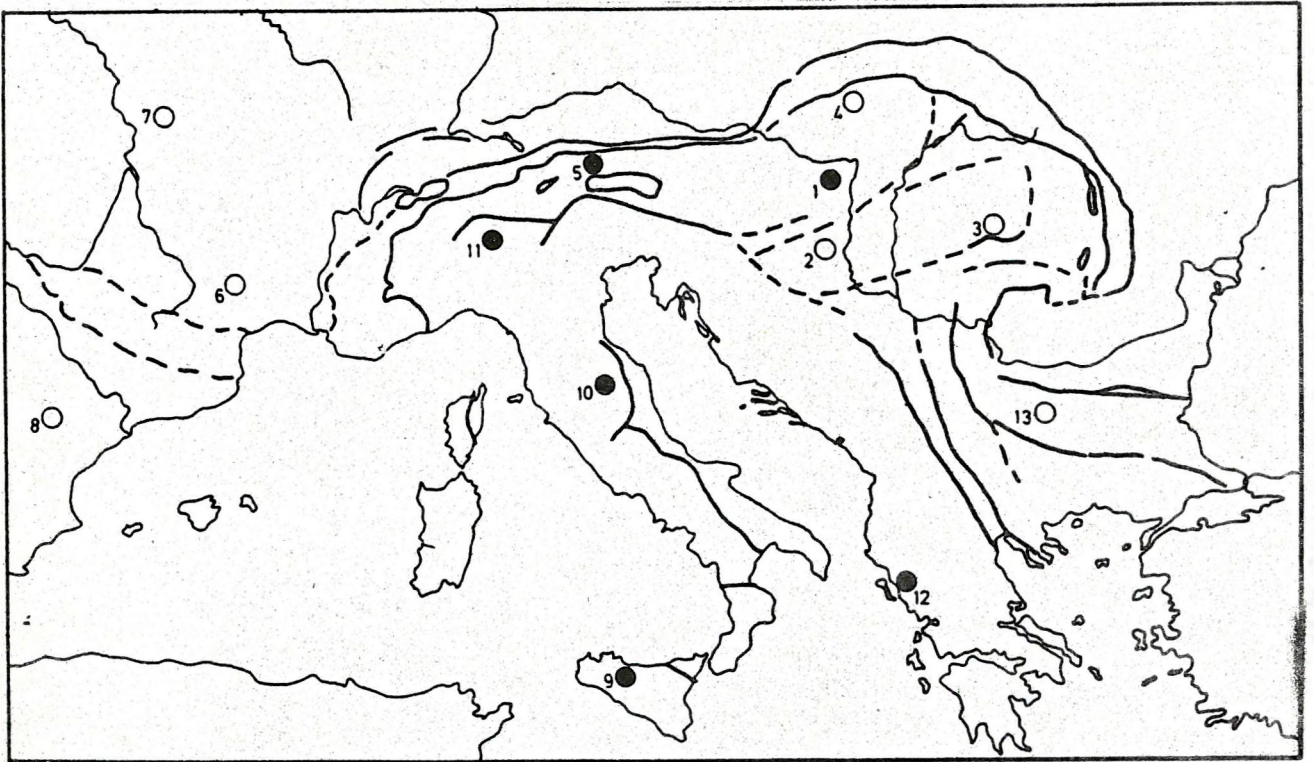
IRODALOM

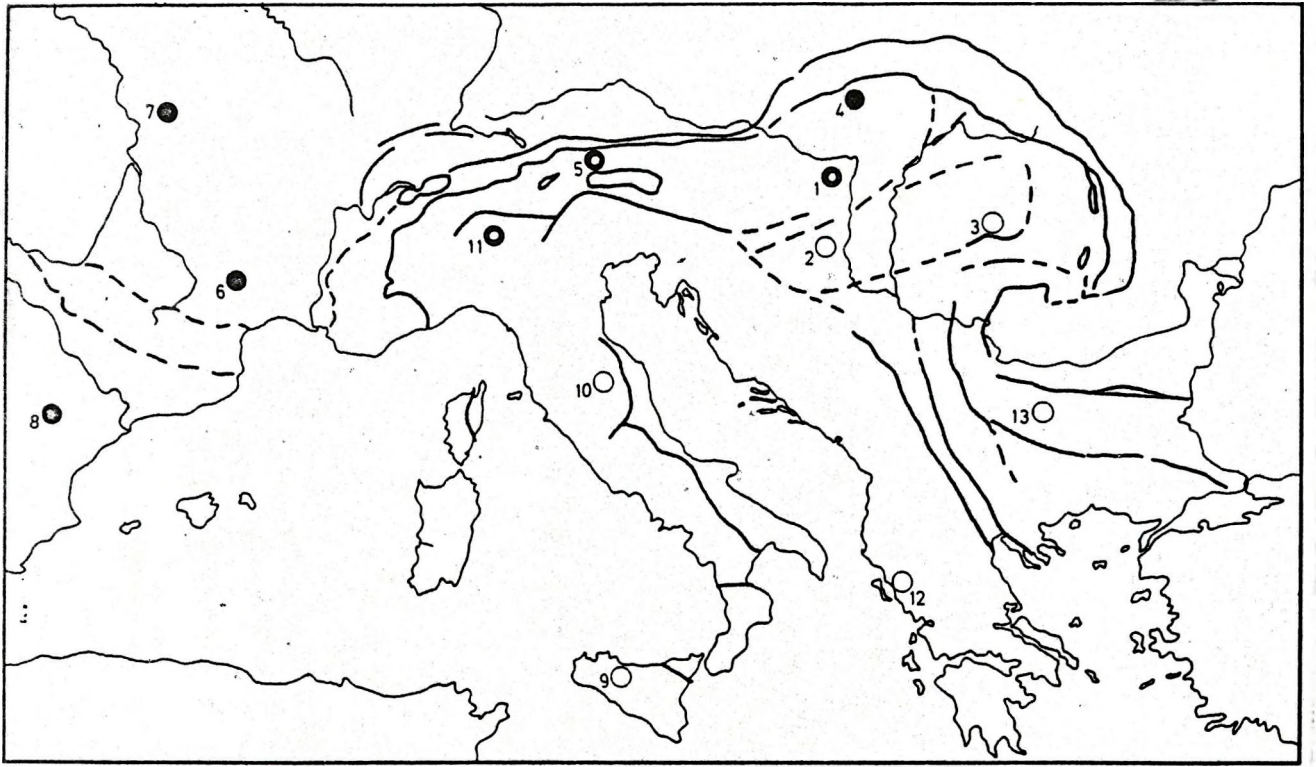
- ALMÉRAS, Y. - ELMI, S. /1982/: Fluctuations des peuplements d'ammonites et de brachiopodes en liaison avec les variations bathymétriques pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée Occidentale - Bollettino della Società Paleontologica Italiana 21/2-3/:169-188.
- ARKELL, W.J. /1957/: Jurassic Geology of the World - Oliver and Boyd Ltd. Edinburgh, 806.p.
- ARKELL, W.J. - KUMMEL, B. - WRIGHT, C.W. /1957/: Mesozoic Ammonoidea. In: MOORE, R.C. /ed/, Treatise on Invertebrate Paleontology Part L. Mollusca 4 /Cephalopoda, Ammonoidea/- Geological Society of America, Univ. of Kansas Press, Lawrence, 1490.p.
- ARNAUD, M. - MONLEAU, C. /1975/: Le Lias et le Dogger inférieur du bord de



1. ábra A Leukadiella /Bouleiceratinae/ földrajzi elterjedése
 Figure 1. Distribution of Leukadiella /Bouleiceratinae/

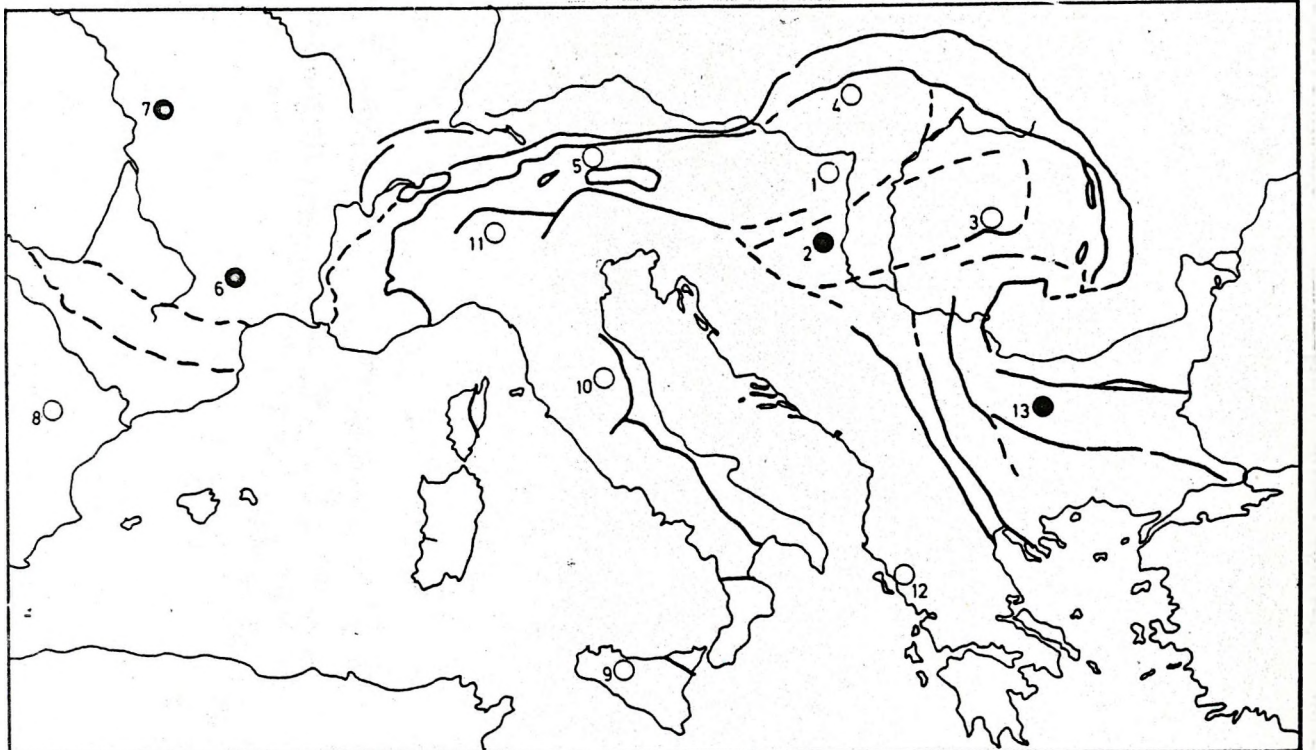
2. ábra A Pseudomercaticeras /Phymatoceratinae/ földrajzi elterjedése
 Figure 2. Distribution of Pseudomercaticeras /Phymatoceratinae/

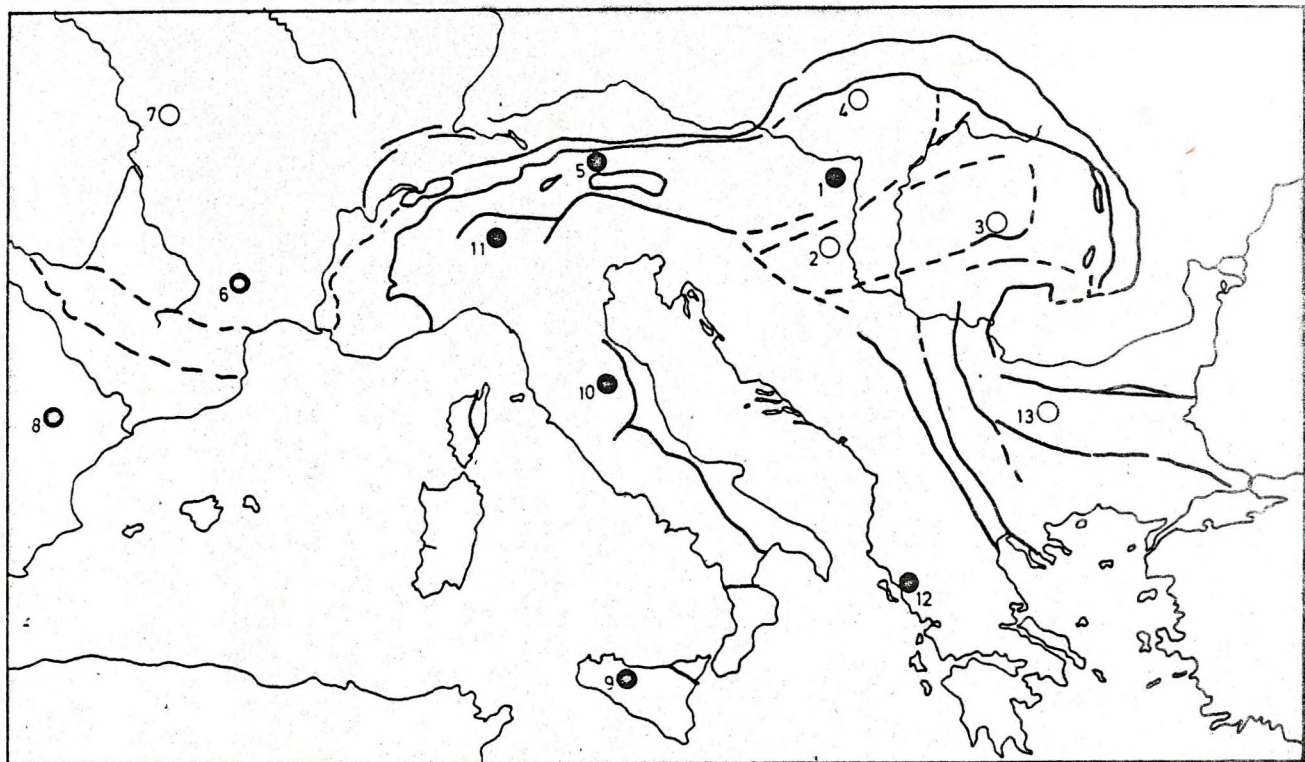




3. ábra A *Haugia* /Phymatoceratinae/ földrajzi elterjedése
 Figure 3. Distribution of *Haugia* /Phymatoceratinae/

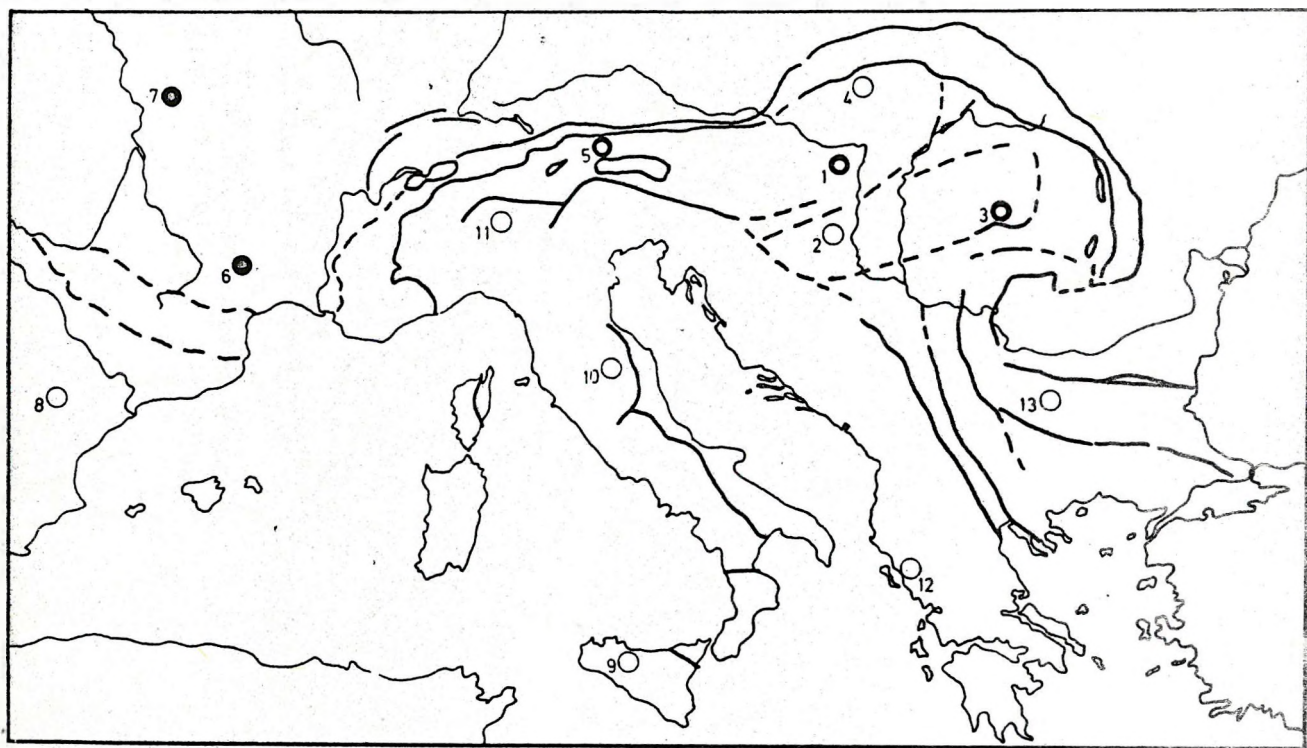
4. ábra A *Pseudolioceras* /Harpoceratinae/ földrajzi elterjedése
 Figure 4. Distribution of *Pseudolioceras* /Harpoceratinae/





5. ábra A Mercaticeras /Hildoceratinae/ földrajzi elterjedése
 Figure 5. Distribution of Mercaticeras /Hildoceratinae/

6. ábra A Zygodactylites /Dactylioceratidae/ földrajzi elterjedése
 Figure 6. Distribution of Zygodactylites /Dactylioceratidae/



- mer Varois - Geol. Mediterranéenne 2, Aix-en-Provence, p.147-158.
- BARBERA, C. /1967/: Ammoniti Giurassici del Gran Sasso e dell'Aquilano - Atti della Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche Serie 3, 6/3/:313.p.
- BASSE, É. - KARPOFF, R. /1957/: Quelques Mollusques du Toarcien des environs de Shakra /Arabie séoudite/ - Bulletin de la Société géologique de France, 6^e série 7:327-339.
- BENSHILI, K. /1989/: Lias-Dogger du Moyen-Atlas Blissé /Maroc/. Sédimentologie, Biostratigraphie et évolution Paléogéographique - Documents des Laboratoires de Géologie Lyon, 106:285.p.
- BIJU-DUVAL, B. - DERCOURT, J. - LE PICHON, X. /1977/: From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System - Intern. Symposium on the Structural History of the Mediterranean basins. In: BIJU-DUVAL, B. - L. MONTADERT /eds/, Split /Yugoslavia/ 25-29 October 1976, p.143-164.
- BIZON, G. - CHAMPETIER, Y. - GUÉRIN-FRANIATTE, S. - ROLLET, A. /1966/: Présence de Bouleiceras nitescens THEVENIN dans l'Est des Cordillères bétiques /prov. de Valence, Espagne/ Bulletin de la Société géologique de France 7^e série 8:901-904.
- BLAISON, J. /1963/: Observations nouvelles sur la stratigraphie du Jurassique de la région de Kandrehô /Madagascar, Bulletin de la Société géologique de France 7^e série 5:969-979.
- BRAUN, E. - JORDAN, R. /1976/: The Stratigraphy and Paleontology of the Mesozoic Sequence in the Mae Sot Area in Western Thailand - Geol. Jahrbuch 21:5-51.
- BRUN, P. - BROUSSE, M. /1936/: Le Lias de Valz près Alés /Gard/ - Travaux Lab. géol. Fac. Sci. Lyon, Mém.27.
- CALOO-FORTIER, B. /1985/: La ligne de suture, élément de comparaison des genres Pleydellia, Vacekia, Leioceras /Hildocerataceae, Toarcien-Aalénien, Sao Giao, Portugal/ - Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon 14:231-253.
- CARIOU, E. - CONTINI, D. - DOMMERMUES, J-L, ENAY, R. - GEYSANNT, J.R. - MANGOLD, C. - THIERRY, J. /1985/: Biogéographie des Ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique - Bulletin de la Société géologique de France 8^e série, 1:679-697.
- COMAS-RENGIFO, M.J. - GOY, A. /1978/: El Pliensbachienne y Toarciense en la Rambla del Salto /Sierra Palomera, Teruel/. Grupo Espanol del Mesozoico-excursiones al Jurásico de la Cordillera Ibérica. Universidad de Madrid Facultad de Geología 4-8 Octubre 1978, p.IV.1-IV.11.
- CUBAYNES, R. - BOUTET, C. - DELFAUD, J. - FAURE, Ph. /1984/: La Mégaséquence d'ouverture du Lias Quercynois /Bordure sud-ouest du Massif Central français/ - Bulletin Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 8/2/: 333-370.
- DADLEZ, R. - KOPIK, J. /1975/: Stratigraphy and palaeogeography of the Jurassic Geological Institute Bulletin 252: 149-171.
- DAGIS, A.A. /1968/: Toarszkie ammoniti /Dactylioceratidae/ szevera Szibiri. Trudi Insztituta geologii i geofiziki, Vipuszk 40, 108.p. Akademija Nauk SSSR.
- DAGIS, A.A. /1971/: O geneticseszkoy szvjazi rodov Tiltoniceras, Elegantoceras i Harpoceras - Paleontologiceszkij Zsurnal 1971, 2:41-46.
- DAGIS, A.A. /1974/: Toarszkie ammoniti /Hildoceratidae/ Szevera Szibiri - Izdatyelsztvo Nauka, Szibirskie Otyyelenyie, Novosibirszk 107.p.
- DAGIS, A.A. - DAGIS, A.S. /1967/: Sztrati-grafija toarszkih otlozyenyij Viljujszkoy szineklizi In: Problemi paleont. obosznovanyija detalnoj sztratigr. mezozoja Szibiri i Dalnego Vosztoka p.41-60.
- DEAN, W.T. - DONOVAN, D.T. - HOWARTH, M.K. /1961/: The Liassic ammonite Zones and Subzones of the North-west European Province - Bulletin of the British Museum /Natural History/ Geology 4/10/:435-505.
- DEZI, R. - RIDOLFI, S. /1975/: Ammoniti Toarciane della "facies non rossa" del Romitorio S. Angelo Presso Cingoli /MC/ - Litocompagnucci, Macerata 48.p.
- DEZI, R. - RIDOLFI, S. /1978/: Fauna Ammonitica del Toarciano superiore di Monte Carcatore /Cingoli-Marche/- Litocompagnucci, Macerata 74.p.
- DOMMERMUES, J-L. /1982/: Le provincialisme des Ammonites nord-ouest européennes au Lias moyen. Une crise faunique sous controle paléogéographique - Bulletin de la Société géologique de France 7^e série 24/5-6/:1047-1051.
- DOMMERMUES, J-L. - GÉCZY, B. /1989/: Les faunes d'ammonites du Carixien basal de Villány /Hongrie/; un témoin paléobiogéographique des peuplements de la marge méridionale du continent Euro-Asiatique - Revue de Paléobiologie 8/1/:21-37.
- DOMMERMUES, J-L. - MARCHAND, D. /1988/: Paléobiogéographie historique et écologique: Application aux Ammonites du Jurassique In: WIEDMANN, J. - J. KULLMANN /eds/, Cephalopods - Present and Past p.351-364. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- DOMMERMUES, J-L. - MARCHAND, D. - SAPUNOV, I. - THIERRY, J. /1987/: Les faunes d'ammonites du Jurassique bulgare: une confirmation paléobiogéographique de l'isolement relatif de la région balkano-moesienne - Bulletin de la Société géologique de France 8^e série 3/4/:737-742.

- DONOVAN, D.T. /1958/: The Ammonite Zones of the Toarcian /Ammonitico Rosso Facies/ of southern Switzerland and Italy - *Eclogae Geologicae Helvetiae* 51/1/:33-60.
- DONOVAN, D.T. /1962/: New information on the Toarcian ammonite genus *Pseudolillia* Maubeuge 1949 - *Palaeontology* 5/1/:86-92.
- DONOVAN, D.T. - CALLOMON, J.H. /1981/: Classification of the Jurassic Ammonitina In: HOUSE, M.R. - J.R. SENIOR /eds/, The Ammonoidea - Systematics' Association Special Volume 18:101-155. Academic Press London.
- DONOVAN, D.T. - HODSON, F. - HOWARTH, M.K. - HOUSE, M.R. - TOZER, E.T. - WRIGHT, C.W. /1967/: Mollusca: Cephalopoda /Ammonoidea/. The Fossil Record, Part II, p.445-460. Geological Society of London.
- ELMI, S. /1967/: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche - *D.L.G.F.S.L.* 19/3/:845.p.
- ELMI, S. /1985/: Influences des Hauts-Fonds sur la composition des peuplements et sur la dispersion des ammonites - *Bulletin de la Section des Sciences* 9:217-228.
- ELMI, S. - BENSILILI, K. /1987/: Relations entre la structuration tectonique, la composition des peuplements et l'évolution; exemple du Toarcien du Moyen-Atlas méridional /Maroc/ - *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 26/1-2/:47-62.
- ELMI, S. - ATROPS, F. - MANGOLD, C. /1974/: Les zones d'ammonites du Domérien-Callovien de l'Algérie Occidentale, première partie: Domérien-Toarcien. - *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* 61:83.p.
- ELMI, S. - ALMÉRAS, Y. - AMEUR, M. - BENHAMOU, M. /1985/: Précisions biostratigraphiques et paléoécologiques sur le Lias des environs de Tiffrit - *Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon* 14:15-41.
- ELMI, S. - MOUTERDE, R. - RUGET, Ch. - ALMÉRAS, Y. - NAUD, G. - /1986/: Le Jurassique inférieur du Bas-Vivrais /Sud-est de la France/ - *Cahiers Inst. Cathol. Lyon sér. Sci.* 1:163-189.
- ENAY, R. /1980/: Paléobiogéographie et ammonites jurassiques: "rythmes fauniques" et variations du niveau marin; voies d'échanges, migrations et domaines biogéographiques - *Mém. h.sér.Soc.géol. de France* 10:261-271.
- ENAY, R. - MANGOLD, Ch. /1982/: Dynamique biogéographique et évolution des faunes d'ammonites au Jurassique - *Bull. Soc. géol. France* 7^e série 24/5-6/:1025-1046.
- FANTINI-SESTINI, N. /1966/: The geology of the Upper Djadjerud and Lar Valleys /North Iran/ II. *Palaeontology Upper Liassic Molluscs from Shemshak Formation - Riv. Ital. Paleont.* 72/3/:795-852.
- FAUGERES, J.C. /1975/: Le Toarcien inférieur du jbel Dehar en N'Sour /Rides prériftaines, Maroc/: précisions biostratigraphiques et remarques paléontologiques sur les ammonites /genres *Bouleiceras*, *Hildaites*/ de la zone a *Serpentinus* - *Bull. Soc. géol. France* 7^e série 17:116-122.
- FAURÉ, Ph. - PEYBERNÉS, B. /1986/: Biozonation par Ammonites et essai de corrélation des séries réduites liasiques de la "Dorsale Tunisienne" - *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 112:41-49.
- FISCHER, R. /1966/: Die Dactylioceratidae /Ammonoidea/ der Kammerker /Nordtirol/ und die Zonengliederung des alpinen Toarcien - *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen Neue Folge* 126:83.p.
- FREBOLD, H. /1964/: Lower Jurassic and Bajocian ammonoid faunas of north-western British Columbia and southern Yukon - *Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Surveys Bulletin* 116:31.p.
- FREBOLD, H. /1975/: The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Lower Jurassic Ammonites, Biostratigraphy and Correlations - *Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources, Bulletin* 243: 35.p.
- FREBOLD, H. /1976/: The Toarcian and Lower Middle Bajocian beds and ammonites in the Fernie Group of southeastern British Columbia and parts of Alberta - *Geological Survey of Canada, Paper* 75-39:33.p.
- GABILLY, J. /1976a/: Le Toarcien à Thouars et dans le centre-ouest de la France - *Les Stratotypes français* 3:217.p.
- GABILLY, J. /1976b/: Évolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammooceratinae /Hildocerataceae Ammonitina/ de la région de Thouars, Stratotype du Toarcien - *Mémoires de la Société géologique de France nouvelle série* 124:196.p.
- GALLITELLI-WENDT, M.F. /1969/: Ammoniti e stratigrafia del Toarciano Umbro-Marchigiano /Appennino centrale/ - *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 8/1/:11-62.
- GÉCZY B. /1966/: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie Part I. - *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 34:273.p.
- GÉCZY B. /1967/: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie Part II. - *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 35:413.p.
- GÉCZY B. /1984/: Provincialism of Jurassic ammonites; examples from Hungarian faunas - *Acta Geologica Hungarica* 27/3-4/:379-389.
- GÉCZY B. /1989/: A toarci ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése a mediterrán és a stabil európai régióban - *Kézirat, ELTE Óslénytani Tanszék*, 25.p.

- GOY, A. /1974/: El Lias de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Iberica - Universidad Complutense de Madrid Facultad de Geologia, 35.p.
- GOY, A. - ROBLES, F. /1975/: El Jurásico de Turmiel /Guadalajara/ - Estudios Geologicos 31:261-283.
- GOY, A. - URETA, S. /1988/: Ammonitina del Toarciense superior en la Sierra Norte de Mallorca !/Espana/ - Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, ESección Geológica 84/1-2/:19-38.
- GOY, A. - JIMENEZ, A. - MARTINEZ, G. - RIVAS, P. /1987/: Difficulties in correlating the Toarcian ammonite successions of the Iberian and Betic Cordilleras /Lisboa, Abstract/
- GUEX, J. /1972/: Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses /France/ et révisión des ammonites décrites et figures par Morestier /1931/ - Eclogae Geologicae Helv. 65/3/:611-645.
- GUEX, J. /1973/: Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéennes - Eclogae Geologicae Helveticae - 66/3/:493-523.
- GUEX, J. /1975/: Description biostratigraphique du Toarcien supérieur de la bordure sud des Causses - Eclogae Geologicae Helveticae 68: 97-129.
- GUNDLACH, H. - JORDAN, R. /1972/: Geochemie der Geoden des Unteren Toarcium /Lias epsilon/ im südlichen Niedersachsen und ihre Aussage für Stratigraphie und Genese - Ber. Naturhist. Ges. Hannover 116:81-93.
- HAAS, O. /1958-1976/: Recent literature on Mesozoic ammonites - Journal of Palaeontology 32/3/:624-635, 35/3/:580-597, 37/1/:271-282, 38/1/:161-170, 39/1/:108-123, 39/5/:960-973, 40/5/:1070-1081, 41/3/:726-741, 42/3/:759-766, 43/3/:779-790, 44/3/:544-557, 45/3/:542-552, 46/5/:742-768, 47/3/:529-548, 47/5/:892-899, 48/5/:994-1008, 50/3/:941-953.
- HALL, R.L. /1987/: New Lower Jurassic ammonite faunas from the Fernie Formation, southern Canadian Rocky Mountains - Canadian Journal of Earth Sciences 24/8/:1688-1704.
- HALLAM, A. /1965/: Observations on marine Lower Jurassic stratigraphy of North America - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 49.
- HASANOV, T.A. /1967/: Nyizsnaja jura Azerbajdzsana /Maliy Kavkaz/ - Akademiya Nauk Azerbajdzsanszkoj SSR, Baku 200.p.
- HAUG, E. /1885/: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung Harpoceras - Neues Jahrbuch Min. Geol. Pal. Beil. 3, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. /1973/: Die Ammonitengattungen Bouleiceras und Frechella im Jura von Chile und Argentinien - Eclogae Geologicae Helv. 66/2/:351-363.
- HILLEBRANDT, A. /1979/: Paleobiogeografía de los ammonites del Lias de la Argentina y áreas Vecinas - Ameghiniana 16/3-4/:239-246.
- HILLEBRANDT, A. /1981/: Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias - Geol. Rundschau 70/2/:570-582.
- HILLEBRANDT, A. /1987/: Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Mendoza 111-157.
- HILLEBRANDT, A. - SCHMIDT-EFFING, R. /1981/: Ammoniten aus dem Toarcium /Jura/ von Chile. Zitteliana 6:74.
- JORDAN, R. - SCHMIDT-KALER, H. /1985/: Der Obere Lias /Toarcium/ in Südfranken aufgrund neuer Bohrungen. Geol. Jb. A84:55-101.
- KAZAKOVA, V.P. /1987/: Toarazkie hildoceratidi /ammonoidei/ iz dssgiatszkoj szviti mezsúrecsja bol. Zelencsuk-Kuban /Szevernij Kavkaz/. Bjul. Moszk. o-va iszpitatyelej prirodni otgyel. geol. 1987, T.62/1/:86-102.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. /1966/: Les Céphalopodes du Lias du Slovensky kras. Nauka Ozemi Geol. 2. Bratislava.
- KOPIK, J. /1968/: Remarks on some Toarcian ammonites from the Hornsund area, Westspitzbergen. Studia Geologica Polonica 21:33-50.
- KOTTEK, A.V. /1966/: Die ammonitenabfolge des Griechischen Toarcium. Ann. Géol. Pays Helléniques 1^{er} série 18:157, Athènes.
- KRIMHOLZ, G.H. ed./1962/: Polevoi Atlas-Rukovodjashchikh Iskopaemykh Jurskikh i Neokomskikh Otlozhenii Zapadnoi Turkmenii, Leningrad 212.p.
- LEHMANN, U. /1968/: Stratigraphie und Ammonitenführung der Ahrensburger Glazial-Geschiebe aus dem Lias epsilon /Unt. Toarcium/. Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg 37:41-68.
- LEVI-SETTI, F. /1968/: Ammoniti del genere Dumortieria nella serie toarciana del Passo del Furlo /Appennino Centrale/. Ati della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano 107:317-347.
- MARTINEZ, G. /1988/: Caracterización de la Subzona Vitiosa /Zona Variabilis/ del Toarciense medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. /Geol./ 84/1-2/:51-68.
- MATTEI, J. /1971/: Analyse des termes fossilifères domériens dans les Causses du Sud du Massif Central français. Essai d'étude biostratigraphique. M.B.R.G.M. Paris, 75: 547-566.

- MAUBEUGE, P.L. /1967/: Catalogue des Ammonites du Jurassique inférieur et moyen /Hettangien à Bathonien/ du Musée cantonal de Bale-Campagne. Deuxième partie. Tätigkeitsbericht der Naturforschenden Gesellschaft Baselland, Liestal 25/1965/:43-130.
- MOUTERDE, R. - ROCHA, R.B. - RUGET, Ch. /1971/: Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. Comunicacoes des Servicos Geológicos de Portugal 55:55-86.
- NUTSUBIDZE, K.S. /1966/: Nizanejurszkaja fauna Kavkaza. Akademija Nauk Gruzinszkoj SSR Geologičeszkij Insztitut, novaja szerija 8:212.
- PINNA, G. /1963/: Ammoniti del Lias superiore /Toarciano/ dell'Alpe Turati /Erba, Como/ Generi Mercaticeras, Pseudomercaticeras e Brodieia. Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano 13/2/:65-98.
- PINNA, G. /1966/: Ammoniti del Lias superiore /Toarciano/ dell'Alpe Turati /Erba, Como/ Famiglia Dactyloceratidae. Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano 14/2/:83-136.
- PINNA, G. /1968/: Ammoniti del Lias superiore /Toarciano/ dell'Alpe Turati /Erba, Como/ Parte III: famiglie Lytoceratidae, Nannolytoceratidae, Hammatoceratidae /excl. Phymatoceratinae/, Hildoceratidae /excl. Hildoceratinae e Bouleiceratinae/. Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano 17/1/:1-69.
- PINNA, G. /1973/: La zone a erbaense del Toarciano mediterraneo e la sua correlazione con la stratigrafia della provincia europea nord-occidentale. Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Mus. Civ. Milano 114.
- PINNA, G. - LEVI-SETTI, F. /1973/: Note su uno studio delle ammoniti Liasiche della sottofamiglia Phymatoceratinae Hyatt, 1900. Bollettino della Società Paleontologica Ital. 12/2/:130-142.
- POPA, E. /1967/: Ammoniti toarcianului superior autohton /zona cu Grammoceras thouarsense/ din Muntii Persani /Carpatii Orientali/. Dari de Seama ale Sedintelor 53/2, /1965-1966/:33-49.
- POPA, E. /1981/: La biostratigraphie des formations Mésozoïques de la partie orientale de Padurea Craiului /Monts Apuseni/. Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica 58:203-282.
- POZARYSKA, K. - BROCHWICZ-LEWINSKI, W. /1975/: The nature and origin of Mesozoic and early Cenozoic marine faunal provinces. Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg 44:207-216.
- PRINZ Gy. /1904/: Ueber Rückschlagsformen bei liassischen Ammoniten. Neues Jahrbuch für Mineralogie Geologie und Palaeontologie
- RAKUS, M. /1964/: Palaontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Sbornik Geologických Vied, Zápádne Karpaty rad 7K-zvazok 1:93-156.
- RENZ, C. /1906/: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch für Min. Geol. Pal. Beil. 21.
- RENZ, C. /1910/: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrbuch der k.k. geol. Reichsanstalt 1910, 60/3/:421-636.
- RENZ, C. /1932/: Neue Vorkommen von Paroniceraten und Frechliellen im westgriechischen Oberlias. Abhand. Schweiz. Palaeont. Ges. 52.
- RENZ, O. /1966/: Über die Gattung Onychoceras /Ammonoidea/ im Oberen Toarcien des Département de l'Aveyron in Frankreich. Eclogae geol. Helv. 59/1/:467-483.
- RIEGRAF, W. /1986/: Stratigraphische Verbreitung der Ammonitengattung Catacoeloceras im Toarcium Europas. Senckenbergiana Lethaea 67:305-313.
- RIEGRAF, W. - KELLER, T. /1979/: Zwei seltene Ammonitenarten im Posidonien-schiefer /Untertoarcium/ Süddeutschland. Neues Jahrbuch Geol. Pal. Monatshefte 690-700.
- RIVAS, P. /1973/: Estudio paleontológico estratigráfico del Lias /sector Central de las Cordilleras Béticas/. Universidad de Granada 77.p.
- RIVAS, P. /1975/: Una nueva especie de Osperleoceras /Osperleoceras subbeticus n.sp./ en la Cordillera Subbética. Cuad. Geol. 6:121-136.
- ROCHA, R.B. da /1976/: Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. Universidade Nova de Lisboa 178.p.
- ROSTOVTSEV, K.O. /1965/: Ammoniti Verhnego Toarca Zapadnogo Kavkaza. Tr. Krasnodarskogo Filiala 16:50-86.
- SAPUNOV, I. /1959/: Stratigraphic and palaeontological studies of the Toarcian in the vicinity of the town of Teteven /central Balkan Range/. Travaux sur la Géologie de Bulgarie sér. Paléontologie 1:17-49.
- SAPUNOV, I.G. /1968/: The ammonite zones of the Toarcian in Bulgaria. Bull. of the Geological Institute series Palaeontology 17:133-171.
- SATO, T. /1972/: Ammonites du Toarcien au Nord de Saïgon /Sud Viet-Nam/. Geology and Palaeontology of South-east Asia 10:231-242.
- SCHLATTER, R. /1982/: Zur Grenze Pliensbachian-Toarcian im Klettgau /Kanton Schaffhauser, Schweiz/. Eclogae geol. Helv. 75/3/:759-771.
- SCHLATTER, R. /1985/: Eine bemerkenswerte Ammonitenfauna aus dem Grenzbereich Pliensbachium/Toarcium der Baar /Baden-Württemberg/. Stuttgarter Beitr. Naturk. B 112:27.p.

- SCHMIDT-EFFING, R. /1972/: Zur Palaontologie jurassischer Invertebraten. Münster 1. Die Dactyloceratidae, eine Ammoniten-Familie des unteren Jura. Münstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie Heft 25-26:255.p.
- SCHRÖDER, J. /1927/: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayerischen Alpen. Palaeontographica 69.
- SEY, I.I. - KALACHEVA, E.D. - WESTERMANN, G.E.G. /1986/: The Jurassic ammonite *Pseudolioceras* /*Tugurites*/ of the Bering Province. Can. J. Earth Sci. 23:1042-1045.
- SEYED-EMAMI, K. - NABAVI, M.H. /1985/: *Dumortieria* und *Pleydellia* /Ammonoidea/ aus der Shemshak-Formation /Obertrias-Mittlerer Jura/ östlich von Shahmirzad /SE-Alborz, Iran/. N. Jb. Geol. Pal. Abhandlungen 170/2/:243-272.
- TAYLOR, D.G. - CALLOMON, J.H. - HALL, R. - SMITH, P.L. - TIPPER, H.W. - WESTERMANN, G.E.G. /1984/: Jurassic Ammonite Biogeography of Western North America: The Tectonic Implications. Geological Association of Canada Special Paper 27:121-142.
- THEOBALD, N. - MOINE, H. /1959/: Les Ammonites du Toarcien supérieur et de l'Aalenien du sentier de l'Ehn près d'Obernai /Bas-Rhin/. Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine 12/1/:36.p.
- THIERRY, J. /1988/: Structure and palaeogeography of the western Tethys during the Jurassic: tests based on ammonite palaeobiogeography. In: AUDLEY-CHARLES, M.G. - HALLAM, A. /eds./, Gondwana and Tethys. Geological Society Special Public. 37:225-234.
- ULRICH, M. /1977/: The Lower Jurassic in Southwestern Germany. Stuttgarter Beitr. Naturk. ser.B. 24:41.p.
- VADÁSZ E. /1935/: A Mecsekhegység. Magyar Tájéktani Leírása, Budapest.
- VENTURI, F. /1975/: Rapporti filologici e stratigrafici dei generi Toarciani *Mercaticeras*, *Brodieia*, *Hildoceras*, *Phymatoceras*, *Chartronia* dell'Appennino centrale. Riv. Ital. Paleont. 81/2/:195-216.
- VENTURI, F. /1981/: *Hammatoceratinae*, Buckman 1887, nel Toarciano medio "Rosso Ammonitico" umbro-marchigiano. Boll. Soc. Paleont. Ital. 20:81-92.
- VENTURI, F. /1982/: Ammoniti Liassici dell'Appennino centrale. Città di Castello 104.p.
- VÖRÖS A. /1977/: Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 21:1-16.
- WEITSCHAT, W. /1973/: Stratigraphie und Ammoniten des höheren Untertoarcium /oberer Lias e/ von NW-Deutschland. Geologisches Jahrbuch Reihe A 8:3-81.
- WENDT, J. /1966/: Revision der Ammoniten-Gattung *Leukadiella* RENZ aus dem mediterranen Oberlias. N. Jb. Geol. Pal. Abh. 125:136-154.
- WENDT, J. /1971/: Genese und Fauna submariner sedimentäre Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. Palaeontographica 136, Stuttgart.
- WESTERMANN, G.E.G. /1989/: New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. In: PALLINI /ed./, Fossili, Evoluzione, Ambiente. Atti del secondo Convegno Internazionale 21.p.
- WIERZBOWSKI, A. - KULICKI, C. - PUGACZEWSKA, H. /1981/: Uppermost Triassic, Toarcian and Aalenian deposits. Acta Paleont. Pol. 26/3-4/:
- ZANZUCCHI, G. /1963/: Le ammoniti del Lias superiore /Toarciano/ di entratico in val Cavallina /Bergamasco orientale/. Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano 13/3/:99-146.
- ZIEGLER, B. /1981/: Ammonoid Biostratigraphy and Provincialism: Jurassic-Old World. In: M.R. HOUSE - J.R. SENIOR /eds./, The Ammonoidea. Systematics' Association Special Volume 18:433-457, Academic Press, London.

LIÁSZ ÉS DOGGER BRACHIOPODA-ELTERJEDÉSI ADATOK AZ ALP-KÁRPÁTI RÉGIÓ ÓSFÖLDRAJZI ÉRTÉKELÉSÉHEZ

Distribution of Lower and Middle Jurassic brachiopods:
data to the palaeogeographicalevaluation
of the Alpine-Carpathian area

VÖRÖS ATTILA

ÖSSZEFOGLALÁS

Az alp-kárpáti régió és a hozzá kapcsolódó európai területek liász és dogger brachiopoda faunáinak páleobiogeográfiáját a jelen dolgozat "jellemző taxonok" elterjedése alapján tárgyalja. A vizsgált területen uralkodó ÉNy-európai, illetve Mediterrán-provincia határai időbeni változásokat mutatnak. A liászban az Ény-európai provincia mellett a Tisza-egységre, a Gétikumra és Moesiára is kiterjedt; a Mediterrán provincia a peri-adriatikus régió kivül az Északi-Mészköalpokot, a Dunántúli-középhegységet és a Nyugati-Kárpátokat is magában foglalta. A dogger végére a Mediterrán-provincia elszegényedett, ennek ellenére határai kiterjedtek a Tisza-egységre, a Gétikumra és a Danubikumra, de az európai self legkülső sávjában más pontokon is Mediterrán faunahatás érvényesült. A Dunántúli-középhegység faunái egyértelmű alpi hasonlóságot mutatnak; a mecseki és a villányi faunák az Erdélyi-középhegységen túl a Gétikum és a Danubikum faunáival mutatnak szoros kapcsolatot.

ABSTRACT

The palaeobiogeography of the Lower and Middle Jurassic brachiopods of the Alpine-Carpathian area and the adjacent regions is discussed here on the basis of distribution of "distinctive taxa". The boundary between the NW-European and Mediterranean provinces, prevailing in the above region, changed during the Jurassic. In the Early Jurassic the NW-European province occupied, besides "stable European" areas, the Tisza, Getic and Moesia units. The Mediterranean province comprised the peri-Adriatic region, the Northern Calcareous Alps, the Transdanubian Central Range and the West Carpathians. By the end of the Middle Jurassic, the Mediterranean province became impoverished, nevertheless, its boundary expanded to the Tisza, Getic and Danubic units and even to the outer margin of the European shelf. The brachiopod faunas of the Transdanubian Central Range show a definite Alpine affinity; the faunas from the Mecsek and Villány Hills were closely connected with those of the Apuseni Mts, and the Getic and Danubic units.

Vörös A., Természettudományi Múzeum,
Föld- és Őslénytár, 1000
Budapest, Múzeum körút 14-16.

BEVEZETÉS

Az utóbbi másfél évtizedben számos dolgozatban foglalkoztam az alp-kárpáti régió és egykori tágabb környezete, a nyugati Tethys paleobiogeográfiájával, elsősorban pliensbachi brachiopodák alapján /Vörös 1977, 1982, 1987, Horváth et al. 1979/, de más jura emeletek brachiopoda faunáját is analizáltam /Vörös 1980, 1984a, 1984b, 1988, Proscorovakaya és Vörös 1988/.

A jelen OTKA kutatási téma a magyarországi nagyszerkezeti egységek és a környező területek paleobiogeográfiai kapcsolatainak elemzését tűzte ki célul, így földrajzi keretei a fenti dolgozatokénál szűkebb. Másrészt viszont, a vizsgálat céljának megfelelően, a "lefedés" sokkal sűrűbb, azaz a lehető legnagyobb mennyiségű faunalelőhely anyaga, illetve adatai szerepelnek az összeállításban. A kisebb fajszámú szórványlelőhelyek bevonása az összehasonlító vizsgálatba természetesen kizárja a numerikus módszerek /koefficiens-számítások/ alkalmazását, hiszen ezek egészen torz, félrevezető eredményeket szolgáltathatnának. Sokkal megbízhatóbb ilyen esetben a "jellemző taxonok" elterjedésének vizsgálata. További kérdés, hogy mit tekintünk jellemző taxonnak, ugyanis a teljesen önkényes kijelölés súlyos szubjektív hibát hordozhat. Szerencsére a vizsgált terület jura brachiopodáinak esetében már történt kísérlet a "jellemző taxonok" többé-kevésbé objektív kijelölésére /Vörös 1980, 1984a/. Ennek alapját nagyobb brachiopoda faunák, illetve provinciák numerikus módszerekkel történt összehasonlítása képezte. A "Mediterrán", illetve az "ÉNy-európai" provincia összehasonlítása során "jellemző fajnak" az számított, amelyik legalább három, azonos provinciába tartozó nagy faunában előfordult, a másik provincia tipikus faunáiban pedig egyáltalán nem fordult elő. A soronkövetkező összeállításokban a fenti módon kijelölt "jellemző fajokat" igyekeztem alkalmazni; néhány különösen indokolt esetben más taxonok elterjedési

adatait is felhasználtam.

Magyarország nagyszerkezeti egységei közül csak a Dunántúli-középhegységből és a Tisza-egység nyugati részéről /Mecsek-hg, Villányi-hg./ ismerünk jura brachiopodákat. A jura emeletek közül néhány csupán igen szegényes faunát tartalmaz, ezért a környező területekkel való összehasonlítás csak a szinemuri, a pliensbachi, a bajóci és a kallóvi faunák alapján volt elvégezhető.

Szinemuri

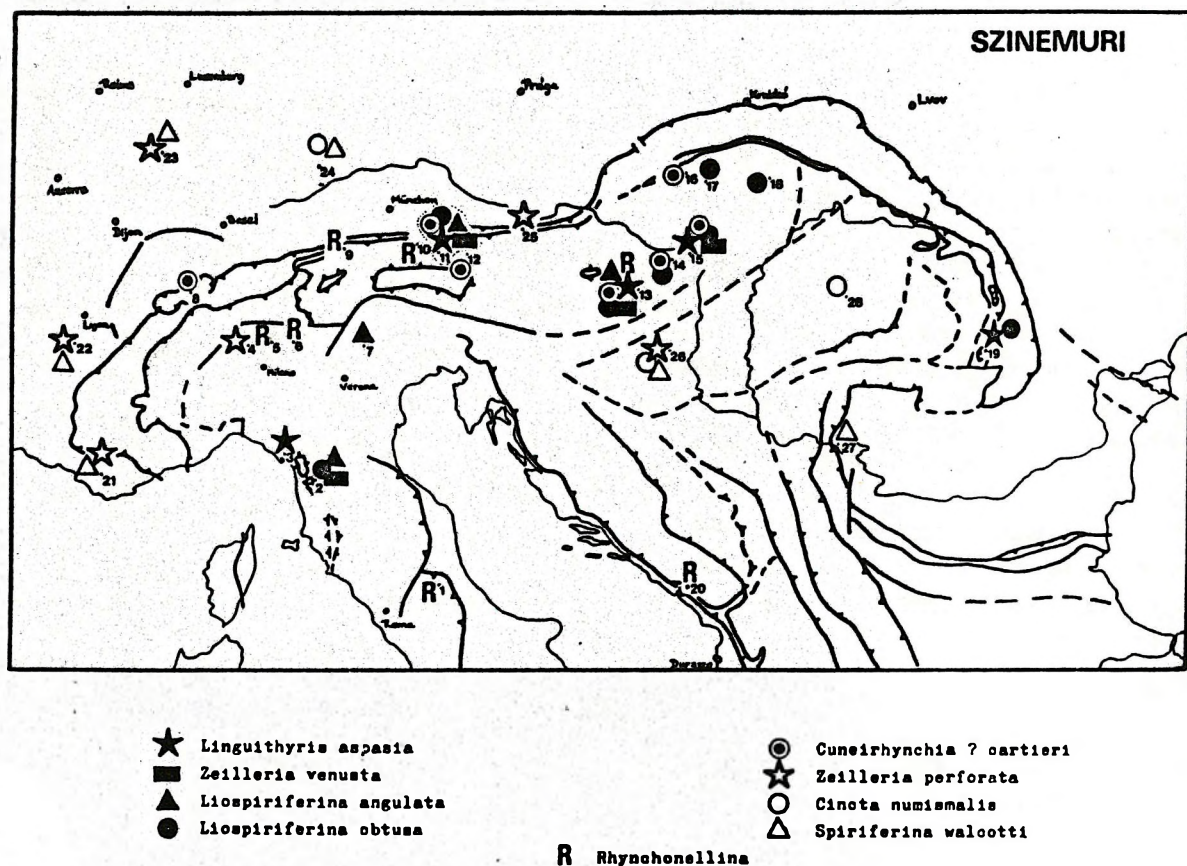
Az összeállításban 9 "jellemző taxon" szerepel. Az ÉNy-európai jelleg, illetve provincia-kapcsolat kifejezésére a korábban /Vörös 1980/ jellemző fajként kijelölt három faj látszott alkalmasnak /Cincta numismalis, Zeilleria perforata, Spiriferina walcotti/. A Mediterrán faunajelleg 6 taxon segítségével érzékeltethető. Ezek közül 4 /Linguithyris aspasia, Zeilleria venusta, Liospiriferina angulata, L. obtusa/ korábban kijelölt faj. A Rhynchonella genus a Mediterrán alsó liász karbonátos platformok jellemző ősmaradványai közé tartozik, a Cuneirhynchia ? cartieri pedig igen szoros alpi elterjedést mutat.

Az összehasonlításba a térkép keretein belül 28 lelőhelyet sikerült bevonni. Közülük 4 esik Magyarország területére:

1. L'Aquila, Abruzzo-platform /Ruggiero, 1964/
2. Monte Pisano, Toscanai-autochton /Fucini, 1895/
3. La Spezia, Toscanai-takaró /Canavari, 1882/
4. Saltrio, Lombardia /Sacchi Vialli, 1964/
5. Prealpi Bergamasche, Lombardia /Parona, 1884/
6. Val Solda, Lombardia /Conti, 1954/
7. Sette Comuni, Trento platform /Dal Piaz, 1909/
8. Préalpes Médiannes, Briançonnais zóna/?/ /Peterhans, 1926/
9. Hohenschwangau, Északi Mészkölpok /Böse, 1894/
10. Salzburg, Északi Mészkölpok /Frauscher, 1883/

11. Hierlatz, Északi Mészköalpok /Geyer, 1889/
12. Wurzeralm, Északi Mészköalpok /saját gyűjtés/
13. Bakony, Dunántúli-középhegység /Böckh, 1874 + saját gyűjtés/
14. Tata, Dunántúli-középhegység /Vigh in Fülöp, 1975/
15. Gerecse, Dunántúli-középhegység /Vigh 1943/
16. Zsolt /Zliechov/, Sztrázsoi-hg, köpenysorozat? /Kulcsár, 1916/
17. Túrócszentjénő /Jasenova/, Sztrázsoi-hg, köpenysorozat? /Vigh, 1915/
18. Vernár, Stratenská Hornatina, Chocs takaró /Mahel, 1958/
19. Alsórákos, Persányi-hg, Erdélyi takarórendszer /Vadász, 1915/
20. Risan, Magas-Karszt /Bittner, 1895/
21. Provence, Préalpes Maritimes /Lanquine, 1929/
22. Rhône-medence /Dumortier, 1867/
23. Elzász-Lotharingia /Haas és Petri, 1882/
24. Schwaben /Quenstedt 1858, 1868-71/
25. Gresten, Gresteni-szirtöv /Trauth, 1909/
26. Mecsek, Tisza-egység /Vadász, 1935/
27. Szvinyica, Danubikum /Raileanu és Jordan, 1964/
28. Menyháza /Moneasa/, Erdélyi-középhegység, Kodru-takaró /Pályf, 1913/

A térképen /1. ábra/ az ÉNy-európai provinciát az egykori stabil európai self faunái /Provence-tól Dél-Németországig/ képviselik. Kitűnik, hogy a Tisza-egység faunái már a szinemuriban is ÉNy-európai jellegűek. Figyelemre méltó, hogy a menyházai /28/ fauna is ezt a jelleget mutatja, annak ellenére, hogy itt a brachiopodák egy jellegzetes "mediterrán" fáciesből, az ammonitico



1. ábra Jellemző szinemuri brachiopoda taxonok elterjedése az alp-kárpáti régióban
 Fig. 1. Distribution of distinctive brachiopod taxa in the Sinemurian of the Alpine-Carpathian region

rosso típusú "menyházai márványból" kerültek elő. Gresten /25/ és Moesia /Szvi-nyica, 27/ ÉNy-európai jellege nem meg-lepő, a Déli-Alpok nyugati részén /Sal-trio, 4/ jelentkező "európai" hatás an-nál inkább. A Mediterrán-provincia /Peri-adriatikus régió, Északi-Mészkőalpok, Dunántúli-középhegység, Nyugati Kárpátok/ jól kirajzolódik. A Préalpes Médianes /8/ mediterrán jellege ellentmondani látszik a tektonikai - ősföldrajzi be-sorolásnak /Briançonnais-Pennini zóna?/. A Persányi-hg. /19/ erősen mediterrán jellege összhangban van az' onnan leírt gazdag ammonitesz-faunával, kérdéses azonban, hogy a Transzilvániai takaró-fosztlányok gyökérzónájaként az - egyéb-ként "európai" jellegeket mutató - Buko-vinai és Tisza egységek közé behúzott keskeny óceáni sáv megfelelő otthont nyújthatott-e a mediterrán faunáknak?

Pliensbachi

A térképi ábrázolásban szereplő 10 taxon közül 4 képviseli az ÉNy-euró-pai provinciát: a Tetrarhynchia genus, valamint a Gibbirhynchia curviceps, a Zeilleria subnumismalis és a Z. quadri-fida fajok. A korábban /Vörös 1980/ "jellemző mediterrán faj"-ként kijelöltek közül szintén 4 szerepel a jelen össze-állításban /Prionórhynchia ? flabellum, Apringia mariottii, Linguithyris aspasia, Securithyris adnethensis/. A Liospiri-ferina obtusa, mint a "sima spiriferidák" képviselője, a Mediterrán-provincián belüli "Apennino-dunántúli" szubprovin-cia jellemző alakja /Vörös 1987/, a Lychnothyris rotzoana pedig a lithiotisos fáciesű karbonátos platformok faunájának gyakori eleme /Broglia Loriga és Neri, 1976/.

Az összehasonlításban 48 lelő-hely szerepel, melyek közül 5 esik Magyarországra területére:

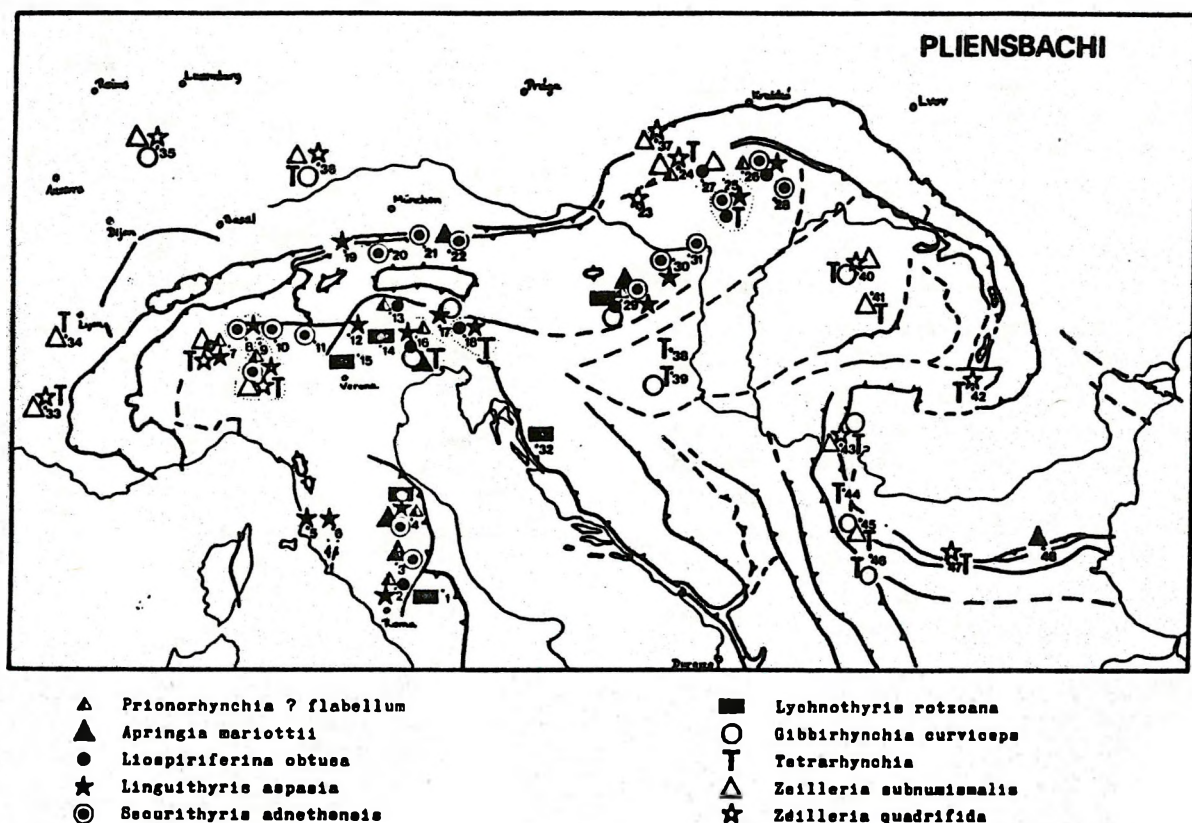
1. Marsica, Abruzzo platform /Cassetti, 1897/
2. Monticelli /Roma/, Umbriai-takaró /Canavari 1880, 1881, 1883/
3. Terni + Acquasparta, Umbriai-takaró /Parona 1883, Principi 1910/

4. Észak-Umbria /M.S. Vicino, M. Catria, M. Cucco, M. Nerone/ Umbriai-takaró /Zittel 1869, Canavari 1880, 1881, 1883, Ramaccioni 1936, 1939/
5. M. Calvi, Toscanai-takaró /Fucini 1897, Levi 1896/
6. Massa Marittima, Toscanai-takaró /Fucini 1906/
7. Gozzano, Lombardia /Parona 1880a, 1893, Sacchi Vialli és Cantaluppi 1967/
8. M. Generoso, Lombardia /Renz 1932/
9. Arzo, Lombardia /Parona 1885, Brambilla 1971/
10. M. Erba, Lombardia /Suess 1852/
11. Brescia, Lombardia /Cantaluppi 1966/
12. Ballino, Trento-platform /Haas 1912/
13. Cortina d'Ampezzo, Trento-platform /Böse és Schlosser 1900, Benigni 1978/
14. Sette Comuni, Trento-platform /Schau-roth 1865/
15. Erbezzo, Trento-platform /saját gyűjtés/
16. Sospirolo, Trento-platform - Belluno-árok /Uhlig 1880, Dal Piaz 1907/
17. M. Verzegnis, Belluno-árok - Friuli-platform /Vinassa de Regny 1910/
18. Isonzo-völgy, Friuli-platform /Selli 1956, Feruglio 1925/
19. Hindelang, Északi Mészkőalpok /Böse 1893/
20. Kramsach, Északi Mészkőalpok /Böse 1898/
21. Adneth, Északi Mészkőalpok /Suess 1855/
22. Schafberg, Északi Mészkőalpok /Böse 1898/
23. Pristodolok, Kis-Kárpátok, Krízna-takaró /Pevny 1964/
24. Kostelec, Pieniny Szirtöv, Klappe egység? /Siblík 1966, 1967 + saját gyűjtés/
25. Belanska dolina /Nagy-Fátra/ + Páleny Vrch/Sztrázsoi-hg./, köpenysorozat /Siblík 1964, Vígh 1915 + saját gyűjtés/
26. Rajecká Lesná /Kis Fátra/ + Lupcianska dolina /Alacsony-Tátra/, Krízna-takaró /Vígh 1915, Bujnovsky 1975/
27. Zsolt /Zliechov/, Sztrázsoi-hg, Chocs-takaró /Kulcsár 1916/
28. Bleskovy pramen /Gömör-Tornai Karszt/, Szilicikum /Mello 1973/
29. Bakony, Dunántúli-középhegység /Vörös 1983/
30. Tata, Dunántúli-középhegység /Vígh in Fülöp 1975/
31. Gerecse, Dunántúli-középhegység /Kulcsár 1914/
32. Velebit, Magas-Karszt /Gusic et al. 1971/
33. Ardèche /Almérás és Elmi 1986/
34. Rhone-völgy /Dumortier 1869/
35. Elzász-Lotharingia /Haas és Petri 1882/
36. Schwaben /Quenstedt 1858, 1868-71/
37. Frysták, exotikus blokk a Magura flis legkülső /Raca/ zónájában /Rzehak 1904/

38. Mecsek, Tisza-egység /Vadász 1935/
39. Villány, Tisza-egység /Ager és Callomon 1971 + saját gyűjtés/
40. Királyerdő, Bihari-autochton /Preda 1967/
41. Meleg-Szamos, Bihari-autochton /Mantea et al. 1981/
42. Keresztényfalu, Brassói egység, Gétikum /Jekelius 1915/
43. Szvinyica, Danubikum /Raileanu és Iordan 1964/
44. Rgotina, Stara Planina /Sucic-Protic 1969/
45. Senokos + Lukanja, Stara Planina /Sucic-Protic 1969, 1985/
46. Kalotina, Stara Planina /Tchoumatchenko 1972/
47. Teteven, Prebalkán-zóna /Tchoumatchenko 1972/
48. Kotel, olisztosztróma /Tchoumatchenko 1989/

A térképen /2. ábra/ négy, klaszszikusnak számító, gazdag lelőhely

/Ardèche-től Dél-Németországig/ képviseli az ÉNy-európai provinciát. A keleti részre tekintve, világosan kirajzolódik, hogy a Tisza-egység faunái /Mecsek: 38, Villány: 39, Bihari autochton: 40, 41/ egyértelműen az ÉNy-európai provinciához kapcsolhatók. Ugyanilyen határozott faunajelleg mutatkozik a Moesiához tartozó Danubikum /43/ és Prebalkán /47/ területén, de a Gétikum /Keresztényfalu: 42/ és a szerkezeti - ősföldrajzi folytatásának tekinthető Stara Planina /44, 45, 46/ területén is. Nem meglepő a Magura flis legkülső zónájában talált exotikus blokkok /Frysták: 37/ ÉNy-európai faunajellege, hiszen ezek a blokkok minden bizonnyal a Cseh-masszívum, azaz az egykori európai self üledéktakarójából gyalulódtak le a flis takarók előretolódása során.



2. ábra Jellemző pliensbachi brachiopoda taxonok elterjedése az alp-kárpáti régióban
 Fig. 2. Distribution of distinctive brachiopod taxa in the Pliensbachian of the Alpine-Carpathian region

A Mediterrán-provinciához sorolható területeken több problémával találkozunk. A Periadriatikus-régió és a hozzá kapcsolható Északi-Mészkőalpok, Dunántúli-középhegység és Nyugati-Kárpátok lényegében egységes "mediterrán" területként mutatkozik, feltűnő módon azonban a "jellemző ÉNy-európai fajok" helyenként gyakori előfordulása. Magyarzatként az az elképzelés adódhat, mely szerint a pliensbachi idején az európai és a peri-adriatikus selfeket /azaz a két faunaprovinciát/ elválasztó mélytengeri/óceáni sáv /Liguri-Pennini óceán/ sekélyebb hátságokkal tagolt volt, vagy nem volt eléggé széles ahhoz, hogy igazi barrierként működjön, hanem csak filterként szerepelt /Géczy 1984, Vörös 1987/. Ezért, még az igazán típusos mediterrán faunákban /pl. Bakony: 29/ is előfordulnak - igaz, hogy csak elvétve - jellemző ÉNy-európai faunaelemek. Mindenesetre feltűnő, hogy az "európai faunahatás" az egykori "Mediterrán mikrokontinens" Európára néző peremén /"Kárpáto-szicíliai szubprovincia": Vörös 1987/ a legerősebb, pl. Lombardia nyugati részén /Gozzano: 7, Arzo: 9/ és a Nyugati-Kárpátok nyugati részén /Kis-Kárpátok: 23, Kostelec: 24/.

Figyelemre méltó, hogy a Kotel zóna /48/ olisztolitjaiból erősen mediterrán jellegű fauna került elő. Ez az előfordulás ugyanúgy anomális helyzetben van, mint azt a színemuriban a persányi fauna esetében láttuk, mert itt is két, egyébként ÉNy-európai jellegű faunát hordozó nagytektonikai egység /Moesia, illetve Rodope s.l./ közötti, izolált mediterrán faunától van szó.

BAJÓCI

A paleobiogeográfiai összehasonlítás céljára kiválasztott 10 taxon közül 6 képviseli az ÉNy-európai provinciát, ezek azonosak a korábban /Vörös 1980/ kijelölt "jellemző európai fajok"-kal /Cymatoorhynchia quadruplicata, Lobothyris perovalis, Tubithyris globata, Monsardithyris ventricosa, Aulacothyris

carinata, valamint az Acanthothyris genus/. A mediterrán faunajelleget a már korábban ugyancsak kijelölt Apringia atla, Striirhynchia subechinata és S. berchta fajok fejezik ki; hozzájuk csatlakozik itt a Linguithyris genus, melynek képviselői a liászbán kizárólag a mediterrán provinciában fordultak elő. Az összehasonlításban 25 lelőhely szerepel. Közülük 2 magyarországi:

1. Brentonico, Trento-plató /Opell 1863/
2. Camporovere, Trento-plató /Parona 1880b/
3. M. Meleta, Trento-plató /Parona 1896/
4. Tesino, Trento-plató /Böse és Finkelstein 1892/
5. M. Najarda, Belluno-zóna /Pointingher 1959/
6. Vils, Északi-Mészkőalpok /Rothpletz 1886/
7. Mitterwand, Északi-Mészkőalpok /Opell 1863/
8. Bakony, Dunántúli-középhegység /saját gyűjtés/
9. Fristodolok /Kis-Kárpátok/, Kriznatakaró? /Pevny 1964/
10. Mestecko + Hasné, Pieniny-szirtöv, Czorsztyn-zóna /Pevny 1969/
11. Kostelec, Pienini-szirtöv, Klape-egység? /Siblík 1966/
12. Dolha, Pienini-szirtöv, Czorsztyn-zóna? /Szajnocha 1882/
13. Lyon, Mont d'Or /Marzloff et al. 1936/
14. Macon /Roché 1939/
15. Basel, Jura-hg. /Greppin 1900/
16. Elzász-Lotharingia /Haas és Petri 1882/
17. Schwaben /Quenstedt 1858, 1868-71, Seifert 1963/
18. Frank-Alb /Kuhn 1938/
19. Bachowice, exotikus blokk a Szubsziléziai flisben /Ksiazkiewicz 1956/
20. Mecsek, Tisza-egység /Fózy et al. 1985/
21. Ráró, exotikus blokk a Bukovinai-egység alsó-kréta vadflisében /Turculet 1971/
22. Gyilkos-tó /Lacul Rosu/, Bukovinai-egység /Preda 1976/
23. Bucsecs, Gétikum /Jekelius 1916/
24. Szvinyica, Danubikum /Iordan 1966/
25. Dolni Lom, Prebalkán-zóna /Tchoumatchenko 1977/

A térképi ábrázolásból kitűnik, hogy az ÉNy-európai provincia - a Rhône völgyétől Dél-Németorszáig - gazdagon képviselve van /3. ábra/. Keleten, a Tisza-egységből csupán a Mecsekből /20/

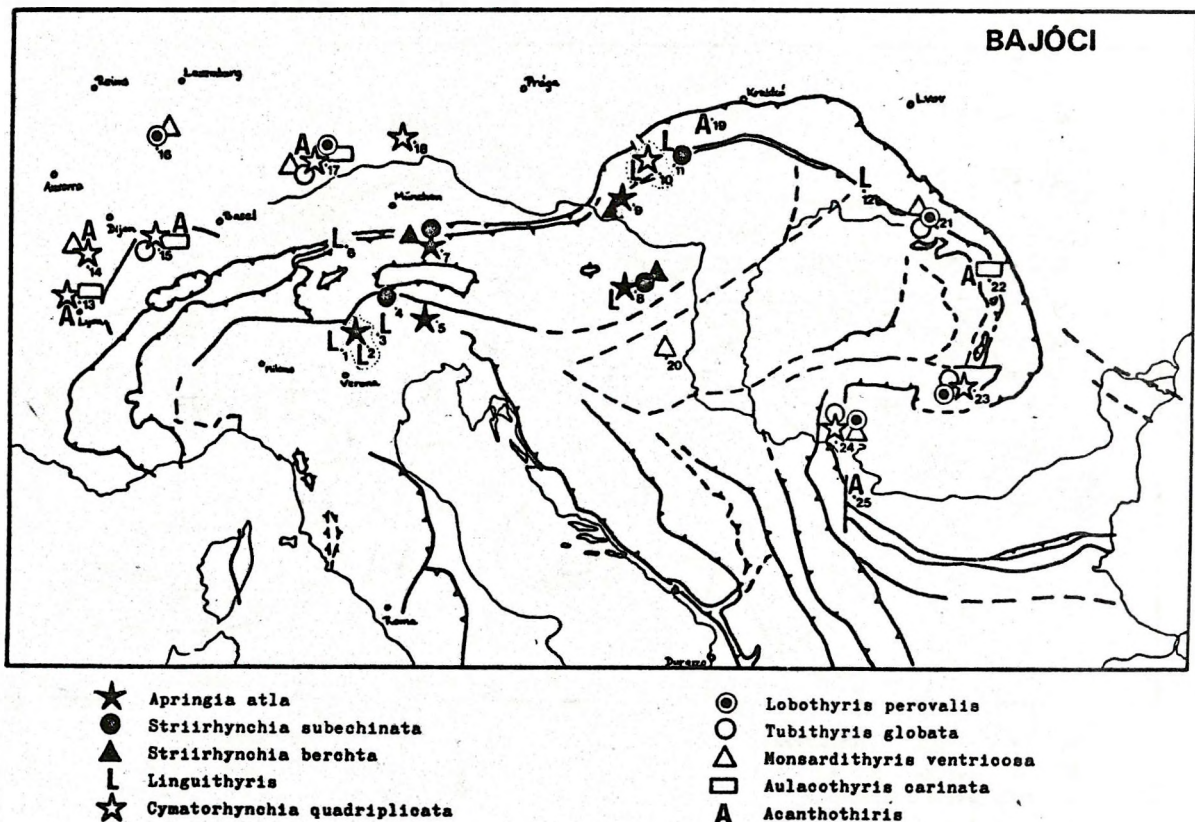
van megbízható adatunk, valószínű azonban, hogy az európai affinitás az egész Tisza-egységre általánosítható. A Ráró környéki exotikus blokkból /21/ és a Gyilkos-tó környéki Bukovinai-egységből /22/ származó gazdag brachiopoda anyag arról tanúskodik, hogy a Keleti-Kárpátok nagy része az ÉNy-európai provinciához tartozott. Hasonló a Gétikum /23/, valamint a Danubikum /24/ és a Prebalkán-zóna /25/, azaz Moesia helyzete. A Bachowice környéki exotikus blokkok is ÉNy-európai faunaelemeket tartalmaznak.

Feltűnő, hogy a mediterrán provincia sokkal élesebben elhatárolódik az ÉNy-európaiktól, mint a jura korábbi szakaszán; csupán a Pienini-szirtöv egyes felőhelyein fordulnak elő európai faunaelemek. A provincialitás mértékének növekedésére korábban is felhívtam

a figyelmet /Vörös 1980/. Magyarán az adódott, hogy a végbement ősföldrajzi változások során a korábban filterként működő óceáni sáv a provinciákat elválasztó barrierré vált /Vörös 1987/.

KALLÓVI

A kallóvi brachiopodák elterjedésének bemutatására 8 taxon látszott alkalmasnak. Közülük az a 4 képviseli az ÉNy-európai provinciát, melyeket korábban /Vörös 1980/ "jellemző európai faj"-ként jelöltem ki: Morrisithyris eggensis, Dorsoplicathyris dorsoplicata, Aromasithyris subcanaliculata, Aulacothyris pala. A mediterrán provinciára jellemző fajként annak idején csupán kettőt jelöltem ki /Calvirhynchia controversa, C.



3. ábra Jellemző bajóci brachiopoda taxonok elterjedése az alp-kárpáti régióban
 Fig. 3. Distribution of distinctive brachiopod taxa in the Bajocian of the Alpine-Carpathian region

defluxoides/. Későbbi tapasztalataim alapján célszerűnek látszik kiegészítésként a Caucasella trigonella faj és a Nucleata genus elterjedési adatait is feltüntetni. Sajátos morfológiája és rendszertani kapcsolatai alapján mindkét taxon tipikusan mediterránnak tekinthető.

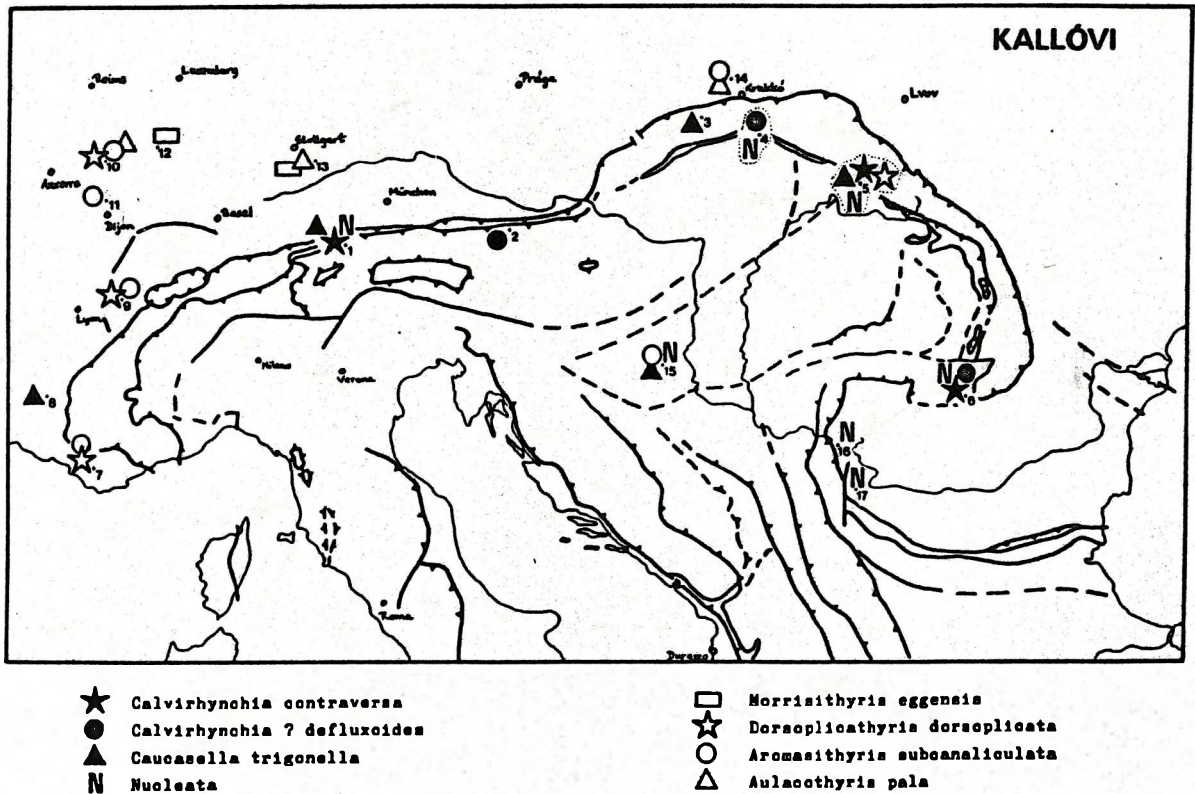
A kallóvi emelet általában véve igen gazdag brachiopodákban, a vizsgált területről ennek ellenére viszonylag kis mennyiségű adat áll rendelkezésre. Az összehasonlításban mindössze 17 lelőhely szerepel:

1. Vils, Északi-Mészkőalpok /Oppel 1861, Rothpletz 1886/
2. Ybbsitz, Északi Mészkőalpok /Kunz 1967/
3. Bachowice, exotikus blokkok a Szubsziléziai flisben /Ksiazkiewicz 1956/
4. Babierzówka, Pienini-szirtöv, Czorsztyn-zóna /Uhlig 1881/
5. Novoszolica, Pienini-szirtöv,

Czorsztyn-zóna /Tchorzhevsky és Radulovic 1984/

6. Rucar, Gétikum? /Simionescu 1899/
7. Provence /Alméras 1970/
8. Ardèche /Deslongchamps 1859/
9. Jura-hg. /Alméras 1970/
10. Haute-Marne /Corroy 1932/
11. Dijon /Alméras 1970/
12. Elzász-Lotharingia /Haas és Petri 1882/
13. Schwaben /Quenstedt 1958, 1868-71/
14. Balin /Szajnocha 1879/
15. Villány, Tisza-egység /saját gyűjtés/
16. Greben, Danubikum /saját gyűjtés/
17. Belogradcsik, Prebalkán-zóna /Tchoumatchenko 1978/

A térképi ábrázolásból /4. ábra/ látható, hogy az ÉNy-európai provincia, a szintén a stabil Európához tartozó balini /14/ lelőhellyel együtt, egységes képet mutat, melyet csak a Caucasella trigonella ardèche-i /8/ előfordulása bont meg. Meglepő fordulat észlelhető a keleti terület-



4. ábra Jellemző kallóvi brachiopoda taxonok elterjedése az alp-kárpáti régióban

Fig. 4. Distribution of distinctive brachiopod taxa in the Callovian of the Alpine-Carpathian region

teken: a villányi /15/ faunában /és ezzel együtt valószínűleg az egész Tiszaegységben/ erős mediterrán hatás jelentkezik, a korábbi ÉNy-európai faunajelleg lényegében véve mediterránvá válik. Ugyanez mondható el a Gétikumról /6/ és Moesiáról /Geben: 16, Belogradcsik: 17/ is.

A Mediterrán provincia korábbi "törzsterületei" /Appenninek, Déli-Alpok/ kiürülni látszanak, és az Északi-Mészköalpok mellett a Pienini-szirtöv egyes faunái képviselik az egyébként is elszegényedett faunájú mediterrán provinciát. A Bachowice környéki exotikus blokkok mediterrán jellegű faunát szolgáltattak. Ez, valamint az ardèche-i előfordulás azt jelzi, hogy az egykori európai self külső sávjában a kallóviban mediterrán faunabefolyás kezdett érvényesülni. Moesia, a Gétikum és a Tiszaegység mediterrán faunahatás alá kerülése is összhangban van ezzel, hiszen a felsorolt nagytektonikai egységek az európai self külső, mobilisabb blokkjait képezték.

Következtetések

A vizsgált terület a liász és a dogger során részben az ÉNy-európai, részben a mediterrán brachiopoda provinciához tartozott. A két provincia területe és elhatárolásása időbeli változásokat mutat. A szinemuri és a plienbach-i korban az ÉNy-európai provincia jól kirajzolható módon, a stabil európai területek mellett a Tisza-egységre, a Gétikumra és Moesiára is kiterjedt. A Mediterrán provincia a Peri-adriatikus régió kívül az Északi-Mészköalpokot, a Dunántúli-középhegységet és a Nyugati-Kárpátokat is magában foglalta, Lombardia és a Nyugati-Kárpátok nyugati részén azonban erős ÉNy-európai faunahatás érvényesült. A bajóci korban a provinciahatárok markánsabbá váltak és a fenti két terület egység a korábbinál is élesebben elkülönülni látszik. A kallóvira lényeges változások következtek be. Az elszegényedő Mediterrán provincia - valószínűleg fácies-okokból - a korábbinál

lényegesen kisebbre zsugorodik saját törzsterületén. Ugyanakkor - és ennek ellenére - mediterrán faunahatás jelentkezik az európai self külső sávjában, a Tisza-egység, a Gétikum és Moesia faunája pedig nagymértékben mediterrán jellegűvé válik.

Magyarország nagytektonikai egységei közül csupán a Dunántúli-középhegységből /több pontról/, valamint a Tisza-egységhez tartozó Mecsekéből és Villányi-hegységből áll rendelkezésre adat. A Dunántúli-középhegység liász és dogger brachiopoda faunái - a korábbi adatokkal összhangban - az egyértelmű alpi /Északi és Déli-/ hasonlóság mellett a Nyugati-Kárpátok belső egységeivel /Gömörikum, Chocs/ mutatnak hasonlóságot. A mecseki és villányi faunáknak az Erdélyi-középhegység felé mutató kapcsolatai alapján megerősíthető a Tisza-egység "koherenciája". Ugyanakkor a Gétikum /elsősorban a Brassói-egység/ és a Danubikum /elsősorban a Szvinyica-zóna/ faunáihoz való hasonlóság is igen nagyfokú, különösen ha figyelembe vesszük a kallóvira bekövetkezett jelentős faunaváltozást.

Irodalom

- Ager, D.V. - Callomon, J.H. /1971/: On the Liassic age of the "Bathonian" of Villány /Baranya/. Ann.Univ.Sci. Budapest, sect.Geol. 14:5-16.
- Alméras, Y. /1970/: Les Terebratulidae du Dogger dans le Maconnais, le Mont d'Or Lyonnais et le Jura Méridional. Docum.Lab.Géol.Fac.Sci.Lyon No.39 /1-2/:690.p.
- Alméras, Y. - Elmi, S. /1986/: Evolution des peuplements de brachiopodes en fonction de l'environnement dans le Lias Ardéchois. Cahiers Inst.Cathol. Lyon, sér.Sci. 1:21-56.
- Benigni, C. /1978/: Revisione tassonomica dei Rhynchonellida liassici di Ra Stua /Belluno/ e Fanes /Bolzano/. Riv.Ital.Paleont. 84/1/:121-168.
- Bittner, A. /1895/: Ueber die Gattung Rhynchonellina Gemm. Jahrb.k.k. Geol.Reichsanst. 44:547-572.
- Böckh, J. /1874/: A Bakony déli részének földtani viszonyai. II.rész. Földt.Int.Évk. 3:1-155.
- Böse, E. /1893/: Die Fauna der liassischen Brachiopodenschichten bei Hindelang /Allgau/. Jahrb.k.k.geol.Reichsanst. 42:627-650.

- Böse, E. /1894/: Monographie des Genus Rhynchonellina Gemm. Palaeontographica 41:49-80.
- Böse, E. /1898/: Die mittelliassische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Nebst einem Anhang über die Fauna des unteren Dogger in bayerischen Innthale. Palaeontographica 44:145-236.
- Böse, E. - Finkelstein, H. /1892/: Die mitteljurassischen Brachiopoden-Schichten bei Castel Tesino im östlichen Südtirol. Zeitschr.d. geol.Ges. 44/2/:265-302.
- Böse, E. - Schlosser, M. /1900/: Über die mittelliassische Brachiopodenfauna von Südtirol. Palaeontographica 46:175-212.
- Brambilla, G. /1971/: Alcuni fossili delle Prealpi lombarde. Natura 62/4/:467-478.
- Bröglia Loriga, C. - Neri, C. /1976/: Aspetti paleobiologici e paleogeografici della facies a "Lithiotis" /Giurese Inf./ Riv.Ital. Paleont. 82/4/:651-706.
- Bujnovsky, A. /1975/: Jura Kriznanského prikrovu sz. casti Nizkych Tatier. Geol.Práce, Správy 63:67-83.
- Canavari, M. /1880/: I Brachiopodi degli Strati a Terebratula Aspasia MGH. nell'Appennino Centrale. AttiRR. Accad.Lincei /3/, Mem.Cl.Sci.Fis. Mat.Nat. 8:329-360.
- Canavari, M. /1881/: Alcuni nuovi Brachiopodi degli Strati a Terebratula Aspasia Mgh. nell'Appennino Centrale. Atti Soc.tosc.Sci.Nat. Mem. 5/1/:177-188.
- Canavari, M. /1882/: Beitrage zur Fauna des unteren Lias von Spezia. Palaeontographica 29:125-192.
- Canavari, M. /1883/: Contribuzione III alla conoscenza dei Brachiopodi degli Strati a Terebratula Aspasia Mgh. nell'Appennino Centrale. Atti Soc.tosc.Sci.Nat. Mem. 6/1/:70-110.
- Cantaluppi, G. /1966/: Fossili Sinemuriani e Domeriani nel "Corso bianco" ad Est di Brescia. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia 17:103-120.
- Cassetti, M. /1897/: Sul rilevamento geologico di alcune parti dell' Appennino, eseguito nel 1896. Boll.R.Com.Geol.Ital. 28/4/:347-371.
- Conti, S. /1954/: Stratigrafia e paleontologia della Val Solda /Lago di Lugano/. Mem.Desr.Carta Geol. Ital. 30:1-248.
- Corroy, G. /1932/: Le Callovien de la Bordure orientale du Bassin de Paris. Mém.Carte geol.dét.France 337.p.
- Dal Piaz, G. /1907/: Sulla fauna liasica delle tranze di Sospirolo. Mém. Soc.Pal.Suisse 33:1-64.
- Dal Piaz, G. /1909/: Nuovo giacimento del Lias inferiore dei Sette Comuni /Vicentino/. Mém.Soc.Pal. Suisse 35/1908/:3-10.
- Deslongchamps, E.E. /1859/: Notes sur le terrain Callovien. Note sur les brachiopodes du Callovien de la Voulte et autres localités du département de l'Ardèche. Bull. Soc.Linn.Normand. 4:10.p.
- Dumortier, E. /1867/: Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques de bassin du Rhone. II.Lias inférieur. Paris, 252.p.
- Dumortier, E. /1869/: Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhone. III.Lias moyen Paris, 348.p.
- Feruglio, E. /1925/: Le Prealpi fra l' Isonzo e l'Arzeno. Bull.Assoc.Agr. Friul. /7/, 40:301.p.
- Főzy I. - Lantai Cs. - Schlemmer K. /1985/: A Pliensbachian - Lower Cretaceous profile at Zobákpuszta /Mecsek Mts, Hungary/. Ann.Univ.Sci. Budapest, sect.Geol. 25:97-115.
- Frauscher, K. /1883/: Die Brachiopoden des Untersberges bei Salzburg. Jb.k.k. geol.Reichsanst. 33/4/:721-734.
- Fucini, A. /1895/: Fauna dei calcari bianchi ceriodi con Phylloceras cylindricum Sow.sp. del Monte Pisano. Atti Soc. tosc.Sci.Nat.Mem. 14:125-351.
- Fucini, A. /1897/: Fauna del Lias medio del Monte Calvi presso Campiglia marittima. Palaeontogr.Ital. 2/1896/: 203-250.
- Fucini, A. /1906/: Fauna della zona a Pentacrinus tuberculatus Mill. di Gerfalco in Toscana. Boll.Soc.Geol.Ital. 25: 613-654.
- Geyer, G. /1889/: Über die liassischen Brachiopoden des Hierlatz bei Halstatt. Abh.k.k.geol.Reichsanst. 15: 1-88.
- Géczy B. /1984/: Provincialism of Jurassic ammonites: examples from Hungarian faunas. Acta Geol.Hung. 27/3-4/: 379-389.
- Greppin, E. /1900/: Description des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bale. Mém.Soc.Pal.Suisse 27:127-210.
- Gusic, I. - Nikler, L. - Sokac, B. /1971/: The Jurassic in the Dinarid Mountains of Croatia and the problems of its subdivision. Ann.Inst.Geol.Hung. 54/2/:165-183.
- Haas, H. - Petri, C. /1882/: Die Brachiopoden der Juraformation von Elsass-Lotharingen. Abh.geol.Spezialkarte Elsass-Lothar. 2/2/:161-320.
- Haas, O. /1912/: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. I: Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden. Beitr.Pal.Geol.Öst-Ung. 25:223-285.
- Horváth F. - Vörös A. - Onuoha, K.M. /1979/: Plate-tectonics of the Western Carpatho-Pannonian region: a working hypothesis. Acta Geol.Acad.Sci.Hung. 21/1977/4:207-221.
- Jordan, M. /1966/: Contributii la orizontarea doggerului din zona Svinita. Dari de Seama ale Sedint. 52/1/1964-1965/: 255-273.

- Jekelius, E. /1915/: A brassói hegyek mezozoós faunája. I.A keresztényfalvi liász. Földt.Int.Evk. 23/2/:25-124.
- Jekelius, E. /1916/: A brassói hegyek mezozoós faunája. III-VII.aA brassói dogger- és malmfauna. Földt.Int.Evk. 24/3/:219-314.
- Ksiazkiewicz, M. /1956/: Jura i Kreda Bachowic. Rocznik Pol.Tow.Geol. 24/1954/2-3:1-405.
- Kuhn, O. /1938/: Die Fauna des Dogger delta der Frankenalb. /Mit Nachrichten zum übrigen Jura/. Nova Acta Leopold.N.F. 6/37/:125-170.
- Kulcsár K. /1914/: A Gerecsehegység középső liászkorú képződményei. Földt.Közl. 44:54-80.
- Kulcsár K. /1916/: Földtani megfigyelések az Eszáknyugati Kárpátokban. Földt.Int.Evi Jel./1915/:169-195.
- Kunz, B.W.L.von /1967/: Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvoralpen. Ann.Naturhist.Mus. Wien 71/Kühn-Festschrift/:263-293.
- Lanquine, A. /1929/: Le Lias et le Jurassique des Chaines Provencales. I.Le Lias et le Jurassique inférieur. Bull.Serv.Carte géol. Fr. 32/173/:385.p.
- Levi, G. /1896/: Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia di M. Calvi presso Campiglia. Boll. Soc.Geol.Ital. 15:262-276.
- Mahel, M. /1958/: Geologie des Gebirges Stratenská Hornatina. Geol.Práce /Bratislava/ 48b:176.p.
- Mantea, G. - Popa, E. - Jordan, M. /1981/: Biostratigraphic data on the eojurassic deposits in the Somesul Cald graben /the Bihor Mountains/ Dari de Seama ale 66/1979/:63-87.
- Marzloff, D. - Daresté de la Chavanne, J. - Moret, L. /1936/: Étude sur la faune du Bajocien supérieur du Mont d'Or Lyonnais /Ciret/. Trav. Lab.géol.Fac.Sci.Lyon. 28/9/:56-147.
- Mello, J. /1973/: Drnava. p.52-59. In: Bystricky, J: Triassic of the West Carpathians Mts. - Guide to excursion D, X.Congr. CBGA, GUDS, Bratislava, 137.p.
- Oppel, A. /1863/: Ueber das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen. Zeitschr. Deutsch.geol.Ges. 15:188-217.
- Oppel, A. /1861/: Ueber die weissen und rothen Kalke von Vils in Tyrol. Jahresh.Verein.vaterl.Naturk. Württemb. 17/2/:129-169.
- Parona, C.F. /1880a/: Il calcare liassico di Gozzano e i suoi fossili. Atti R.Accad.Lincei, Mem.Cl.Sci.Fis.Mat.Nat. 8:187-216.
- Parona, C.F. /1880b/: I fossili degli strati a Posidonomya alpina di Camporovere nei Sette Comuni. Atti Soc.Ital.Sci.Natur. 23:244-277.
- Parona, C.F. /1883/: Contributo allo studio della fauna liassica dell' Appennino centrale. Atti R.Accad. Lincei, Mem.Cl.Sci.Fis.Mat.Nat. ser. 3, 15:643-674.
- Parona, C.F. /1884/: Sopra alcuni fossili del Lias inferiore di Carenno, Nese ed Adrara nelle Prealpi bergamasche. Atti Soc.It.Sci.Nat. 27:356-367.
- Parona, C.F. /1885/: I brachiopodi liassici di Saltrio e Arzo nelle Prealpi Lombarde. Mem.R.Ist.Lomb.Sci.Lett, Cl.Sci.Mat.Nat. ser. 3, 15:227-262.
- Parona, C.F. /1893/: Revisione della fauna liassica di Gozzano in Piemonte. Mem.R.Accad.Sci.Torino, ser.2. 43:62.p.
- Parona, C.F. /1896/: Nuove osservazioni sopra la fauna e l'età degli strati con Posidonomya alpina nei Sette Comuni. Palaeontogr.Ital.Mem.Pal. 1:42.p.
- Pálfy M. /1913/: Geologiai jegyzetek a Béli hegységben. Földt.Int.Evi Jel. /1912/:94-103.
- Peterhans, E. /1926/: Révision des brachiopodes liassiques du Grammont, des Tours d'Al, du Pissot et de Rossinière figurés dans l'ouvrage de M. H.Haas.Mem.Soc.Vaud.Sci.Nat.2/6/: 353-384.
- Pevny, J. /1964/: Brachiopody /zo/ severnej casti Malych Karpát. Geol. Práce, Zprávy 33:157-172.
- Pevny, J. /1969/: Middle Jurassic brachiopods in the Klippen belt of the Central Váh valley. Geol.Práce, Správy 50:133-160.
- Pointingher, D. /1959/: I Brachiopodi di M. Najarda nelle Prealpi Carniche /Lias-Dogger/. Atti Ist. Veneto Sci. Lett. Art. Cl.Sci.Mat.Nat. 117:77-109.
- Preda, I. /1967/: Brachiopodele jurasice de la Rosia /Muntii Padurea Craiului/. Ann.Univ.Bucuresti, ser.stiint.nat. geol.geogr. 16/1/:47-71.
- Preda, I. /1976/: Contributii la cunoasterea Liasicului si Doggerului din Muntii Haghimas /Carpatii Orientali/. An.Mus.Stiint.Nat. Piatra Neamt./Geol.Geogr/ 3:19-41.
- Principi, P. /1910/: Brachiopodi del Lias medio di Castel del Monte /presso Acquasparta/. Riv.Ital.Paleont. 16/3/:63-88.
- Prozorovskaya, E.L. - Vörös A. /1988/: Pliensbachian, Bajocian and Callovian Brachiopoda. In: Evolution of the Northern Margin of Tethys, Vol.I. /ed. by Rakus, M. - J. Der-court - A.E.M. Nairn/. Mém.Soc. Géol.France, Paris, n.s. 154:61-70.
- Quenstedt, F.A. /1856-58/: Der Jura. 1856:p.1-576, 1857:p.577-823, 1858:p.824-842. Tübingen.
- Quenstedt, F.A. /1868-1871/: Petrefactenkunde Deutschlands. II.Brachiopoden. Leipzig, 748.p.

- Raileanu, G. - Iordan, M. /1964/:
Studiul brachiopodelor liasice din
zona Svinita. Stud.Cerc.Geol.
Geof.Geogr. ser.geol. 9/1/:3-24.
- Ramaccioni, G. /1936/: Il Lias medio di
Monte Cucco nell'Appennino Cent-
rale. Boll.Soc.Geol.Ital. 55:
169-190.
- Ramaccioni, G. /1939/: Fauna Giurassica
e Cretacea di Monte Cucco e dintor-
ni /Appennino Centrale/. Palaeont.
Ital. 39/n.s.9/:143-214.
- Renz, C. /1932/: Brachiopoden des süd-
schweizerischen und westgriechi-
schen Lias. Abh.Schweizer.Pal.
Ges. 52:1-62.
- Roche, P. /1939/: Aalénien et Bajocien
du Maconnais et de quelques
régions voisines. Trav.Lab.Géol.
Fac.Sci.Lyon 35/Mém.29/:355.p.
- Rothpletz, A. /1886/: Geologische-
palaeontologische Monographie
der Vilser-Alpen, mit besonderer
Berücksichtigung der Brachiopoden-
Systematik. Palaeontographica
33:1-180.
- Ruggiero, E. /1964/: Fauna a Rhyncho-
nella delle "Carboniere" /Ab-
ruzzo/. Boll.Soc.Nat.Napoli
73:37-53.
- Rzehak, A. /1904/: Das Liasvorkommen
von Freistadt in Mähren. Zeitschr.
mähr.Landesmus. 4:89-152.
- Sacchi Vialli, G. /1964/: Revisione della
fauna di Saltrio. V.-I. Gastero-
podi. I.Cefalopodi Dibranchiati.
I.Brizioi. I.Brachiopodi. Gli
Echinodermi. I.Vertebrati. Atti
Ist.Geol.Univ.Pavia 15:1-23.
- Sacchi Vialli, G. - Cantaluppi, G.
/1967/: I nuovi fossili di
Gozzano /Prealpi Piemontesi/.
Mem.Soc.Ital.Sci.Nat. 16/2/:
63-127.
- Schauroth, C. von /1855/: Verzeichniss
der Versteinerungen im Herzogl.
Naturalien Cabinet zu Coburg.
Coburg, XV+327.p.
- Seifert, I. /1963/: Die Brachiopoden
des oberen Dogger der Schwab-
ischen Alb. Palaeontographica
Abt.A. 121/4-6/:156-203.
- Selli, R. /1956/: Fossili mesozoici
dell'alto bacino dell'Isonzo.
Giorn.Geol. ser.2a, 25/1953/:
1-43.
- Siblík, M. /1964/: K nálezu liasových
brachiopodu v horní části Belanské
doliny. Geol.Práce, Zprávy 31:
157-181.
- Siblík, M. /1966/: Ramenonozci Kostelec-
kého bradla. Geol.Práce, Zprávy
38:137-157.
- Siblík, M. /1967/: Tetrarhynchiinae a
Cyclothyridinae slovenského
domeru. Geol.Práce, Zprávy 41:
11-25.
- Simionescu, I. /1899/: Studii geologice
si paleontologice din Carpatii
Sudici. III.Fauna Calloviana din
Valea Lupului /Rucar/. Acad.Rom.
Publ.fond.V.Adamachi 3:189-230.
- Sucic-Protic, Z. /1969/: Middle Liassic
Brachiopoda of the Yugoslav Carpatho-
Balkanids. /Part 1/. In: Mesozoic
Brachiopoda of Yugoslavia /Univ.
of Belgrade, Monographs 1/, Bel-
grade 214.p.
- Sucic-Protic, Z. /1985/: Mesozoic Brachio-
poda of Yugoslavia. Middle Liassic
Brachiopoda of the Yugoslav Carpatho-
Balkanids /Part 3/. Palaeont.Jugosl.
32:1-60.
- Suess, E. /1852/: Über Terebratula diphya.
Sitzungsber.k.Akad.Wiss.Math.Nat.
Cl. 8:553-566.
- Suess, E. /1855/: Über die Brachiopoden
der Hallstätter Schichten. Denkschr.
Akad.Wiss.Math.Nat.Cl. 9/2/:23-32.
- Szajnocha, L. /1879/: Die Brachiopoden-
Fauna der Oolithe von Balin bei
Krakau. Denkschr.k.Akad.Wiss.Math.
Nat.Cl. 41/2/:197-240.
- Szajnocha, L. /1882/: Ein Beitrag zur
Kenntniss der jurassischen Brachio-
poden aus den karpatischen Klippen.
Sitz.k.Akad.Wiss.Math.Nat.Cl. 84/1/:
69-84.
- Tchorszhevsky, E.S. - Radulovic, V. /1984/:
New Data of Middle Jurassic terebr-
atulids /Brachiopoda/ of the
Carpathians /USSR/ and Carpatho-
Balkanides /Yugoslavia/. Ann.Géol.
Pénins.Balk. 48:129-184.
- Tchoumatchenko, P. /1972/: Thanatocoenoses
and biotopes of Lower Jurassic
brachiopods in Central and Western
Bulgaria. Palaeogeogr. Palaeoclim.
Palaeoecol. 12:227-242.
- Tchoumatchenko, P.V. /1977/: Brachiopodes
du Jurassique moyen des environs
du village de Dolni Lom, district
de Vidin /Bulgarie du Nord-Ouest/.
/Résumé/ Ann.Univ.Sofia, Fac.Géol.
Géogr. 1.Géol./1976/1977/:194-232.
- Tchoumatchenko, P.V. /1978/: Brachiopodes
du Callovien et du Jurassique
supérieur d'une partie du Prébalkan
occidental, Bulgarie du Nord-Ouest.
Paleont., stratigr. and lithol. 8:
3-54.
- Trauth, F. /1909/: Die Grestener Schichten
der Österreichischen Voralpen und
ihre Fauna. Beitr.Pal.Österr.-Ung.
22:1-142.
- Turculet, I. /1971/: Cercetari geologice
asupra depozitelor jurasice si
eocretacice din cuveta Rarau-Breaza.
Inst.Geol. Stud.techn.econ./J/ 10:
1-141.
- Uhlig, V. /1880/: Über die liassischen
Brachiopodenfauna von Sospirolo
bei Belluno. Sitz.k.Akad.Wiss.
80/1879/, Abt.I:259-310.
- Uhlig, V. /1881/: Über die Fauna des rothen
Kellowaykalkees der penninischen
Klippe Babierzowka bei Neumarkt
in Westgalizien. Jb.k.k.geol.
Reichsanst. 31:381-422.
- Vadász E. /1915/: Földtani megfigyelések
a Perényiban és a Nagyhagyáson.
M.Kir.Földtani Int.Évi Jel./1914/:
234-262.

- Vadász E. /1935/: A Mecsekhegység. Magyar Tájak Földt. Leírása 1:1-180.
- Vígh G. /1943/: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és bányászati viszonyai. Földt.Közl. 73/4-9/:301-359.
- Vígh G. /1975/: A tatai liász Brachiopoda fauna. In: Fülöp J.: Tatai mezozoós alaphegységgrögök. Geol. Hung.ser.Geol. 16:30-33.
- Vígh Gy. /1915/: Földtani megfigyelések Nyitra, Turóc és Trencsén vármegyék határhegységci között. Földt.Int.Evi Jel./1914/:65-96.
- Vinassa de Regny, P. /1910/: Fossili mesozoici delle Prealpi dell' Arzino. Boll.R.Com.Geol.Ital. 41:173-200.
- Vörös A. /1977/: Provirciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications. Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 21/1/: 1-16.
- Vörös A. /1980/: Liász és dogger brachiopoda provinciák a Nyugati-Tethysben. Földt.Közl. 110/3-4/:395-416.
- Vörös A. /1982/: Mediterranean character of the Lower Jurassic brachiopod fauna of the Bakony Mts./Hungary/ and its palaeogeographic importance. Ann.Univ.Sci.Budapest, sect.Geol. 21/1979/:13-23.
- Vörös A. /1983/: The Pliensbachian brachiopods of the Bakony Mts. /Hungary/: a stratigraphical study. Fragm.Min. et Pal. 11:29-39.
- Vörös A. /1984a/: Lower and Middle Jurassic brachiopod provinces in the western Tethys. Ann.Univ.Sci.Budapest, sect. Geol. 24/1982/:207-233.
- Vörös A. /1984b/: Comparison of Jurassic benthonic mollusc and brachiopod faunas of the Transdanubian Mountains /Hungary/. Acta Geol.Hung. 27/3-4/: 391-401.
- Vörös A. /1987/: Pliensbachian brachiopod biogeography of the "Mediterranean microcontinent". Acta Geol.Hung. 30/1-2/:59-80.
- Vörös A. /1988/: Conclusions on Brachiopoda. In: Evolution of the northern margin of Tethys Vol.L. /ed. by Rakús, M. - J. Dercourt, A.E.M. Nairn/. Mém.Soc.Géol.France, Paris n.s. 154:79-83.
- Zittel, K.A. /1869/: Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen. Benecke's Geognost. Pal.Beitr. 2/2/:91-177.

AZ ALP-KÁRPÁTI TÉRSÉG LIÁSZ-DOGGER GASTROPODA PALEOBIOGEOGRÁFIAI KAPCSOLATAIHOZ

A contribution to the Lower and Middle Jurassic
gastropod palaeobiogeography of the Alpine-Carpathian region

SZABÓ JÁNOS

Összefoglalás

A címben megjelölt térségben korábbi vizsgálatok alapján három gastropoda-faunisztikai típust, illetve a velük jellemezhető paleobiogeográfiai egységeket sikerült felismerni. Az alábbi sorok a kiindulási adatok hiányosságai miatt korábban csak indikációként kezelt faunák közül háromnak paleobiogeográfiai hovatartozása kérdésében tartalmaznak állásfoglalást. Eszerint a mecseki szinemuri, valamint a villányi-hegységi plienschachi és dogger gastropodák neumayriai (stabil európai), a persányi-hegységi szórványtelepek pedig alpi jellegűek.

B e v e z e t ő - A bakonyi jura gastropodák rendszertani feldolgozása során szinte önként adódott paleobiogeográfiai impressziók "exakt" módon történő szemléltetése nehezen megoldható feladat. Az erre tett korábbi kísérletek (SZABÓ 1980, 1988) a jelen összeállítás látókörénél nagyobb területet felölelő - a Ny-Tethysre kiterjedő -, vizsgálódás alapján történtek. Ennek köszönhetően sikerült felismerni a térség faunatípusait és azok paleobiogeográfiai jelentőségét.

Az alábbiakban a tethysi gastropoda-faunák alapján nyert kép azon elemei kapnak hangsúlyt, amelyek felhasználhatók az alp-kárpáti térség eddig indikációként kezelt liász-dogger előfordulásainak beillesztésére. Az értékelni kívánt adatok:

M e c s e k: szinemuri; VADÁSZ (1935)

Abstract

Within the region, mentioned in the title, three gastropod faunal types, characterising three palaeobiogeographical units, were separated by earlier studies. This contribution contains an opinion about palaeobiogeographical connections of some areas from which only less valuable gastropod faunistic data are available. By the observations, the Mecsek Mts. (Hungary) Sinemurian, the Villány Mts. (Hungary) Pliensbachian and Bathonian-Calloviaian gastropods suggest Neumayrian (stable European), while the Persany Mts. (South Transsylvania, Romania) faunula seems to belong to the Alpine type.

P e r s á n y i - h g.: szinemuri; VADÁSZ (1908, 1915)

V i l l á n y i - h g.: plienschachi, bath, kallovi; (publikálatlan)

M ó d s z e r e k - A Ny-Tethys faunáit - néhány gyűjteménytől eltekintve -, irodalmi adataik alapján hasonlítottam össze egymással. Ezek közül is főként olyanokat használtam fel, amelyek közölték a taxonok ábráit is. Ezáltal a meghatározások ellenőrizhetővé, illetve revidálhatóvá váltak. Általában egy-egy tektonikailag igazoltan együvé tartozó terület lelőhelyeinek összesített faunáit kezeltem egy egységként. A bizonytalan korú faunák figyelembe vételétől eltekintettem, a faunalistákat pedig általában indikációként

kezeltém, az egy-két fajból álló ábrázolt szórványleletek ugyanebben a kategóriában vehetők számításba.

Sajnos, a jelenleg vizsgált térség gastropoda-faunisztikai adatai jórészt az "indikációk" közé tartoznak. A korábbi vizsgálatok során megismert diagnosztikus bélyegek egy része azonban felismerhető általuk, és ezek alapján a faunák típusba sorolása megoldható, illetve valószínűsíthető a lelőhelyek gastropoda-paleobiogeográfiai hovatartozása.

Az összevetések alapja a minőségi összetétel, pontosabban jellemző taxonok jelenléte vagy hiánya. Az ilyen módon jelentkező hasonlóság, vagy különbözőség mértékének szemléltetésére bizonyos taxoncsoportok %-arányát is felhasználtam. A közös taxonok típusonkénti eltérő gyakoriságát az adatok hiányosságai miatt legfeljebb becsülni lehet egyes esetekben.

T e t h y s i g a s t r o p o d a - p a l e o b i o g e o g r á f i a - Az összehasonlítások során kirajzolódott három gastropoda-faunisztikai csoport először a plienschichi lelőhelyek faji szinten számított Simpson koefficiensei (SC) alapján vált jól elhatárolhatóvá ($SC=C/N$; C = közös fajszám, N = a két összehasonlított közül a kisebb fauna fajszáma). Az egyes csoporton belüli faunapárok 0,30 feletti SC értékeket eredményeztek, eltérő típusba tartozók esetében túlnyomórészt 0 - 0,15 közöttiek a Simpson koefficiensek. A három faunatípus közül az "alpi" és a "szicíliai" a klasszikus Mediterrán-(ammonitesz)provincia, az "európai" pedig a Középeurópai-provincia (=Neumayria in GÉCZY, 1984) területén fordul elő. Mindhárom jelen van a címben jelölt szűkebb térségen belül is. Két faunatípusa alapján a Mediterrán-provincia két gastropoda-szubprovinciára - Alpi, illetve Szicíliai - volt bontható. (Az utóbbi név helyett az idézett cikkekben az "É-afrikai" szerepelt, ami a paleogeográfiai értelmezésben félreértéseket eredményezhet.) A Szicíliai-szubprovincia a Tethys zátony- és karbonátos platform-rendszerére terjedt ki, az Alpi-szubprovincia az előbbiről leszakadt, vertikálisan és horizontálisan is tagolt tenger alatti hegységek láncára.

A három faunatípus és a velük jellemezhető paleobiogeográfiai egységek szinemuri-plienschichi létezése bizonyos, a toarci ősföldrajzi változásokat követően azonban a Szicíliai-

szubprovincia önállósága valószínűleg megszűnt. A középsőjura végétől az Alpi-szubprovincia létét sem igazolják faunák.

A faunatípusok elválasztása négy, a jelenlegi vizsgálatok szempontjából fontos fajcsoport kialakítását is jelenti. Közülük egy-egy saját paleobiogeográfiai egységének endemikus fajait, a negyedik pedig a kozmopolita fajokat tartalmazza. Ez utóbbi csoportot tovább már nem célszerű tagolni, mert jórészt ugyanazokból a fajokból áll akkor is, ha a faunatípusokat páronként tekintjük.

A faunák általában legalább kétharmad részben endemikus fajokból állnak (1-2. ábra). A rendszertani feldolgozottság mai állása szerint pedig úgy tűnik, hogy a kozmopolita fajok aránya az alpi faunákban a legmagasabb a szinemuri plienschichi időintervallumban. Ez a differenciálódás közeli "dátum"-ának és az Alpi-szubprovincia köztes helyzetének tudható be. Különösen feltűnő a D-Alpok szinemuri alpi faunájának magas fokú hasonlósága Neumayriához (3. ábra). Ha pedig a het-tangi korszakra is kitekintünk, akkor azt kell mondani, hogy D-alpi fauna gyakorlatilag megegyezik a neumayriaival faji szinten. A faj feletti kategóriák alapján megmutatkozó bélyegeiben pedig ugyanaz mondható el róla, mint a szinemuri-plienschichi európai típusú faunákról.

A z a l p - k á r p á t i " i n d i - k á c i ó k " - VADÁSZ (1935) mecseki szinemuri gastropoda faunalistájából a fajoknak kevesebb, mint 20 %-a kozmopolita, a maradékból a meghatározottak európaiak, a genus szintig azonosítottak pedig nem utalnak tipikusan alpi, vagy szicíliai formára (1. ábra). Mivel azonban a faunalista alapjául szolgáló anyagot még nem sikerült megtalálni és ellenőrizni, a faji összetétel bizonytalan marad. Sokkal kisebb az esetleges tévedések valószínűsége magasabb rendszertani kategóriákban, így VADÁSZ faunalistáját megbízhatóbbnak tekinthetjük a rendek arányának számításához. Ez alapján pedig a mecseki szinemuri faunáról az egyértelműen állítható, hogy nem alpi. Az alpi faunákban ugyanis az archaeogastropodák aránya lényegesen magasabb, mint ami a mecsekben tapasztalható (5. ábra). A szicíliai faunákban pedig rendszerint még az európaiakénál is lényegesen magasabb a Caenogastropoda + Opisthobranchia arány.

A Persányi-hegységből ugyancsak VADÁSZ

(1908, 1915) által ismertetett négy faj közül a két ábrázolt tévesen azonosított. Valójában mindkettő a "Sisenna foveolata" fajcsoportba tartozik. Ezek a "Trochus epulus"-sal együtt kozmopoliták, a "Discohelix transsylvanicus" (nom. nud.) pedig nem sorolható csoportba. A "S. foveolata" csoport fajait a szicíliai típusban eddig nem regisztrálták, Neumayriában pedig ritkák, illetve - a Discohelix genussal együtt, - az alpi faunákban gyakoriak. Ezek alapján feltételezhető, hogy a Persányi-hegység gastropodák alapján az Alpi-szubprovinciához sorolható.

A Villányi-hegységből rendelkezésre álló igen rossz megtartású pliensebachi faunula alapján az alábbi taxonok azonosíthatók:

Ptychomphalus cf. expansus (SOW.)

Ptychomphalus cf. rotelliformis (DUNK.)

Pyrgotrochus sp.

Proconulus sp.

Trochidae ? sp.

Pseudomelania ? sp.

Cylindrobullina ? sp.

indet. sp.

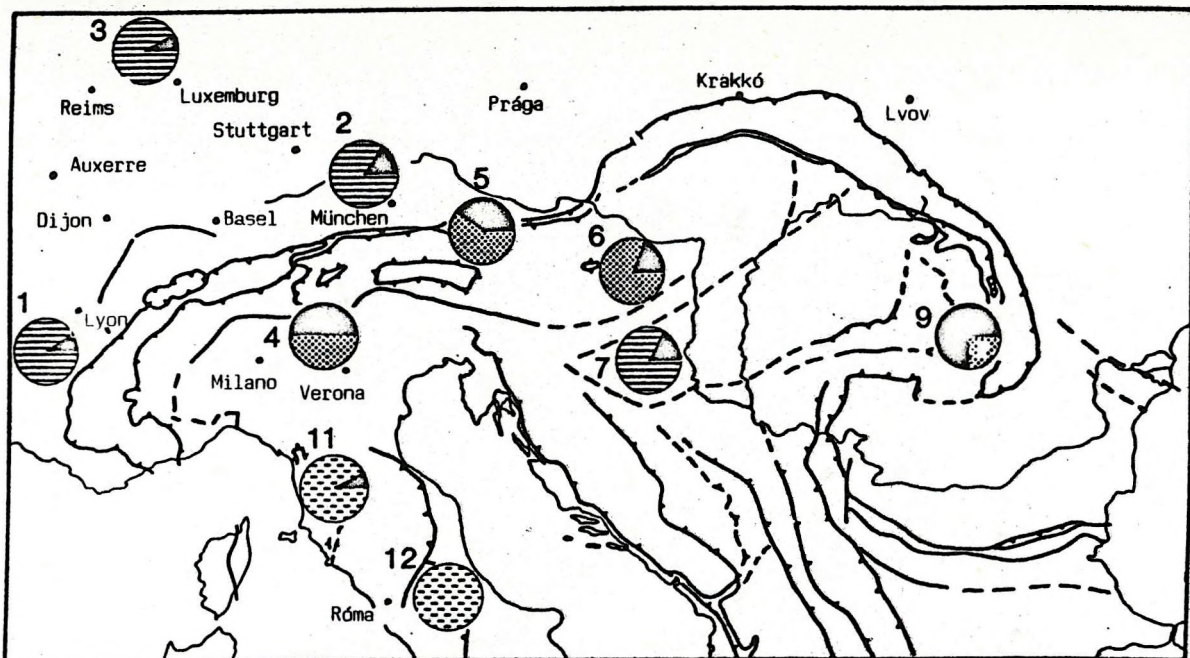
Közülük egyértelműen diagnosztikus értékű a Cylindrobullina ? sp., ami azt jelzi, hogy a faunula nem alpi jellegű. Az Opisthobranchia alosztály képviselői ugyanis a liász alpi típusú faunákból teljesen hiányoznak. A Pyrgotrochus sp. előfordulása pedig azt jelenti, hogy nem szicíliai típusú a fauna, mert ez a genus eddig csak alpi és neumayriai faunákból ismert. Következésképpen a villányi faunula európainak tekinthető. Két feltételelesen azonosított Ptychomphalus faja a kozmopolita csoportba tartozik.

Az ugyancsak rossz megtartású villányi dogger fauna egy genus szintig azonosítható bath példány az, amely alapján a paleobiogeográfiai hovatartozásra következtetni lehet. Ez a Leptomaria (Pleurotomariidae) egy jellegzetes formakörébe tartozik. Ezt a (valószínűleg generikus szinten is elkülöníthető) csoportot markáns hosszanti disztítés és félgömb szerű alak jellemzi. Csak európai és "etiopiai" jellegű faunákban fordul elő.

Ö s s z e g z é s - Valamennyi megvizsgált mecseki és villányi-hegységi faunáról megállapítható, hogy azok európai rokonságot mutatnak a liász és a dogger során. A Persányi-hegység néhány szinemuri gastropodája pedig alpi (mediterrán) rokonságot sejtet.

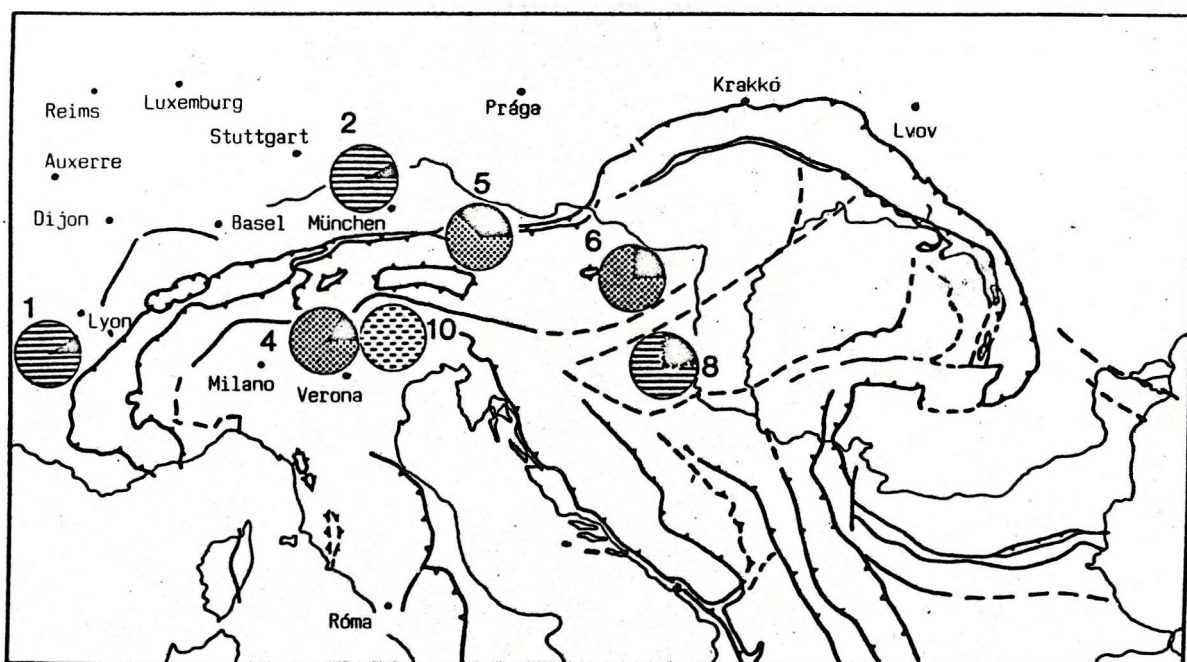
- BENECKE, E.W. (1866): Ueber Trias und Jura in den Südalpen. - Geogn.-Paleont. Beiträge, 1(1), München, 1-204
- BRÖSAMLEN, R. (1909): Beitrag zur Kenntniss der Gastropoden des schwäbischen Jura. - Palaeontographica, 56: 177-321
- CANAVARI, M. (1886): Fossili del Lias inferiore del Gran Sasso d' Italia raccolti del Prof. A. Orsini nell' anno 1840 - Atti soc. Tosc. sci. natur., /mem./, 7: 280-300
- DUMORTIER, E. (1867): Études paleontologiques sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhone. - II. P.: Lias inferieur. - Paris, 1-252.
- DUMORTIER, E. (1869): Études paleontologiques sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhone. - III. P.: Lias moyen. - Paris, 1-349.
- FUCINI, A. (1895): Fauna dei calcari bianchi ceroidi con Phylloceras cylindricum Sow. sp. del Monte Pisano. - Atti soc. Tosc. sci. nat. res. Pisa, /Mem./, 14: 125-351
- GÉCZY B. (1984): Jurassic ammonite provinces of Europe. - Acta Geol. Hung., 27: 67-71
- HAAS, O. (1912): Die Fauna der mittleren Lias von Ballino in Südtirol. I. Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden. - Beitr. Pal. Geol. Üst.-Ung., 25: 223-285
- JOLY, H. (1936): Les fossiles des Jurassique de la Belgique. II. p.: Lias inferieur. - Mém. Mus. R. Hist. Nat. Belg., 79: 1-245
- KRAFFT, A. (1879): Ueber den Lias des Hagengebirges. - Jb. kk. geol. Reichsanst., 47: 199-224.
- PARONA, C.F. (1892): Revisione della fauna liasica di Gozzano in Piemonte. - Mem. Real. Accad. sci. Torino, /2/, 43: 1-59
- PARONA, C.F. (1894): I fossili de Lias inferiore di Saltrio in Lombardia. P.2.: Gastropoda di Saltrio. - Boll. soc. malac., 18: 161-184.
- SACCHI-VIALLI, G. (1964): Revisione della fauna di Saltrio. - Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 15: 3-23
- SACCHI-VIALLI, G. & CANTALUPPI, G. (1967): I nuovi fossili di Gozzano (Prealpi Piemontesi). - Mem. Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat. Milano, 16: 61-128
- STOLICZKA, F. (1861): Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatz-Schichten. - Sber. Akad. Wiss. Wien, Math. Natuw. Cl., 43: 157-204
- SZABÓ J. (1979): Lower and Middle Jurassic

- gastropods from the Bakony Mts. (Hungary).
Part I: Euomphalidae (Archaeogastropoda) -
Annls. hist.-nat. Mus. natn. hung., 71: 15-31
- SZABÓ J. (1980): Lower and Middle Jurassic
gastropods from the Bakony Mts. (Hungary).
Part II: Pleurotomariacea and Fissurellacea
(Archaeogastropoda). - Annls. hist.-nat. Mus.
natn. hung., 72: 49-71
- SZABÓ J. (1980): Liász és dogger Gastropoda-
állatföldrajz a Tethys Ny-részén. - Földt.
Közl., 110: 382-394
- SZABÓ J. (1981): Lower and Middle Jurassic
gastropods from the Bakony Mts. (Hungary).
Part III: Patellacea and Trochacea (Archaeo-
gastropoda). - Annls. hist.-nat. Mus. natn.
hung., 73: 55-67
- SZABÓ J. (1982): Lower and Middle Jurassic
gastropods from the Bakony Mts. (Hungary).
Part IV: Neritacea, Craspedostomatacea and
Amberleyacea (Archaeogastropoda). - Annls.
hist.-nat. Mus. natn. hung., 74: 17-33
- SZABÓ J. (1983): Lower and Middle Jurassic
gastropods from the Bakony Mts. (Hungary).
Part V: Supplement to Archaeogastropoda;
Caenogastropoda. - Annls. hist.-nat. Mus.
natn. hung., 75: 27-46
- SZABÓ J. (1984): Two new archaeogastropod
genera from the Tethyan Liassic. - Annls.
hist.-nat. Mus. natn. hung., 76: 65-71
- SZABÓ, J. (1988): Pliensbachian and Bajocian
Gastropods. - In: RAKUS, M., DERCOURT, J. &
NAIRN, A.E.M.: Evolution of the Northern
Margin of Tethys: The Results of IGCP Project
198. V. 1. - Mém. Soc. Géol. France, /N./,
154: 25-33
- TAUSCH, L. (1890): Zur Kenntniss der Fauna der
"grauen Kalke" der Südalpen. - Abh. kk. geol.
Reichs., 15(2): 1-42
- TONI, A. (1912): La fauna liasica di Veduggia
(Belluno). P.2.: Molluschi. - Abh. Schweiz.
Pal. Ges., 38: 33-52
- VADÁSZ, E. (1808): Die unterliassise Fauna von
Alsórákos in Komitat Nagy Kükküllő. - Mitt.
Jb. kön. ung. geol. Reichsanstalt, 16:
277-367.
- VADÁSZ, E. (1915): Geologische Beobachtungen im
Persány und Nagybagymás Gebirge. - Jah-
resber. kön. ung. geol. Reichsanstalt, 21:
265-298.
- VADÁSZ, E. (1935): Das Mecsek-Gebirge. - Bu-
dapest, Kön. Ung. Geol. Reichsanstalt, 1-180.
- Table 1 - Localities and sources of data
1. Táblázat
Leőhelyek és források
- 1 - Rhone-völgy, szinemuri: DUMORTIER 1867
pliensbachi: DUMORTIER 1869
 - 2 - D-Németország, szinemuri-pliensbachi:
BRÜSAMLEN 1909
SIEBERER 1907
 - 3 - Ardennek, (hettangi-)szinemuri: JOLY 1936
 - 4 - D-Alpok, szinemuri: PARONA 1894
SACCHI-VIALLI 1964
pliensbachi: PARONA 1892
HAAS 1912, TONI 1912
SACCHI-VIALLI
& CANTALUPPI, 1967
 - 5 - É-Mészalpok, szinemuri: STOLICZKA 1861
pliensbachi: KRAFFT 1879
 - 6 - Bakony, szinemuri-pliensbachi: SZABÓ 1979
1980a, 1981, 1982, 1983, 1984
 - 7 - Mecsek, szinemuri: VADÁSZ 1935
 - 8 - Villányi-hg., pliensbachi és bath-kallovii:
SZABÓ (publikálatlan)
 - 9 - Persányi-hg., szinemuri: VADÁSZ 1908, 1915
 - 10 - Venetoi-Alpok, pliensbachi: BENECKE 1866
TAUSCH 1890
 - 11 - Monte Pisano, szinemuri: FUCINI 1895
 - 12 - Gran Sasso d' Italia, szinemuri: CANAVARI
1885



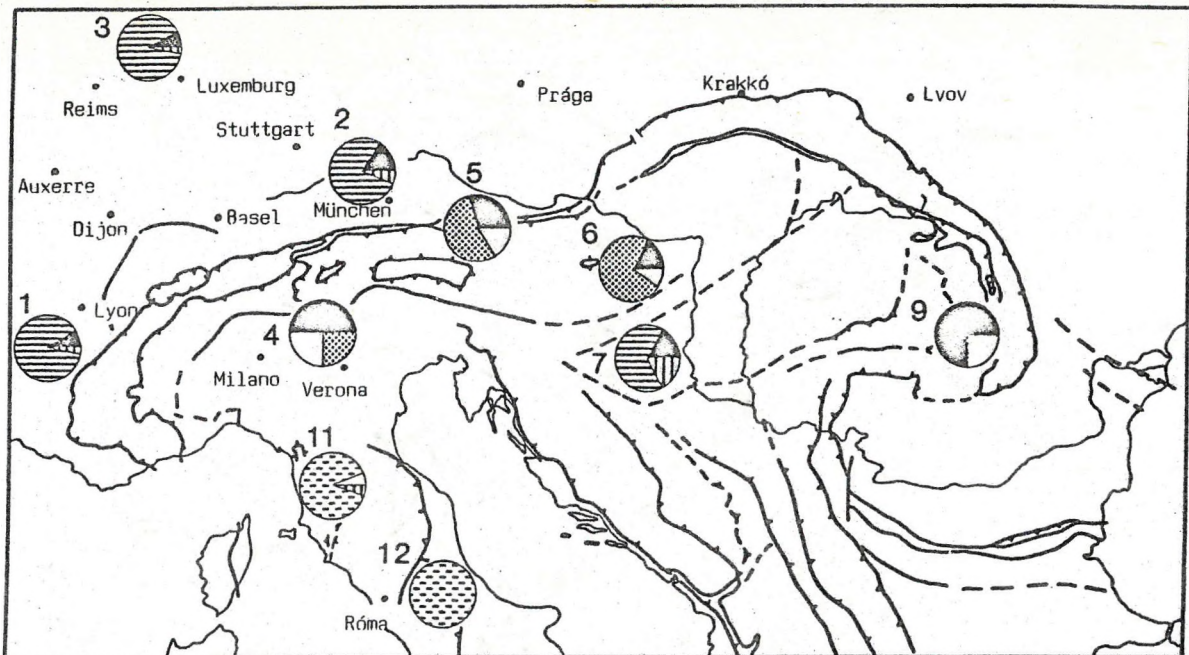
1. ábra - Szinemuri faunák kozmopolita/endemikus fajainak aránya az alp-kárpáti térségben. Az endemikus fajok magas részvétele a jól ismert faunákban kitűnően jelzi a három Ny-tethysi faunatípus előrehaladott elkülönülését. A kozmopolita fajok szerepe az alpi faunatípusban a legnagyobb. Jelkulcs: FEKETE - legalább két faunatípusban előforduló kozmopolita; VONAL - endemikus az európai típusban; SZAGGATOTT VONAL - szicíliai endemikus; PONTOZOTT - alpi endemikus; SZÁMOK - az 1. táblázatban felsorolt lelőhelyek.

Figure 1. - Ratio of cosmopolitan species to endemic group in Sinemurian gastropod faunas of the Alpine-Carpathian region. Dominance of endemic species in the well known faunas excellently marks an advanced separation of the three W-Tethyan faunal types. Cosmopolitan species have highest role in the Alpine faunal type. Key: BLACK - cosmopolitan species, occurring in two faunal types at least; RULED HORIZONTALLY - endemic species in the European faunal type; DASHED LINES - endemic in the Sicilian type; DOTTED - endemic in the Alpine type; NUMBERS - localities as in Table 1.



2. ábra - Pliensbachi faunák kozmopolita/endemikus fajainak aránya az alp-kárpáti térségben. Továbbra is az alpi faunákban a legmagasabb a kozmopoliták aránya. Jelkulcs: ld. 1. ábra.

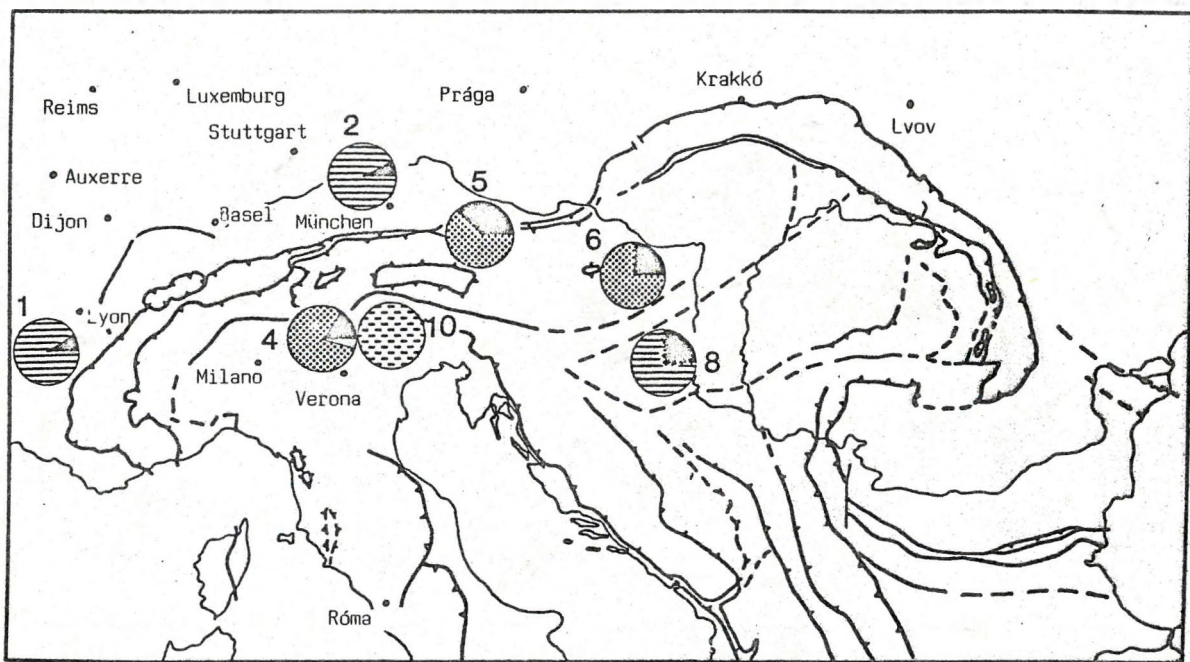
Figure 2. - Cosmopolitan and endemic species in the Pliensbachian gastropod faunas of the Alpine-Carpathian region. The highest ratio of cosmopolitan species can be observed again in the Alpine faunas. Key: see Fig. 1.



3. ábra - Kozmopolita fajok aránya a szinemuri faunákban típus-páronkénti bontásban. **Jelkulcs:** VÍZSZINTES VONAL - a fauna európai típusú; SZAGGATOTT VONAL - szicíliai típusú; PONTÓZOTT - alpi típusú; FEKETE - európai-alpi közös fajok aránya; FÜGGŐLEGES VONAL - európai-szicíliai; FEHÉR - szicíliai-alpi; SZÁMOK - az 1. táblázat lelőhelyei. (MEGJEGYZÉS: az egyik irányú hasonlóság vizsgálata esetén a másik faunatípussal közös fajok "endemikus"-nak tekintendők. Néhány faj mindhárom faunatípussal előfordul, tehát átfedés lehet a közös csoportok közt is, azonban e tény grafikus ábrázolása nehezen megoldható.)

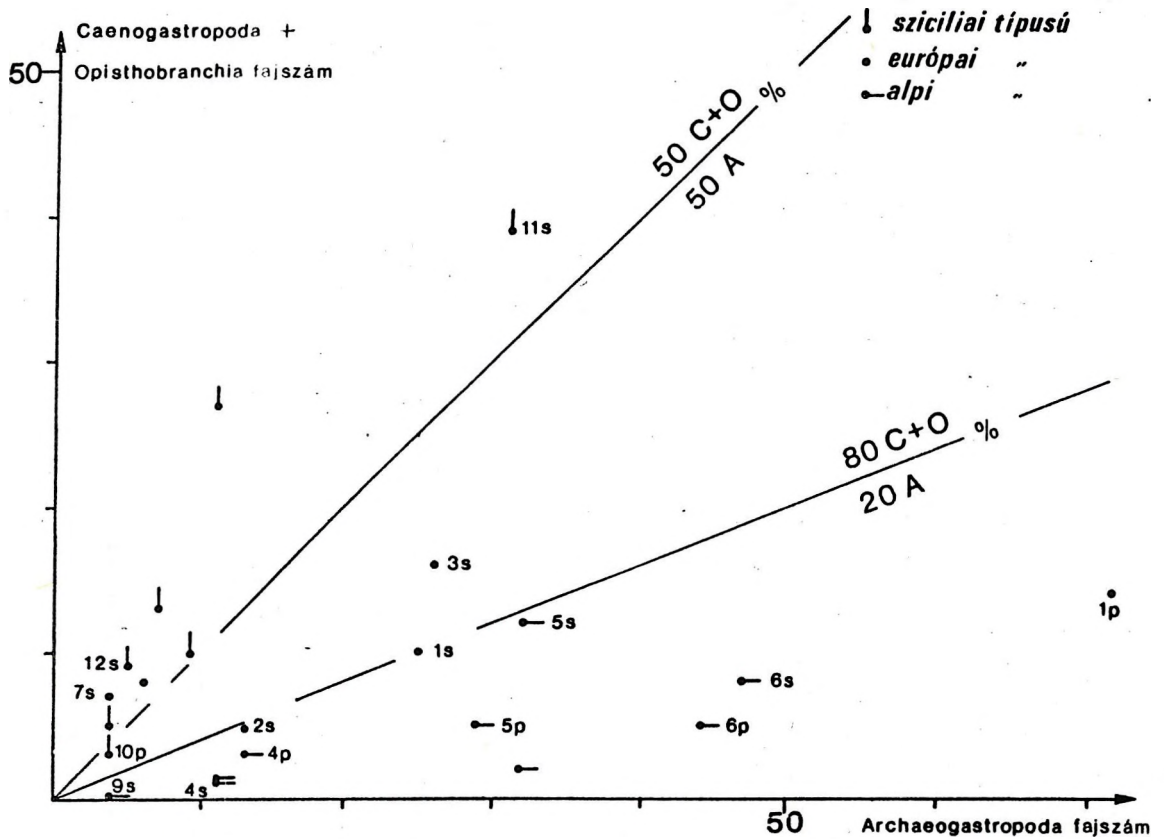
Figure 3. - Ratio of cosmopolitan species in Sinemurian faunas by type-pairs. **Key:** RULED HORIZONTALLY - the fauna belongs to the European type; DASHED LINES - Sicilian type fauna; DOTTED - Alpine type fauna; BLACK - ratio of European-Alpine species to the whole fauna; RULED VERTICALLY - European-Sicilian species; WHITE - Sicilian-Alpine species; NUMBERS - localities as in Table 1.

(REMARKS: Several species occur in all faunal types but graphical demonstration of this fact is not simple. So, when similarity is studied in one relation, species in common with the other type shall be considered as "endemic".)



4. ábra - Kozmopolita fajok aránya a pliensbachi faunákban típus-páronkénti bontásban. Figyelemre méltó a Szicíliai faunák elkülönültségének jelentős növekedése a szinemuri állapothoz viszonyítva. **Jelkulcs és megjegyzés:** ld. 3. ábra.

Figure 4. - Cosmopolitan species in Pliensbachian faunas by type-pairs. The significant increase in independence of the Sicilian type comparing to the Sinemurian state is worthy of attention. **Key and remarks:** see Fig. 3.



5. ábra - Az archaeogastropodák aránya a magasabb fejlettségi szinten álló caenogastropodák és opisthobranchiák együttes csoportjához a faunákban. A számjelzés nélküli pontok a tendenciák jobb érzékeltetése céljából felvetve, de a térképeken nem szereplő Ny-tethysi faunákat jelölnék. Az archaeogastropodák dominanciájával az alpi típusú faunák - különösen a szicíliai típustól - elkülönülnek. Jelkulcs: H - hettangi; S - szinemuri; P - plienschachi; SZÁMOK - az 1. táblázat lelőhelyei.

Figure 5. - Ratio of archaeogastropods to joint group of caenogastropods and opisthobranchs, representing higher evolutionary levels. Points without numbers, to support demonstration of tendencies, are faunas from W-Tethyan areas outside of the map, used in Figs. 1-4. The Alpine faunas can be quite well distinguished by dominance of the archaeogastropods, especially from the Sicilian type. Key: H - Hettangian; S - Sinemurian; P - Pliensbachian; NUMBERS - localities, as in Table 1.

A MAGYARORSZÁGI BATH AMMONITESZ-FAUNÁK PALEOBIOGEOGRÁFIAI JELLEGEI

Palaeobiogeography of Bathonian ammonoids
from the Alpine-Carpathian region and stable Europe

GALÁ CZ ANDRÁS

ÖSSZEFOGLALÁS

Európa területén a bath emelet idejére 3 paleobiogeográfiai egység különült el. A mediterrán provinciát a magas részarányal képviselt Phylloceras- és Lytoceras-félék, valamint a Cadomites, Lissoceras és Bullatimorphites fajok gyakorisága jellemzi. A szubmediterrán területek faunáiban megjelennek a Parkinsonia, Morphoceras, Zigzagiceras genusok, és változatos a Tullitidaek reprezentációja. A szubboreális faunákból kimaradnak a Phylloceras-félék, gyakoriakká válnak a Parkinsonia-k, Morrisiceras-ok és a felső-bathban a Clydoniceras-ok.

Pontosabb paleobiogeográfiai elkülönítéseket tesz lehetővé egyes genusok, illetve fajok elterjedésének vizsgálata. A dolgozat ezek közül a Morphoceras-Ebrayiceras-Asphinctites csoport, a Clydoniceras genus, az Epistrenoceras-Hemigarantia nemzetségek; valamint a Rugiferites davaiacensis faj elterjedését tekinti át.

Magyarországon a Dunántúli-középhegységben mediterrán, a Mecsekben és Villányban szubmediterrán bath ammonitesz-faunák vannak, az utóbbi lelőhelyen némi szubboreális affinitással.

ABSTRACT

Three palaeobiogeographic units can be distinguished for the European Bathonian. The Mediterranean province is characterized by the dominance of Phyllo- and Lytoceratids in the ammonite faunas, with common Cadomites, Lissoceras and Bullatimorphites species. In the Submediterranean faunas Parkinsonia, Morphoceras and Zigzagiceras species occur, with more differentiated Tullitids. The typical Subboreal faunas lack Phylloceratids, but Parkinsonia, Morrisiceras and Upper Bathonian Clydoniceras species become common.

Study of the occurrence of certain genera and species offers more precise palaeobiogeographic separations. The paper shows such examples: the distribution of the Morphoceras-Ebrayiceras-Asphinctites group, the genera Clydoniceras and Epistrenoceras-Hemigarantia and the species Rugiferites davaiacensis.

In Hungary Bathonian ammonite faunas of the Transdanubian Central Range represent the Mediterranean province, the Mecsek and Villány faunas indicate the Submediterranean province, with some Subboreal affinities in the latter.

BEVEZETÉS

Az európai bath ammonitesz-faunák paleobiogeográfiai értékelése régóta visszatérő témája a jura szakirodalomnak. A sok részkérdést tisztázó publikációk és a nagyobb igényrel írt összefoglaló dolgozatok ellenére a kérdés sok szempontból tisztázatlan, s ennek számos oka van. Általános vélekedés szerint a bath emelet idején Európa területén, de az egész világon is, regresszió zajlott, ez magyarázza, hogy a bath faunák eleve ritkák, így nehezen értékelhetők. E nézeteket Arkell fejtegette ki részletesen /1956, p. 609/, azóta általánosan elfogadottnak tekintik, s az euszatikus tengersizint változási görbék is ezt a következtetést sugallják.

Ez a nézet főképpen két jelenség értékeléséből következik:

- a/. néhány területen a középső-bath idején sekélytengeri, esetenként brakkvizi fáciesek váltják fel a tengeri rétegsorokat /Arkell 1956, Fig.98/
- b/. általánosan elfogadott, hogy szinte az egész világon a kallovi bázisán transzgresszió zajlott le, mivel csaknem mindenütt Macrocephalites-faunák jelennek meg a legalsó-kalloviban.

Az első érvelés - bár kétségtelen tényeken alapul - meglehetősen ellentmondásos, s ezt már Arkell is érezte, midőn arról írt /loc. cit/, hogy a Tethys-peremeken a felső-bath "rétegek transzgresszívok, de regresszív fáciesűek". A másik érvelést érte a legmélyebb kritika az elmúlt években. A kallóvi bázisát, s így az "alsó-kallovi transzgressziót" datáló Macrocephalites-ek egy részéről kiderült, hogy a felső-bajóciban kialakult homeomorph boreális formák /lásd Callomon 1984/. Ugyanakkor bizonyítást nyert, hogy a tipikus Macrocephalites már a felső-bath középső részén /Orbis Zóna/ megjelenik a Közép-Európában és Európán kívüli területeken is /Dietl 1981, Westermann és Callomon 1988/, tehát a genus csak fenntartásokkal alkalmazható korrelációra.

Általános bath regresszió ellen szólnak a mediterrán rétegsorok. Bár igaz, hogy a Tethys európai részén bajóci ammoniteszes képződmények sokkal elterjedtebbek mint a bath faunákat tartalmazó rétegsorok, de ez annak a ténynek tudható be, hogy itt a középső-jura során egyre elterjedtebbé válnak a karbonátos fáciesekre következő kovás, a radiolarit fáciescsoportba tartozó kőzetek. A tendencia tehát éppen fordított: a középső-jura során a Tethys /relatív/ kimélyülésével kell számolnunk.

Mindazonáltal bármilyen lokális, regionális, vagy globális eseményt veszünk tekintetbe, tény, hogy a bath ammonitesz-faunák - a bajóciakhoz és kallóviakhoz viszonyítva - ritkák.

Régen ismert tény az is, hogy a bath ammonitesz-faunák erős provincialitást mutatnak. Általánosságban is tárgyalta ezt a jelenséget Arkell /1951-59, p.1-4/, s egyes csoportokra nézve több szerző is /pl. Torrens 1967, Hahn 1971/. Az utóbbi időben a provincialitás jelenségét egyes bath ammoniteszek fácies-érzékenységevel magyarázták, s paleoökológiai okokra vezették vissza /pl. Marchand et al. 1985/.

Az újabban publikált eredmények azonban nem vittek sokkal közelebb az alapvető kérdés megválaszolásához: mi különbözteti meg az egyes paleobiogeográfiai egységek bath ammonitesz-faunáit egymástól?

BATH AMMONITESZ-PROVINCIÁK

A bath idejére, csakúgy mint a jura időszakra általában, három paleobiogeográfiai egység látszik elkülöníthetőnek Európa területén: a boreális provincia, a mediterrán provincia és a kettő között Neumayria provincia /Géczy 1985/. Ez utóbbi az ún. szubboreális és szubmediterrán egységeket, mint szubprovinciákat foglalja magába. A boreális provincia a bath emelet jelen áttekintésénél nem játszik szerepet, mivel az ezt jellemző ammoniteszek Európa területéről csupán fúrásokból ismertek, az Északi-tenger aljzatából /Callomon 1979/. A

következőkben a három paleogeográfiai egység faunáinak jellemzése következik, melyhez segítséget nyújthat a fontosabb bath ammonitesz genusok elterjedésének táblázatos ábrázolása /1. táblázat/.

Mediterrán provincia

A mediterrán bath ammonitesz-faunákat elsősorban a Phylloceras- és Lytoceras-félék nagy részaránya jellemzi. Ez a régi megfigyelés a Bakonyból részletesen feldolgozott gyenespusztai anyagból

1. TÁBLÁZAT

	MEDITERRÁN	SZUB-MEDITERRÁN	SZUB-BOREÁLIS
Phylloceras	—	—	—
Adabofoloceras	—	—	—
Calliphyloceras	—	—	—
Holcophylloceras	—	—	—
Ptychophylloceras	—	—	—
Lytoceras	—	—	—
Nannolytoceras	—	—	—
Strigoceras	—	—	—
Trimarginia	—	—	—
Lissoceras	—	—	—
Clydoniceras	—	—	—
Delecticeras	—	—	—
Micromphalites	—	—	—
Euhecticoceras	—	—	—
Prohecticoceras	—	—	—
Oxycerites	—	—	—
Paralcidia	—	—	—
Oecotraustes	—	—	—
Paroecotraustes	—	—	—
Cadomites	—	—	—
Polyplectites	—	—	—
Parkinsonia	—	—	—
Gonolites	—	—	—
Oraniceras	—	—	—
Morphoceras	—	—	—
Ebrayiceras	—	—	—
Asphinctites	—	—	—
Hemigarantia	—	—	—
Epistrenoceras	—	—	—
Parapatoceras	—	—	—
Zigzagiceras	—	—	—
Procerozigzag	—	—	—
Phaulozigzag	—	—	—
Procerites	—	—	—
Grecilisphinctes	—	—	—
Siemiradzkia	—	—	—
Planisphinctes	—	—	—
Tulites	—	—	—
Rugiferites	—	—	—
Bullatimorphites	—	—	—
Sphaeroptychius	—	—	—
Treptoceras	—	—	—
Morrisiceras	—	—	—
Lycetticeras	—	—	—
Holzbergia	—	—	—
Trolliceras	—	—	—
Wagnericeras	—	—	—
Homoeoplanulites	—	—	—
Subgrossouvria	—	—	—
Pseudoperisphinctes	—	—	—
Grossouvria	—	—	—

ELŐFORDUL :	RITKA :	KÖZÖNSÉGES :	GYAKORI :
OCCURS :	RARE :	COMMON :	RICH :

is igazolható volt: itt a Phylloceratina-Lytoceras-Ammonitina arány 75,4% - 4,6% - 20% volt. Sajnos hasonló adatok más mediterrán faunákról nem állnak rendelkezésre. Személyes tapasztalatok szerint azonban a faunák igen nagy mennyiségben tartalmaznak Phylloceras-féléket - arányuk 50% felett lehet.

A Phylloceras- és Lytoceras-félék nagy száma mellett az Ammonitina alrenden belül is felismerhetők jellegzetességek. Az alsó-bathban feltűnő a Parkinsonia-félék szinte teljes hiánya, a Zigzagiceras igen ritka megjelenése, ezzel szemben a Cadomites /és a microconch Polyplectites/ gyakorisága. A középső-bath főleg a mediterrán Tulitidaek, elsősorban a Rugiferites és a Bullatimorphites, valamint a Prohectoceras genus fajaival jellemezhető. A Wagnericeras és a Subgrossouvria szintén gyakori. A felső-bathban a Bullatimorphites, Procerites és Choffatia felszaporodása karakterisztikus.

A már említett probléma - a radiolarit általános elterjedésűvé válása - miatt nehéz megállapítani a tipikus mediterrán faunák területét. Bizonyára ide tartozik a Dunántúli Középhegység az egyetlen Gyenespuszta lelőhellyel. Hasonlóképp mediterrán adatok vannak a Déli-Alpokból /Clari et al. 1984, Sturani 1964/. Ide sorolható Nyugat-Szicília /Wendt 1964/, bár itt sejtetően szubmediterrán hatások is érvényesültek. Potenciális terület az Apenninek és a Dinaridák, innen azonban gyakorlatilag semmi adat sincs. A bath idején ezeken a területeken vagy intenzív platform-karbonát képződés folyt /d'Argenio 1976/, vagy tekintélyes üledékhézag rögzíthető /Cresta et al. 1989/. Lehetőség az üledékhézagok területeken egyes seamountok hasadékaiban megőrződött faunák felkutatása. Az Apenninekből van erre utaló nyom, s valószínű, hogy a Vértes-hegységi Csókakő bath faunája /Fülöp et al. 1960/ is ilyennek értelmezhető /Galács 1987/.

Szubmediterrán szubprovincia

A szubmediterrán faunákat a Phyllo- és Lytoceras-félék nagy aránya mellett a szubboreális elemek megjelenése jellemzi. Éppen ezért nehéz pillanatnyilag a két egység között éles határvonalat vonni. Az Északi-Mészkőalpok és a Tátridák, valamint a Pieniny szirtöv bath faunáiban magas a Phylloceratina részaránya /pl. Neumühle: 50% Phylloceratina, Krystyn 1972/, s ugyanitt a s.str. mediterrán területekről szinte egyáltalán nem ismert formák /Oecotraustes, Sphaeroptychius, Treptoceras, Grossouvria - mind microconch!/ is megjelennek. Hasonló a helyzet a Déli-Kárpátok /Bucsecs, Szvinica/, vagy a Mecsek faunáiban. A Bétikumban előfordulnak olyan bath szintek, ahol a Phylloceras aránya 80% is lehet /Sandoval 1983/. Itt jegyzendő meg, hogy Elmi /1985/ a Phyllocerasok felszaporodását fácieskülönbségekben kifejeződő lokális paleogeográfiai tényezőkhez kapcsolta. Bath példái között szerepel Ardèche, ahol 50-60%-ról 0%-ra esik a Phylloceratina részaránya, 50-60 km-es távolságon belül, a mélyebb medencéktől a tengeralatti magaslatok felé haladva. Ez a jelenség a szubmediterrán területeken másutt is felfedezhető /Algéria: Alméras és Elmi 1985/.

Az esetenként magas részarányra jutó Phylloceras-félék mellett azonban fontos, hogy a szubmediterrán és szubboreális régiók más Ammonitina genusok alapján további övezetekre oszthatók. Ezt további anyaggyűjtés, irodalmi feldolgozás alapján lehet csak megtenni.

A szubmediterrán régió lehatárolása észak felé is problematikus, mivel átmeneti zónával érintkezik a szubboreális szubprovinciával. Ami a déli határt illeti, a mediterrán provinciától egyes szerzők a Phyllocerasok 50%-os reprezentációjával különítik el /Cariou et al. 1985/. Így a szubmediterrán provinciába esik egész Ibéria, csaknem teljesen Franciaország, valamint az Alp-Kárpáti vonulattól északra eső területek. A szubboreális régió felé a lehatárolást lásd alább.

Szubboreális szubprovincia

A szubboreális szubprovinciát a Phylloceras-félék csaknem teljes hiánya, az alsó-bathban a sok Parkinsonia /Gonolkites, Durotrigensia, Oraniceras/, valamint a s.str. Zigzagiceras jellemzi. Ezek közül az Oraniceras szubmediterrán jövevénynek tekinthető. A középső-bath faunákat a szubboreális Tullitidaek jellemzik: a Tulites, Lycetticeras, Morrisiceras és microconchjaik, ezekhez itt nem túlságosan gyakori Perisphinctidaek /Procerites, Wagnericeras/, valamint Clydoniceras-félék /elsősorban Micromphalites/ társulnak. A felső-bath újra a Procerites-ekkel, valamint újonnan megjelenő Perisphinctidaekkel /Homoeoplanulites, Pseudoperisphinctes, Grossouvria/ jellemezhető. Gyakoriak a Prohecticoceras fajok, és a bath végére a s.str. Clydoniceras-ok.

A szubboreális szubprovincia típusterületeként Anglia tekinthető gazdag, s főképp jól feldolgozott faunája alapján. A szubprovinciához sorolható Normandia, a Massif Central északnyugati és északi pereme, Lotaringia, Északnyugat- és Észak-Németország, Lengyelország középső része, egészen Krakóig. A csatlakozó területek /Vendée, Burgundia, bizonyos mértékig a Jura-hegység, Svábia, Frankónia, majd Dobrudzsa és a Stara Planina átmenetet mutat a szubmediterrán szubprovincia felé.

Akárcsak a szubmediterrán szubprovincia, bizonyára a szubboreális régió is tovább tagolható a faunaspektrum, illetve egyes genusok, vagy fajok elterjedése alapján.

A BATH AMMONITESZ-FAUNÁK

ELTERJEDÉSI JELLEGEI

Alsó-bath

Az alsó-bath ammonitesz-faunákra általában a Parkinsoniák főleg a Gonolkites subgenus és az Oraniceras, a Zig-

zagiceras-félék /Zigzagiceras, Phaulozigzag/, a Morphoceras, Ebrayiceras és Asphinctites genusok jellemzők, az Oxyerites, Oecotraustes és Procerites mellett. Előfordulnak még Cadomites-ek, az első Bullatimorphites-ek és az Euhecticoceras is.

Paleogeográfiai szempontból érdekes a Morphoceras-félék /Morphoceras, Ebrayiceras, Asphinctites/ elterjedése. A bath Morphoceratidaek a csak felső-bajóciából ismert Dimorphinites leszármazottai; a fő morfológiai különbség a ventrális árok megjelenése a bath formáknál. Az újonnan leírt genus /Pseudodimorphinites Seyed-Emami et al. 1989, Irán/ alsó-bath, ventrális árok nélküli formákat egyesít, így lehetséges, hogy a Dimorphinites genus egyes képviselői mégis áthúzódnak a bath aljára, mint ezt a Sziciliából Wendttől /1964 Pl.21. Fig.3-5/ leírt formák alapján már korábban sejteni lehetett /Galác 1980 p.100/.

Az alsó-bath Morphoceratidaek előfordulásait az európai területekről az alábbi felsorolás, illetve az 1. ábra mutatja /M = Morphoceras, E = Ebrayiceras, A = Asphinctites/

Nagy-Britannia

1. Anglia M, E, A Arkell 1951-59

Franciaország

2. Normandia M, E, A Rioult 1962

3. Vendée M, E Gabilly 1964

4. Maine-et-Loire M, E Couffon 1924

5. Nièvre M, E Mouterde 1952

6. Ardèche M, E Riche et Roman 1921

7. Ain M, E, A Mangold et al. 1965

8. Lotaringia M, E Maubeuge 1950

9. Digne M, E, A Sturani 1964

Svájc

10. Helvetikum M, E Arkell 1956

Németország

11. Svábia M, E, A Hahn 1970

12. Frankónia M, A Arkell 1951
Callomon et al. 1988

13. Lechstett M, E, A Westermann 1958

Lengyelország

14. Czestochowa M, E, A Dayczak-Calikowska 1967

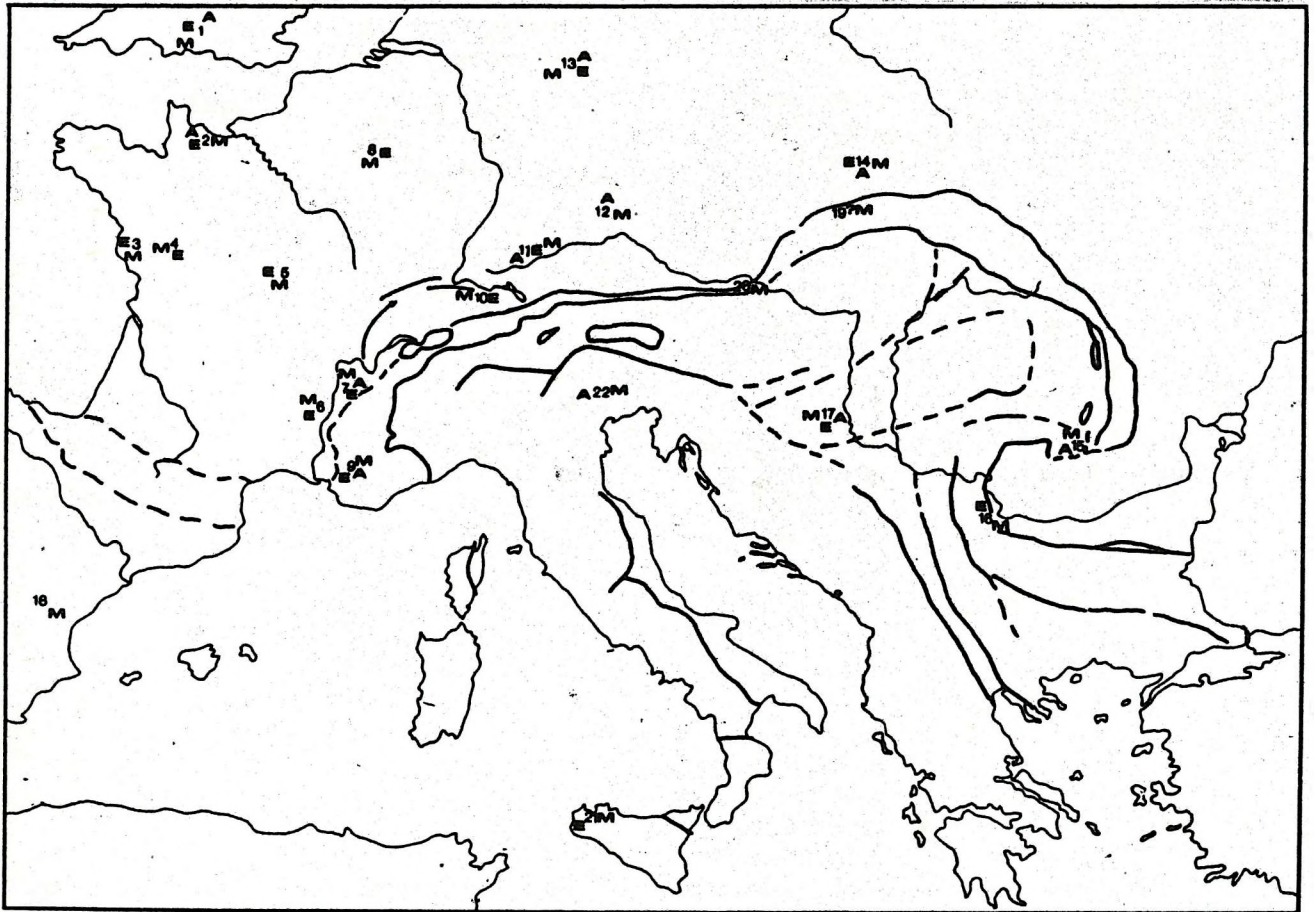
- Románia
15. Bucsecs M, A Patrulius 1969
- Bulgária
16. Belogradchik M, E Stephanov 1961
- Magyarország
17. Mecsek M, E, A Galács 1984,
Velledits et al. 1986
- Spanyolország
Beticum M, E, A Sandoval 1983
18. Ibericum M Fernandez-López
y Gómez 1978
- Csehszlovákia
19. Kosteleo ?M Rakus 1965
- Ausztria
20. Neumühle bei Wien M Krystyn 1972
- Portugália
Cap Mondego M, E, A Elmi et al. 1971
Algarve-med. E Rocha 1977
- Olaszország
21. Ny-Szicília M, E Wendt 1964,
Galáoz 1985
22. Venéziai Alpok M, A Sturani 1964

A Morphoceratidaek Európán kívül előfordulnak még Észak-Afrikában /Marokkó Arkell 1956, Enay et al. 1987/, a Kaukázusban /Örményország Azarian 1982, Észak-Kaukázus Bessnosov 1967/, Iránban /Elbrusz Seyed-Emami et al. 1989/, valamint Közép-Ázsiában /Balhan Aliev et al. 1983, Kugitang Krimholz és Zacharov 1971/.

A Morphoceratidaek elterjedését csaknem fedi az Oranicerax genus areája, azzal a különbséggel, hogy főleg szubmediterrán - szubboreális határterületeken gyakori, nagyobb behatolással a szubboreális régióba és éppen csak érintve a szubmediterrán területeket. Gyakori Svábiában Frankóniában, ÉNy- és É-Németországban

1. ábra A Morphoceras /M/, Ebravicerax /E/ és Asphinctites /A/ genusok európai előfordulása

Fig. 1. The European occurrences of the genera Morphoceras /M/, Ebravicerax /E/ and Asphinctites /A/

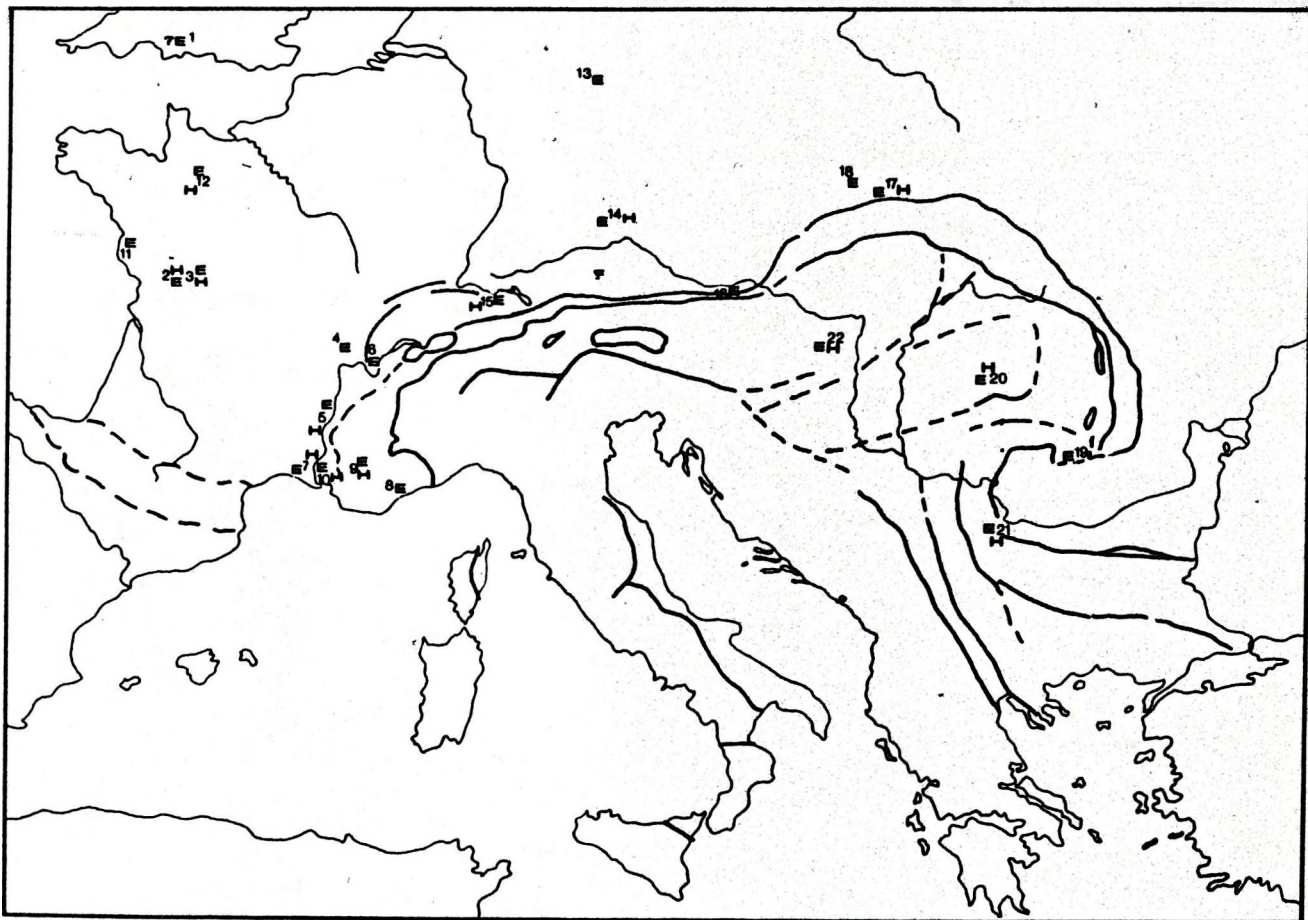


/"Württembergica-Schichten"/, Ardèche-ben, Lotaringiában, előfordul Provence-ban, megtalálható a Bétikumban és az Ibériai-kordillerákban, de nincs meg Portugáliában, még jelezték Normandiában, de nem került elő Angliából. Szicíliai előfordulása érdekes - valószínűleg Algéria-Marokkó paleogeográfiai közelségére utal, ahol az Oraniceras gyakori. A genus megtalálható még a Kaukázusban és Közép-Ázsiában is /Besznov és Kutuzova 1975/.

Középső-bath

A középső-bath faunákból elsősorban a faunaspektrum elemzése alapján le-

het paleobiogeográfiai következtetéseket levonni. Míg a szubboreális területeken a Tulites és Morrisiceras genusok a jellemzők, a szubmediterrán területek peremére tehető néhány olyan fauna, melyekben más Tulitidaek karakterisztikusak. Ezek az ún. Bullatimorphites-faunák, melyekben a nevezett genus több fajjal és nagy számaránnyal van jelen. Ilyen faunákat ismertettek Portugáliából /Cap Mondego Elmi et al. 1971/, Ny-Franciaországból /Vendée Gabilly 1964/, K-Franciaországból /Macon Lissajous 1923/ és ilyen a mecseki középső- és felső-bath fauna is. Más szubmediterrán középső-bath együttesekben a Bullatimorphites járulékos elem/pl. Szvinica, Bétikum/, a szubboreális faunákban igen ritka



2. ábra Az Epistrenoceras /E/ és Hemigerantia /H/ genusok európai előfordulásai
 Fig. 2. The European occurrences of the genera Epistrenoceras /E/ and Hemigerantia /H/

/Anglia: egyetlen példány/. A szubboreális/szubmediterrán határzónában néhány példánnyal jelentkezik /Svábia: Hahn 1971, Dietl és Kaptizke 1983, Frankónia: Callomon et al. 1988, ÉNy-Németország: Westermann 1958/.

A Bullatimorphites-szel ellentétben a tipikus szubboreális Tulitidaek /Tulites, Morrisiceras, Lyceticeras/ csak igen ritkán jelentkeznek szubmediterrán régióban. Míg Angliában, Normandiában, Lotaringiában, ÉNy-Németországban, Lengyelország középső részén nagy számban található, s lehúzódnak a Jura-hegységben, Macon és Ardèche területére is, a kimondottan szubmediterrán faunákban csupán egy-egy példánnyal képviseltek /Helvetikum: Dollfus 1961, Mecsek/, s a tipikus mediterrán együttesekből teljesen hiányoznak.

Egyes középső-jura Tulitidaek fajok erősen limitált elterjedésűek, s feltehetően különleges szerepet kaphatnak a szubmediterrán és szubboreális régiók pontosabb lehatárolásában. Ilyenek tekinthető a Rugiferites davaiacensis /Lissajous 1923, synonym: "Sphaeroceras" angulicostatum Lissajous 1923/. Eddig a következő lelőhelyekről ismert:

Franciaország:

Macon Lissajous 1923 Pl.21. Fig.2-4.
Nièvre De Grossouvre 1930 p.379.
Lengyelország:
Tatricum Passendorfer 1936 Pl.4. Fig.3+4.

Olaszország:

Szicília Wendt 1964 Pl.20. Fig.5.

Portugália:

Cap Mondego Elmi et al. p.445.

Spanyolország:

Beticum Sandoval 1983 Pl.67. Fig.4.

Ausztria:

Neumühle Krystyn 1972 Pl.21. Fig.2.

Magyarország:

Villány /publikálatlan/

Románia:

Királyerdő Preda 1963 Pl.15. Fig.5.

Szvinica /publikálatlan/

Irán:

DK-Elbrusz Seyed-Emami et al. 1989 Pl.2. Fig.5.

Az adatok alapján úgy tűnik, hogy a Rugiferites davaiacensis a szubboreális/szubmediterrán határvidék jellegzetes ammonitesz faja /megjegyzendő, hogy legújabbban előfordulását - kérdőjelesen - közölték Argentínából: Riccardi et al. 1989 Pl.2. Fig.1./.

Felső-bath

A bath emelet felső részének uralkodóan Oxyerites-, Prohecticoceras- és Preisphinctidaakkal jellemzett faunában sztratigráfiai és paleogeográfiai szempontból is igen jelentősek két genus, a Hemigarantia Spath 1928 és az Epistrenoceras Bentz 1928 fajai /lásd Torrens 1967/. A két bizonytalan rendszertani helyű, kriptogenetikus nemzetség elterjedését a következő felsorolás és a 2. ábra mutatja.

Anglia:

1. E Arkell 1951-59 Pl.18. Fig.3.

Franciaország:

2.Niort, Deux-Sèvres E, H D'Orbigny 1842-51, Pl.145. Fig.1-4, 6-7.
3.Main-et-Loire E, H Couffon 1924 p.31.
4.Macon E Lissajous 1923 Pl.3. Fig.4.
5.Ardèche E, H Sayn és Roman 1928 Pl.5. Fig.9. Elmi 1967 textfig. 88/2-5.
6.Jura-hegység E Mangold 1970 p.304.
7.Gard E, H De Brun 1935 Pl.2. Fig.6.
8.Var E Parent 1940 p.31.
9.Digne E, H Sturani 1967 Pl.21. Fig.4-6, Torrens 1987 Pl.1. Fig.1-3.
10.Bouches-du-Rhône E, H Douvillé 1915 Pl.7. Fig.20-25.
11.Vendée E Gabilly 1964 p.69.
12.Sarthe E, H Douvillé 1915 Pl.7. Fig.1.

Portugália

Cap Mondego E, H Elmi et al. 1971 p.445-446.
Algarve-medence H Rocha 1977 p.38.

tele alapján valószínűleg neptuni hasadékból származik, szintén azonosítható a bath emelet. A Vágh Gusztávtól származó faunalisták alapos revízióra szorulnak, éppen paleobiogeográfiai szempontból. A faunalistákban szereplő Clydonoceras-ok és Delectoceras-ok valójában az Oxyerites és Bohecticoceras genusokba tartoznak /Galács 1987/. Érdekes, hogy az inkább szubmediterránnak tekinthető Epistrenoceras, Hemigarantia és Parapatoceras genusok is előfordulnak az egyébként magas Phylloceratina és Lytoceratina tartalmú faunában. Összességében azonban a fauna mediterrán jellegű.

A Mecsek-hegység bath ammoniteszfaunája Böckh 1881-es munkája óta jól ismert. Új gyűjtések, melyek eredményei részben ismertetésre kerültek /Galács 1984, Velledits et al. 1986/ arra utalnak, hogy a fauna sokkal gazdagabb, mint az a korábbi irodalomból kikövetkeztethető. A Phylloceratina alrend magas részaránya és az Ammonitina-alrendből a Bullatimorphites-ek /makro- és mikroconchok/, Parkinsoniák, Morphoceras- és Ebrayiceras-félék megléte a szubmediterrán provinciára utal. Ez az affinitás különösen erős, ha a publikálatlan Tulites-leleteket, illetve Böckhnek a Morrisiceras meglétére utaló jelzését is figyelembe vesszük.

A Villányi bathról kevés adat áll rendelkezésre. Géczy Barnabás legújabb revíziója szerint /1984/ ugyan nem tartható Arkell /1956/ meglehetősen bőséges bath faunalistája, viszont más bath faunaelemek kimutathatók. A kallóvi ammoniteszes ped fekéjében, foszlányosan található bath rétegekből előkerült fauna nagyobb része régi gyűjtésekből származik, s jobbára csak a bezáró kőzet litológiája alapján azonosítható. Különös, hogy egyetlen Phylloceratina, vagy Lytoceratina példány sem került elő, holott a két alrend képviselői bőségesen megtalálhatók a kallóvi faunában. A Prohecticoceras, Oecotraustes genusok, valamint a Rugiferites davaia-censis jelenléte szubmediterrán affinitást jelez. A fauna összképe tehát átmeneti a liász, inkább szubboreális és

a kallóvi, tisztán szubmediterrán karakter között.

TOVÁBBI CÉLKITŰZÉSEK

A ferti vázlatos és csak kiragadott példákkal szemléltetett paleobiogeográfiai kép tovább finomítható. Elsősorban az irodalom további elemzése szükséges, hogy a faunalistákban közölt adatok is hozzájárulhassanak az elterjedési területek bővítéséhez, részletezéséhez.

Az egyes paleobiogeográfiai egységek pontosabb jellemzése és egymástól való elkülönítése hasonlósági koefficiensszámításoktól is várható. A faunaspektrumok kvantitatív értékelése néhány esetben megkísérélhető - az irodalmi adatok alapján is. Ugyancsak hasznos lehet a diverzitások kiszámítása generikus és faji szinten, majd ezen adatok értékelése.

Az utóbbi időben egyre nagyobb számban publikált ősföldrajzi térképek, valamint az euszatikus tengerszint-változásokról közölt adatok felhasználásával a faunák provincialitása dinamikus keretben is kiértékelhető.

IRODALOM

- ALIEV, M.M. - KRYLOV, N.A. et al. /1983/: /A Szovjetunió déli részének jurája/. Nauka, Moszkva, 208.p. /oroszul/
- ALMÉRAS, Y. - ELMI, S. /1985/: Le controle des peuplements de brachiopodes: comparaison des données du Jurassique et de l'Actuel. Ann.Soc. Géol. Nord. 104:127-140.
- ARKELL, W.J. /1951/: A Middle Bathonian ammonite fauna from Schwandorf, northern Bavaria. Mém. Suisse. Pal. 69/1/:1-18.
- ARKELL, W.J. /1951-59/: A monograph of the English Bathonian ammonites. Palaeont. Soc. 104-112, 264.p.
- ARKELL, W.J. /1956/: Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd, Edinburgh 806.p.
- AZARIAN, N.R. /1982/: /Az Örmény Sz.Sz.K. jura ammoniteszei/ Akad.Nauk.Arm. Sz.Sz.K, Inst.Geol.Nauk, Jerevan, 191.p. /oroszul/
- BACH, I. - WORMBS, J. - RUSBÜLT, J. /1966/: Zu palaontologischen Fragen der Grenziehung im Bereich Bathon-Callov. Geol. Dtsch. 15:231-232.

- BARBULESCU, A. /1974/: Stratigraphie du Jurassique dans la partie ouest de la Dobrogea centrale. Acad. Rep.Soc.Romania, Bucuresti, 173.p.
- BEHRENDSEN, O. /1886/: Die jurassischen Ablagerungen von Lechstedt bei Hildesheim. Z.dtsch.geol.Ges. 38:1-25.
- BENTZ, A. /1928/: Uber Strenoceraten und Garantianen insbesondere aus dem mittleren Dogger von Bielefeld. Jb.preuss.geol.Landesamt 49:138-206.
- BESSNOSOV, N.V. /1967/: /Az Északi-Kaukázus bajóci-bath képződményei/ Trudi VNIIG 28/36:1-179 /oroszul/
- BESSNOSOV, N.V. - KUTUZOVA, V.V. /1975/: /Parkinsonia /Oraniceras/ Közép-Ázsia és az Északi-Kaukázus alsó bathjából. In: BESSNOSOV, N.V. /ed./: A Szovjetunió déli részének mezozoós olaj-gáz területei sztratiográfiájának új eredményei Trudi VNIGRI 171:96-104. /oroszul/
- BOLDUR, C. - STANOIU, I. - STILLA, A. /1964/: Consideratii asupra Doggerului din structura Plesiva /Zone Resita-Moldova Noua, Banat/ Dari Comit.geol.Roman. 49:93-97.
- BÖCKH J. /1881/: Adatok a Mecsekhegység és dombvidéke jurakorbéli lerakódásainak ismeretéhez. II.Palaeontológiai rész. Ert. Term.-tud. Köréből 11, 9, p.1-107.
- CALLOMON, J.H. /1979/: Marine boreal Bathonian fossils from the northern North Sea and their palaeogeographical significance. Proc.Geol. Ass. 00/4/:163-169.
- CALLOMON, J.H. /1984/: The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae. Spec.Pap.Pal. 33:49-90.
- CALLOMON, J.H. - DIETL, G. - GALÁČZ A. - GRADL, H. - NIEDERHÖFER, H.J. - ZEISS, A. /1988/: Zur Stratigraphie des Mittel- und unteren Oberjuras in Sengenthal bei Neumarkt/Opf. /Frankische Alb/. Stuttgarter Beitr. Naturk. B, 132:1-53.
- CARIOU, E. - CONTINI, D. - DOMMERMUES, J.-L. - ENAY, R. - GEYSANNT, J.R. - MANGOLD, C. - THIERRY, J. /1985/: Biogéographie des ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. Bull.Soc. géol.France /8/ 1/5/:679-697.
- CLARI, P.A. - MARINI, P. - PASTORINI, M. - PAVIA, G. /1984/: Il Rosso Ammonitico Inferiore /Baiociano-Calloviano/ nei Monti Lessini settentrionali /Verona/. Riv.It. Paleont.Strat. 90/1/:15-86.
- COLLIGNON, M. /1958/: Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar /Bathonien, Callovien/. Serv. géol.Madagascar 2, Pls.6-33.
- COUFFON, O. /1924/: Le Bajocien et le Bathonien en Maine-et-Loire. Ed. Ouest. Angers, 32.p.
- CRESTA, S. - MONECHI, S. - PARISI, G. /1989/: Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana. Mem.Carta Geol.It. 39:1-185.
- D'ARGENIO, B. /1976/: Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico Mesozoico dell'Warea mediterranea. Mem.Soc.Geol.It. Suppl.2. 13:1-28.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA, K. /1966/: Rozprzerzenie osadow najniższego keoweju na Niziu Polskim. Kwart.geol.Polska 10:74-87.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA, K. /1967/: Problems of Middle Jurassic stratigraphy in Poland. Biul.Inst.Geol.Polska 203:72-83.
- DE BRUN, P. /1935/: Etude géologique et paléontologique des environs de St-Ambroix /Gard/: 4.Bajocien-Bathonien Bull.Soc.sc.et litt.d'Alés 47:125-227.
- DE GROSSOUVRE, A. /1919/: Bajocien-Bathonien dans le Nièvre. Bull.Soc.géol.France 4, 18:337-459.
- DE GROSSOUVRE, A. /1930/: Notes sur le Bathonien moyen. Livre Jub.Centr. Soc.géol.France 2:361-387.
- DELANCE, J.-H. - LAURIN, B. - MARCHAND, D. /1979/: Observations sur la stratigraphie du Bathonien et du Callovien inférieur dans la région de Saint-Benin-d'Azy /Nièvre/. Bull.sc.Bourg. 32/2/:71-95.
- DIENI, I. - MASSARI, F. - STURANI, C. /1966/: Segnelazione di ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale. Acc.Naz. Lincei, Rend.Cl.Sc.fis.mat.nat. 8, 40/1/:99-107.
- DIETL, G. /1981/: Über Macrocephalites /Ammonoidea/ aus dem Aspidoides-Oolith und die Bathonium/Callovium-Grenzsichten der Zollernalb /SW-Deutschland/. Stuttgarter Beitr. Naturk. B 68:1-15.
- DIETL, G. - KAPITZKE, M. /1983/: Das Bathonium /mittlerer Jura/ zwischen Aalen und Bopfinger, östl. Schwab Alb. 1.Mittel-Bathonium. Stuttgarter Beitr.Naturk. B 93:1-27.
- DOLLFUS, S. /1965/: Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. Inauguraldiss.Univ.Zürich p.453-554.
- DONOVAN, D.T. - CALLOMON, J.H. - HOWARTH, M.K. /1981/: Classification of the Jurassic Ammonitina. In: HOUSE, M.R. - J.R. SENIOR /eds./: The Ammonoidea. Syst.Ass.Spec.Vol. 80:101-155.
- D'ORBIGNY, A. /1842-51/: Paléontologie française, Terrain Jurassique. I. Céphalopodes. Paris 642.p.
- DOUVILLÉ, R. /1915/: Etudes sur les Cosmocerotidés des collections de l'Ecole nationale supérieure des mines et des quelques autres collections publiques ou privées. Mém.Serv.Carte géol.France 17:1-75.

- DOUVILLÉ, F. /1943/: Contribution a l'étude des faunes du Cornbrash. Révision des Genres Clydoniceras et Macrocephalites. Mém.Soc.géol. France 48:1-47.
- DUTERTE, A.P. /1928/: Observations sur les Ammonites du Bathonien supérieur du Boulonnais. C.R.Soc.géol. France 5:58-60.
- ELMI, S. /1967/: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Doc.Lab.géol.Fac.Sci.Lyon 19/1-3/: 1-845.
- ELMI, S. /1985/: Influences des hauts-fonds sur la composition peuplements et sur la dispersion des ammonites. Bull.Sect.Sci. 9:217-228.
- ELMI, S. - MANGOLD, C. - MOUTERDE, R. - RUGET, C. /1971/: Révision de l'étage Bathonien au Cap Mondego /Portugal/. Ann.Inst.Geol.Publ. Hung. 54/2/:439-450.
- ENAY, R. - LE NINDRE, Y-M. - MANGOLD, C. - MANIVIT, J. - VASELET, D. /1987/: Le Jurassique d'Arabie Saoudite centrale: nouvelles données sur la lithostratigraphie, les paléoenvironnements, les faunes d'ammonites, les ages et les corrélations. Geobios, Mém.Spec. 9:13-65.
- ENAY, R. - MANGOLD, C. /1985/: The ammonite succession from Toarcian to Kimmeridgean in Saudi Arabia. Correlation with the European faunas. In: MICHELSEN, O. - A. ZEISS /eds./: International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Erlanger, Sept.1-2, 1984. 3: 642-651.
- ENAY, R. - MANGOLD, C. - DU DRESNAY, R. - RAKUS, M. /1987/: Arrivals of Arabian origin among the ammonite faunas of Morocco during the Bajocian-Bathonian. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 61: 107-120.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. - GÓMEZ, J.J. /1978/: El Jurásico en la region Chelva-Domeno /Valencia/. Dpto.Paleont. y Estratigr.Univ.Complut. Madrid pl-23.
- FÜLÖP, J. - HÁMOR G. - HETÉNYI R. - VIGH G. /1960/: A Vértes-hegység juraidőszaki képződményei. Földt. Közl. 90/1/:15-26.
- GABILLY, J. /1964/: Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral Vendéen. Trav.Inst.Géol.Anthrop. Préhist.Fac.Sci. Poitiers 5:65-107.
- GALÁ CZ A. /1980/: Gyenespusztai bajóci és bath ammoniteszek /Bakony hegység/. Geol.Hung. ser.Palaeont. 39:1-227.
- GALÁ CZ A. /1984/: Ammonites and stratigraphy of the Bathonian at Ófalu, Eastern Mecsek Mountains /S Hungary/. Ann.Univ.Sci.R.Eötvös sect.Geol. 24:167-187.
- GALÁ CZ A. /1985/: A Bathonian /Middle Jurassic/ fauna from Monte Kumeta /Western Sicily/. Fragm. Min.Palaeont. 12:19-26.
- GALÁ CZ A. /1987/: A Dunántúli középhegység bajóci és bath képződményeinek biosztratigráfiája. Kandidátusi értekezés, Budapest, 120.p.
- GÉ CZY B. /1984/: The Jurassic ammonites of Villány. Ann.Univ.Sci.R.Eötvös sect.Geol. 24:189-198.
- GÉ CZY B. /1985/: Jurassic ammonite provinces of Europe. Acta Geol.Hung. 27/1-2/: 67-71.
- GUILLIER, A. /1886/: Géologie du département de la Sarthe. Le Mans, 430.p.
- HAHN, W. /1970/: Die Parkinsoniidae S. Buckman und Morphoceratidae Hyatt /Ammonoidea/ des Bathoniens /Brauner Jura epsilon/ im Südwestdeutschen Jura. Jh.geol.Landesamt Baden-Württemberg, 12:7-62.
- HAHN, W. /1971/: Die Tullitidae S. Buckman Sphaeroceratidae S. Buckman und Clydoniceratidae S. Buckman /Ammonoidea/ des Bathonium /Brauner Jura epsilon/ im südwestdeutschen Jura. Jh.geol.Landesamt Baden-Württemberg 13:55-122.
- HILLEBRANDT, A. von /1970/: Zur Biostratigraphie und Ammoniten-fauna des süd-amerikanischen Jura /insbes. Chile/. N.Jb.Geol.Palaeont.Abh. 136:166-211.
- HILLEBRANDT, A. von /1973/: Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentina. Münst.Forsch.Geol.Palaeont. 31:167-199.
- IANOVICI, V. - BORCOS, M. - BLEAHU, M. - PATRULIUS, D. - LUPU, M. - DIMITRESCU, . - SAVU, II. /1976/: Geologia Muntilor Apuseni. Ed.Acad.Rep.Soc. Romania, Bucuresti 631.p.
- JÜSSEN, E. /1891/: Beiträge zur Kenntniss der Klausschichten in den Nordalpen. Jb.k.k.geol.Reichsanst. 40/2/:381-398.
- KRIMHOLZ, G.I. - ZACHAROV, E.F. /1971/: /Kugitang bath ammoniteszei/. Nyedra, 27.p.
- KRYSTYN, L. /1972/: Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien /Osterreich/. Ann.Naturhist. Mus.Wien 76:195-310.
- LISSAJOUS, M. /1923/: Etude sur le faune du Bathonien des environs de Macon. Trav.Lab.géol.Univ.Lyon 3:1-286.
- MANGOLD, C. /1970/: Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. Doc.Lab.géol. Fac.Sci.Lyon, 41/1/:1-376.
- MANGOLD, C. /1981/: Le Bathonien de l'Est du Subbétique /Espagne du Sud/. Cuad.Geol. 10:271-281.
- MANGOLD, C. - ENAY, R. - DOMINJON, P. /1965/: Note préliminaire sur le Bathonien inférieur de Bugéy /Jura méridional/. Bull.Soc.géol. France 7, 6:529-534.

- MAUBEUGE, P.L. /1950/: Sur le Bathonien et en particulier sur le Bathonien lorrain. Lancy, 16.p.
- MAUBEUGE, P.L. /1961/: Catalogue des Ammonites du Jurassique inférieur et moyen /Hettangien à Bathonien/ du Musée cantonal de Bâle-Campagne. Tatigk.Nat.Ges.Baselland 22:164.p.
- MOUTERDE, R. /1952/: Etude sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif Central français. Bull.Serv.Carte géol. France 256:63-521.
- NEUMAYR, M. /1871/: Die Cephalopoden fauna den Oolithen von Balin bei Krakau. Abh.k.k.geol.Reichsanst. 5/2/:19-54.
- PARENT, H. /1940/: Faune du Bradfordien et du Cornbrash de Valaury-Saint-Hubert. C.R.Soc.géol.France 4:31-32.
- PASSENDORFER, E. /1936/: Studien über die Stratigraphie und die Paläontologie des hochtätischen Jura in Tatra. I. Ann.Soc.géol.Pologne 11:83-103.
- PATRULIUS, D. /1969/: La géologie du Massif des Bucegi et du Couloir de Dimbovica. Acad.Rep.Soc. Romania, Bucuresti 321.p.
- PATRULIUS, D. - POPA, E. /1971/: The Lower and Middle Jurassic ammonite zones in the area of the Rumanian Carpathians. Ann.Inst.Geol.Hung. 54/2/:131-148.
- PREDA, I. /1963/: Studiul geologic al regiunii Rosita-Meziad Muntii Padurea Craiului. Acad.Rep.Soc. Romania, Bucuresti 103.p.
- RAKUS, M. /1965/: Zur Biostratigraphie der Jura-Schichten in der Kostelec-Klippe. Geol.Prace Zpravy 37, B: 163-177.
- RICCARDI, A.G. - WESTERMANN, G.E.G. - ELMI, S. /1989/: Les zones d'Ammonites du Bathonien-Callovien /Jurassique moyen/ des Andes argentine-chiliennes. Geobios 22/5/: 553-597.
- RICHE, A. - ROMAN, F. /1921/: Le montagne de Crussol. Trav.Lab. géol.Univ.Lyon 1:1-196.
- RIOULT, M. /1962/: Sur l'âge du "Calcaire de Caen" et la stratigraphie du Bathonien en Normandie. Bull.Soc. Linn. Normandie 10/2/:51-61.
- ROCHA, R.B. /1977/: Estudo estratigráfico e paleontológico do Juássico do Algarve ocidental. Univ.Nova Lisboa, Cienc.Terra 2:1-178.
- ROZYCKI, S.Z. /1953/: Gorny Dogger i Dolny Malm Jury Krakowsko-Czestochowskiej. Prace Inst.geol. Polska 17:1-412.
- SANDOVAL, J.G. /1983/: Bioestratigrafía y paleontología /Stephanocerataceae y Perisphinctaceae/ del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Univ. Granada, 613.p.
- SANDOVAL, J. - WESTERMANN, G.E.G. - MARSHALL, M.C. /1990/: Ammonite fauna, stratigraphy and ecology of the Bathonian-Callovian /Jurassic/ Tecocoyunca Group, South Mexico. Palaeontographica A:210:93-149.
- SAYN, G. - ROMAN, F. /1928/: Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voultsur-Rhone. Trav.Lab.géol.Fac.Sci. Lyon 11/1/:1-166.
- SCHAIRER, G. /1938/: Ammoniten aus Bajoc und Bathon /mittlerer Jura/ von Sengenthal. Mitt.Bayer.Staatslg. Palaont.hist.Geol. 27:31-50.
- SEYED-EMAMI, K. - SCHAIRER, G. - ALAVI-NAINI, M. /1989/: Ammoniten aus der unteren Dalichai-Formation /Unterbathon/ östlich von Semnan /SE-Alborz, Iran/. Münchner Geowiss. Abh. A. 15:79-91.
- SIMIONESCU, I. /1905/: Les Ammonites jurassiques de Bucegi. Ann.Sci. Univ.Jassy, 29.p.
- SINGH, C.S.P. - PANDEY, K. - JAITLEY, A.K. /1983/: Discovery of Clydoniceras Blake and Gracilisphinctes /Bathonian-Middle Jurassic Ammonites/ in Kachchh, West India. J.Paleont. 57:821-824.
- STEPHANOV, J. /1961/: The Bathonian in the section of the Belogradchik - Gara Oresets road /North-West Bulgaria/. Izv.geol.Inst.bolg. Akad.Nauk 9:337-369.
- STEPHANOV, J. /1963/: Bathonian ammonites of the Subfamily Stephanocerataceae in Bulgaria. Trav.géol.Bulg. sér. Pal. 5:167-209.
- STURANI, C. /1964/: La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni mediogiurassiche delle Prealpi Venete occidentali. Mem.Ist.Geol. Min.Univ.Padova 24:1-65.
- STURANI, C. /1967/: Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barrême area. Boll.Soc.Pal. Ital. 5/1/:3-57.
- TORRENS, H.S. /1967/: Standard zones of the Bathonian. Mém.B.R.G.M. 75 /1971/:581-604.
- TORRENS, H.S. /1987/: Ammonites and stratigraphy of the Bathonian rocks in the Digne-Barrême area /South-Eastern France, Dept. Alpes de Haute-Provence/. Boll. Soc.Pal.Ital. 26/1-2/:93-108.
- VELLEDITS F. - HIVES T. - BÁRSONY E. /1986/: A Jurassic-Lower Cretaceous profile in Óbánya valley /Mecsek Mts. Hungary/. Ann.Univ.Sci.R.Eötvös sect.Geol. 26:159-175.
- WENDT, J. /1964/: Stratigraphisch-Paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsizieliens. Boll.Soc. Pal. Ital. 2/1/:57-145.
- WESTERMANN, G. /1958/: Ammoniten-Fauna und Stratigraphie der Bathonien NW-Deutschlands. Beih.Geol.Jb. 32:1-103.
- WESTERMANN, G.E.G. - CALLOMON, J.H. /1988/: The Macrocephalitinae and associated Bathonian and Early Callovian /Jurassic/ Ammonoids of the Sula Islands and New Guinea. Palaeontographica A.203:1-90.

FELSŐJURA AMMONITESZ-ŐSFÖLDRAJZ AZ ALP-KÁRPÁTI RÉGIÓBAN

Upper Jurassic ammonite palaeobiogeography
in the Alpine-Carpathian region

FÖZY ISTVÁN

ÖSSZEFOGLALÁS

A dolgozat adatbázisát 37 felső-jura lelőhely ammonitesz faunája jelenti. A legnyugatibb előfordulás Ardèche, a legkeletibb pedig Dobruzsza területéről való. Észak felé egy közép-lengyelországi, dél felé egy a máltai letöréssből gyűjtött anyag jelenti a szélső pontokat. A magyarországi anyag túlnyomó többségét a Dunántúli középhegységéből begyűjtött ammoniteszek, kisebb részét a közelmúltban előkerült mecseki felső-jura fauna teszi ki.

Az egyes lelőhelyek anyagát alaposan, az összehasonlító elemzés módszerével feldolgozó értékelések hiányában, jelen munka is csak az egy-egy taxon kiemelésén (meglétén, hiányán) alapuló paleobiogeográfiai elemzést nyújt.

A föld- és megismeréstörténeti okokból szerényen dokumentált oxfordi és kimmeridgei emeletek értékelése csak vázlatosan, míg a tithon (s főként az alsó-tithon) vonatkozásában az összefüggések árnyaltabban voltak tárgyalhatók.

A néhány ősföldrajzi szempontból értékesnek ítélt s kiválasztott taxont a dolgozat az alábbi csoportokban tárgyalja:

Az első csoportba tartoznak a Hybonoticer és Virgatosimoceras nemzetségek, és a Schaireria neoburgensis (Opp.) faj. Elterjedésük ill. gyakoriság adataik alapján a tágabb értelemben vett Tethys, ill. annak nyugati medencéje jelölhető ki.

A második csoportba tartozó Volanoceras nemzetség és a Semiformiceras semiforme (Opp.), Haploceras verruciferum (Zitt.), Richterella richteri (Opp.) fajok segítségével egy szűkebb régió, a szokásos szóhasználatlaltal Mediterrán provinciának nevezett terület, ill. annak pereme körvonalazható.

A Simocoscoceras nemzetség és Cyrtosiceras collegialis (Opp.) faj a harmadik csoportot testesíti meg. A sporadikus elterjedésű, különös morfológiájú ammoniteszek az ökológiai tényezők provincián belüli szerepét hivatottak hangsúlyozni.

Az egyes taxonok elterjedésének összevetése alapján a régi megállapítás, miszerint a Dunántúli középhegység mediterrán jellegű, a felső-jurára nézve is igazolható volt. A legszorosabb kapcsolatok a Déli-Alpok és az Apenninek területével mutatkozik. A még feldolgozatlan mecseki ammonitesz anyag, paleobiogeográfiai szempontból is érdekesnek ígérkezik.

ABSTRACT

The study is based on the Upper Jurassic ammonite fauna of 37 European outcrops. The westernmost examined succession is from Ardèche, the easternmost is from Dobrogea, Tomaszow, and the Malta Escarpment are the extreme points towards the North and South, respectively. The overwhelming part of the Hungarian material came from the Transdanubian Central Range. The recently gathered small fauna from the Mecsek Mts. was only provisionally involved into the the study.

Because of the lack of the detailed comprehensive results on certain successions, the recent study gives a usual paleobiogeographic evaluation only. The method is based on the presence or lack of certain ammonite taxa.

In Hungary, the Oxfordian and Kimmeridgian are less documented, however the Tithonian (especially the Lower Tithonian) is more complete. According to this, as far as the paleobiogeography is concerned, the most reliable data are produced on the Tithonian.

Taxa especially useful from the point of view of paleobiogeography are ranged into three groups:

The first group include the genera Hybonoticer and Virgatosimoceras and Schaireria neoburgensis (Opp.). On the basis of the distribution of these taxa, the western basin of the Tethys can be outlined.

The second group contains the genus Volanoceras, and Semiformiceras semiforme (Opp.) Haploceras verruciferum (Zitt.) and Richterella richteri (Opp.). With their help, a smaller region, the so called Mediterranean province can be sketched.

The third group includes such strange forms like Simocoscoceras and Cyrtosiceras collegialis (Opp.). Because of their sporadic distribution and peculiar appearance, they are used to stress the importance of the (paleo)ecological factors within a more or less uniform province.

On the basis of the evaluation of the distribution of the above mentioned taxa, the old statement, that the Transdanubian Central Range have a strong Mediterranean affinity, was confirmed. With a special focus on the Upper Jurassic assemblages, the strong similarity to the Central Range fauna, and those coming from the Southern Alps and from the Apennines were pointed out.

The still unpublished material from the Mecsek Mts. promises to be interesting from the point of view of the paleobiogeography too.

A geológiai folyamatok egy része, természeténél fogva megsemmisíti a korábbi történések dokumentumait. A földtannal kapcsolatban gyakran emlegetett mondás, miszerint az a megközelítések tudománya, a paleobiogeográfia vonatkozásában fokozottan érvényes.

A szűkebb témánál, a felső-jura mediterrán paleo- biogeográfiánál maradványok, további nehézségekkel is számolni kell. Az adatbázis szegényes, s az irodalom jelentős része is csak fenntartással, s csak egy-egy szempont szerint értékelhető. A klasszikus nagy monográfiák rendszerint kevés rétegtani információt hordoznak, s számos "modern" faunalista mellől hiányoznak az ábrázolások.

A vörös gumós fácies sok kisebb-nagyobb (rétegtani) hézagot takar(hat), így egy-egy ammonitesz együttes gyakran már eleve hiányzik a szukcesszióból.

Érthető hát, ha a mozaik összerakása, a paleobiogeográfiai rekonstrukció nehezen halad.

Mindezek ellenére, a közelmúltban számos a témába vágó dolgozat született (Enay 1972, 1980, Enay et Mangold 1982, Olóriz 1985, 1988 stb.). Fenti munkák mindegyike az egyes faunák kvalitatív értékelése, egy-egy taxon kiemelése (jelenléte vagy hiánya), alapján született.

A fenti módszer korlátain, természetesen jelen dolgozat sem képes felülemelkedni. A biztosabb megítélést nyújtó kvantitatív értékeléshez sok lelőhelyről, rétegről-rétegre gyűjtött, jól dokumentált anyagra lenne szükség.

A KIVÁLASZTOTT LEŐHELYEK

A paleobiogeográfiai vizsgálatokba 37 db lelőhelyet vontam be. Ezek földrajzi helyzetét a 1. ábra szemlélteti.

A Kárpát-medence - központú kiválgat minél teljesebb lefedésére törekedtem.

Legnyugatabbra fekvő lelőhelyem Ardèche, legkeletebbre néhány bulgáriai pont található. Észak felé egy közép-lengyelországi előfordulás, dél felé egy tengeralatti (a "máltai letörésből" származó) adat jelenti a szélső pontot.

Számos fontos lelőhelyet (É-Afrika, Szubbétikum, Kaukázus stb.), minthogy a szorosabb értelemben vett alp-kárpáti régióból kilógnak, kihagytam.

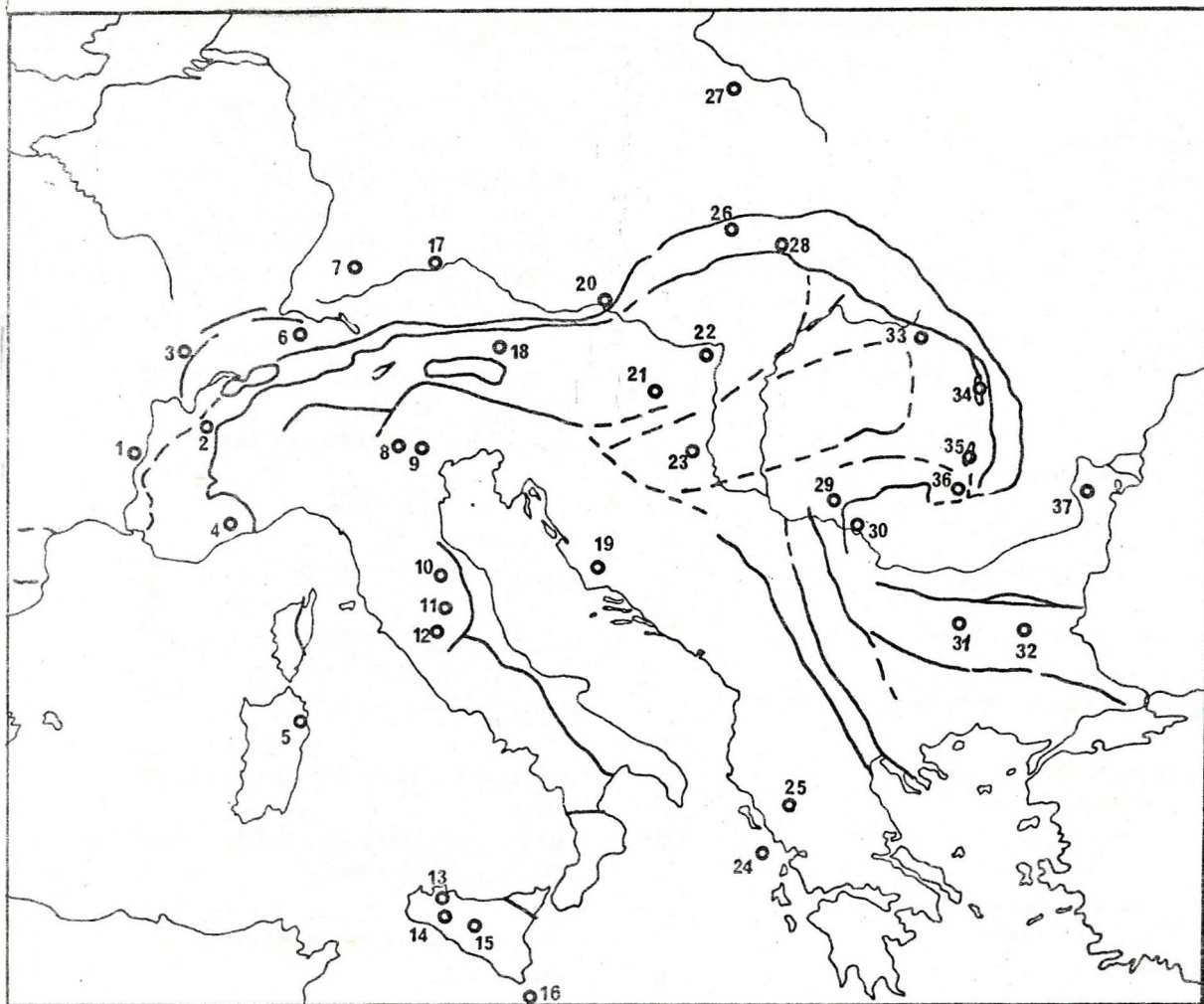
Egy lehetőség szerint pontos paleobiogeográfiai értelmezéshez természetesen csak az összehasonlítható, azaz közel azonos korú lelőhelyek használhatók fel. Ennek megfelelően a kiválasztott lelőhelyek nagy része azonos, tithon korú faunával jellemezhető. Az oxfordi és a kimmerdgi adatokat csak ritkán, s csak ott használtam ahol tithon lelőhelyek híján ezek nélkül még a durva paleobiogeográfiai értelmezés sem lett volna elvégezhető.

Magyarországot illetően amúgy is a tithon a legalaposabban megismert felső-jura emelet, így a fenti választás ez alapján is indokoltnak tekinthető.

Az egyes pontokkal kapcsolatban a sorszám után rendre az alábbi adatok szerepelnek: szelvénynév (nevek), a lelőhelyet felölelő földrajzi és/vagy tektonikai egység neve, a gyűjtendő fauna kora, irodalmi hivatkozás(ok).

A konkrét szelvényekkel kapcsolatban az egyes nevek csak akkor szerepelnek, ha azok ismertebbek, más esetben csak az adott terület neve került megadásra.

1. Le Pouzin, Chomerac stb., Ardeche. Tithon ("Ardechian") - berriázi. Toucas (1890), Hölder et Ziegler (1959), Cecca (1986a, 1986b, 1989).
2. Croix-de-St.Concours (Chambery), Helvétikum. Tithon. Donze - Enay (1961).
3. Haute-Saone, Jura. Kimmeridgei. Contini - Hantzpergue (1975).
4. Tengeri-Alpok, (Alpes-Maritimes), Nyugati-Alpok. Kimmeridgei. Kilian et Guébard (1905).
5. Siniscola, Pasada, Sardinia. Felső-kimmeridgei, a tithon már zátony fáciesű. Dieni et al. (1966).
6. Baden (Svájc), Molasz-öv. Kimmeridgei. Loriol (1878).
7. Sváb-Alb. (Oxfordi) - tithon. Berckhemer et Hölder (1959), Zeiss (1968), Ohmert et Zeiss (1980).



1. ábra, Fig.1.:

- | | |
|--|---|
| <p>1. Le Pouzin stb., (Ardèche).
 2. Croix-de-St.Conxcors,(Chambéry).
 3. Haute-Saone, (Jura).
 4. Tengeri-Alpok, (Alpes Maritimes)
 5. Siniscola.
 6. Baden, (Switzerland).
 7. Sváb-Alb, (Svabian Alb).
 8. Brentonico, (Southern Alps).
 9. Sette Comuni, (Southern Alps).
 10. M.Nerone stb., (Marche, Apennines).
 11. M.Sassetto, stb., (Umbria, Apennines).
 12. M.Lacerone, stb., (Sabine, Apennines).
 13. Palermo, (Sicily).
 14. Santa Anna, (Sicily).
 15. Bivona, (Sicily).
 16. "Málta letörés", (Malta escarpment)
 17. Neuburg a.d.D. (Franconian-Alb)
 18. Salzkammergut, (Northern Calcareous Alps).
 19. Lemes, (High Karst).
 20. Nieder-Fellabrunn, (Austria)</p> | <p>21. Bakony, (Transdanubian Central Range)
 22. Gerecse, (Transdanubian Central Range)
 23. Mecsek, (South Hungary).
 24. Epirus, (Ionian Zone).
 25. Lefkas, (Ionian Zone).
 26. Stramberg, (CSSR)
 27. Tomoschow, (Middle Poland).
 28. Rogoznik. (Klippen Belt, Poland).
 29. Bradet, (Southern Carpathians).
 30. Svinita, (Southern Carpathians).
 31. Ginci, (Stara Planina).
 32. Bajkovec, (Stara Planina).
 33. Poiana Botizei, (Botiza Klippen Belt)
 34. Gyilkoskő stb, (Eastern Carpathians)
 35. Persány, (Eastern Carpathians).
 36. Bucsecs, (Southern Carpathians).
 37. Hársova, stb., (Dobrogea).</p> |
|--|---|

8. Brentonico, Déli-Alpok.
(Oxfordi) - tithon.
Sarti (1986).
9. Sette Comuni, Déli-Alpok.
(Kimmeridgei) - tithon.
Del Campana (1905).
10. M. Nerone; M. Catria, Furlo stb. Marche,
Appenninek.
(Kimmeridgei) - tithon.
Ramaccioni (1939), Rossi (1984), Cecca et al.
(1985).
11. M. Sassotetto, Sasso di Pale, stb. Umbria,
Appenninek.
(Kimmeridgei) - tithon.
Rossi (1984), Santantonio (1986)
12. M. Lacerone stb. Sabine, Appenninek.
(Kimmeridgei) - tithon.
Santantonio (1983, 1986), Cecca et al. (1985).
13. Palermo környéke, Szicília.
(Kimmeridgei) - tithon.
Gemmellaro (1871).
14. Santa Anna, Sciacca, Szicília.
(Kimmeridgei) - tithon.
De Wever et al. (1986)
15. Mt. Sicani (Bivona), Szicília.
Tithon.
Gemmellaro (1920), Geysant et Mascle (1970).
16. Málta-letörés, tenger alatti gyűjtés.
(Oxfordi), Tithon.
Enay et al. (1982).
17. Neuburg a.D., Frankonia
Tithon.
Schneid (1915).
18. Salzkammergut, Északi-Mészkö-Alpok.
(Kimmeridgei) - tithon.
Neumayr (1873).
19. Lemes, Magaskarszt, Lika Zóna.
Kimmeridgei - tithon.
Chorowicz et Geysant (1972).
20. Nieder-fellabrunn, Szirtöv.
Tithon.
Vetters (1905).
21. Bakony, Dunántúli középhegység.
(Oxfordi) - tithon.
Vígh (1984), Földy (1988a, 1988b, 1990).
22. Gerecse, Dunántúli középhegység.
(Oxfordi) - tithon.
Vígh (1984)
23. Pusztakisujfalu, Kárász, stb., Mecsek.
Kimmeridgei - tithon.
Saját gyűjtés, publikálatlan adat.
24. Lefkas, Ioniai Zóna.
(Oxfordi) - tithon.
Bernoulli et Renz (1970).
25. Epirus, Ioniai Zóna.
(Oxfordi) - tithon.
Bernoulli et Renz (1970).
26. Stramberg, Baska Cordillera, Szirtöv.
Tithon.
Zittel (1868), Blaschke (1911), Housa (1975),
Olóriz et Tavera (1982).
27. Tomoschow, Közép-Lengyelország.
Tithon.
Zeiss (1977).
28. Rogoznik, Stankowa Skala. Czorsztyn Hátság,
Szirtöv.
(Oxfordi) - tithon.
Uhlig (1878), Kutek et Wierzbowski (1979, 1986).
29. Bradet, (Stájerlak Anina), Gétikum,
Déli-Kárpátok.
Tithon.
Raileanu et al. (1957).
30. Svinita, Danubikum, Déli-Kárpátok. (Oxfordi)
- tithon.
Raileanu et Nastaseanu (1961)
31. Ginci, Stara Planina, Balkán.
(Oxfordi) - Tithon.
Sapunov et Ziegler (1976), Sapunov (1979).
32. Bajkovec, Stara Planina, Balkán.
(Oxfordi) - tithon.
Sapunov (1979).

33. Poiana Batizei, Batizai Szirtöv, Keleti-Kárpátok.

Tithon.

Saját gyűjtés, publikálatlan adat.

34. Gyilkoskő, Csofronka, stb., Erdélyi Takaró, Keleti-Kárpátok.

Kimmeridgei-tithon.

Neumayr (1873), Herbich (1878)

35. Persány, Déli-Kárpátok.

Tithon-berriázi.

Patrulius et Avram (1976).

36. Bucsecs, Déli-Kárpátok.

Kimmeridgei-tithon.

Jekelius (1916).

37. Hársova, Topál, Dobrudza.

Oxfordi-kimmeridgei.

Barbulescu (1974).

A KIVÁLASZTOTT TAXONOK

Munkamódszer

A munka során igyekeztem paleobiogeográfiai szempontból jól értékelhető, amellyel könnyen felismerhető, jellegzetes, s ami az előzőekkel összefügg, aránylag gyakori taxonokat kiválasztani. Egy-egy reprezentáns példányukat, lehetőség szerint a típusokat, a 2. ábra szemlélteti.

Az egyes taxonok paleobiogeográfiai értékét illetően (3. ábra), az alábbi csoportokat állítottam fel:

1. csoport: Ide tartoznak a Hybonoticers és a Virgatosimoceras nemzetségek, valamint a Schaireria neoburgensis (Oppel) faj. A fenti taxonok képviselői a tágabb értelemben vett Tethys medencéjét, ill. annak nyugati részét népesítették be (4. ábra). Egy ilyen értelmű kiemelés a Tethysnek a boreális ill. az afrikai provinciákkal szembeni viszonylagos önállóságát hivatott hangsúlyozni.

2. csoport: Ide tartoznak a "legigazibb" Simoceratidae-k, azaz a Volanoceras-ok, a Semiformiceras semiforme (Oppel), a Haploceras verruciferum (Zittel) és a Richterella richteri (Oppel) fajok. Fenti taxonok mindegyikének igazi

elterjedési területe a Tethys provinciáján belül egy szűkebb régió (5. ábra), amely számos szerző nyomán Mediterrán alprovinciaként nevezhető meg.

E kissé sommás megállapítást az alábbi tények árnyalják:

A H. verruciferum elterjedése, úgy tűnik, hogy jelen munkában kissé szélesebb értelmezést nyert mint számos korábbi dolgozatban.

A R. richteri Cecca (1986a) nyomán a Mediterrán szubprovincia É-i határának indikátoraként is értelmezhető.

3. csoport: Az utolsó csoportba néhány speciális forma, mint a Simocosmoceras-ok, s a Cyrtosiceras collegialis (Oppel) tartoznak. Bár elterjedésük alapvetően a Mediterrán szubprovincián belül jellegzetes (6. ábra), mégis, úgy tűnik, hogy előfordulásukat nem egyszerűen (paleo)biogeográfiai keret, hanem a (paleo)ökológiai tényezők határozzák meg.

Ez utóbbi mellett szól, hogy:

- az idézett formák apró termetűek,
- "túldíszítettek", vagy adult lakókamrájuk extrém módon anomális,

- ritkák,

- példányaik egy jelentős része speciális, "tithon hierlatz" jellegű fáciesből került elő.

Fenti érvek külön-külön alighanem nem sokat jelentenének, ám együtt talán már bizonyító erejűnek tekinthetők.

1. csoport.

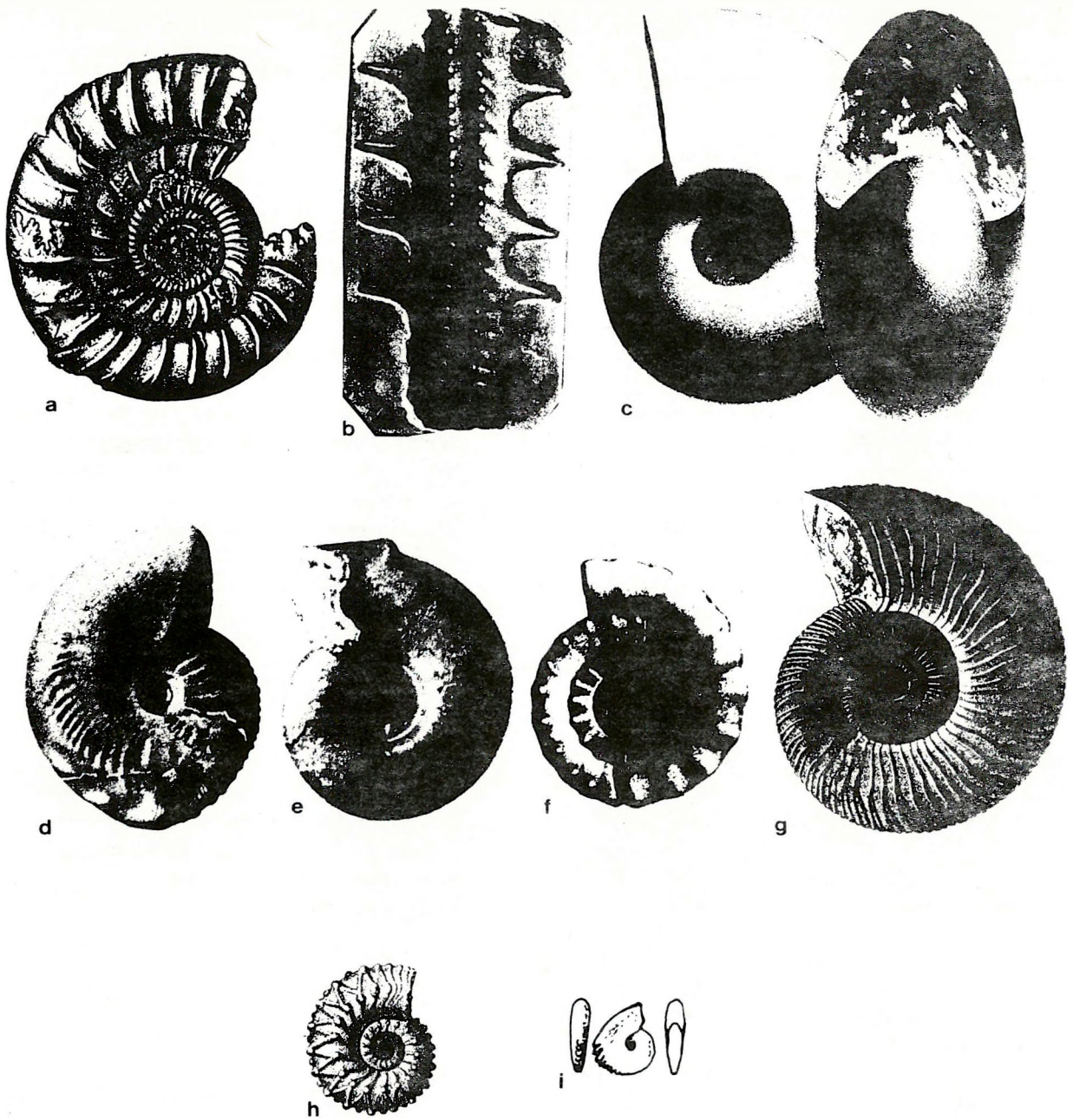
Hybonoticeras Breistroffer 1947.

Diagnózis: Közepes termetű evolút formák komprimált kanyarulat-átmetszettel. A laterális bordákat egy umbilikális és egy ventro-laterális tuskosor kíséri. A ventrális oldalon jellegzetes árok húzódik. A nemzetség dimorf.

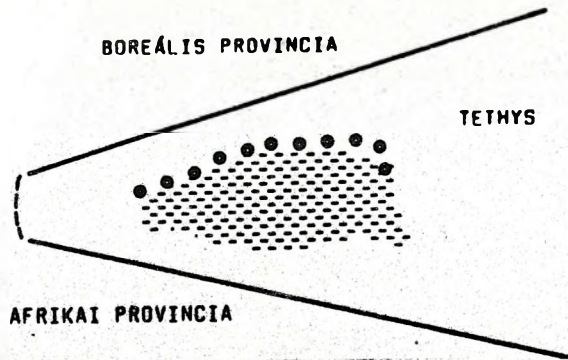
Földrajzi elterjedés: A csoport leggyakoribb a mediterrán területeken ám megtalálható a szubmediterrán régióban, s az afrikai provinciában is.

Rétegtani elterjedés: A nemzetség a felső-kimmeridgei s alsó-tithon faunák jellegzetes alakja.

Megjegyzés: A csoport gyakorlati értéke abban áll, hogy míg a durván burdázott nagytermetű formák (H. hybonotum csoport) az alsó tithont (Hybonotum Zóna) jelzik, addig a redszerint kisebb és finomabban díszített alakok a kimmeridgei Beckeri Zónájára utalnak.



2. ábra, Fig.2.: A kiválasztott taxonok. - The selected taxa.
 a: *Virgatoceras rothpletzi* - Schneid 1915, pl.7., fig.3.
 b: *Hybonotoceras hybonotum* - Oppel 1863, pl.71., fig.1.
 c: *Schaireria neoburgensis* - Oppel 1863, pl.58., fig.5.
 d: *Semiformiceras semiforme* - Zittel 1870, pl.28., fig.5.
 e: *Haploceras verruciferum* - Zittel 1870, pl.27., fig.8.
 f: *Volanoceras volanense* - Oppel 1863, pl.58., fig.2.
 g: *Richterella richteri* - Zittel 1870, pl.20., fig.9.
 h: *Simocosmoceras adversum* - Zittel 1870, pl.31., fig.10.
 i: *Cyrtoceras collegialis* - Zittel 1870, pl.28., fig.17.



3. ábra: A kiválasztott taxon-csoportok paleobiogeográfiai értéke. A Tethys az 1. csoport elterjedése alapján határozható le. A vonalkézással jelölt Mediterrán alprovincia a 2. csoport segítségével jelölhető ki. A körök a R. richteri vázlatos, a Mediterrán alprovincia északi peremére szorítkozó elterjedését jelölik. A 3. csoport taxonjai a (paleo)ökológia tényezőik szerepét hivatottak hangsúlyozni. A szaggatott vonal a "Hispanic Corridor" felé való migrációs lehetőségét jelöli.

Fig.3.: The paleobiogeographic value of selected taxa-groups. The Tethys can be outlined on the basis of the distribution of the representatives of the first group. The area of the Mediterranean region (dotted) is indicated by the second group. The approximate dispersion of R. richteri (marked by rings) suggests the northern limit of the Mediterranean area. The third group focuses the attention on the paleoecologic factors. The broken line indicates the possible migration route through the "Hispanic Corridor".

Virgatosimoceras Spath 1925

Diagnózis: Közepes termetű mérsékeltén evolút Simoceratidae. A bordázat biforkáló és egyszerű bordákból áll. A dimorfizmus érdemben nem tárgyalható.

Földrajzi elterjedés: A nemzetség a mediterrán és szubmediterrán régió jellegzetes ammonitesze. Az Európán kívüli előfordulások vitathatók.

Rétegtani elterjedés: A Virgatosimoceras-ok az alsó-tithonra jellemzőek. Leggyakoribbak a Fallauxi Zóna felső szintjében (Admirandum-Biruncinatum Szubzóna).

Megjegyzés: A feltehetően polifiletikus csoportba számos új, mindeddig le nem írt forma is tartozik.

Schaireria neoburgensis (Oppel 1863)

Diagnózis: Közepes termetű, erősen evolút, gömbded forma. A ház teljesen sima, a többi Aspidoceratidae-től eltérően tüskék nem díszítik. A dimorfizmus érdemben nem tárgyalható.

Földrajzi elterjedés: A faj leggyakoribb a Mediterrán alprovinciában, ám előfordul a szubmediterrán területeken is.

Rétegtani elterjedés: A S. neoburgensis az egész alsó-tithonban jelen van, ám maximális gyakoriságát rendszerint a Semiforme Zónában éri el.

Megjegyzés: Az Oppel féle faj talán a legjellegzetesebb tithon Aspidoceratidae.

2. csoport.

Volanoceras Geysant 1985.

Diagnózis: Közepes termetű, mérsékeltén evolút Simoceratidae, négyzethez közelítő kanyarulat-keresztmetszettel. A nukleusz bordázott. A fragmokonusz és a lakókamra egyszerű bordáit egy köldökperemi és egy ventro-laterális csomósor kíséri. A nemzetség dimorf.

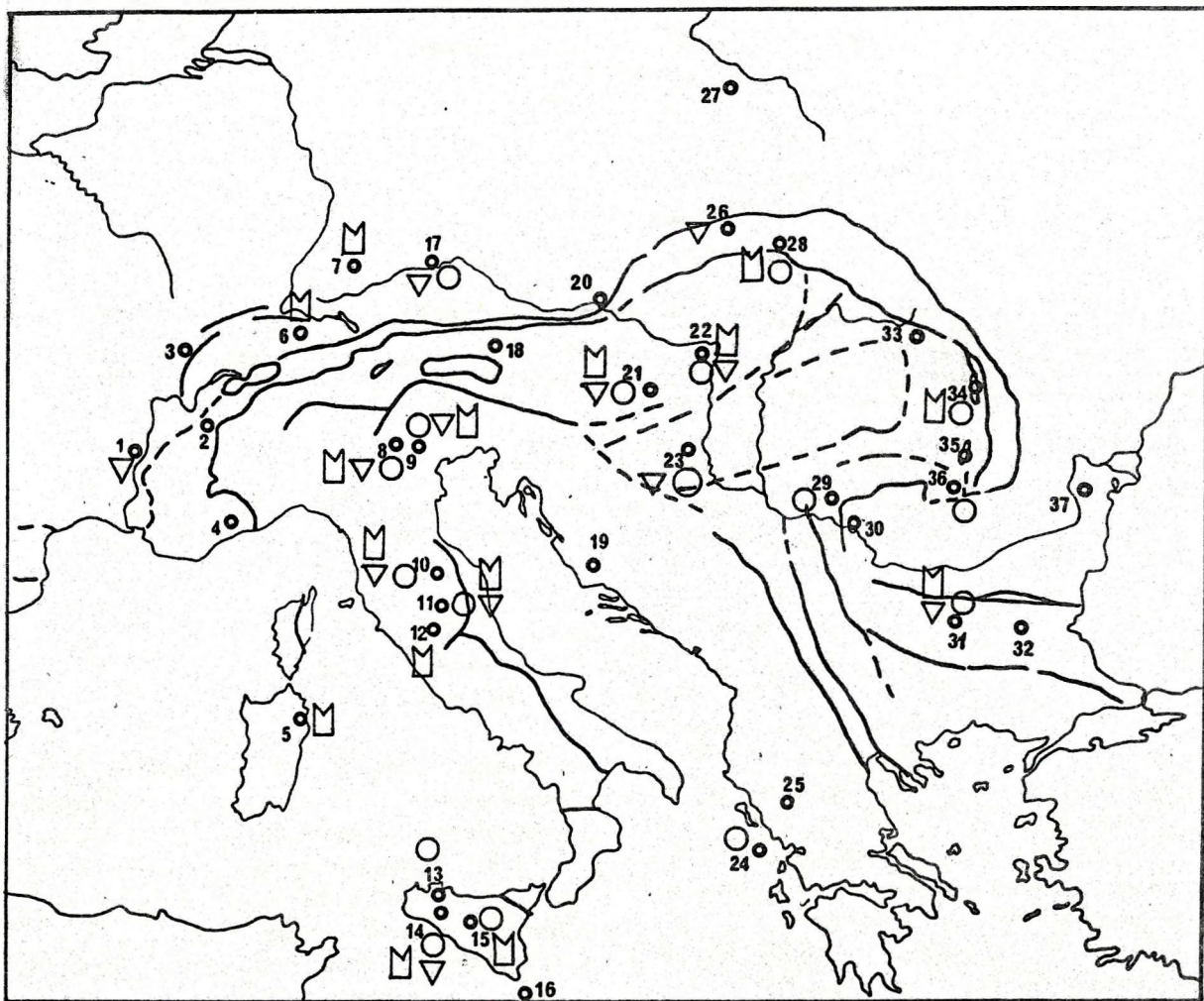
Földrajzi elterjedés: Jellegzetes mediterrán ammoniteszek, ennek megfelelően a nemzetség gyakori a Szubbétikum, az Appenninek, a Déli-Alpok területén, valamint a Dunántúli középhegységben. Ismerünk Volanoceras-okat a szubmediterrán területekről is (pl. Neuburg), ezeken a helyeken jelenlétük az esetenként erősödő mediterrán hatás bizonyítékaként értelmezhető.

Rokon, vagy azonos(?) forma ismert Cubából (Imlay 1942), valamint Argentínából (Krantz 1928).

Rétegtani elterjedés: A morfológiailag nagyon közel álló, (ám gondos elemzéssel megbízhatóan szétválasztható) V. aesinense (Meneghini 1885) és V. volanense (Oppel 1863) fajok, valamint egy nagyon kevésbé ismert alak a V. praecursor (Santantonio 1986) sorolható a nemzetségbe.

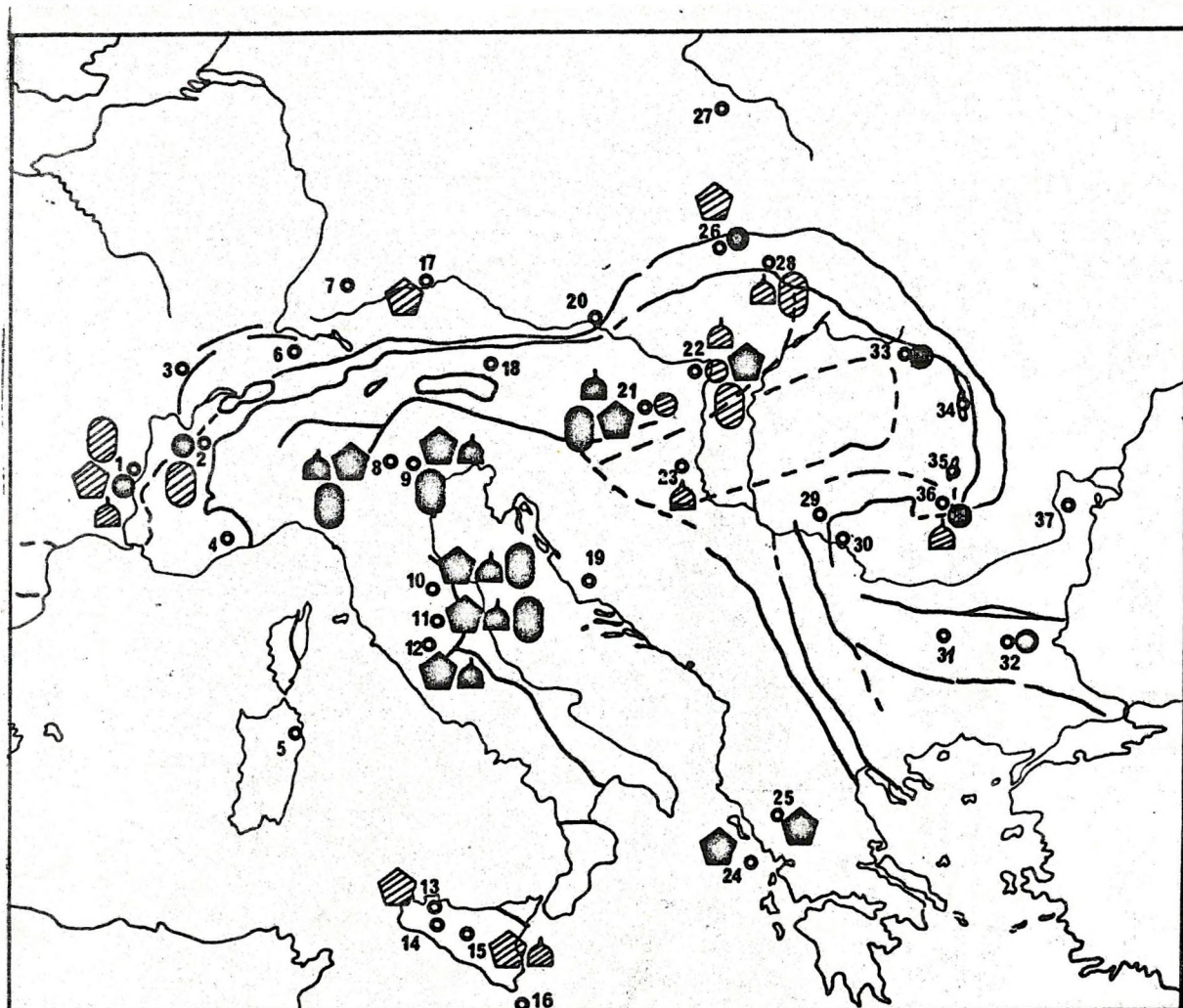
Meneghini féle faj a Semiforme Zónának, az Oppel féle faj pedig a Ponti Zónának index értékű alakja.

Megjegyzés: Hogy a korábban Simoceras volanense név alatt leírt taxonok (legalább) két külön fajba tartoznak, amelyek rétegtanilag is



4. ábra: A Tethys nyugati részére jellemző néhány tithon ammonitesz európai elterjedése. Jelkuics: M Hyboniticeras, V Virgatoceras, O Schaireria neoburgensis.

Fig.4.: European distribution of some Tithonian ammonites, characteristic mainly for the western part of the Tethys. (For key, see above.)







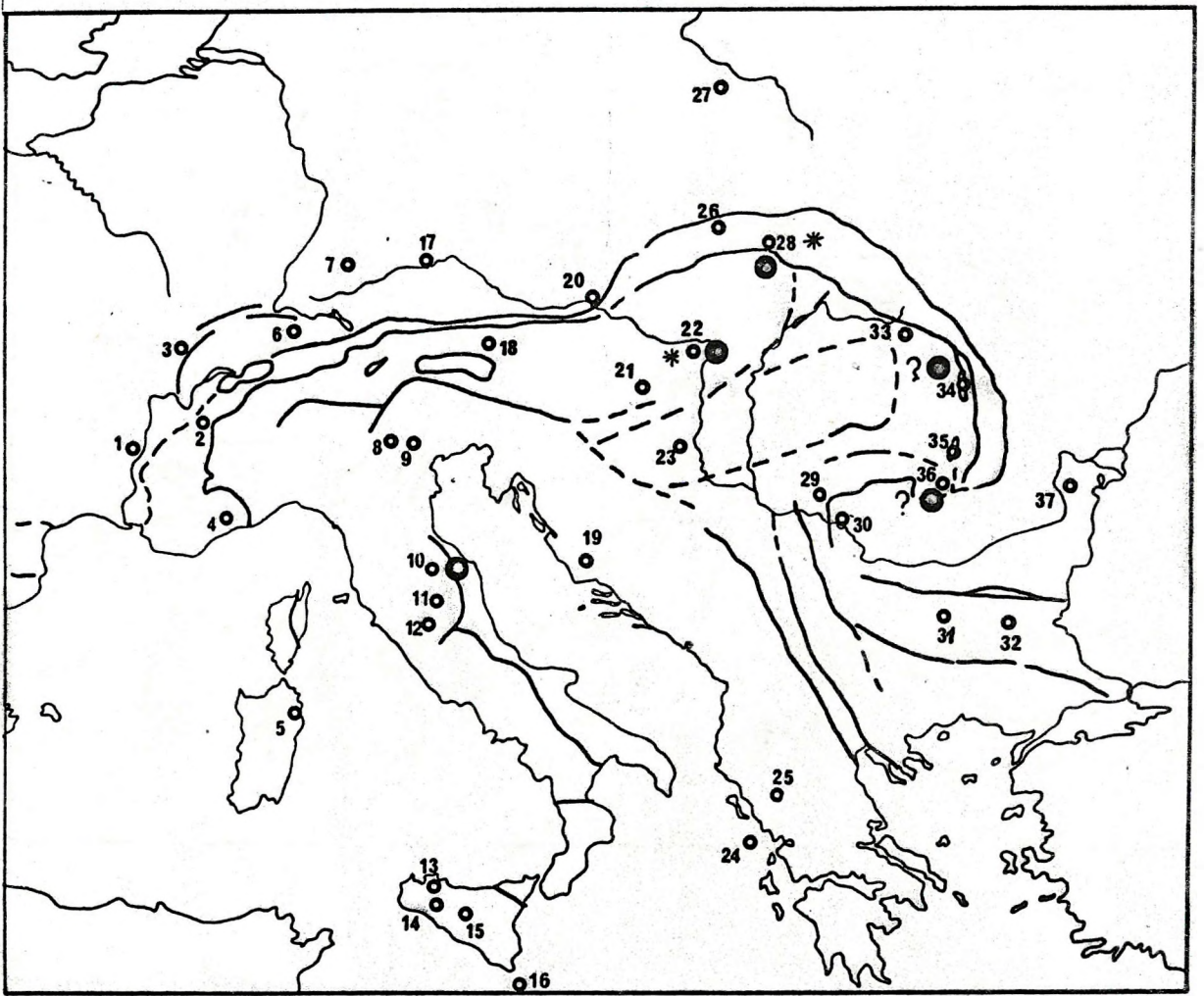
5. ábra: Néhány a Mediterrán alprovinciára jellemző ammonitesz elterjedése. A teli jel gyakoriságot, a sraffozott pedig viszonylagos ritkaságot jelez. Jelkulcs:  Volanoceras,  Haploceras verruciferum,  Semiformiceras semiforme,  Richterella richteri.

Fig.5.: Distribution of some selected Tithonian ammonite characteristic for the Mediterranean region. The full symbols indicate relative abundance, while the shaded marks sporadic occurrence. (For key, see above.)



6. ábra: Néhány ritka tithon ammonitesz európai előfordulása. Jelkulcs: * *Cyrtosiceras collegialis*, ● *Simocosmoceras*.

Fig.6.: European distribution of some rare Tithonian ammonites. (For key, see above.)

jól szeparálhatók, arra elsőként Santantonio (1986) mutatott rá. További vizsgálatok a fenti tényt megerősítették (Főzy 1988a).

A nemzetségbe tartozó fajok paleobiogeográfiai elterjedése nagyon hasonlóan tekinthető.

Semiformiceras semiforme (Opperl 1865)

Diagnózis: Nagytermetű Semiformiceras excentrikus lakókamrával. A frágokonusz ventrumát gyögsor-tarék, a kifejlett lakókamrát laterális és vagy ventro-laterális csomók ill. bordák díszítik. A nemzetség feltehetően dimorf.

Földrajzi elterjedés: Valamennyi Semiformiceras közül a S. semiforme a "legmediterránabb" forma. Ennek megfelelően gyakori a Szubbétikum, a Déli Alpok, az Appenninek, valamint a Dunántúli középhegység területén. Európán kívül nem ismert.

Rétegtani elterjedés: A faj zónajelző értékű. Enay et Geysant (1975) nyomán a mediterrán területeken a legalsó-títhon Hybonotum Zóna felett a Darwini, Semiforme és Fallauxi Zónák következnek. A három zóna index alakjai rendre a megfelelő Semiformiceras fajok.

Megjegyzés: Mérete és díszítése alapján sokban különbözik a több Semiformiceras fajtól, így gyakran már a töredékek is biztosan határozhatók.

Haploceras verruciferum (Zittel 1869)

Diagnózis: Nagyon jellegzetes Haploceras az adult lakókamra ventrális részén egy kidudorodással (verrucával). A faj feltehetően dimorf.

Földrajzi elterjedés: A korábbi dolgozatok alapján a faj a Mediterrán alprovincia jellegzetes alakjának tekinthető: ennek megfelelően gyakori a Szubbétikum, az Appenninek, a Déli-Alpok, s a Dunántúli középhegység területén. Annál meglepőbb volt a közelmúlt felismerése: a mecseki faunából is előkerült egy jól azonosítható példány. Egy régi, kissé elfelejtett, de ez utóbbival összecsengő adat a Jekelius (1916) által jelzett bucsecsi előfordulás. A szerző a H. verruciferum három példányát említi a brassói hegyekből. A faj Európán kívül nem ismert.

Rétegtani elterjedés: A faj zónajelző értékű. Olóriz (1978) a Szubbétikum területére kidolgozott rétegtani táblázatában a Verruciferum Zóna index-alakjaként szerepel.

Megjegyzés: Az (adult) forma olyannyira jellegzetes, hogy az ábrázolás nélküli hivatkozások is, rendszerint korrekt adatnak tekinthetők.

Richterella richteri (Opperl 1865)

Diagnózis: Közepes termetű, mérsékelt evolúciós Perisphinctaceae. A keresztmetszet erősen komprimált. A bifurkáló bordák a ventro-laterális peremen előrehúznak. A faj dimorf.

Földrajzi elterjedés: A R. richteri a szorosabb értelemben vett mediterrán területeken (pl. Szubbétikum) is jelen van, ám gyakoribb a szubmediterrán régió bizonyos részein (Ardèche, "Első-Alpok", Keleti-Kárpátok). Így a faj a Mediterrán szubprovincia É-i határának jelzésére is felhasználható. A R. richteri ilyen értelmű paleobiogeográfiai értékére elsőként Cecca (1986a) hívta fel a figyelmet.

Az Európán kívüli előfordulások (pl. Kaukázus), bizonytalannak tekinthetők.

Rétegtani elterjedés: A R. richteri a Fallauxi Zóna alsó, Richtereri Szubzónájának index-alakja. A faj pontos sztratifográfiai elterjedését Cecca (1986/b) részletesen elemzi.

Megjegyzés: A Richterella Olóriz 1978, a Richterella Avram 1974 nemzetségnevét szinonimjának tekintendő, s mint ilyen érvénytelen.

3. csoport.

Simocosmoceras Spath 1925

Diagnózis: Kistermetű, mérsékelt evolúciós, kerekded kanyarulat-átmetszetű forma. Az erős díszítés laterális bordákból és csomókból, valamint ventrális csomókból áll. Az adult szájadékon laterális nyúlvány. A dimorfizmus nem bizonyított. Földrajzi elterjedés: Ábrázolt példányokat ismerünk Rogoznikból, s az Appenninek területéről. Szép példányai kerültek elő a geressei Szél-hegyről is.

A Cosmoceras adversum Opperl 1865 fajt említi még Blanchet (1929) Col du Lauzon ("Első-Alpok") területéről, a Cosmoceras simum Opperl 1865 egy oéldányát Jekelius (1916) a brassói hegyekből. A Di-Stefano féle szicíliai előfordulás (1882) bizonytalannak tekinthető.

Egy-egy Simocosmoceras előkerült még az Andokból (Leanza - Olóriz 1987), valamint a cubai tithonból is (R. Myczynski szóbeli közlése nyomán).

Rétegtani elterjedés: Eddigi ismereteink szerint a Simocoscoceras-ok a Semiforme Zóna jellegzetes ammoniteszei.

Megjegyzés: A nemzetség ritka, az eddig ismert példányok száma kb. 20-ra tehető. Ebben már a gercsei anyag is (10 példány) beleértendő.

Cyrtosiceras collegialis (Oppel 1865)

Diagnózis: Kistermetű, erősen komprimált formák, extrém módon anomális adult lakókamrával. Az adult lakókamra kezdetét, a ventrális részen ráncok díszítik. A faj feltételezhetően egy mikroconch forma.

Földrajzi elterjedés: A C. collegialis csak Rogoznikból, s a Szél-hegy tithonjából ismert.

Rétegtani elterjedés: A faj eddig a Semiforme Zónába sorolható rétegekből került elő.

Megjegyzés: A C. collegialis-hoz nagyon közel áll a C. microps (Oppel 1865) faj. Utóbbi példányai csak Rogoznikból ismertek.

A nemzetség ritka, az ismert példányok száma 20 körül van. Ebből a gercsei anyag mintegy 10 példánnyal részesedik.

ÉRTÉKELÉS

A mediterrán területeken az oxfordi és a kimmeridgei emelet ismertségi foka elmarad a tithon emelet ismertségi fokától.

Ennek oka részben abban keresendő, hogy az oxfordi-kimmeridgei rétegsorok eleve hézagossabbak, szegényesebben dokumentáltak.

Fokozottan igaz ez Magyarországra nézve. Ennek megfelelően, jelen dolgozat is csak érintőlegesen tárgyalja az oxfordi-kimmeridgei paleobiogeográfiát, s több szó esik a tithon adatokról.

Oxfordi

Az oxfordiban a Tethys területe észak felé a jellegzetes boreális formák (pl. Amoeboceras) hiányával jól lehatárolható.

A szorosabb értelemben vett mediterrán területek és a szubmediterrán régió között további különbségek tehetők: az elsőre az extrém módon evolút Passendorferia-k, míg a másodikra a nagytermetű, legszorosabb értelemben vett Perisphinctes-ek a jellemzőek. Az Oppeliidae-k a szubmediterrán területeken, míg az Aspidoceratidae-k a mediterrán területeken gyakoribbak.

A Phylloceratina és Lytoceratina alrendek kiugró aránya természetesen az alsó-malm faunákban is mediterrán bélyegnek tekintendő.

A szubmediterrán területekhez csatlakozik az a sekélytengeri ív, amely az ismert oxfordi szivacszátonyokat is magába foglalja. Ezt a zátonyrendszert, amelynek roncsai a német és lengyel területeken keresztül egészen Dobrudzsáig nyomozhatók, egy-egy "pillanatra" még boreális hatások is érték (v.ö.: A. Matyja és A. Wierzbowski 1987).

Midezeknek megfelelően a Dunántúli középhegységéből származó szerény oxfordi anyag (Phylloceratinae-k, Lytoceratinae-k, Euaspidoceras-ok, Paraspidoceras-ok Gregoryceras-ok, Passendorferia-k, stb.) paleobiogeográfiai kapcsolatait a szorosabb értelemben vett mediterrán területeken kell keressük.

Kimmeridgei

A kimmeridgeiben a jellegzetes Amoeboceras-ok, Pictonia-k, Rasenia-k, Aulacostephanus-ok hiánya alapján a tethysi régió jól elkülönül a boreális területektől.

A szubmediterrán részekre a gyakori sekélyvízi, s gazdag bentonikus faunát tartalmazó rétegsorok mellett a változatos Progeronia, Ataxioceras együttes a jellemző.

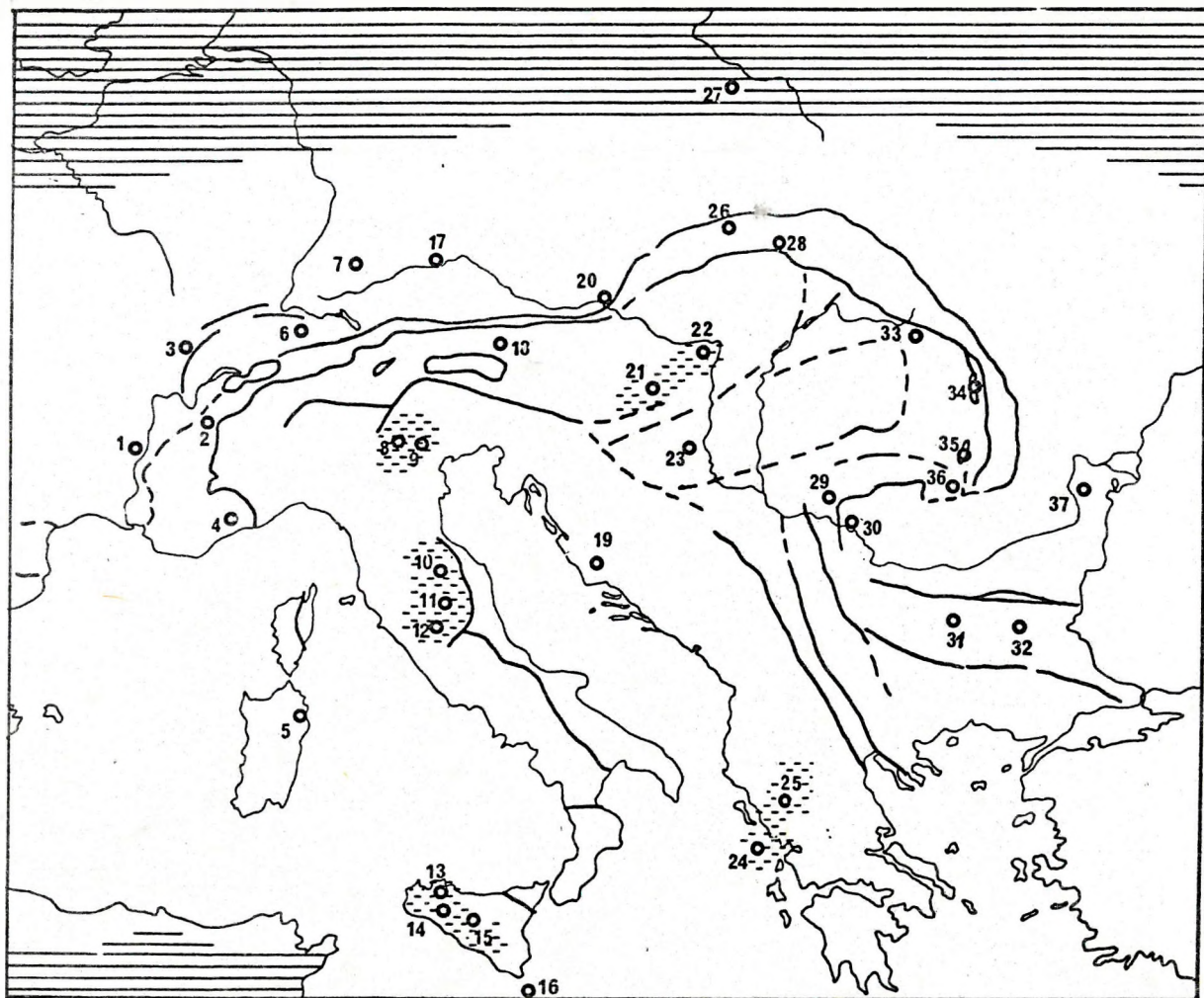
A Nebrodités-ek számos mediterrán (Szubbétikum, Appenninek, Bakony), és szubmediterrán (Keleti-Kárpátok) lelőhelyen gyakoriak.

Az Oppeliidae-k és az Aspidoceratidae-k részesedésével kapcsolatban nehéz volna becslésekbe bocsájtani, mindkét alprovinciában gyakoriak. A differenciák inkább faj-szinten értékelhetők.

Midezeknek megfelelően, a Dunántúli középhegység (főként a Bakonyból gyűjtött) kimmeridgei ammonitesz faunája legszorosabb rokonságban a Déli-Alpokból, az Appenninekből, s egyes szicíliai ill. Keleti-Kárpátokból származó faunákkal áll.

S bár nem lehetetlen, hogy a középhegység egyes részei között paleobiogeográfiai vonatkozásban különbségek tehetők (konkrétan: lehet, hogy a Bakony "mediterránabb" mint a Gercse, v.ö.: Vigh (1984)), az állítás, hogy a középhegységi kimmeridgei alapvetően mediterrán, természetesen nem hat újként.

Újdonságot ígér azonban a közelmúltban a Mecsekéből (Pusztakisfalu mellől) begyűjtött középső(?) - felső kimmeridgei ammonitesz anyag. A fauna kevés Phylloceratinae-t és Lytoceratinae-t, s számos Iramelliceras-t, Aspidoceras-t, s bi- és



7. ábra: A tithon ammonitesz faunák közötti hasonlóságok alapján a tethysi terület (üresen hagyva) jól elkülöníthető a boreális és az afrikai provinciáktól (sávozott részek). A szorosabb értelemben vett mediterrán területet vonalkázás jelöli.

Fig.7.: On the basis of the similarities of the Tithonian ammonite fauna, it is easy to separate the Tethyan (blank) from the, Boreal and African (shaded) provinces. The Mediterranean area is ruled.

trifurkáló bordákkal díszített mérsékelt evolut Perisphinctidae-t, valamint néhány Hybonoticeras-t tartalmaz. A fauna feldolgozása folyamatban van.

Tithon.

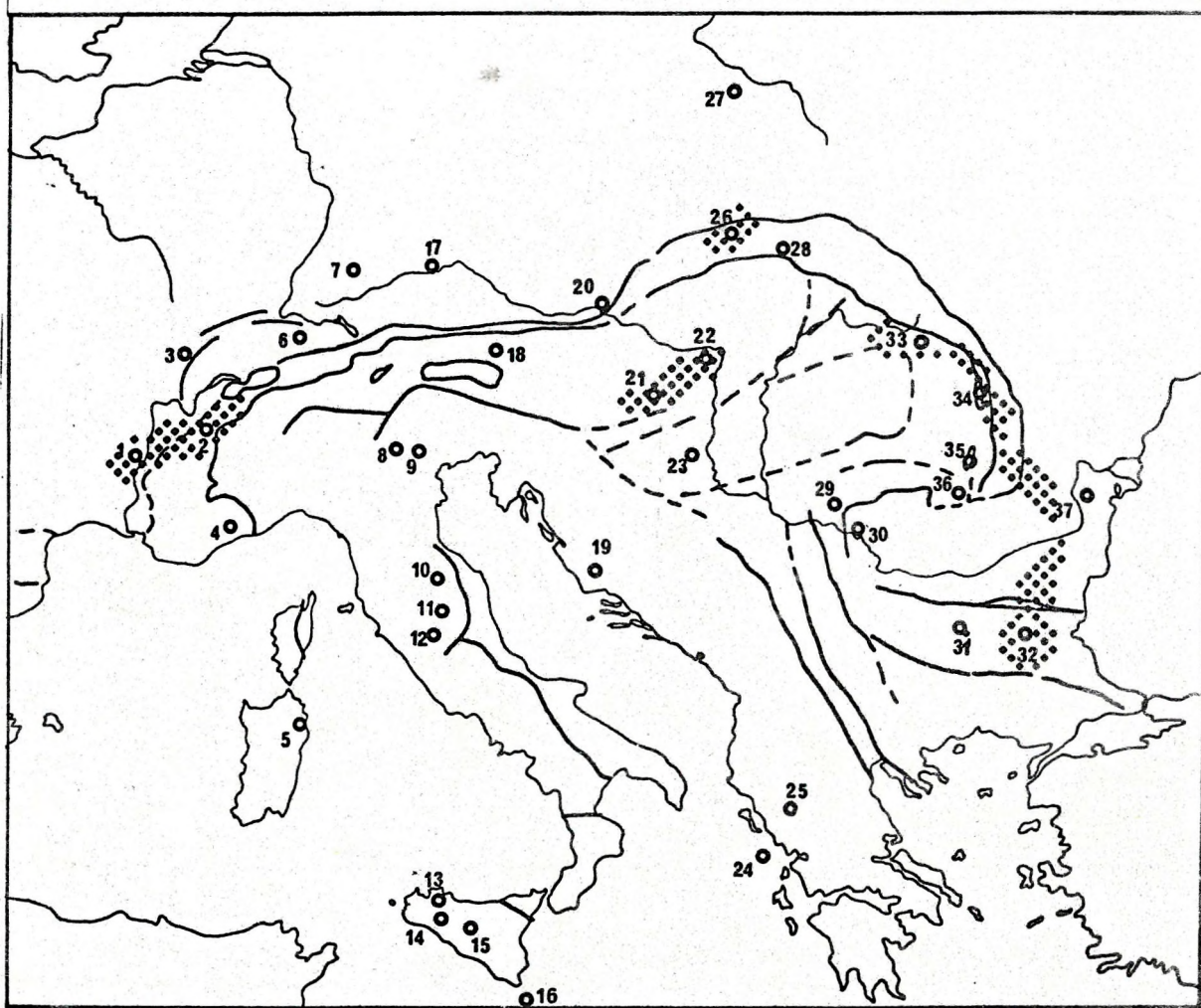
A tithon a tethysi terület talán legjobban megismert felső-jura emelete.

Az északi (boreális) provinciától jellegzetes faunaképe, gyakran már egyes taxonok jelenléte alapján is a tethysi régió megbízhatóan elkülöníthető (7. ábra). Alighanem e gyökeres különbségek is közrejátszanak abban, hogy a tithon

és a volgai emelet korrelációja mind a mai napig meggyugtató módon nem oldódott meg.

Az afrikai provinciától való önállóság megítélése már nehezebb feladat. Ez irányban sajnos különösen szegényesek a taxonómiai adatok.

Nyugat felé egy szerény, de biztosan létező kapcsolattal (Hispanic Corridor) számolhatunk, kelet felé egy kiterjedt nagy óceánnal. Így Madagaszkár és a Himalája felé a provincializmus kialakulásában a döntő szerep alighanem a távolságnak jutott. Dél- és Közép-Amerika irányába pedig a kinyíló Atlantikum óceánközépi hátsága mint



8. ábra: A R. richteri elterjedési területe. A gyakorisági adatok pontos ismeretében, alighanem pontosabban kirajzolódna a faj elterjedésének "peri-mediterrán" jellege.

Fig.8.: Distribution of R. richteri.

pedig a kinyíló Atlantikum óceánközépi hátsága mint filter, s ezenkívül az éghajlati övesség szabhatott határt a faunamigrációnak.

A Hybonoticeras-ok és Virgatosimoceras-ok bár a Júrától Dél-Németországon keresztül, a legmediterránabb területeken át egészen Bulgáriáig gyakoriak, az északi területekről már teljesen hiányoznak. Az ábrázolt lelőhelyek közül egyedül a 27-es (Tomoschow) faunája reprezentál a tethysitől teljesen idegen anyagot.

Miként az ismeretes, további megközelítések is tehetők. A kiválasztott taxonok 2. csoportja alapján kijelölhető egy szorosabb értelemben vett mediterrán terület: az itt nem elemzett Szubbétikumon kívül ide tartoznak az Appenninek, a Déli-Alpok a Dunántúli középhegység, Szicília, s feltehetően néhány görögországi lelőhely (7. ábra).

A rogozniki ill. a strambergi lelőhelyek jelentik a legészakibb ha nem is tipikus mediterrán faunát.

Dél felé Szicíliai ill. a még délebbre gyűjtött 16. pont is mediterrán faunát szolgáltatott. Biztos azonban hogy ez az anyag sem olyannyira mediterrán mint pl. az Appenninekből származó: habár itt is találunk Volanoceras-okat s egyéb "mediterrán" faunaelemeket, ám ezek gyakorisága elmarad a szorosabb értelemben vett mediterrán területeken tapasztalható gyakoriság-adatoktól.

Hasonló a helyzet Ardèche vonatkozásában is. Bár akadnak itt jellegzetes mediterrán formák (pl. S. semiforme), a terület a kis diverzitású faunája alapján már szubmediterránnak tekinthető (Cecca 1986a). Hasonlóan értelmezhető a Volanoceras nemzetség előfordulása a neuburgi rétegekben: tethysi hatás egy szubmediterrán környezetben.

Az Északi-Mészkö-Alpok területéről való néhány adat szinte értékelhetetlen.

Hasonlóan hiányosak információink a Dinaridák területéről is. Az innen való egyetlen figyelembe vett pontról azonban (19) egy nagyon szerény, Proceronia-kat és Usseliceras-okat tartalmazó fauna került elő. Így talán meglepő, de ez alapján a Magaskarszt területe (ill. annak kimmeridgei-tithonja) szubmediterránnak tekinthető, s szorosabb faunisztikai kapcsolatban áll a dél-francia és dél-német területek faunájával mint pl. a Dunántúli középhegység anyagával.

Ami a középhegységünket illeti, annak tithonja leginkább a Déli-Alpok tithonjára emlékeztet. Problémát jelent azonban, hogy erről a területről

a komoly, az egész faunát feldolgozó modern munkák hiányoznak, így a megítélés bizonytalan.

Az Appenninek anyagával is jól rokonítható a bakonyi vagy a gerecsei anyag, ám bizonyos különbségek mégis tehetők: a nagyon jellegzetes (és nagyon mediterrán) Simoceratidae-k például, a magyar anyagban ritkábbak.

Fontos különbség továbbá, hogy a gyakori mediterrán faunaelemek kivül, a középhegységben számos szubmediterrán ammonitesz is van, elsősorban a perisphintes-félék körében. Vigh (1964) Franconites-eket írt le a Gerecséből, s magam is gyűjtöttem már pl. Usseliceras-okat bakonyi lelőhelyen. Mindkét nemzetség a dél-németországi alsó-tithonban gyakori.

A Bakony és a Gerecse tithonja közti különbségek elemzése egyébként további feladat.

A közelmúltban a Mecsekből gyűjtött szerény alsó-tithon fauna novumnak tekinthető. Az anyag számos Phylloceratina-t és Lytocercatina-t, valamint Haploceras-okat (mikro- és makroconchokat egyaránt), továbbá Schaireria-kat, s egy Virgatosimoceras-t tartalmaz. A legmeglepőbb a H. verruciferum előfordulása volt: a faj eddig csak (három bucsecsi példányt nem számítva) a legtipikusabb mediterrán területekről került elő.

Hogy a Kárász és Magyaregregy mellől begyűjtött faunula milyen mértékben mediterrán, azt nehéz lenne megmondani. Az azonban megállapítható, hogy a mecseki liászra oly határozottan kimondott észak-európai kapcsolatokkal szemben (ill. amellet) a tithonban mediterrán hatással (is) kell számolnunk.

A vizsgált taxonok közül a R. richteri sajátos megvilágításban szerepel. A faj a Szubbétikumtól a Balkánig (?)Kaukázusig előfordul.

Leggyakoribb azonban bizonyos szubmediterránnak is tekinthető területeken mint pl.: Ardèche, Keleti-Kárpátok. A mediterránabb területeken ha jelen is van (pl: Bakony, ?Appenninek), csak nagyon szerény példányszámmal képviselt.

Mindezeknek megfelelően a faj mint a Mediterrán alprovincia peremének indikátora jelölhető meg (Cecca 1986a)(8. ábra.).

A kiválasztott taxonok 3. csoportjában két olyan forme (a Simocosmoceras-ok és a C. collegialis) szerepel, amelyek elterjedését feltehetően nem (csak) a paleobiogeográfiai faktorok, hanem (?)elsősorban ökológiai tényezők határozták meg.

A C. collegialis csak a gerecsei és a rogozniki faunából ismert, azaz elterjedése egyetlen

alprovinciára korlátozódik.

A szintén nagyon ritka Simocosmoceras-ok azonban Európán kívül ismertek Kubából is, s egy legfrissebb adat szerint (Leanza - Olóriz 1987) Argentínából is előkerült egy példány. Az alig 20 egyed 3 provinciából származik! Érdekes hát, hogy egy ritka nemzetség nem (csak és elsősorban) egy provincia lehatárolására alkalmas, hanem az interprovinciális korreláció szempontjából is hasznos lehet.

A magyar felső-jura ammonitesz-anyag árnyalt paleobiogeográfiai értékelése kapcsán a jövőre nézve az alábbi feladatok jelölhetők meg:

- a Dunántúli középhegység oxfordi-kimmeridgei anyagának megismerése,
- a középhegység egyes részei között fennálló(?) paleobiogeográfiai különbség értelmezése,
- a Mecsek felső-jurájának megismerése,
- az alp-kárpáti régió felső-jura ammonitesz-anyagának egységes szempontok alapján történő revíziója.

IRODALOM

- Avram E. (1974): Position et valeur taxonomique du groupe "Berriasella" richteri (Oppel). - Dari de seama ale sedintelor Inst. Geol. Geofiz. 40. (1972-1973), 3. Paleontologie, pp.11-22., pl.3., fig.4., Bucuresti.
- Barbulescu A. (1974): Stratigrafia Jurasicului din vestul Dobrogei Centrale. - Edit. Acad. Rep. Soc. Romania, Bucuresti, pp.1-159., pl.46.
- Berckhemer F., Hölder H. (1959): Ammoniten aus dem oberen Weissen Jura Süddeutschlands. - Beih.Geol.Jb., 35., pp.1-135., fig.89., pl.27., Hannover
- Bernoulli D., Renz O. (1970): Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from western Greece. - Ecl. Geol.Helv., 63/2., pp.573-607., fig.6., pl.6., Basle
- Blanchet F. (1929): Étude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intra-alpin entre Briançon et Château-Queyras (Hautes-Alpes). - Ann.Univ., Grenoble, n.s. 2., pp.259-295., pl.1., Grenoble
- Blaschke F. (1911): Zur Tithonfauna von Stramberg in Mahren. - Ann.k.k.Natur-hist.Hofmus., 25., pp.1-143., pl.1., Wien
- Breistroffer M. (1947): Notes de Nomenclature paléozoologique. I. Ammonites jurassiques et crétacées. - Proc.Verbaux.Mens. Soc.Sci.Dauphiné, 26., 196. pp.5., Grenoble
- Cecca F. (1986/a): Le Tithonique de la bordure Ardéchoise dans le region du stratotype de l'Ardésien: étude stratigraphique et paléontologique. - Thèse Univ. Claude-Bernard, Lyon I. no. 20-86: pp.1-272., fig.39., pl.24., Lyon
- Cecca F. (1986/b): Le genre Richterella Avram (Ammonitina, Périsphinctidés) dans le Tithonique inférieur de la bordure Ardéchoise (Sud-Est de la France): dimorphisme et variabilité. - Geobios, 19., 1., pp.33-44., fig.4., pl.1., Lyon
- Cecca F. (1989): Ammonites Méditerranéennes du Tithonique inférieur de l'Ardèche (Sud-Est de la France): analyse des afflux téthysiens. - Geobios, 21., 2., pp.169-186., fig.4., Lyon
- Cecca F., Cresta S., Pallini G., Santantonio M. (1985): Remarks on the Kimmeridgian - Lower Tithonian ammonite biostratigraphy of two sections in the Central Apennines (Italy). - Newsl.Stratigr. 15., 1., pp.28-36., fig.5., Stuttgart
- Chorowicz M.J., Geysant R.J. (1972): Présence des couches de Lemes (calcaires à ammonites subméditerranéennes du malm) dans la Lika (Crotie, Yougoslavie). - Cr. Acad. Sc. Paris., 275., D., pp.731-734., Paris
- Contini D., Hantzpergue P. (1975): Le Kimmeridgien de Haute-Saône. - Ann. Sci. Univ. Besançon, Geol. 3., 23., pp.5-37., pl.6. Besançon
- Del Campana D. (1905): Fossili del Giura superiore in Sette Comuni di provincia di Vicenza. - Public. R. Inst. Studi. Sup. Firenze, pp.1-140., pl.7. Firenze
- De Wever P., Geysant J., Azéma J., Devos L., Dveč G., Manivit H., Vrielynck B. (1986): The Santa Anna section (Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Sciacca Zone, Sicily): a biostratigraphic synthesis from macro-, micro- and nannofossils. - Rev.Micropal., 29., 3., pp.141-186. Paris.
- Dieni I., Massari F., Sturani C. (1966): Segnalazione di Ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale. - Acc. Lincei, Rend. d. Cl. di Sc. fis. mat. et nat., 8., 40., pp.99-106., pl.2. Roma
- Di Stefano G. (1882): Sopra altri fossili del Tithonio inferiore di Sicilia. - Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo, 14., pp.9-37., pl. 3., Palermo
- Donze P., Enay R. (1961): Les Céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix-de-Saint-Concours près Chambéry (Savoie). - Trav.Lab.Geol., N.S. 7., pp.1-236., fig.59., pl.22., Lyon
- Enay R. (1972): Paleobiogeographie des ammonites du Jurassique terminal (Tithonique/Volgian/Portlandian s.l.) et mobilité continentale. - Beobios, 5., 4., pp.305-407. fig.12., Lyon.

- Enay R., (1980): Paléobiogéographie et ammonites Jurassiques: "rythmes fauniques" et variations du niveau marin; voies d'échanges, migrations et domaines biogéographiques. - *Mém. h. Soc. geol. de France*, 10., pp.261-281., fig.6., Paris
- Enay R., Bizon J., Mascle G., Morel Y., Ferrier R., Biju-Duval B. (1982): Faunes du Jurassique Supérieur dans les séries pélagiques de l'escarpement de Malte (Mer Ionienne) Implications paléogéographiques. - *Rev. de Ist. Franc. du Petrol*, 37., 6., pp.733-757., pl.4. Paris
- Enay R., Geysant J.R. (1975): Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale). - in: *Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé*, Lyon Neuchâtel septembre 1973, *Mem. B.R.G.M.*, No.86., pp.39-55., fig.4. Paris
- Enay R., Mangold C. (1982): Dynamique biogéographique et évolution des faunes d'Ammonites au Jurassique. - *Bull. Soc. geol. France*, 24., 5-6., pp., 1025-1046., fig.10. Paris.
- Főzy I. (1988a): Tithonian ammonites (Oppeliidae, Haploceratidae and Simoceratidae) from the Transdanubian Central Range, Hungary - *Ann.Univ.Sci.R.Éötvös., Sect.Geol.* 28., pp.43-119., fig.18., pl.15. Budapest
- Főzy I. (1988b): Upper Jurassic facies and ammonite succession of the Transdanubian Central Range. - *Rendiconti Soc.Geol.It.*, 9., pp.189-194., fig.3., Roma
- Főzy I. (1990): Upper Jurassic ammonite succession of three sections from the Bakony Mts. (Hungary). - *Commemorazione di Raffaele Piccinini, Fossili Evoluzione Ambiente, Pergola* (in press)
- Gemmellaro G.G. (1868-1876): Studi paleontologici sulla fauna del Calcarea a *Terebratula janitor* del Nord di Sicilia. - *Giorn.Sci.Nat.Econom. Palermo* (Part I. pp.1-56., pl.12., Part II. pp.57-92., pl.15., Part III. pp.1-100., pl.13.)
- Gemmellaro M. (1920): Contributo alla conoscenza del Titonico inferiore di alcune località delle provincie di Palermo e di Girgenti. - *Boll. Soc. Sc. nat. econ. Palermo*, 2., p.74-80., Palermo
- Geysant J.R. (1985): Révision taxonomique du genre d'ammonite téthysien *Simoceras* et création d'un nouveau genre *Volanoceras* (Ammonitina, Simoceratidae). - *Geobios*, 18., 5., pp.677-680., Lyon
- Geysant J.R., et Mascle M. J. (1970): Deux gisements fossilifères du Tithonique des Monts Sicani (Sicile Occidentale). - *C.R. som. des séances de la Soc. Geol. France*, 6., p.213., Paris
- Herbich F. (1878): A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. - *Magyar Kir. Földt. Int.* 5.. 2.. pp.1-302., pl.20., Budapest
- Housa V. (1975): Geology and paleontology of the Stramberg limestone (upper Tithonian) and the associated lower Cretaceous beds. - *Mem. du B.R.G.M.* 86., pp.342-349., fig.2., Paris
- Hölder H., Ziegler B. (1959): Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weissen Jura (Kimeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche. - *Neues Jb. Geol. Paleont. Abh.*, 108., 2., pp.150-214., fig.8., pl.5., Stuttgart
- Imlay R.W. (1942): Late Jurassic fossils from Cuba and their economic significance. - *Bull.Geol.Soc.Am.*, 53., 10., pp.1417-1478., pl.12., fig.4., New York
- Jekelius E. (1916): A brassói hegyek mezozoós faunája. III.-VII. A brassói dogger és malmfauna. - *M.Kir.Földtani Int.Évk.*, 24., 3., pp.221-314., pl.3., text fig.23., Budapest
- Kilian M. et Guébard A. (1905): Étude Paléontologique et Stratigraphique du Système Jurassique dans les Préalpes Maritimes. - *Bull. Soc. geol. France*, 4., 2., pp.737-828., pl.3., Paris
- Krantz F. (1928): La fauna del Titono superior y medio de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. - *Acad.Nac.Cienc.Rep.Arg.*, 10., pp.2-57., pl.4., Buenos Aires
- Kutek J., Wierzbowski A. (1979): Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoznik in the Pieniny Klippen Belt. - *Acta Geol.Pol.*, 29., pp.196-205., fig.3., Warszawa
- Kutek J., Wierzbowski A. (1986): A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. - *Acta Geol.Pol.*, 36., 4., pp.105-121., pl.2., Warszawa
- Leanza H., F. Olóriz (1987): Presencia del genero *Simoceras* Spath (Cephalopoda - Ammonoidea) en el Tithoniano Andino y su significado paleobiogeografico. - *Ameghiniana* (Rev. Asoc. Paleont. Argent.), 24., 3-4., pp.203-209., fig.2., Buenos Aires
- Loriol P. (1878): Monographie paléontologique des couches de la zone a *Ammonites tenuilobatus* de Baden (Argovie). - *Mem. Soc. Pal. Suisse*, 8., pp.1-60., pl.9., Genève
- Matyja A., A. Wierzbowski (1987): The two *Amoeboceras* invasions in Submediterranean Late Oxfordian of Central Poland (Abstract) ü 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, September, 12-21 1987

- Meneghini G. (1885): Nuove ammoniti dell'Appenninico Centrale raccolte dal Reverendo Don A. Moriconi. - Mem.Soc.Tosc.Sc.Nat., 6., 2., pp.363-382., pl.3., Pisa
- Neumayr M. (1873): Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum. - Abh.k.k.Reichsanst., 5., 6., pp.141-257., pl.12., Wien
- Dhert W., Zeiss A. (1980): Ammoniten aus den Hagenden Bankkalken (Unter-Tithon) der Schwäbischen Alb (Süddeutschland). - Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 9., pp.5-50., pl.14., Freiburg im Breisgau
- Olóriz S.F. (1978): Kimmeridgiense-tithonico inferior en le sector Central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbetica). Paleontologia, Biostratigrafia. - Tesis doct. Univ. Granada, 184., pp.1-758., pl.57., fig.29., Granada
- Olóriz S.F., (1985): Paleogeography and Ammonites in the Upper Jurassic. Outlines for a pattern. - in: G. Pallini (edit.) Commemorazione di don R. Piccinini, Atti i convegno di Pergola 25-28 ottobre 1984, pp.1-9. Roma
- Olóriz F. (1988): "Ammonites and dispersal biogeography" Is that all? - 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy pp.563-580., Lisboa
- Olóriz F., et Tavera J.M. (1982): Stratigraphische Position der Kalke von Stramberg (CSSR) - Überarbeitung der jüngsten Hypothesen. - N.Jb.Paleont. Mh. 1., pp.41-49., fig.1., Stuttgart
- Oppel A. (1863): Über jurassische Cephalopoden (Fortsetzung). - Paleont.Mitt.Mus.k.bayer.Staat., 3., pp.163-266., pl.23., Stuttgart
- Oppel A. (1865): Die tithonische Etage. - Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 17., pp.535-558., Berlin
- Patruşius D., Avram E., (1976): Les céphalopodes des couches de Carhaga (Tithonique superieur-Barrémien inférieur). - Mém.Inst.Geol. Géophys. 24., pp.153-201., pl.10., Bucarest
- Raileanu G., Nastaseanu A. (1961): Contributii la cunoasterea faunei de ammoniti din Jurassicul superioare la Svinita (Banat). - Stud.Cerc.Geol. 5., pp.7-38., pl.11., Bucarest
- Raileanu G., Nastaseanu A., Mutihac V. (1957): Cercetari geologice in regiunea Anina - Doman. - Acad. R.P.R. 11., 2., Bucuresti
- Ramaccioni G. (1939): Fauna giurassica e cretacea del Monte Cucco e dintorni (Appennino Centrale). - Paleont.It., 39., pp.143-214., pl.5., Pisa
- Rossi F. (1984): Ammoniti del Kimmeridgiano superiore -Berriasiano inferiore del Passo del Furlo (Appennino umbro-marchigiano). - Mem.Soc.It.Sci.Nat.Mus.Civ.St.Nat. Milano, 23., pp.75-136., pl.8., Milano
- Santantonio M. (1983): Ammoniti rare della Famiglia Haploceratidae nel Malm dell'Appennino Umbro-Marchigiano-Sabino. - Geol. Rom., pp.147-155., fig.2., pl.1., Roma
- Santantonio M. (1986): Simoceras volanense (Oppel), Simoceras aesinense Meneghini e forme affini nel Tithonico inferiore dell'Appennino umbro-marchigiano. - in: Pallini G. (Edit.), Commemorazione di Don Raffaele Piccinini, Atti i convegno di Pergola 25-28. ottobre 1984, pp.11-23., pl.6., fig.5., Pesaro
- Sapunov I.G. (1979): Les fossiles de Bulgarie. III.3. Jurassique superieur, Ammonoidea. - Acad. Bulg. Sci. pp.1-273., pl.59., Sofia
- Sapunov I.G., Ziegler B. (1976): Stratigraphische Problema im Oberjura des westlichen Balkangebirges. - Stuttgarter Beitr. Naturk. ser. B. 18., pp.1-34., pl.3., Stuttgart
- Sarti C. (1986): Faune e biostratigrafia del Rosso Ammonitico del Trentino centrale (Kimmeridgiano - Tithonico). - Boll.Soc. Paleont.It., 23., 3., pp.473-514., Modena
- Schneid T. (1915): Die Ammonitenfauna der obertithonischen Kalke von Neuburg a.d. Donau. - Geol.Paleont.Abh. N.F., 13., pp.305-416., fig.1., pl.13., Jena
- Spath L.F. (1923-1943): A monograph of the Ammonoidea of the Gault. - pp.1-787., pl.72., fig.248., London
- Toucas A. (1890): Étude de la faune des couches tithonique de l'Ardèche. - Bull.Soc.Geol. France, 3., 18., pp.560-629., pl.5., Paris
- Uhlig V. (1878): Beiträge zur Kenntniss der Juraformation in den karpatischen Klippen. - Jb.d. k.k. Reichsanstalt 28., 4., pp.641-658., pl.2., Wien
- Vetters H. (1905): Die Fauna der Juraklippen zwischen Donau und Thaya. - Beitr. zur Paleont. Österreich-Ungarns, 17., 3., pp.1-37., pl.2., Wien u. Leipzig
- Vígh G.(1984): Néhány bakonyi (titon) és gerecsei (titon-berriázi) lelöhely ammonitesz-faunájának biosztratigráfiai értékelése. - MÁFI Évk., 67., pp.1-210., pl.7., Budapest
- Zeiss A. (1968): Untersuchungen zur Paleontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. - Abh.Bayer.Akad.Wiss. mathem.-naturwiss., Kl.N.F., 132., pp.1-190., text.fig.17., pl.27., München
- Zeiss A. (1977): Some ammonites of the Kletnice Beds (Upper Tithonian) and remarks on correlation of the uppermost Jurassic. - Acta Geol. Pol. 27., 1., pp.369-386., pl.3., Warszawa
- Zittel K.A. (1868): Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. - Paleont.Mitth.Mus.k.bayer.Staates., 2., Abt.1., pp.1-118., pl.24., München
- Zittel K.A. (1869): Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen. - Geogn.Paleont.Beitr., 2., pp.98-178., München

ALBAI ÉS CENOMÁN AMMONOIDEÁK PALEOBIOGEOGRÁFIAI ÉRTÉKELÉSE AZ ALP-KÁRPÁTI ÉS A MEDITERRÁN TETHYS RÉGIÓBAN

Palaeobiogeographic evaluation of Albian and Cenomanian ammonoids
in the Alpine-Carpathian and Mediterranean Tethys region

BUTOR LÁSZLÓ

ÖSSZEFOGLALÁS

A dolgozat 8 felsőalbai ammonitesz genus 29 fajának földrajzi elterjedését vizsgálja. Ezekből 5 genus 8 fajja előfordul a magyarországi faunákban. Az összehasonlítás a felsőalbai *Stoliczkaia dispar* ammonitesz zónára korlátozódik. Ennek eredményeit a nyugati Tethys palinspasztikus térképe ábrázolja.

A Bakony-hg. gazdag felsőalbai ammonitesz faunája mediterrán jellegű. Ezt meggyőzően támasztja alá a fauna összetétele és az uralkodó taxonok /*Kossmatella*, *Tetragonites*, *Stoliczkaia*, *Salaziceras*/. A *Ficheuria* és *Engonoceras* jelenléte alapján feltételezhető, hogy a Bakony-hg. paleobiogeográfiai kapcsolatban lehetett a Tethys déli peremével.

A Villányi-hg. gazdag faunája meggyőzően mutatja a tethysi és boreális /=*Hoplitid*/ taxonok keveredését. A *Kossmatella* és *Scaphites* genusok számos faja bizonyítja a tethysi kapcsolatokat. A *Leptholites*, mint egyetlen boreális faunaelem mutatja az ÉNy-európai /=*Hoplitid*/ provincia befolyását. Ezek a tények a Villányi-hg. ősföldrajzi helyzetét a Tethys északi pereméhez közel jelölik ki. Ezt az álláspontot a szegényes kagylófauna is alátámasztja. A mindössze két taxonnal, de nagy egyedszámmal jellemezhető fauna alkotóelemei az *Aucellina gryphaeoides* és *Inoceramus* sp. Az *Aucellina* a boreális kagylófaunák jellemző eleme.

A két tektonikai egység ősföldrajzi összevetése: az ammoniteszfaunák a tektonikai egységek eltérő eredetét és különböző ősföldrajzi kapcsolatait jelzik. A Bakony-hg. déli, míg a Villányi-hg. északi affinitást mutat, azaz az ammoniteszfaunák a két tektonikai egység fordított ősföldrajzi helyzetét jól dokumentálják a felsőalbai idején.

ABSTRACT

The geographical distribution of 8 genera and 29 species of Upper Albian ammonites is discussed. 5 genera and 8 species of them occur in Hungarian localities. The analysis is restricted on the Upper Albian /*Stoliczkaia dispar* Zone/. Results are displayed on palinspastic map of the Western Tethys.

The rich Upper Albian ammonite fauna of the Bakony Mts. has a Mediterranean character. It is well verified by the composition of the fauna and the dominant taxa /*Kossmatella*, *Tetragonites*, *Stoliczkaia*, *Salaziceras*/. Based on the existence of *Ficheuria* and *Engonoceras* it is presumable that the Bakony Mts. might have been in palaeobiogeographical connection with the southern margin of the Tethys.

The ammonite fauna of Villány Mts. shows the mixing of Tethyan and Boreal /=*Hoplitid*/ taxa convincingly. Several species of *Kossmatella* and *Scaphites* prove the Tethyan connections. *Leptholites* as a single element of the Boreal faunas shows the influence of the NW-European /=*Hoplitid*/ province. These facts altogether indicate the paleogeographic place of the Villány Mts. close to the northern margin of Tethys. This theory is supported by the poor bivalve fauna well. This fauna is characterized by only two genera: *Aucellina gryphaeoides* and *Inoceramus* sp. *Aucellina* is a characteristic element of the Boreal bivalve faunas.

Palaeogeographic comparison of the two tectonic units: the ammonite faunas indicate different palaeogeographic connections and diverse origin of these tectonic units. Bakony Mts. shows southern, while Villány Mts. shows northern affinities. It means the inverse palaeogeographic position between these units is well documented by ammonites in the Upper Albian.

BEVEZETÉS

Magyarország nagyszerkezeti egységeinek ösföldrajzi kapcsolatai a középsőkréta idején ma még nem kellőképpen tisztázottak. Ennek a fontos kérdésnek a megoldásához szükség van a középsőkréta ammonoidea faunák biogeográfiai elemzésére is, különösen azért, mert Magyarországon ezek a faunák kis lokális elterjedésben csak néhány hegységre /Bakony-hg, Villányi-hg./ korlátozódnak.

Az elmúlt tíz évben végzett munka eredményeként közismertté vált gazdag albai-cenomán ammonoidea faunák pedig egyenesen kötelezővé teszik a korszerű paleobiogeográfiai vizsgálatok elvégzését. A biogeográfiai vizsgálat eredményeinek bemutatása szükségessé teszi az albai-cenomán faunaprovinciák bemutatását.

FAUNAPROVINCIÁK

Az albai ammonoidea együttesek tanulmányozása alapján az északi félgömbön az alábbi négy faunaprovincia különíthető el /OWEN 1988/:

1. Arktikus
2. Észak-pacifikus
3. Európai / =Boreális =Noplitinid/
4. Tethysi

A provinciák jellemzése

1. Arktikus: Kiterjedése: Alaszka, Kanada arktikus körzetei, Western Interior /USA - Kanada/. Az alsóalbai folyamán még létezett kapcsolat az Európai - Észak-pacifikus, valamint az Arktikus provinciák között. Ezt az Arktikus provincia területére migráló leymeriellinid ammoniteszek bizonyítják /OWEN 1988/. Azonban a középső- és későalbai idején az Arktikus provincia már teljesen különvált az Európai és az Észak-pacifikus provinciáktól /OWEN 1988/. Exotikus faunájára a Gastropplitinae WRIGHT, 1952 alcsalád fajainak szinte kizárólagos előfordulása jellemző /JELETZKY 1964/, néhány kozmopolita alakkal /Puzosia,

Beudanticeras/.

2. Észak-pacifikus: Kiterjedése: észak-amerikai Kordillerák kanadai része, Kalifornia és Oregon /USA/ egyes részei, Queen Charlotte szigetek /Kanada/ /JELETZKY 1971/. Kapcsolata az Arktikus faunaprovinciával a középsőalbai folyamán szűnt meg. A középsőalbai idején még fennálló kapcsolatot a Douvilleicerias genus mutatja /OWEN 1988/. Később már felépnek a provinciára jellemző endemikus taxonok /Leconteites, Brewericerias/. A fauna önálló fejlődése folytatódik az albai - cenomán folyamán is.

3. Európai: Kiterjedése: Észak-Európa, Grönland, Spitzbergák, Orosz-tábla. A provincia kezdetben a leymeriellinid, míg később /középső- és későalbai/ a sonneratiinid, majd hoplitiinid ammoniteszek nagy, vagy kizárólagos gyakoriságával jellemezhető /OWEN 1988/. A provincia északi részéről a korai albai idején leymeriellinid ammoniteszek migráltak az Arktikus provincia felé, majd ez a kapcsolat megszűnt. A provincia déli részét, főleg a középsőalbai idején előzőnlötték a tethysi faunaelemek. Az átmeneti területrészekeken, ahol a faunák keveredése megfigyelhető, a tethysi és európai alakok egymás mellett létezése még a cenomán idején is kimutatható /OWEN 1988/.

4. Tethysi: Kiterjedése: jelen vizsgálatnak nem célja a teljes Tethysi provincia elemzése, hanem csak a mediterrán Tethys régió vizsgálata. Biogeográfiaailag a tethysi faunákat az engonoceratid / =pseudoceratitid/ ammoniteszek jellemzik az albai - cenomán idején a legjobban. Ezek tethysi elterjedése már régóta ismert /BASSE 1940, MATSUMOTO 1973, KENNEDY és COBBAN 1976/, de az Európai provincia "klasszikus" területeiről is említik ezeket /SPATH 1929, KENNEDY és COBBAN 1976, KENNEDY et al. 1981, AMEDRO és DESTOMBES 1984/. Az európai és tethysi faunaelemek keveredése Anglia és Franciaország területén nem meglepő, hiszen az albai - cenomán folyamán a két provincia között kapcsolat volt.

Kapcsolat az Európai és a Tethysi provincia között

A tipikusan tethysi faunaelemeknek tartott engonoceratid ammoniteszek előfordulásának problémája a Boreális területeken a két provincia közötti kapcsolat feltételezésével feloldható. A két provincia közötti kapcsolatot az ammonitesz faunák jól bizonyítják, de az üledékföldtani és fáciesvizsgálatok is megerősítik /DELAMETTE 1988a, 1988b/. Ez a kapcsolat a Rhône-korridor /KENNEDY és COBBAN 1976/, mely legalább a középső-albaitól a felkésőcenománig létezett. Ebben az időszakban az engonoceratid ammoniteszek megtalálhatók a tethysi területektől /CASEY 1961/ kezdve Dél-Franciaországon /BREISTROFFER 1940, LATIL 1989/ és a Párizsi-medencén /KENNEDY et al. 1981, AMEDRO és DESTOMBES 1984/ át egészen Dél-Angliáig /SPATH 1929/. Az átmeneti területen /Franciaország/ jól megfigyelhető délről észak felé haladva az engonoceratid, míg északról dél felé haladva a hoplitinid ammoniteszek arányának és számának gyors csökkenése.⁺

⁺Az engonoceratid ammoniteszek magas szélességi körökre való eljutását egyesek /KENNEDY és COBBAN 1976/ áramlási rendszerekhez kötött poszt-mortális szállítódással is magyarázzák. Ennek ellentmond, hogy ugyanakkor a korridort kihasználva hoplitinid ammoniteszek is eljutottak délre, amit szárdíniai előfordulásuk bizonyít /WIEDMANN - DIENI 1968/. Ugyanezt erősíti meg a Pireneusok felső-albai mollusca és foraminifera faunáinak elemzése /MONGIN et al. 1983/, amely a tethysi és boreális alakok együttes jelenlétét mutatta ki.

Feltételezhető tehát, hogy az engonoceratid ammoniteszek nem poszt-mortális szállítódással, hanem aktívan migrálva, a korridort kihasználva jutottak el észak felé. Egyesek /SCOTT 1970, WESTERMANN 1989/ feltételezik, hogy az engonoceratid ammoniteszek speciális környezeti igényük miatt tudtak magas földrajzi szélességekre eljutni.

A biogeográfiai vizsgálat időbeli /praktikusan rétegtani/ lehatárolása az eltérő provinciák izokron faunáinak összevetését jelenti.

Ha a radiometrikus kormeghatározások helyesek, akkor az albai messze a leghosszabb ismert időtartamú emelet a mezozoikumban /OWEN 1984/. Emellett az egész mezozoikumban az albai idején lépett fel a legtöbb ~ 160 / új ammonoidea genus /ARKELL 1957, JELETZKY 1971/. Ez utóbbi az emelet hosszú időtartamával is magyarázható. Ezért célszerűnek látszik a vizsgálatot az albai emeleten belül lesűkíteni.

Az albai ammonitesz zónákat vizsgálva megállapítható, hogy az egyes zónákban/szubzónákban fellépő új fajok száma a Stoliczkaia dispar zónában a legnagyobb /KENNEDY és HANCOCK 1978/. Ezek közül számos biogeográfiailag is fontos, ezért ahol lehetett, az összehasonlításhoz a felsőalbai faunák lettek felhasználva. Ehhez járul továbbá, hogy a felsőalbai faunák \sim Vraconni/ jól elkülönülnek a középsőalbaitól, nagyon kevés a túlélő taxon.

További szempont, hogy Magyarországon egyik nagyszerkezeti egységből sem állnak rendelkezésre kellően feldolgozott alsó- és középsőalbai faunák.

A VIZSGÁLATHOZ FELHASZNÁLT TAXONOK

Elsősorban a monografikus munkák hiánya miatt, főleg szórványadatokra támaszkodva az alp - kárpáti régióban igen nehéz az albai ammonitesz faunák kvantitatív értékelése. Első közelítésben ezért /és kényszerűségből is/ célszerű először a kvalitatív biogeográfiai vizsgálat. Ennek érdekében a biogeográfiailag fontos taxonok esetében az alsó- és középsőalbai, valamint esetenként cenomán korú előfordulások is szerepelnek az összehasonlításban.

Ezek a biogeográfiailag fontos taxonok az alábbiak:

Kossmatellinae BREISTROFFER, 1953 tethysi
 Hoplitinae H. DOUVILLÉ, 1890 európai
 Engonoceratidae HYATT, 1900 tethysi
 Flickiidae ADKINS, 1928 tethysi

A négy kiválasztott család - alcsalád
 biogeográfiai jellemzője:
 /az ammoniteszek rendszertani besorolása
 WRIGHT /1981/ rendszerét követi/

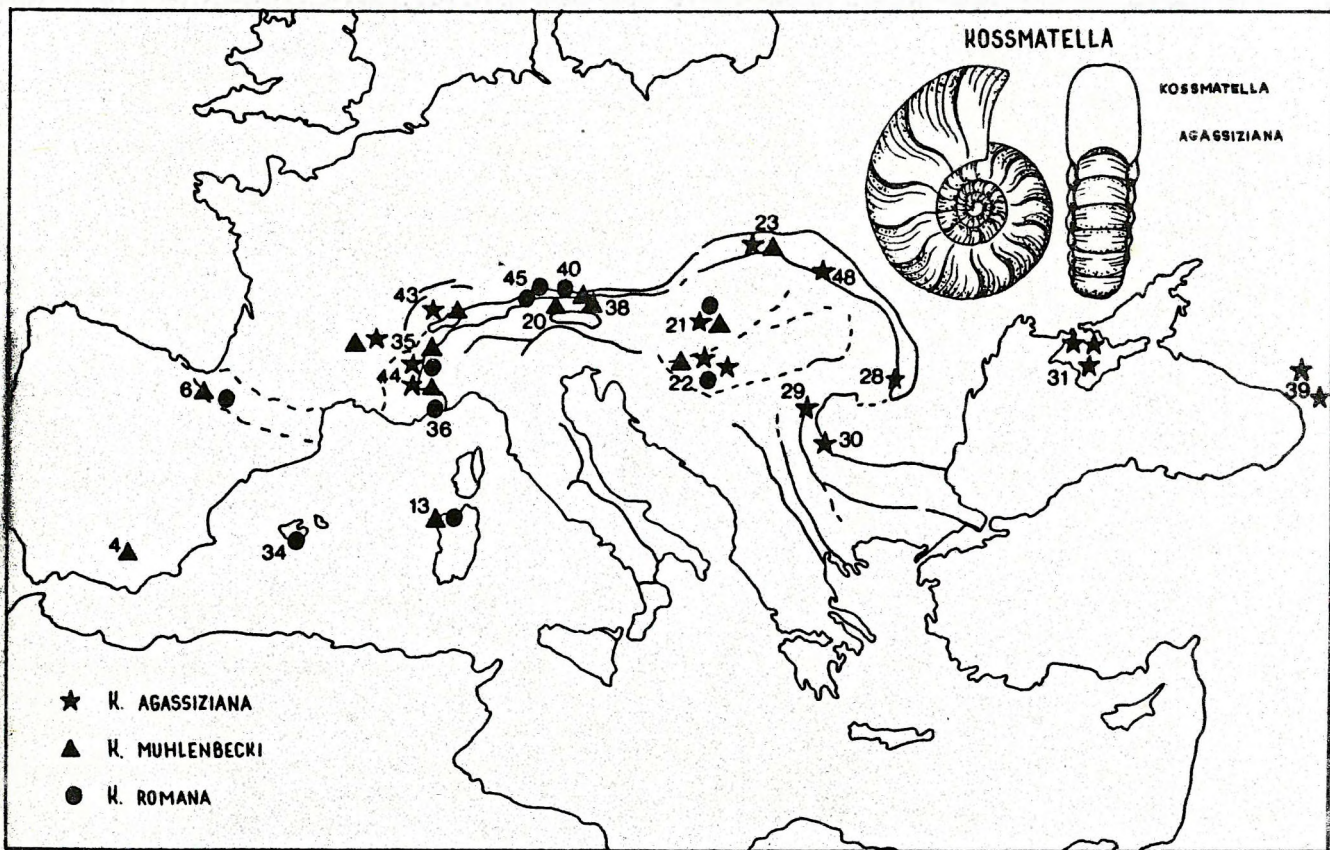
CEPHALOPODA CUVIER, 1797 classis
 AMMONOIDEA ZITTEL, 1884 ordo
 LYTOCERATINA HYATT, 1839 subordo
 TETRAGONITACEAE HYATT, 1900 sup.fam.
 GAUDRYCERATIDAE SPATH, 1927 fam.
 KOSSMATELLINAE BREISTROFFER,
 1953 subfamilia

Két genus, a *Kossmatella* és a *Gaudryanites*
 tartozik ide. Ez utóbbinak önálló
 taxon értéke vitatható. Az egyes fajok

az alcshaládra jellemző konzervatív bélye-
 geket variálják. Felbukkannak a Tethys
 majd minden szubprovinciájában, sőt
 ALABUSHEV /1989/ szerint a Tethysen kívül,
 Alaszkán és Kamcsatkán is. De legalakgaz-
 dagabbak a mediterrán régióban.
 A korai albaiban jelennek meg, feltételez-
 hetően az *Eotetragonites* leszármazottai.
 A korai cenománban, leszármazottak nélkül
 halnak ki.

KOSSMATELLA JACOB, 1907

Típusfaj: *Ammonites agassizianus* PICTET,
 1848



1. ábra A kijelölt *Kossmatella* fajok földrajzi elterjedése
 Fig. 1. Geographic distribution of selected *Kossmatella* species

Kijelölt fajok:

Kossmatella agassiziana /PICTET/
Kossmatella muhlenbecki /E.FALLOT/
Kossmatella romana WIEDMANN

A kijelölt három faj előfordulásai alapján /1. ábra/ elterjedésük jellegzetesen tethysi. A legnagyobb alak- és fajgazdagságukat a mediterrán Tethys régióban érik el. A *K. agassiziana* megjelenése a Tethys északi peremén /Krimben: LESHTCHUH 1987, és az Észak-Kaukázusban: KOTETISHVILI 1977/ közvetlen kapcsolatot jelez a két régió között. BREISTROFFER /1946/ a dél-angliai felsőalbaikból /Upper Greensand, Cambridge/ említi a *K. muhlenbecki* fajt. Ez az előfordulás csak említés, ábrázolás vagy leírás nélkül, így nem kellőképpen dokumentált. Ennek ellenére valószínűsíthető, mivel a Rhône-korridoron más taxonok /vö. Engonoceratidae, Flickiidae/ is eljutottak stabil európai területekre. KENNEDY és KLINGER /1979/ a *K. romana* fajt Zuluföldről /Dél-Afrika/ említik, de ez a határozás kétséges, amit a szerzők nyílt névadással ismertek el. Feltételezhetően új faj, nem pedig a *K. romana*.

AMMONITINA HYATT, 1889 subordo

HOPLITACEAE H.DOUVILLÉ, 1890
superfamilia

HOPLITIDAE H.DOUVILLÉ, 1890
familia

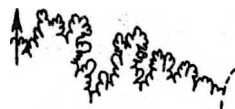
HOPLITINAE H.DOUVILLÉ, 1890
subfamilia

A Hoplitidae család legalakgazdagabb, legnagyobb fajszámú alcsaládja. Az ide tartozó 18 genusban több száz leírt fajuk ismert. Általában szűk rétegtani elterjedésűek. Fejlődésükre csomósorok és bordák megjelenése, majd egyre fejlettebb, bonyolultabb és összetettebb díszítés kialakulása jellemző. A nagy formai változékonyság okozhatja, hogy több száz önálló fajt irtak le. Ezek érvényessége a magasfokú intraspecifikus variáció miatt megkérdőjelezhető. Általában az Európai /=Hoplitinid/ faunaprovincia indikátorai.

Az albai bázisán megjelenő *Desmoceratidae*-től származnak. A korai cenománban tűnnek el, illetve továbbfejlődnek *Schloenbachidae*-vé.

LEPTHOPLITES SPATH, 1925

Típusfaj: *Lepthoplites falcoides* SPATH, 1926



L. PSEUDOPLANUS

Kijelölt fajok:

Lepthoplites cantabrigiensis SPATH
Lepthoplites falcoides SPATH
Lepthoplites gracilis /SPATH/
Lepthoplites pseudoplanus SPATH

Viszonylag ritka hoplitinid ammonitesz. A rendelkezésre álló adatok alapján /2. ábra/ elterjedési területük szélesebb, mint a másik két hoplitinid taxoné. Magába foglalja a stabil európai lelőhelyeket, de megjelennek a Keleti-Kárpátokban, a Villányi-hegységben és Iránban is. Az iráni előfordulás Esfahan, ősföldrajzilag a Tethys északi pereméhez tartozott.

CALLIHOPLITES SPATH, 1925

Típusfaj: *Ammonites catillus* J. de C. SOWERBY, 1827



C. TETRAGONUS

Kijelölt fajok:

Callihoplites advena SPATH
Callihoplites auritus /J. SOWERBY/
Callihoplites catillus /J. de C. SOWERBY/
Callihoplites pulcher SPATH
Callihoplites tetragonus /SEELEY/
Callihoplites variabilis SPATH
Callihoplites vraconensis /PICTET et CAMPICHE/

A vizsgált fajok elterjedési adatai /3. ábra/ alapján megállapítható, hogy a genus kizárólag stabil Európára, illetve a Boreális /=Hoplitinid/ faunaprovinciára jellemző. Az egyes lelőhelyeken nagy fajszámmal fordulnak elő. MARCINOWSKI és WIEDMANN /1985/ szerint ezeken a területeken nemcsak a taxon-, hanem az egyedszámuk, így arányuk is jelentős a faunában.

nid/ faunaprovinciában találhatók meg.

PLEUROHOPLITES

Típusfaj: *Ammonites renauxianus* D'Orb.
1840

? ENGONOCERATIDAE HYATT, 1900
familia



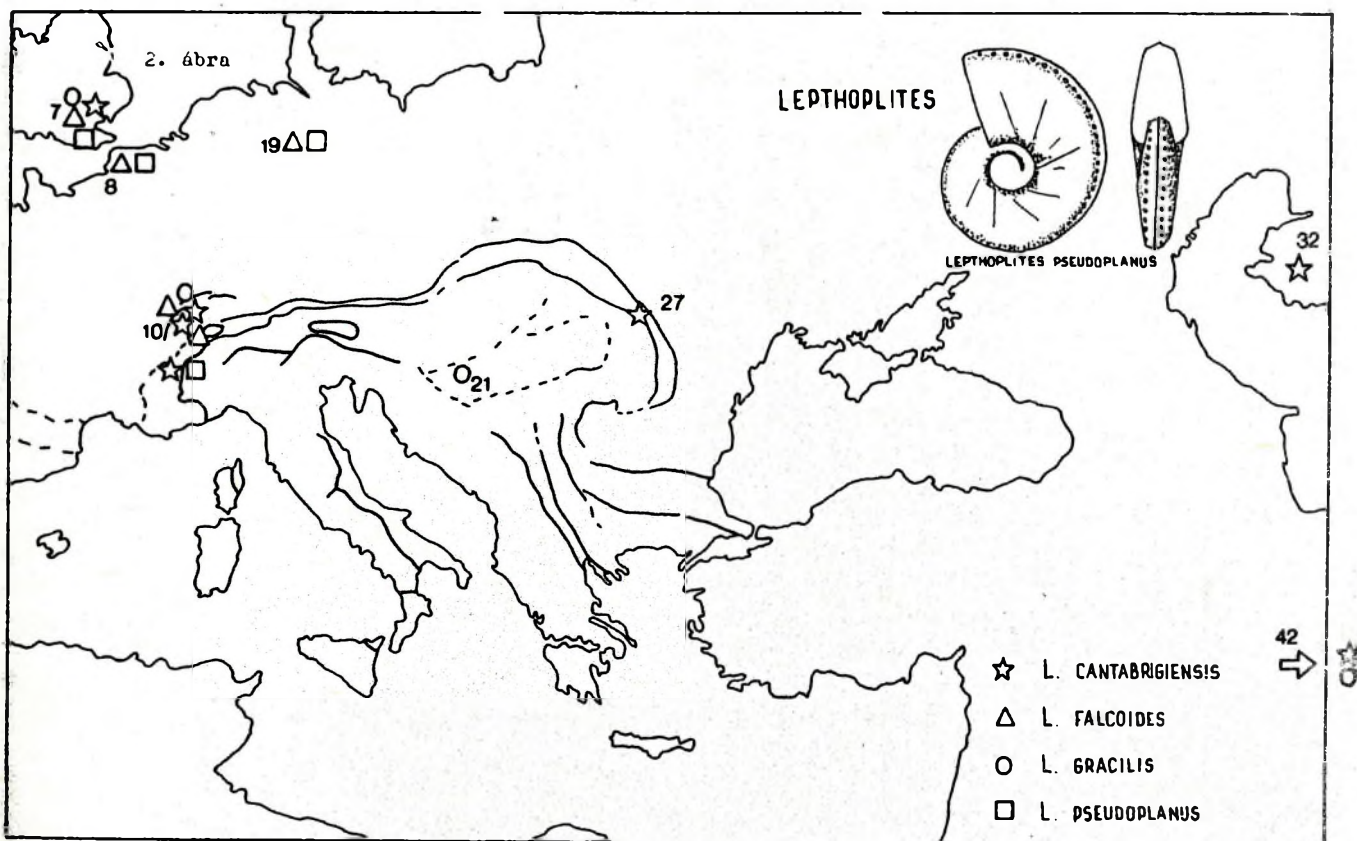
P. RENAUXIANUS

Kijelölt faj:

Pleurohoplites renauxianus /D'ORMIGNY/

A fől tucat szörványadatból /4. ábra/ nem lehet a taxon elterjedését teljes biztonsággal kijelölni. Az adatok alapján mégis úgy tűnik, hogy előfordulásuk követi a többi hoplitinid ammonitesz elterjedését, azaz az Európai /Hopliti-

Jellegetesen komprimált, involut, oxycone formák tartoznak ide. Feltűnő módon egyszerű a lóvonal, ami ceratitid. Többirányú fejlődésükre a díszítés fejlődése és nagyfokú változékonysága jellemző, de ez csoportonként nagy eltéréseket mutat. Jellegetesen tethysi formák tartoznak ide, az egyes fajok a Tethys déli peremének kiváló indikátorai. Legnagyobb földrajzi elterjedésüket a későalbaiban érik el. Fejlődésük több irányát mutatja, hogy legnagyobb elterjedésük idején számos endemikus centrum alakult ki Peru /RENZ 1970, 1982/, Texas és Egyiptom - Irán területén.



2. ábra A kijelölt *Lepthoplites* fajok földrajzi elterjedése
Fig. 2. Geographic distribution of selected *Lepthoplites* species

Eredetük nem kellőképpen tisztázott, talán a *Deshayesitidae* lehetett az őse. A korai albaiban jelennek meg. Később az egyszerű lóhavonál bonyolódik és a korai turonban eltűnnek, illetve továbbfejlődnek *Placenticeratidae*-vé.

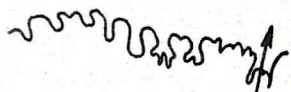
KNEMICERAS BÖHM, 1898

Tipusfaj: *Ammonites Syriacus* BUCH, 1848

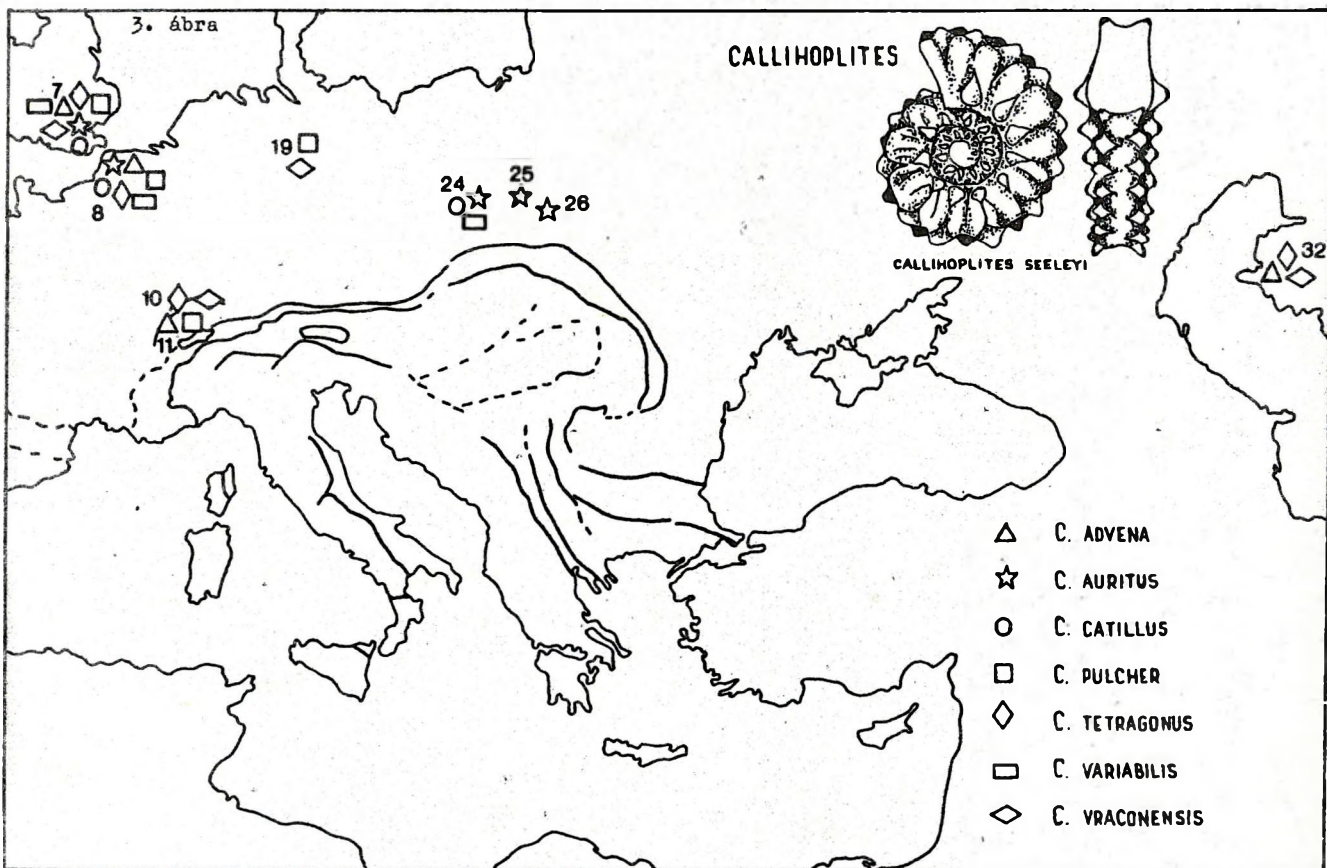
Kijelölt fajok:

Knemiceras aegyptiacum MAHMOUD
Knemiceras attenuatum /HYATT/
Knemiceras compressum HYATT
Knemiceras gracile H.DOUVILLE
Knemiceras syriacum /BUCH/
Knemiceras uhligi /CHOFFAT/

A család legalakgazdagabb genusza, amit a leírt 38 faj is bizonyít. Magyarországról eddig még nem ismert. A legtöbb faj endémikus. BREISTROFFER /1952/ szerint a genus Dél-Amerikából származik. Fejlődésük során több endémikus centrum alakult ki Peru /RENZ 1970, 1982/, Texas, Irán, Észak-Afrika területén. Itt nagy alakgazdagsággal és gyakorisággal a faunákban jelentős szerepet játszanak. Igen jellemző a tethysi elterjedésük, főleg a Tethys déli peremén /5. ábra/: Marokkó, Algéria, Tunézia, Egyiptom, Izrael, Libanon, Szíria



K. SYRIACUM



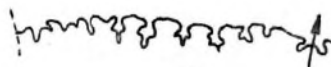
3. ábra A kijelölt *Callihoplites* fajok földrajzi elterjedése
 Fig. 3. Geographic distribution of selected *Callihoplites* species

és Irán. Az egész coaládra jellemző az endémikus centrumok kialakulása. Ez azonban nem járt szélsőséges földrajzi elkülönüléssel, mint azt néhányan feltételezik: BERTHOU és LAUVERJAT /1978/ szerint a Kn. uhligi endémikus az Ibériai-félszigeten. Ez tarthatatlan, mivel a fajt említik Izrael, Szíria, Sínai /LEWY és RAAB 1978/ és Algéria /ARNAULD-SAGET 1956/ hasonló korú lelőhelyeiről.

AMEDRO és DESTOMBES /1984/ stabil Európából említik a Kn. attenuatumot. Ez újabb bizonyíték a Rhóne-korridor /KENNEDY és COBBAN 1976/ megléte és nyitottsága mellett, amelyen keresztül a tethysi Knemiceras eljuthatott az európai területekre.

ENGONOCERAS NEUMAYR et UHLIG, 1881

Típusfaj: Ammonites Pierdenalis BUCH, 1848

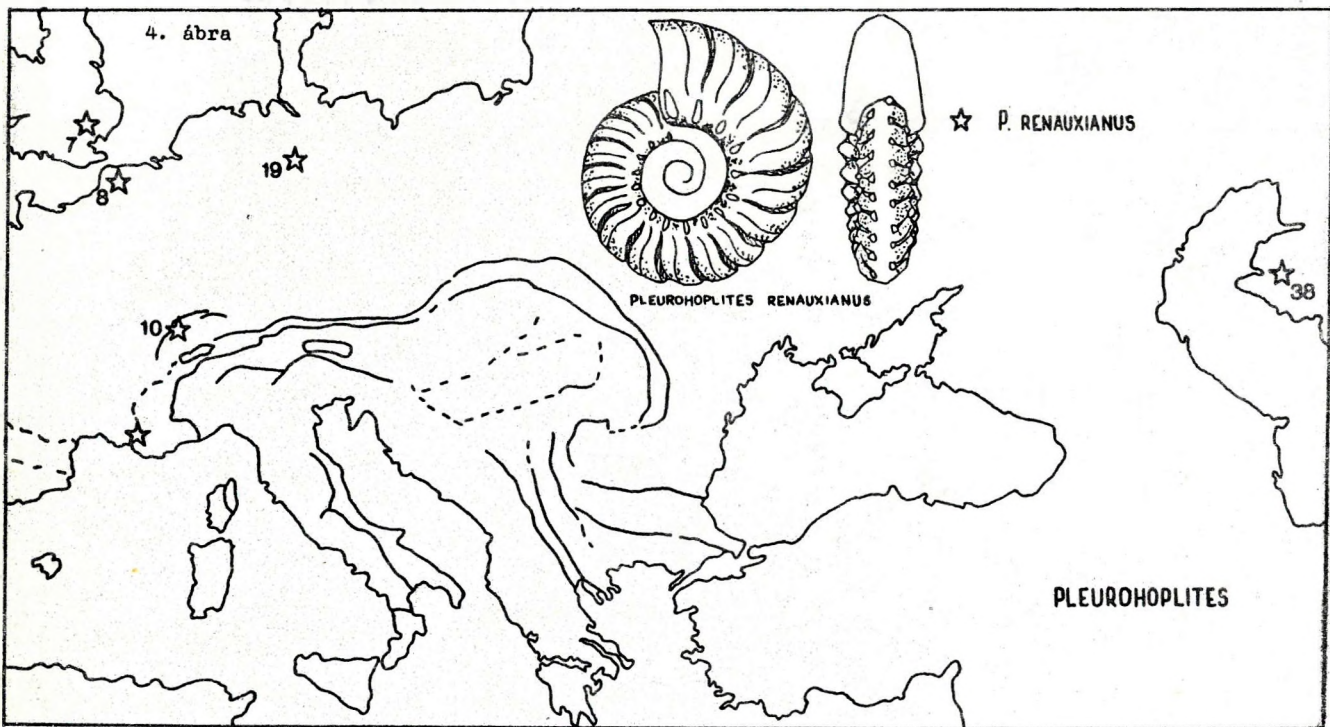


E. PIERDENALIS

Kijelölt fajok:

- Engonoceras complicatum HYATT
- Engonoceras duboisi LATIL
- Engonoceras jezzinense BASSE
- Engonoceras julieni BASSE

A Knemiceras-hoz hasonlóan elterjedésük tethysi és ahhoz hasonlóan a Tethys déli pereméről /6. ábra/ említik a legtöbb fajt.



4. ábra A kijelölt Pleurohoplites fajok földrajzi elterjedése
Fig. 4. Geographic distribution of selected Pleurohoplites species

A kijelölt fajok többsége is afrikai /Tethys déli perem/, egyetlen faj, az E. duboisi /BREISTROFFER 1940, LATIL 1989, BUJTOR 1990/ hatolt fel északabbra. Az észak-afrikai régióban gyakoriak, de evolúciós centrumuk Észak-Amerika volt /COBBAN 1987/. A fajok innen áramlottak ki és terjedtek el. Legnagyobb taxonszámukat is itt érték el /HYATT 1903/ és ezen a területen tartottak ki a legtovább.

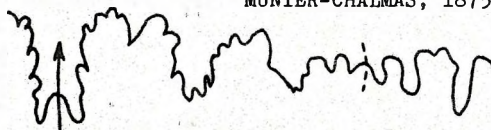
sem gyakoriak, de tethysi elterjedésük jellegzetes. Fejlődésükre a díszítés és a lóvonal végletes egyszerűsödése jellemző. Legfejlettebb formáik /Adkinsia/ a korai cenománban /YOUNG 1979/ a devon/! Ősökre emlékeztetnek. Leszármazási kapcsolataik nem kellőképpen tisztázottak. A késő albaiban jelennek meg és a cenománban nyomtalanul tűnnek el.

ACANTHOCERATAEAE GROSSOUVRE, 1894 superfam.
FLICKIIDAE ADKINS, 1928 familia

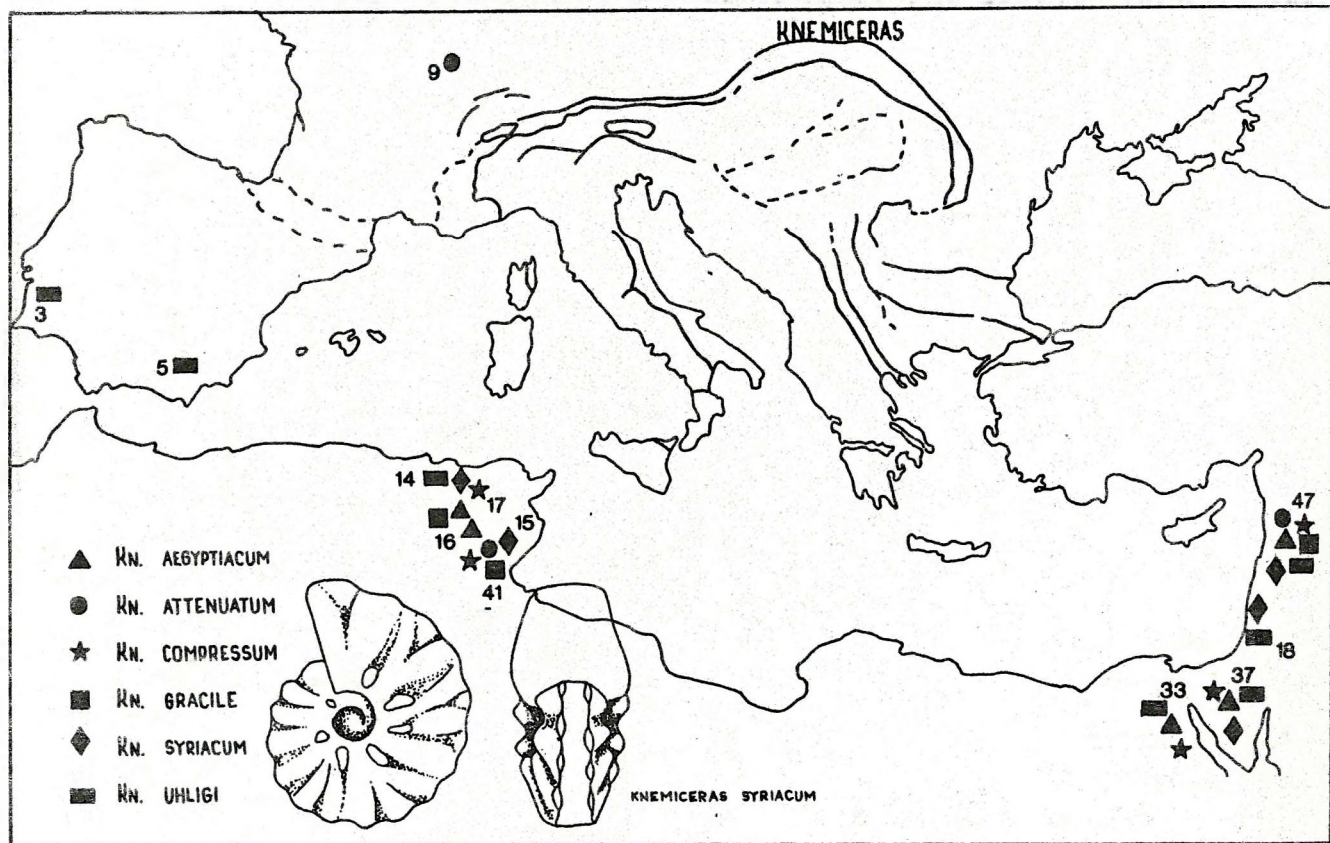
Rövid életű, exotikus, viszonylag ritka taxon. Kisméretű formák tartoznak ide, melyek ritkán nagyobbak 3 cm-nél. Sehol

SALAZICERAS BREISTROFFER, 1936

Típusfaj: Ammonites salazacensis HÉBERT et MUNIER-CHALMAS, 1875



S. SALAZACENSIS



5. ábra A kijelölt Knemiceras fajok földrajzi elterjedése
Fig. 5. Geographic distribution of selected Knemiceras species

Kijelölt fajok:

Salaziceras salazacensis /HÉBERT et
MUNIER-CHALMAS/
Salaziceras breistrofferi SCHOLZ

A leírt 4 faj mindegyike csupán kísérő eleme a faunáknak, sehol sem gyakoriak. Ezt mutatják a szórványadatok is /7. ábra/. Megjegyzendő, hogy az említett lelőhelyek között a bakonyi /SCHOLZ 1979a/ faj- és egyedszámában leggazdagabb a világon!

A stabil európai lelőhelyeken /7, 8-as lelőhelyek/ előforduló taxonok itt is jelzik a Rhône-korridor folyamatos nyitottságát. A lelőhelyek alapján mégis egyértelműen tethysinek mondható a genus. FÖRSTER és SCHOLZ /1979/ Nigériából említik a taxont /*S. nigerianum*/. Ez az eddig ismert legdélibb előfordulásuk.

FICHEURIA PREVINQUIÈRE, 1907

Típusfaj: Ficheuria kiliani PERVINQUIÈRE, 1907

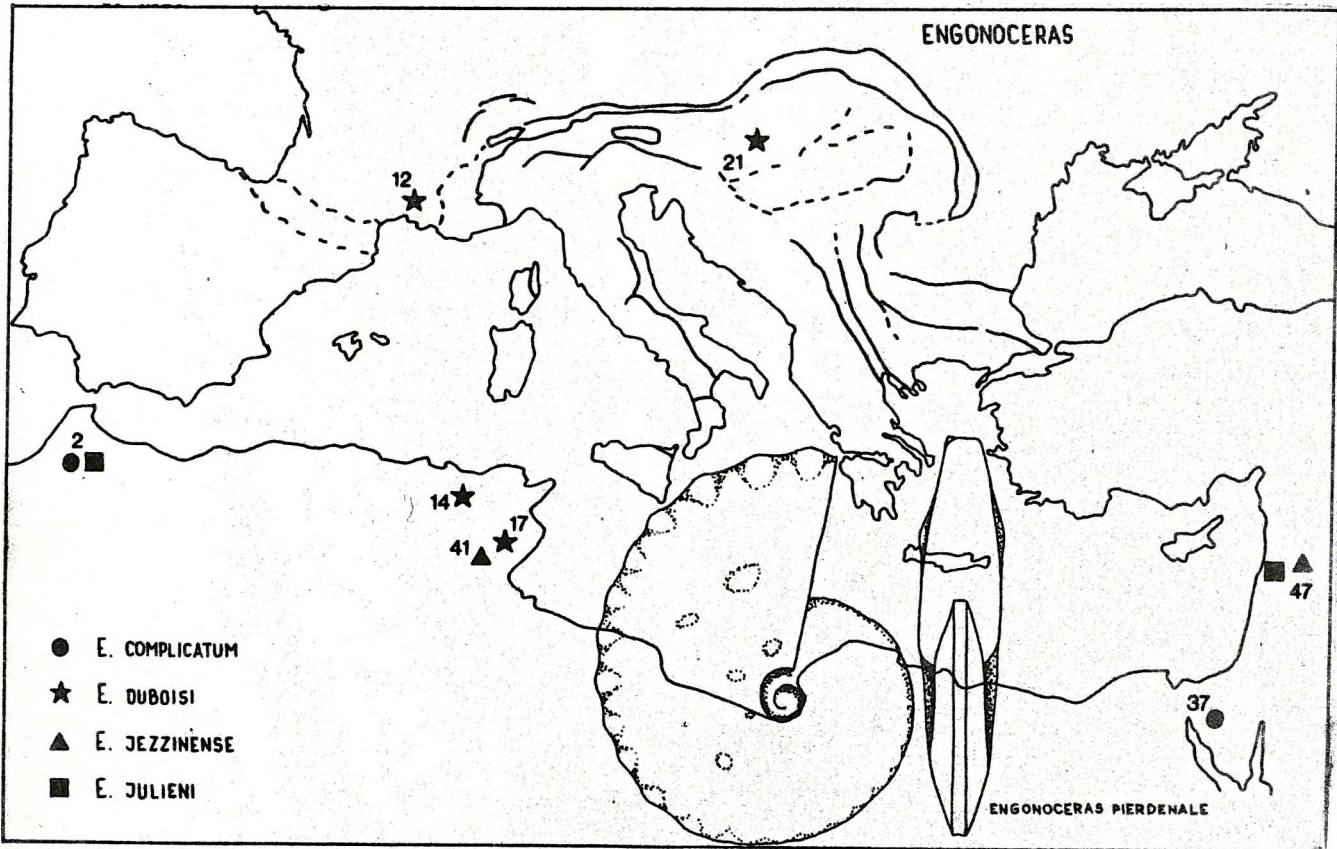


F. KILIANI

Kijelölt fajok:

Ficheuria kiliani PERVINQUIÈRE
Ficheuria pernoni DUBOURDIEU

Szintén ritka forma. Mindössze négy faj tartozik ide. Az alp - kárpáti régióban a Bakony-hegység az egyetlen hely, ahonnan ismert! Afrikából több fajtát írták le /8. ábra/. Az egész Tethys provinciában



6. ábra A kijelölt *Engonoceras* fajok földrajzi elterjedése
Fig. 6. Geographic distribution of selected *Engonoceras* species

elterjedt, de mindenhol ritka. Az egyes fajok rendkívül széles areával jellemezhetők. A *Ficheuria pernoni* Texastól /YOUNG 1979/ Észak-Afrikáig fordul elő, de *Ficheuria* található Japánban is /F. pusilla: MATSUMOTO és INOMA 1975/.

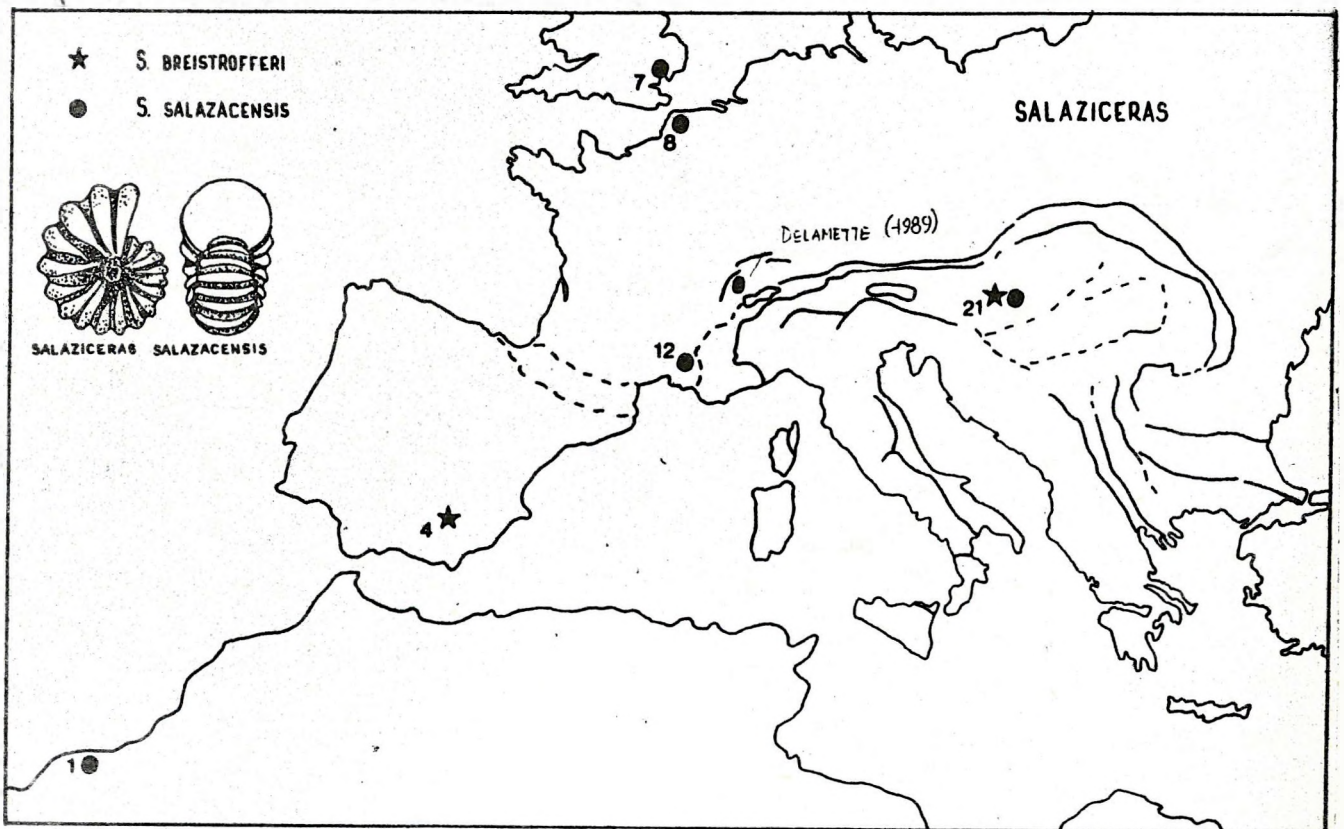
BIOGEOGRÁFIAI VIZSGÁLAT

1. Mecsek - Villányi terület

Mecsek-hg. A Mecsek-hegység területén albai - cenomán korú ammonoidea faunát tartalmazó rétegsor nem ismert.

Villányi-hg. A Villányi-hegység területén albai korú ammonoidea faunát tartalmazó üledékeket először STRAUZ /1941/ említ, aki még alsókréta /neokom/ korúnak tartja azt. Részletesebb vizsgálattal, új gyűjtések eredményeként előkerült *Kossmatella* alapján FÜLÖP /1966/ állapítja meg korát albaiak. A felszíni feltárásokból több meghatározható taxon nem került elő.

1982-ben mélyült a Bóly-I szerkezetkutató fúrás, amelynek gazdag felsőalbai - alsócenomán ammonoidea faunája /BUJTOR 1989/ adja az alapot a biogeográfiai vizsgálathoz.



7. ábra A kijelölt *Salaziceras* fajok földrajzi elterjedése
Fig. 7. Geographic distribution of selected *Salaziceras* species

2. Dunántúli-középhegység

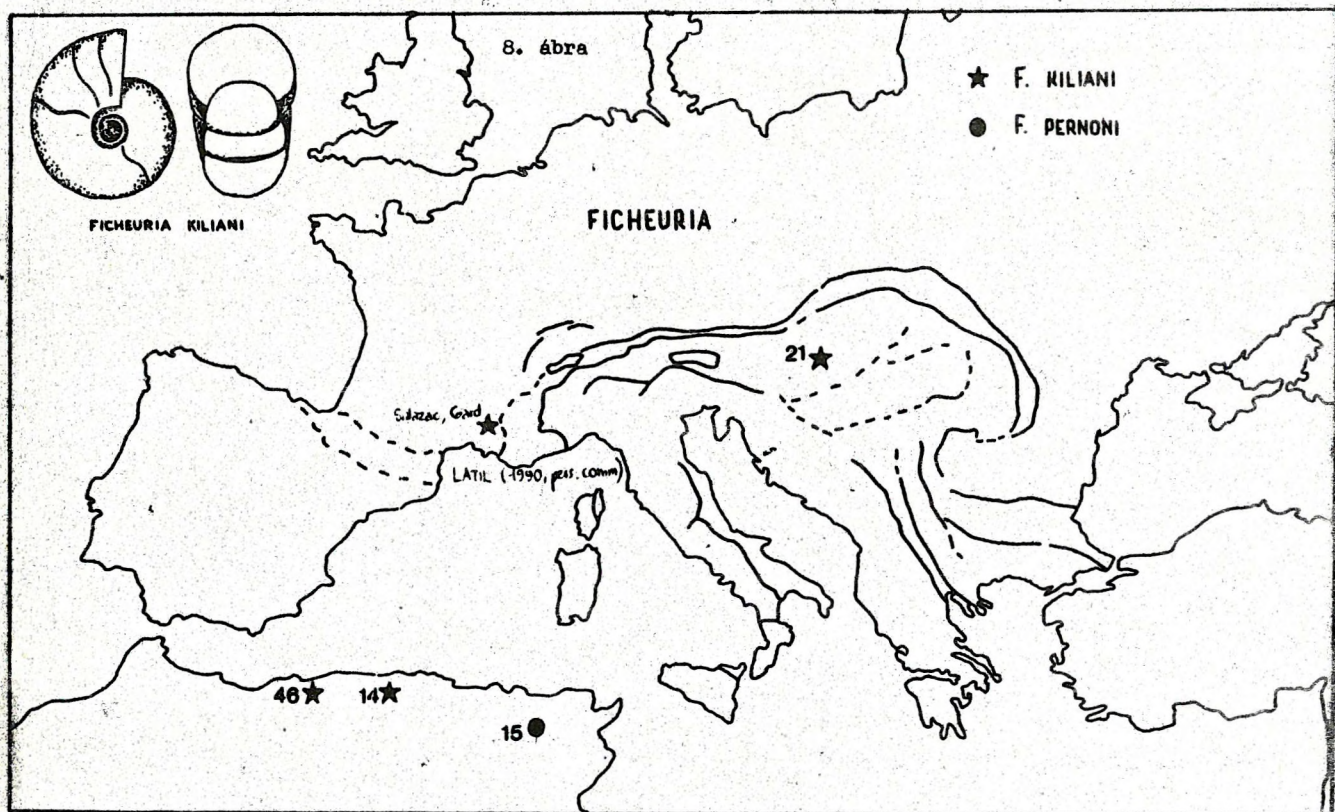
Bakony-hg. A Bakony Zirc és Pénzesgyőr környéki részének /Pénzeskúti Márga/ gazdag felsőalbai ammonitesz faunája már régóta ismert. Az első fauna-leírás HAUER /1862/ tollából jelent meg és 20 fajt ismertetett. Hauer már helyesen Gault / felsőalbai/ korúnak tartotta azt. Ezután jórészt csak rétegtani munkák születtek a Pénzeskúti Márgáról. Új gyűjtés eredményeként NAGY /1971/ publikált addig Magyarországról ismeretlen taxonokat, majd a faunát összevetette a típuslelőhellyel /NAGY 1973/. Az első öslénytani monográfia SCHOLZ /1979a/ műve, aki új gyűjtés eredményeként a Bakonyból addig ismeretlen taxonok leírásával gazdagította a faunaképet. A Bakony hegységi felsőalbai faunakép azonban

korántsem tekinthető teljesnek. A hegység területén folytatott fúrásos kutatás további gazdag faunát tárt fel /HORVÁTH 1985, 1990/. Jelenleg folyó gyűjtés eredményeként előkerült taxonok /BUJTOR 1990/ tovább színesítik a faunaképet.

A gazdag faunák ellenére eddig még nem született korszerű összehasonlító biogeográfiai elemzés a két terület ammonoidea faunáiról.

3. Kvalitatív biogeográfiai vizsgálat

A biosztratigráfiai keret című részben tárgyalt okok miatt első lépésben a biogeográfiailag fontos taxonok elterjedését célszerű vizsgálni. A vizsgálatba bevont lelőhelyek jegyzékét az 1. táblázat



3. ábra A kijelölt Fischeuria fajok földrajzi elterjedése
Fig. 8. Geographic distribution of selected Fischeuria species

tartalmazza. Az ezek alapján szerkesztett elterjedési térkép /9. ábra/ a nagyszerkezeti egységek jelenlegi helyzetében mutatja a kijelölt taxonok elterjedését. A biogeográfiai értékeléshez elengedhetetlen ősföldrajzi helyzetet, a nagyszerkezeti egységek - feltételezhető - pozícióit és a kijelölt taxonok egykori elterjedését mutatja be a 10. ábra.

A térkép adatai alapján megállapítható, hogy a biogeográfiai vizsgálatba bevont 8 genus közül 5 a vizsgált magyarországi lelőhelyeken előfordul, így azok paleobiogeográfiai értékelése megkísérelhető. Az elemzés szinte kivétel nélkül albai és nagy többséggel felsőalbai faunákra vonatkozik. Ezért megtevesztő lehet, hogy az ősföldrajzi alaptérkép /10. ábra/ apti paleogeográfiai helyzetet ábrázol. A látszólagos ellentmondás azzal oláható fel, hogy a térképsorozat szerkesztői /DERCOURT et al. 1984/ nem adtak ősföldrajzi térképet az albai - cenomán idejére. Ezért lett az apti /mint időben legközelebb álló/ ősföldrajzi térkép felhasználva.

Bakony-hg. A Bakony gazdag felsőalbai ammonitesz faunája egyértelműen mediterrán jellegű /SCHOLZ 1979a/. Ezt a fauna összetétele és az uralkodó taxonok /Kossmatella, Tetragonites, Stoliczkaia, Salaziceras/ meggyőzően bizonyítják. Az egyértelműen Tethys déli peremi taxonnak tartott Ficheuria /NAGY 1971/ és Engonoceras /BUJTOR 1990/ együttes jelenléte alapján feltételezhető, hogy a Bakony /Dunántúli-középhegység/ ősföldrajzi kapcsolatban lehetett a Tethys déli peremével.

A Bakony-hg. faunáinak összevetése regionális léptékben nem ad értékelhető eredményt. A Déli-Alpok, Dinaridák, Appenninek területéről kevés az adat, ezek nagy része is régi feldolgozás /PARONA és BONARELLI 1897/. Az Északi Mészköalpok területén a Kossmatella gyakori /IMMEL 1987/, de a Tethys déli szegélyéről említett faunaelemek teljesen hiányoznak. Emellett hiányoznak a biogeográfiai fontos hoplitinid ammoniteszek

is. A Nyugati-Kárpátok albai ammonitesz faunája szegényes, illetve feldolgozatlan /VAŠÍČEK 1978/.

Villányi-hg. A fauna meggyőzően mutatja a tethysi és a boreális taxonok keveredését /C.W. WRIGHT személyes közlés/. A nagy taxonszámmal képviselt Kossmatella és Scaphites bizonyítják a tethysi eredetet. Az egyetlen boreális elemként megjelenő Lepthoplites az európai provincia befolyását jelzi. Ezzel a Villányi-hg. ősföldrajzi helyzetét a Tethys északi pereme közelében jelöli ki.

Az ammoniteszfauna alapján levonható következtetést a monospecifikus kagylófauna is alátámasztja. Az egyetlen fajjal de nagy egyedszámmal jellemezhető bivalvia faunát az Inoceramus sp. és az Aucellina gryphaeoides képviseli./BUJTOR 1989/. Az Aucellina genuszt a felsőalbai idején már kimutatható klimatikus zonációban a boreális kagylófaunának jellemző elemként tartják számon /CRAME 1986/. Rendkívül nagy gyakoriságuk a villányi faunában újabb bizonyíték a terület boreális kapcsolatai mellett.

Bakony - Villányi-hg. Az eddigiek alapján az ammoniteszfaunák jól bizonyítják a két hegység különböző ősföldrajzi kapcsolatait. A Bakony egyértelműen déli /Tethys déli perem/, míg a Villányi-hg. egyértelműen északi /Tethys északi perem/ affinitást mutat. Tehát a felsőalbai idején a két terület fordított ősföldrajzi helyzetét az ammoniteszfaunák jól bizonyítják.

Regionális összefüggésben vizsgálva a Villányi zóna folytatása az Erdélyi-középhegységben nyomozható a felszínen. A két terület faunisztikai összevetése mégsem tehető meg, mivel az Erdélyi-középhegység területéről csak rétegtani szórványadatok állnak rendelkezésre /BLEAHU et al. 1971, ISTOCESCU et al. 1968, ISTOCESCU és IONESCU 1970/; faunisztikai adatok nem. A Keleti- és Déli-Kárpátok területéről főleg szórványadatok /LUPU 1978, BUCUR 1971, KUSKO et al. 1970, SZÁSZ 1982/, vagy részmonográfiák /CHIRIAC 1960/ vannak, amelyek a paleobiogeográfiai elemzéshez nem kellőképpen dokumentáltak.

Mégis regionális összefüggésben vizsgálva a Villányi-hg. és a Keleti-Kárpátok az egyetlen olyan hely, ahol a Kossmatella + Lepthoplites genuszok együttesen fordulnak elő, bizonyítva a Villányi-hg. ösföldrajzi kapcsolatait. Ezt a faunisztikai rokonságot a Villányi-hg. és a Keleti-Kárpátok belső flis zónájának /LUPU 1978/ litológiai és faciológiai azonossága /BUJTOR 1990/ is alátámasztja.

Magyarország nagyszerkezeti egységeinek albai ammoniteszfaunák alapján történt kvalitatív biogeográfiai elemzése után óhatatlanul néhány olyan további megállapítás tehető, melyek pontosítják, illetve új megvilágításba helyezik az albai ammoniteszkek biogeográfiajáról eddig meglévő ismereteket:

1. KENNEDY és COBBAN /1976/ a "pseudoceratitid" /=engonoceratid/ ammoniteszkek elterjedésével jelölte ki a Tethys és az Európai provincia határát. Az újabb eredmények /ARIAS és WIEDMANN 1977, AMEDRO és DESTOMBES 1984/ alapján ez a definíció legalábbis módosításra szorul. Megállapítható azonban, hogy a taxon valóban tethysi, de időnként eljutottak az Európai provincia területeire /SPATH 1929, KENNEDY et al. 1981, AMEDRO és DESTOMBES 1984/. A család különböző genuszokat képviselő fajai a középsőalbai és a cenomán közötti időben többször is eljutottak stabil európai területekre, ami a Rhône-korridor /KENNEDY és COBBAN 1976/ folyamatos nyitottságát bizonyítja.
2. A hoplitinid ammoniteszkek elterjedése egyértelműen az Európai /=Hoplitinid/ faunaprovinciához köthető. Ezen kívüli területeken előfordulásaik szórványosak /LUPU 1978, BUJTOR 1989/ és egyértelműen bizonyítják az illető terület kapcsolatát és rokonságát az Európai provinciával, illetve a Tethys északi peremével.
3. A Kossmatella genusz fajainak elterjedése az ösföldrajzi térképen meglepően jól követi a paleoszélességi köröket. Valószínű, hogy elterjedésükben nemcsak biogeográfiai, de klimatikus okok is közrejátszottak. A bivalvia faunák már jól kimutatható klimatikus zonációt mutat-

nak a felsőalbaiban /CRAME 1986/, ami felveti, hogy a Kossmatella elterjedését is elsősorban klimatikus okok befolyásolták és/vagy határozták meg!

4. Az engonoceratid ammoniteszkek elterjedését befolyásoló legfontosabb faktor valószínűleg a biogeográfiai. De SCOTT /1970/ és WESTERMANN /1989/ szerint elterjedésüket speciális ökológiai igényük, az igen sekély /30-50 m-es/ vízmélységhez kapcsolódó életmódjuk magyarázza. Valószínű, hogy a két tényező együttesen hatott, így magyarázható szórványelődfordulásuk Dél-Angliában /SPATH 1929/, a Párizsi-medencében /AMEDRO és DESTOMBES 1984/ és Armorikában /KENNEDY et al. 1981/.

ÖSSZEFOGLALÁS

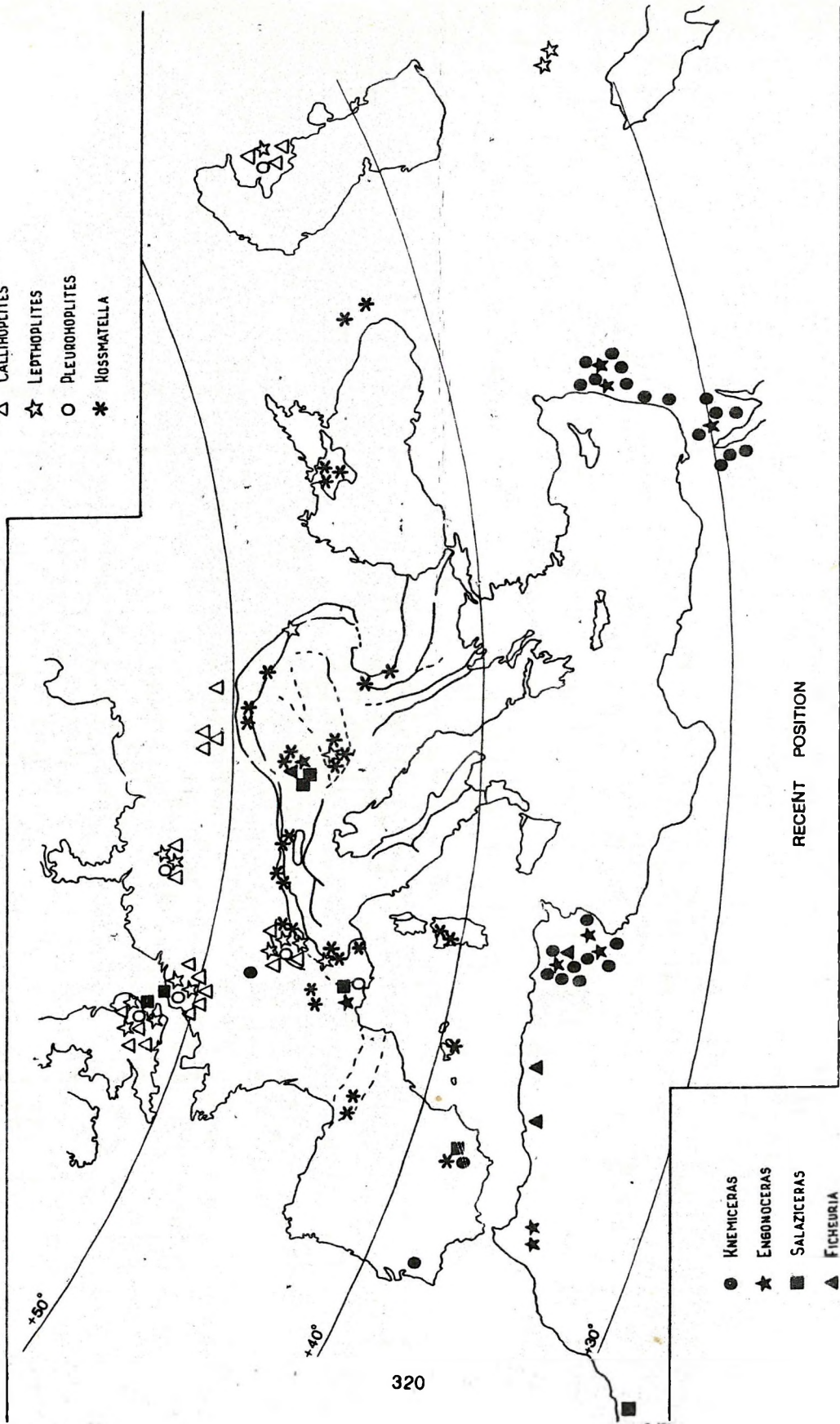
Összefoglalva az albai ammoniteszfaunák biogeográfiai elemzése a Tethys régióban az alábbi eredményeket szolgáltatotta:

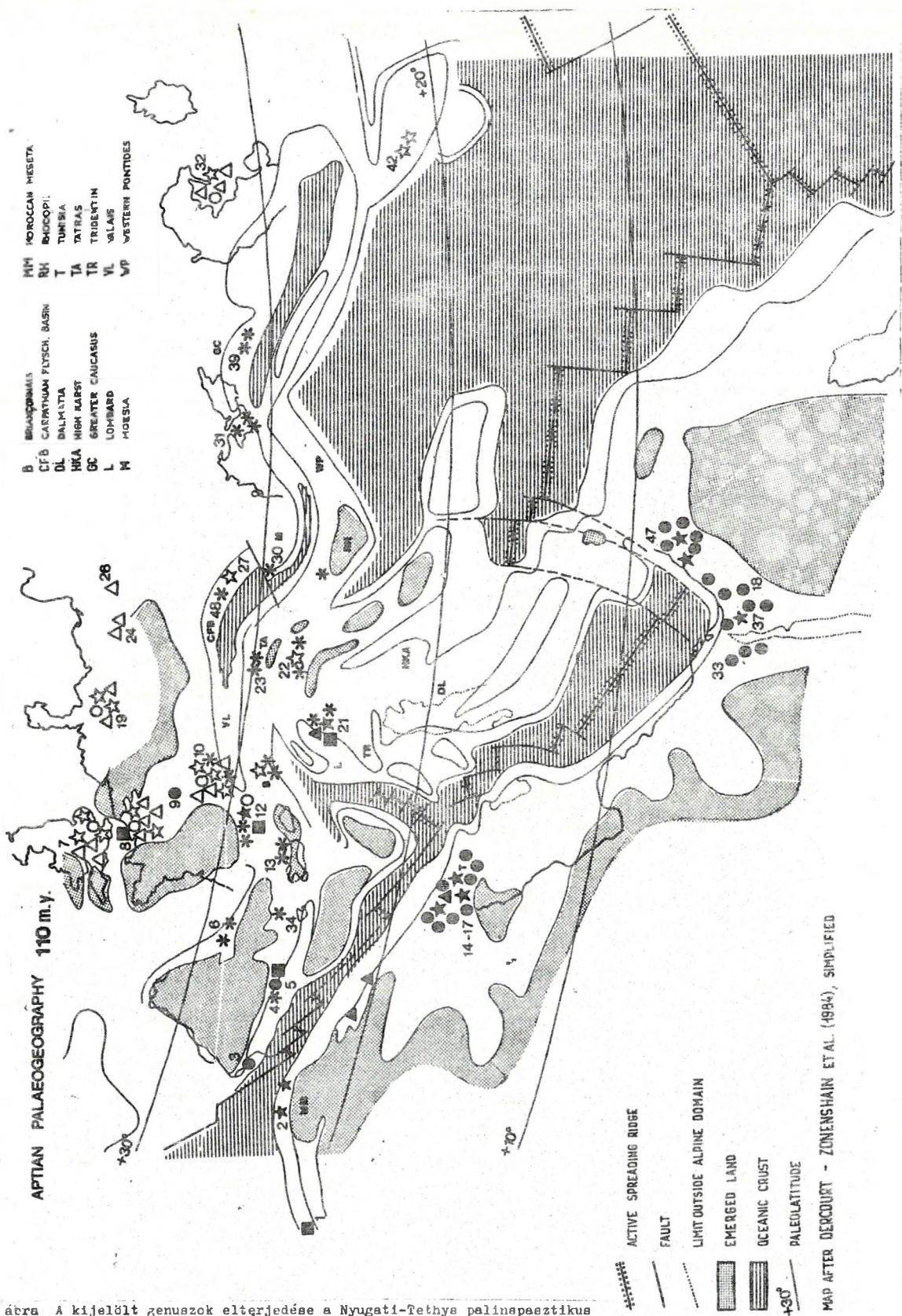
1. A Bakony-hg. mediterrán tethysi eredetét az ammoniteszfaunák meggyőzően bizonyítják, emellett utalnak a Bakony kapcsolataira a Tethys déli peremével.
2. A Villányi-hg. ammoniteszfaunája a tethysi és boreális faunaelemek keveredését mutatja. A terület tethysi eredetét és boreális kapcsolatát a kagyló- és ammoniteszfauna meggyőzően és együttesen bizonyítja, emellett regionális összefüggésben a Keleti-Kárpátokkal meglévő litológiai, faciológiai és faunisztikai kapcsolatokra utal.
3. A Bakony és a Villányi-hg. összehasonlító biogeográfiai elemzése azt mutatja, hogy az albai idején a két terület fordított paleogeográfiai helyzetét és eltérő rokonságát az ammoniteszfaunák meggyőzően dokumentálják és igazolják.
4. Az albai ammoniteszfaunák biogeográfiai elemzése azt mutatja, hogy az ammoniteszkek elterjedését többféle tényező együttesen határozza meg. Az albai ammoniteszkek elterjedését nem lehet kizá-

I. táblázat Az ősföldrajzi vizsgálatba bevont lelőhelyek jegyzéke
Table 1. List of localities used for paleogeographic analysis

NO.	LOCALITY - LELŐHELY	AGE - KOR	SOURCE - FORRÁS
1.	CÔTIER BASIN, TARFAYA, ATLAS, MOROCCO	UPPER ALBIAN	COLLIGNON, 1966
2.	EL-MIZAB, OUED DATA, MEKNES, ATLAS, MOROCCO	UPPER ALBIAN	COLLIGNON - FAURE-MURAT 1968
3.	ESTREMADURE, ALENTEJO, PORTUGAL	CENOMANIAN	BERTHOU 1973
4.	HUESCAR, GRANADA, SPAIN	UPPER ALBIAN	BRAGA ET AL. 1982
5.	ALPERA, ALBACETE, SPAIN	MID-UPPER ALBIAN	ARIAS - WIEDMANN 1977
6.	ALSASIA, ECHEVERRI, NAVARRA, SPAIN	MIDDLE ALBIAN	WIEDMANN 1962A
7.	SOUTH ENGLAND, UNITED KINGDOM	MID-UPPER ALBIAN	SPATH 1929, KENNEDY-HANCOCK 1978
8.	BOULOGNE SUR MER, BAS BOULONNAIS, PARIS BASIN, FRANCE	MID-UPPER ALBIAN	ROBAZYNSKI ET AL. 1980
9.	COURCELLES, AUBE, FRANCE	MIDDLE ALBIAN	AMEDRO - DESTOMBES 1984
10.	SAINTE-CROIX, WAADT, SWITZERLAND	UPPER ALBIAN	RENZ 1968, RENZ - JUNG 1978
11.	GAUDINIÈRE, HAUTE-SAVOIE, FRANCE	UPPER ALBIAN	CHAROLLAIS ET AL. 1978
12.	SALAZAC, GARD, FRANCE	UPPER ALBIAN	WRIGHT - KENNEDY 1979, LATIL 1989 3. sz. tábl. 1940
13.	DROSEI, SARDINIA, ITALY	UPPER ALBIAN	WIEDMANN - DIEMI 1968
14.	QUENZA, ATLAS, ALGERIA	LOWER ALBIAN	DUBOURDIEU 1956, MATSUMOTO - INOMA 1975, WRIGHT - KENNEDY 1979
15.	SIDI ALI DJ GUESSA, TUNISIA	UPPER ALBIAN	PERVINGUÏÈRE 1907, WRIGHT - KENNEDY 1979
16.	AURÈS, ALGERIA	ALBIAN	LEFRANC 1978
17.	DJ TEBAGA KÉBILI, TUNISIA	ALBIAN	BUSSON 1970
18.	NEGEV, ISRAEL	MID-UPPER ALBIAN	LEWY - RAAB 1978
19.	SALZBITTER, HARZ MTS., GERMANY	UPPER ALBIAN	SCHOLZ 1979B
20.	KAMPENWAND, ACHENTAL, GERMANY	UPPER ALBIAN	SCHOLZ 1978
21.	BAKONY MTS., HUNGARY	UPPER ALBIAN	NAGY 1971, SCHOLZ 1979A, BUJTOR 1990
22.	VILLÁNY MTS., HUNGARY	UPPER ALBIAN	FÜLÖP 1966, BUJTOR 1989
23.	WIELKA RÓWIEN, TATRA MTS., POLAND	MID-UPPER ALBIAN	PASSENDORFER 1930, MARCINOWSKI - WIEDMANN 1985
24.	CHELMOWA MTS., PRZEDBÓRZ, POLAND	UPPER ALBIAN	CHELBOWSKI ET AL. 1977, MARCINOWSKI - WIEDMANN 1985
25.	ŚWIĘTY KRZYŻ MTS., POLAND	UPPER ALBIAN	CIEŚLIŃSKI 1959, MARCINOWSKI - RADWAŃSKI 1989
26.	ANNOPOL-ON-VISTULA, POLAND	UPPER ALBIAN	MARCINOWSKI - WIEDMANN 1985
27.	EASTERN CARPATHIANS, ROMANIA	UPPER ALBIAN	LUPU 1978
28.	LEADTA, EASTERN CARPATHIANS, ROMANIA	ALBIAN	MURBEANU - PATRULIUS 1957
29.	SVINIȚA, BANAT, ROMANIA	UPPER ALBIAN	BOLDOR - AVRAM 1972
30.	MIHAILOVGRAD, BELGRADISIK, BULGARIA	MIDDLE ALBIAN	DIMITROVA 1967
31.	CRIMEA, SOVIET UNION	UPPER ALBIAN	LESHTCHUK 1987
32.	MANGYGLAK, SOVIET UNION	MID-UPPER ALBIAN	SAVELIEV 1969, 1976, 1981
33.	TALAT EL-FALLAHIN, MOGHARA, SUEZ, EGYPT	LOWER ALBIAN	DOUVILLE 1916, CASEY 1961
34.	SON VIDA, CALA MAYOR, PALMA DE MALLORCA, SPAIN	LOWER ALBIAN	WIEDMANN 1962B
35.	DRE'S DE RENCUREL, ISÈRE, FRANCE	ALBIAN	JACOB 1907, BREISTROFFER 1931, WIEDMANN 1962B
36.	ESCRAGNOLLES, VAR, FRANCE	ALBIAN	JACOB 1907, BREISTROFFER 1931, 1933, WIEDMANN 1962B
37.	SINAI, EGYPT	UPPER ALBIAN	WIEDMANN 1962B, LEWY - RAAB 1978
38.	LOCHGRABEN, SALZACH NCA, AUSTRIA	UPPER ALBIAN	IMMEL 1987
39.	NORTH CAUCASUS, SOVIET UNION	ALBIAN	KOTETCHIVI 1983
40.	BURGBERG, ALLGÄU, GERMANY	ALBIAN	WEIDICH ET AL. 1983
41.	DJ TEBAGA, TUNISIA	ALBIAN	ARNOLD-SAGET 1956
42.	KOLAH-QAZI MTS., ESFAHAN, IRAN	UPPER ALBIAN	IMMEL - SEYED-EMAMI 1985
43.	MT. SAXONNET, BOURGETS, SWITZERLAND	UPPER ALBIAN	DELAMETTE 1988A
44.	ENTREVE'S-EN-BAUGES, SAVOIE, FRANCE	ALBIAN	BREISTROFFER 1931, 1933
45.	VORARLBERG, AUSTRIA	ALBIAN	GEBHARD 1985
46.	BERROUAGHIA, ALGERIA	UPPER ALBIAN	PERVINGUÏÈRE 1940
47.	SYRIA - LEBANON	ALBIAN	ARNOLD-SAGET 1956, LEWY - RAAB 1978
48.	UKRAINE-CARPATHIANS, SOVIET UNION	ALBIAN	LESHTCHUK 1987

9. ábra A kijelölt genuszok elterjedése a negyyszerkezeti egységek jelenlegi helyzetében
 Fig. 9. Distribution of selected genera in recent position of tectonic units





APTIAN PALAEOGEOGRAPHY 110 m.y.

10. ábra A kijelölt genuszok elterjedése a Nyugati-Tethys palinspasztikus térképén
 Fig. 10. Distribution of selected genera on palinspastic map of the Western Tethys

MAP AFTER DECOURT - ZONENSHAIN ET AL. (1984), SIMPLIFIED

rólág biogeográfiai okokkal magyarázni. Az ammoniteszel elterjedését a biogeográfiai, klimatikus és ökológiai tényezők együtt, egymásra hatva és kölcsönösen befolyásolják.

IRODALOM

- ALABUSHEV, A.I. /1989/: Географическая дифференциация тихоокеанских аммоноидей в альбеском веке. III. СОЛОВЬЕВ, В.А. (ed), Ярусные и зональные шкалы Борейального Мезозоя СССР. Академия Наук СССР, Сибирское отделение, Институт геологии и геофизики, Труды, выпуск 722: 458-462.
- AMEDRO, F. - DESTOMBES, P. /1984/: Présence du genre *Knemiceras* /Ammonoidea, Engonoceratidae/ dans l'Albien moyen de l'Aube /France/ - Bulletin d'Information des Géologues du bassin de Paris 21/4/:21-25.
- ARIAS, C. - WIEDMANN, J. /1977/: Ammoniten und Alter der Utrillas-Schichten /Mittelkreide/ in der östlichen Provinz Albacete, SE Spanien - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte H1: 1-14.
- ARKELL, W.J. /1957/: Introduction to Mesozoic Ammonoidea. In: R.C. MOORE /ed./, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I Mollusca 4 Cephalopoda, Ammonoidea - Geological Society of America and University of Kansas, Lawrence, p.i-xxiii+L1-L490.
- ARNOULD-SAGET, S. /1956/: Contribution à l'étude des Engonoceratidae /les couches à *Knemiceras* du Sud Tunisien/ - Annales des Mines et de la Géologie 20:48.
- BASSE, É. /1940/: Les céphalopodes crétacées des Massifs Cotiers Syriens - Notes et Mémoires Haut-Commissariat de la République française en Syrie et au Liban 3:411-472.
- BERTHOU, P-Y. /1973/: Le Cénomaniens de l'Estrémadure portugaise - Mémoires de Services Géologiques Portugal, nouvelle série 23:1-164.
- BERTHOU, P-Y. - LAUVERJAT, J. /1978/: Les bassin occidental portugais de l'Albien au Campanien. In: R.A. REYMENT - G. THOMEL /eds./, Evénements de la partie moyenne du Crétacé - Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice 4/1976/: I.1-I.14.
- BLEAHU, M. - ISTOCESCU, D. - DIACONU, M. /1971/: Formatiunile preneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală - Dari de Seama ale Sedintelor 57/5: 5-21.
- BOLDOR, C. - AVRAM, E. /1972/: Asupra prezentei Albianului în zona Svinita /Banat/ - Dari de Seama ale Sedintelor 58/1971/, 4.Stratigrafie:73-81.
- BRAGA, J.C. - COMPANY, M. - GARCIA-HERNANDEZ, M. - LINARES, A. - RIVAS, P. - SANDOVAL, J. /1982/: El Albense Superior en el sector de Huescar /Provincia de Granada, Cordilleras Béticas/ - Cuadernos Geología Iberica 8:703-720.
- BREISTROFFER, M. /1931/: Étude de l'Étage Albien dans le Massif de la Chartreuse /Isère et Savoie/ - Annales de l'Université de Grenoble 8/2-3/: 187-236.
- BREISTROFFER, M. /1933/: Sur le gisement fossilifère Albien d'Entrèves-en-Bauges /Savoie/ - Association française P. Avanc. des Sciences, Chambéry, p.233-234.
- BREISTROFFER, M. /1940/: Sur la découverte de *Knemiceras* aff. *saadense* Thom. et Per. sp. dans le Vraconien de Salazac /Gard/ - C.R.S. de la Soc. géologique de France 8:87-88.
- BREISTROFFER, M. /1946/: Sur l'âge exact des grès verts de Cambridge /Angleterre/ - C.R.S. de la Société géol. de France, Séance du 2 Décembre 1946, p.309-311.
- BREISTROFFER, M. /1952/: Sur la découverte de *Knemiceratinae* /Ammonites albiennes/ en Équateur, en Colombie et au Venezuela - Comptes Rendus Académie des Sciences, Séance du 30 Juin 1952, p.2633-2635.
- BUCUR, I. /1971/: Noi date faunistice și structurale în flisul cretacic și paleogen de la nord de depresiunea Bretcu-Tg. Secuiesc - Dari de Seama ale Sedintelor 67/1969-1970/, 4. Stratigrafie:27-34.
- BUJTOR L. /1989/: A Villányi-hg. albai és cenomán képződményei mollusca faunájának őslénytani vizsgálata - Szakdolgozat, ELTE Őslénytani Tanszék Budapest, Kézirat p.i-vii+1-190.
- BUJTOR L. /1990/: First record of Engonoceratidae HYATT, 1900 /Ammonoidea, Cretaceous/ from Hungary - Revue de Paléobiologie 9/1/:9-14.
- BUSSON, G. /1970/: Le Mésozoïque saharien, 2e partie. Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens - Publications C.R.Z.A. Géologie No.11. C.N.R.S. Paris 2:812.
- CASEY, R. /1961/: The Cretaceous /Albian/ ammonite genus *Platinknemiceras* BATALLER - Annals and Magazine of Natural History, series 13th, 4/42/:353-357.
- CHAROLLAIS, J. - VILLOTREYS, O.de - DAVAUD, E. /1978/: Note préliminaire sur le "Gault helvétique" des Chaînes subalpines septentrionales /Haute-Savoie, France/ - Géologie Méditerranéenne 5/1/:55-64.
- CHIRIAC, M. /1960/: Reprezentanti ai familiei Turritulidae MEEK, 1876 în Cretacicul Dobrogei de Sud - Studii și Cercetări de Geologie 5/3/:449-474.

- CHLEBOWSKI, R. - HAKENBERG, M. - MARCINOWSKI, R. /1977/: Albian ammonite fauna from the Chelmowa Mt. near Przedbórz /Central Poland/ - Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, série des Sciences de la Terre 25/2/:91-97.
- CIEŚLIŃSKI, S. /1959/: The Albian and Cenomanian in the northern periphery of the Swiety Krzyz Mountains - Prace Instytut Geologiczny 28: 1-95.
- COBBAN, W.A. /1987/: The Upper Cretaceous /Cenomanian/ ammonites *Metengonoceras Dumbli* /Cragin/ and *M. acutum* Hyatt - U.S. Geological Survey Bulletin 1690:C1-C7.
- COLLIGNON, M. /1966/: Les Céphalopodes crétacés du bassin côtier de Tarfaya. In: M. COLLIGNON - L. HOTTINGER - C. DAVADIE-CROSNIER - H.J. OERTLI: Le bassin côtier de Tarfaya /Maroc méridional/ - Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc No.175. Tome 2, Paléontologie p.7-149.
- COLLIGNON, M. - FAURE-MURET, A. /1968/: Ammonites crétacés des Rides pré-rifaines /région du Dahar-en-Nsour/. Introduction par A. FAURE-MURET - Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc 28/211/:19-27.
- CRAME, J.A. /1986/: Late Mesozoic bipolar bivalve faunas - Geological Magazine 123/6/:611-618.
- DELAMETTE, M. /1988a/: L'évolution du domaine helvétique /entre Bauges et Morcles/ de l'Aptien supérieur au Turonien: séries condensées, phosphorites et circulations océaniques - Publications du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève 5:316.
- DELAMETTE, M. /1988b/: Relation between the condensed Albian deposits of the Helvetic domain and the oceanic current-influenced continental margin of the northern Tethys - Bulletin de la Société géologique de France, 8^e série, 4/5/:739-745.
- DERCOURT, J. - ZONENSHAIN, L.P. - RICOU, L.-E. - KAZMIN, V.G. - LE PICHON, X. - KNIPPER, A.L. - GRAND-JACQUET, C. - SBORTSHIKOV, I.M. - GEYSANNT, J. - SIBUET, J.-C. - SAVOSTIN, L.A. - SOROKHTIN, O. - WESTPHAL, M. - BAZHENOV, M.L. - LAUER, J.P. - BIJU-DUVAL, B. /1984/: Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias - Tectonophysics 123:241-315.
- DIMITROVA, N. /1967/: Les fossiles de Bulgarie. IV. Crétacé inférieur Cephalopoda /Nautiloidea et Ammonoidea/ - Académie Bulgare des Sciences Sofia, 424.p.
- DOUVILLÉ, H. /1916/: Les terrains secondaires dans le Massif du Moghara. Paléontologie - Mémoires Académie des Sciences de l'Institut de France 54:142-155.
- DUBOURDIEU, G. /1956/: Étude géologique de la région de l'Ouenza /confins Algéro-Tunisiens/ - Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie /nouvelle série/ Bulletin 10:659.
- FÖRSTER, R. - SCHOLZ, G. /1979/: *Salaziceras nigerianum* n.sp. from southeast Nigeria: Faunal evidence for an open seaway between the northern and southern Atlantic in Late Albian times - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte H2: 109-119.
- FÜLÖP J. /1966/: A Villányi-hegység kréta-időszaki képződményei - Geologica Hungarica series Geologica 15:131.
- GEBHARD, G. /1985/: Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum /Allgau und Vorarlberg/ Biostratigraphie und Fauneninhalt - Österreichische Akademie der Wissenschaften Schriftenr. Erdwissenschaftlichen Kommission 7:271-285.
- HAUER, F.R. von /1862/: Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, Band 44. I. Abt. Jahrgang 1861, Heft VI bis X, p.631-659.
- HORVÁTH A. /1985/: Ammoniten-Stratigraphie der Pénzeskút Mergel-Formation - Österreichische Akademie der Wissenschaften Schriftenr. Erdwissenschaftlichen Kommission 7:149-171.
- HORVÁTH A. /1989/: Zur Lebensweise der Ammoniten der Pénzeskút-Formation /Alb-Cenoman/, Ungarn. In: J. WIEDMANN /ed./, Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, p.469-482. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- HYATT, A. /1903/: Pseudoceratites of the Cretaceous - U.S. Geological Survey Monograph 44:351.
- IMMEL, H. /1987/: Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen - Zitteliana 15:3-163.
- IMMEL, H. - SEYED-EMAMI, K. /1985/: Die Kreideammoniten des Glaukonitkalkes /O. Alb - O. Cenoman/ des Kolah-Quazi-Gebirges südöstlich von Esfahan /Zentraliran/ - Zitteliana 12:87-137.
- ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. /1970/: Geologia partii de nord a depresiunii Pannonice /sectorul Oradea - Satu-Mare/ - Dari de Seama ale Sedintelor 55/5 /1967-1968/:73-87.
- ISTOCESCU, D. - DIACONU, M. - ISTOCESCU, F. /1968/: Contributii la studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice de pe marginea sudica a Muntilor Rez /Muntii Apuseni/ - Dari de Seama ale Sedintelor 53/3 /1965-1966/:153-159.
- JACOB, C. /1907/: Etude sur quelques ammonites du Crétacé moyen - Mémoires de la Société géologique de France. Paléontologie 15/38/: 64.p.

- JELETZKY, J.A. /1964/: Illustrations of Canadian fossils. Lower Cretaceous marine index-fossils of the sedimentary basins of Western and Arctic Canada - Geological Survey of Canada Paper 64-11:101.
- JELETZKY, J.A. /1971/: Marine Cretaceous biotic provinces of Western and Arctic Canada - Proceedings of the North American Palaeontological Convention, September 1969, Part L:1638-1659.
- KENNEDY, W.J. - COBBAN, W.A. /1976/: Aspects of ammonite biology, biogeography, and biostratigraphy - Special Papers in Palaeontology 17:94.
- KENNEDY, W.J. - KLINGER, H.C. /1979/: Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite family Gaudryceratidae - Bulletin of the British Museum /Natural History/ Geology series 31/2/: 121-174.
- KENNEDY, W.J. - HANCOCK, J.M. /1978/: The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. In: R.A. REYMENT - G. THOMEL /eds./, Evénements de la partie moyenne du Crétacé - Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Nice 4:V.1-V.72.
- KENNEDY, W.J. -- JUIGNET, P. - HANCOCK, J.M. /1981/: Upper Cenomanian ammonites from Anjou and the Vendée, Western France - Palaeontology 24/1/:25-84.
- KOTETISHVILI, E.V. /1977/: Альская фауна Грузии (аммониты и двустворчатые). Академия Наук Грузинской ССР, Геологический Институт, Труды, новая серия, выпуск 53:98.
- KUSKO, M. - SAVU, M.Gh. - POPESCU, B.R. - MORARIU, D. /1970/: Prezenta Vraconianului superior peste gresiile si conglomeratele de Postavaru - Dari de Seama ale Sedintelor 56 /1968-1969/, 4. Stratigrafie:51-57.
- LATIL, J-L. /1989/: Les genres Engonoceras Neumayr et Uhlig, 1881 et Hypengonoceras Spath, 1922 dans l'Albien supérieur /z. á dispar/ de Salzac, Gard, France - Revue de Paléobiologie 8/1/:51-63.
- LEFRANC, J.P. /1978/: Etat des connaissances actuelles sur les zonations biostratigraphiques du milieu du Crétacé /Albien-Turonien/ au Sahara. In: R.A. REYMENT - G. THOMEL /eds./, Evénements de la partie moyenne du Crétacé - Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice 4:XIX.1-XIX.19.
- LESHTCHUH, R.I. /1987/: Раннокрейдова фауна рівнинного Криму і Північного Причорномор'я. Академія Наук Української РСР. Наукова думка 220.p.
- LEWY, Z. - RAAB, M. /1978/: Mid-Cretaceous stratigraphy in the Middle-East. In: R.A. REYMENT - G. THOMEL /eds./, Evénements de la partie moyenne du Crétacé - Annales du Muséum d'Hist. nat. de Nice 4:XXXII.1-XXXII.20.
- LUPU, M. /1978/: Preliminary report on Albian-Turonian deposits in Romania. In: R.A. REYMENT - G. THOMEL /eds./, Evénements de la partie moyenne du Crétacé - Annales du Muséum d'Hist. naturelle de Nice 4:XIV.1-XIV.18.
- MARCINOWSKI, R. - RADWANSKI, A. /1983/: The Mid-Cretaceous transgressions onto the Central Polish Uplands /marginal part of the Central European Basin/ - Zitteliana 10:65-95.
- MATSUMOTO, T. /1973/: Late Cretaceous Ammonoidea. In: A. HALLAM /ed./: Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier, Amsterdam, p.421-429.
- MATSUMOTO, T. - INOMA, A. /1975/: Mid-Cretaceous ammonites from the Shumarinai-Soeushinai Area, Hokkaido Part 1. /Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien 29/ - Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, series D, Geology 23/2/:263-293.
- MARCINOWSKI, R. - WIEDMANN, J. /1985/: The Albian ammonite fauna of Poland and its palaeogeographical significance Acta Geologica Polonica 35/3-4/:199-219.
- MONGIN, D. - PEYBERNES, B. - SOUQUET, P. - THOMEL, G. /1983/: Le gisement vraconnien /Albien supérieur/ de La Selva de Bonansa /Pyrénées espagnoles/: intérêt stratigraphique, paléocécologique et paléobiogéographique Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 41/3-4/:45-63.
- MURGEANU, G. - PATRULIUS, D. /1957/: Le Crétacé supérieur en bordure de la Leaota et l'âge des conglomérats de Bucegi - Revue de Géologie et de Géographie 1:109-124.
- NAGY I.Z. /1971/: Lower Cretaceous cephalopods from the Mts. Bakony, Hungary - Annales Historico-naturales Musei Nationalis Hungarici 63:13-35.
- NAGY I.Z. /1973/: The Vraconnian Substage and the history of its study in Hungary - Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica 4:81-107.
- OWEN, H.G. /1984/: The Albian Stage: European Province chronology and ammonite zonation - Cretaceous Research 5:329-344.
- OWEN, H.G. /1988/: Correlation of ammonite faunal provinces in the Lower Albian /Mid-Cretaceous/. In: J. WIEDMANN - J. KULLMANN /eds./, Cephalopods - Present and Past. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p.477-489.
- PARONA, C.F. - BONARELLI, G. /1897/: Fossili albiani d'Escagnolles del Nizzardo e della Liguria occidentale - Palaeontographia Italica 2/1896/:53-112.
- PASSENDORFER, E. /1930/: Studium stratigraficzne i paleontologiczne nad kreda serji Wierchowej w Tatrach Prace Polskiego Onstytutu Geologicznego 2/4/:351-677.
- PERVINQUIÈRE, L. /1910/: Sur quelques ammonites du crétacé algérien - Mémoires de la Société géologique de France, Mémoire 42:86.

- RENZ, O. /1968/: Die Ammonoidea im Stratotyp des Vraconien bei Sainte-Croix /Kanton Waadt/ - Mémoires suisses de Paléontologie 87:98.
- RENZ, O. /1970/: Über die Gattungen Parengonoceras Spath, Knemiceras Eöhm und Neophlycticeras Spath /Ammonoidea/ aus den Anden Venezuelas - Eclogae Geologicae Helvetiae 63/3/:1021-1057.
- RENZ, O. /1982/: The Cretaceous ammonites of Venezuela - Maraven, Petroleos de Venezuela, S.A. 132.p.
- RENZ, O. - JUNG, P. /1978/: Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains - Eclogae Geologicae Helvetiae 71/1/:1-16.
- ROBASZYNSKI, F. - AMEDRO, F. - FOUCHER, J.C. - GASPARD, D. - MAGNIEZ-JANNIN, F. - MANIVIT, H. - SORNAY, J. /1980/: Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santorien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: Foraminifères, rannoplankton, Dinoflagellés et macrofaunes. Zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal nord-européen - Revue de Micropaléontologie 22/4/: 195-321.
- SAVELIEV, A.A. /1969/: Материалы к био-стратиграфии враконских отложений Мангышлака. Палеонтологический сборник 4:80-83.
- SAVELIEV, A.A. /1976/: Новая зональная схема стратиграфии среднего Альба Мангышлака. Труды ВНИГРИ, выпуск 388: 119-129.
- SAVELIEV, A.A. /1981/: On the zonal ammonite division of the Albian Stage in Mangyshlak. Organic evolution and biostratigraphy in the Middle of the Cretaceous period - Academy of Sciences of the USSR, Far Eastern Centre, Vladivostok, p.41-46.
- SCHOLZ G. /1978/: Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb I. Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland /Chiemgauer Alpen/ - Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie heft 18:39-44.
- SCHOLZ G. /1979a/: Die Ammoniten des Vracon /Oberalb, dispar-Zone/ des Bakony-Gebirges /Westungarn/ und eine Revision des wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz - Palaeontographica Abt.A. 165:136.
- SCHOLZ G. /1979b/: Vracon-Ammoniten /Oberalb, dispar-Zone/ aus dem Flammenmergel von Salzgitter. In: J. WIEDMANN /ed./, Aspekte der Kreide Europas - IUGS Series A, 6:589-606.
- SCOTT, R.W. /1970/: Palaeoecology and paleontology of the Lower Cretaceous Kiowa Formation, Kansas - University of Kansas Palaeontological Contributions, Article 52/Cretaceous/ 1:94.
- SPATH, L.F. /1929/: A Monograph of the Ammonoidea of the Gault - Palaeont. Society, London, Monograph 2/8/:313-378.
- STRAUSZ L. /1941/: Palaontologische Daten aus dem Mesozoicum des Villányer Gebirges - Annales Musei Nationalis Hungarici pars Mineralogica, Geol. et Palaontologica 34:97-104.
- SZÁSZ L. /1982/: Les subdivisions et la corrélation du Cénomannien de Roumanie à partir de la Faune d'ammonites - Dari de Seama ale Sedintelor 67 /1979-1980/, 4.Stratigrafie:97-113.
- YOUNG, K. /1979/: Lower Cenomanian and Late Albian /Cretaceous/ Ammonites, especially Lyelliceridae, of Texas and Mexico - Texas Memorial Museum Bulletin 26:v+99.
- VASIČEK, Z. /1978/: On the Mid-Cretaceous macrofauna in the Silesian unit western external Carpathians, Czechoslovakia. In: R.A. REYMENT - G. THOMEL /eds./, Evénements de la partie moyenne du Crétacé - Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Nice 4:XII.1-XII.4.
- WEIDICH, K.F. - SCHWERD, K. - IMMEL, H. /1983/: Das Helvetikum-Profil im Steinbruch "An der Schanz" bei Burgberg/Allgau, Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna - Zitteliana 10:555-573.
- WESTERMANN, G.E.G. /1989/: New developments in Ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. In: PALLINI /ed./, Fossili, Evoluzione, Ambiente - Atti del secondo Convegno internazionale, Pergola 25-30 ottobre 1987, p.1-21.
- WIEDMANN, J. /1962a/: Ammoniten aus der vascogotischen Kreide /Nordspanien/ 1. Phylloceratina, Lytoceratina - Palaeontographica Abt.A. 118:119-237.
- WIEDMANN, J. /1962b/: Unterkreide-Ammoniten von Mallorca 1. Lieferung: Lytoceratina, Aptychi - Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse, Jahrgang 1962, 1:1-148.
- WIEDMANN, J. - DIENI, I. /1968/: Die Kreide Sardinien und ihre Cephalopoden - Palaeontographica Italica 64/n.ser.34/:171.
- WRIGHT, C.W. /1981/: Cretaceous Ammonoidea. In: M.R. HOUSE - J.R. SENIOR /eds./, The Ammonoidea - The Systematics' Association Special Volume 18:157-174.
- WRIGHT, C.W. - KENNEDY, W.J. /1979/: Origin and evolution of the Cretaceous micromorph ammonite family Flickiidae Palaeontology 22/2/:685-704.

TITON-NEOKOM PYGOPIDAE (BRACHIOPODA) ŐSFÖLDRAJZ AZ ALPI-KÁRPÁTI RÉGIÓBAN

Tithonian-Neocomian palaeogeography of Pygopidae (Brachiopoda)
in the Alpine-Carpathian region

KÁZMÉR MIKLÓS

A felsőjura-alsókréta Pygopidae (Brachiopoda) család négy fájának ősföldrajzi eloszlását vizsgáltam az alpi-kárpáti-balkáni régióban. A *Pygope catulloi* és *P. diphya* kisméretű, búbközeli perforációval rendelkező fajok a Tethys déli peremén, míg a nagy, központi perforációjú fajok (*Pygope janitor*, *Pygites diphyoides*) a Tethys északi szegélyén fordulnak elő. Az elkülönülést okozhatta a széles Pennini-óceán, mint barrier, illetve a kis, búbközeli perforációjú fajok jobb alkalmazkodása a déli perem táplálékban szegényebb aljzatához.

Palaeogeographic distribution patterns of four species of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Pygopidae (Brachiopoda) family were examined in the Alpine-Carpathian-Balkan region. *Pygope catulloi* and *P. diphya*, bearing small perforations near their umbones lived in the southern margin of Tethys, while *Pygope janitor* and *Pygites diphyoides* with large, central perforations lived on the northern margin. Their separation was caused either by a wide Penninic ocean acting as a barrier or the adaptation of the forms with smaller perforations to the nutrient-poor environment of the southern margin.

A Pygopidae brachiopoda-családba különleges formák tartoznak. A felnőtt példányok -- kevés kivétellel -- perforált teknőjűek. Ez a könnyen felismerhető bélyeg különösen alkalmassá teszi őket ősföldrajzi vizsgálatokra, mert a nem-paleontológus térképező geológusok említései is megbízható adatként vehetők számba. Ez jelentősen megnöveli az ősföldrajzi vizsgálatokban figyelembe vehető lelőhelyek számát.

A Pygopidae Muir-Wood, 1965 családból két nemzetség négy fajt vizsgáltam (2. ábra):

Pygope diphya (VON BUCH, 1834)

Pygope catulloi (PICTET, 1867)

Pygope janitor (PICTET, 1867)

Pygites diphyoides (D'ORBIGNY, 1849).

E négy fajt DIENI és MIDDLEMISS (1981) megbízhatóan revidálta és az addig megjelent ábrázolások nagy részét föltüntette a szinonimlistákban. A kevés publikált, leírt-ábrázolt fauna miatt faunalistákban, ill. csak szövegközi említésként megjelent neveket is figyelembe vettem. Utóbbiak egy részét GEYSSANT (1966) -- valószínűleg a lelőhelyek, ill. a múzeumi anyag ismerete alapján -- revidálta.

Bár AGER (1971) és MIDDLEMISS (1973) is kifejezték szkepticizmusukat a jó ábrákkal nem

kísért faunalisták használhatósága iránt, a Pygopidae-k annyira feltűnőek és összetéveszthetetlenek -- legalábbis család szinten - - más brachiopodákkal (a perforáció egyedül itt fordul elő az egész törzsből!), hogy akár alaposabb őslénytani ismeretek nélkül dolgozó térképező geológusok említései is érdemi adatnak számítanak.

Áttekintésemet két, (JARRE, 1962 által kialakított) csoportra korlátoztam: a nagy, centrális helyzetű perforációt viselő *Pygope catulloi* + *Pygope diphya* csoportra, valamint a kisméretű, a búb felé eltolt perforációjú *Pygope janitor* + *Pygites diphyoides* csoportra. A tárgyalt négy taxon fajlétjét az 1. ábra mutatja.

ŐSFÖLDRAJZ

A Pygopidae családról az első ősföldrajzi jellegű munkát SUESS (1867) írta, melyben az Alpok és a Kárpátok lelőhelyeit ismertette. Száz évre rá GEYSSANT (1966) foglalta össze a teljesség igényével az addig megismert előfordulásokat és fajoként topográfiai térképen ábrázolta is azokat.

¹ ELTE Őslénytani Tanszék, 1088 Budapest, Kun Béla tér 2.

AGER (1967) ismerte fel, hogy a mezozoós brachiopodák között a Pygopidae-k a legtipikusabban tethysi formák.

Az alsókrétában vizsgálódva a tethysi brachiopoda-provinciát MIDDLEMISS (1973, 1984) a következő alakokkal definiálta: *Pygope*, *Pygites*, *Antinomia* (később ezt beolvasztotta a *Pygope* genusba, lásd DIENI & MIDDLEMISS, 1981), *Nucleata*, valamint a "*Terebratula*" *subsella* és "*Terebratula*" *moutoniana* csoportba tartozó leíratlan fajok. Elismerte, hogy az európai alsókréta provinciák többé-kevésbé a Tethys peremével párhuzamosan helyezkednek el; elterjedésüket a tengerek és szárazföldek megoszlása, valamint a paleoklíma (hőmérséklet, sótartalom) határozza meg. Ugyancsak felfigyelt a tethysi faunák és az alpi gyűrt övezet kapcsolatára, és felismerte, hogy elterjedésük északi határa (kevés kivételtől eltekintve) az alpi gyűrt öv északi határát követi a Bétikumtól a Kopet-dagig.

Már GEYSSANT (1966) térképsorozatán felismerhető volt a *janitor* és a *diphya* + *catulloi* diszjunkt áréája. Ennek értelmezése -- a korábbi, lemeztektonikai alapokon nyugvó brachiopoda-ösföldrajzi kutatások (VÖRÖS, 1977, 1980, 1982, 1987) során kialakított szemlélet alapján VÖRÖS (in SANDY, 1988) munkája: a *diphya* a Tethys déli, apuliai szegélyét foglalta el, míg a *janitor*, ugyanonnan kiindulva, az északi peremet népesítette be.

Ezt a SANDY (1988) által publikált ötletet kiterjesztettem a *diphya* + *catulloi*, ill. a *janitor* + *diphyoides* fajtárokra. SANDY (1988) a Massif Centraltól a Kaukázusig nyúló területről 24 lelőhelyet említett; a jelen munka a szubalpi régiótól a Balkán-hegységig terjedő vidékről 62 lelőhelyet vizsgált.

A LELŐHELYEK

Szubalpi régió (Délkelet-Franciaország) = S

A Nyugati-Alpok és a Cévennek közötti terület legnagyobb részét a Voconsi-árok (Fosse vocontienne) foglalja el. A medence belsejében és az azt szegélyező lejtőkön gazdag *diphyoides*-fauna található. A más taxonokat is tartalmazó fauna tethysi jellegét először MIDDLEMISS (1973) ismerte fel. A környező platók Jura-jellegű, sekélytengeri faunáját SANDY (1986) írta le.

S.1. Berrias (Ardeche) (D'ORBIGNY, 1847-1851, PICTET, 1867). Voconsi-árok. Neokom tömött mészkő: sok *diphyoides*.

S.2. Barreme (D'ORBIGNY, 1847-1851). Voconsi-árok. Neokom *diphyoides*.

S.3. Cheiron (D'ORBIGNY, 1847-1851). Voconsi-árok déli pereme. Neokom *Terebraula diphyoides*.

Helvétikum = H

A Voconsi-árok északi folytatása, hasonlóan mélytengeri képződményekkel tkp. Genf szélességéig követhető az alpi előtérben. Csak tágabb értelemben sorolhatjuk Helvétikumhoz, valójában annál külsőbb helyzetű fáciesegység. A titon fauna *P. janitor*-t tartalmaz.

H.1. Porte-de-France (Grenoble) (PICTET, 1867). Dauphiné-Alpok. Fekete mészkőpad és szürke rétegek: *Terebratula janitor*: 4 ábrázolt példány.

H.2. Lémenc (Chambéry mellett) (PICTET, 1868). *Terebratula janitor*.

H.3. Tallières (Annecy DK) (EBRAY, 1872, fide NEUMAYER, 1873). *Terebratula janitor* (Pictet határozása szerint).

A szorosabb értelemben vett Helvétikum különféle takaróegységeiben előforduló faunák a Genfi-tóól Vorarlbergig követhetők. A titon *P. janitor* tartalmaz.

H.4. Riondonnaire (Chatel-Saint-Denis mellett, Montreux É) (PICTET, 1867, FAVRE, 1880). Fribourgi-Alpok. Fehér, márgás, titonmészkő: *Terebratula janitor*.

H.5. Bakerboden (Justisthal, Thuni-tó ÉK) (PICTET, 1867). *Terebratula diphyoides*.

H.6. Dat (Fribourgi-Alpok) (FAVRE, 1880). Fehér, márgás, titon mészkő: *janitor*.

H.7. Prayouds (Fribourgi-Alpok) (FAVRE, 1880). Fehér, márgás, titon mészkő. *janitor*.

H.8. Brienz (GERBER, 1930). Világos, titon mészkő: *Pygope janitor*. Valangini márga: *Pygope janitor*.

H.9. Au (Bregenzer Wald). Santis-takaró (MYLIUS, 1911). Malm Auerkalk, strambergi szint, *Calpionella alpina*-val. Listában: *Terebratula diphya*. Világösszürke márgapala, valangini: *Terebraula diphyoides*.

Subbrianconnais = Sb

A Brianconi-hátság önálló fáciesegységet képező északi lejtőjéről egy előfordulás ismert:

Sb.1. Grandvillard (Fribourgi-Alpok). Klippendecke = nappe des Préalpes médianes (Médianes plastiques) (FAVRE, 1880): *catulloi* vagy *diphya*.

Északi-Mészkőalpok (Nordalpin) = N

A Trauth 1948-as munkájában felsorolt számos lelőhely közül mindössze hármat választottunk ki, de a többiben is *P. diphya* található.

N.1. Ruhpolding (ZITTEL, 1870). Vörös márvány: *Terebratula sima* (tkp. *diphya*).

N.2. Salzburg (Suess, 1867) "une trace de...marbres rouges a *T. diphya*".

N.3. Gresten (STELZNER, 1865). Neokom mészkő: *Terebraula diphyoides* a Fleckenkalkban, Suess meghatározása szerint.

D = Drauzug (Dráva-vonulat)

Az Északi-Karavankák jura rétegsorából mindössze egy roszmegeartartású példány került elő.

D.1. Wildensteiner Wasserfall (Északi-Karavankák) (SCHROEDER, 1988). Kimmeridgei-titon, vörös, apyichuszos mészkő: *catulloi* vagy *diphya* kinézetű, roszmegeartartású kőből.

Trentói-platform (Déli-Alpok) = T

DIENI és MIDDLEMISS (1981) nagyszabású revízióját a Venetói-Alpok példányain végezte el, de a Trentói-platform faunája ennél lényegesen nagyobb areát foglal el. A Trentói-platform kifejezés a titon-berriáziban nem is túl szerencsés fogalom, ui. maga a platform jura eljei kiterjedésének csak a nyugati szegélyére korlátozódik. Ettől keletre fokozatosan süllyed a sekélytengeri üledékeket hordozó Friuli-platform lábához (WEISSERT, 1981).

Sajnos, DIENI és MIDDLEMISS (1981) munkájából nem állapítható meg az egyes lelőhelyek faunájának összetétele, de az látszik, hogy a *catulloi* + *diphya* dominál (106 db); a *janitor* + *diphya* csak 1-1 'kalandor' példánnyal képviselteti magát. A többi dél-alpi lelőhelyen a példányszám nem ismert.

T.1. Monte Baldo (BENECKE, 1866). Diphyaalk, Schichten den *Ammonoides acanthicus*: *Terebraula diphya*: 60 példány.

T.2. Venetói-Alpok (DIENI-MIDDLEMISS 1981). A Trentói-plató és a Bellunói-medence nyugati pereme. Ammonitico rosso és biancone: *catulloi*: 74 db, *diphya*: 32 db, *janitor*: 1 db; valangini-hauterivi márga: *diphyoides*: 1 db.

T.3. Sette Comuni (MUNIER, 1891). Titon: *diphya*, berriázi: *janitor*.

T.4. Alpi Feltrine (Belluno környéke) (DAL PIAZ, 1907). Titon, vörös, gumós, tűzköves mészkő: *diphya*. Felsőtiton, fehér, márgás, tűzköves mészkő: *diphya* + *janitor*.

T.5. Quartidi Asnello (Rovero) (NICOLIS-PARONA, 1886). Felsőtiton, titonico bianco: 2 *janitor*, négy lelőhelyen *diphya* és variatásként a *catulloi*.

Dunántúli-középhegység (Bakony, Gerecse) = B

A dunántúli faunák a leggazdagabbak közé tartoznak, e cikkben azonban csak a kevés számú publikált adatot tekintjük át.

B.1. Tardosbánya, Szél-hegy (VIGH, 1961). Alsótiton, vörös, sárgafoltos, tömött mészkő: *P. diphya*. Hierlatzi fáciesű, törpe ammoniteszes, *diphya*s mészkő. Szélhegy: *janitor*.

B.2. Hárskút, Közös-kúti-árok (FÜLÖP, 1964). Barrémi, homokos márgában: *diphyoides*. Valangini bianconében: *diphyoides* és *dilatata* (utóbbit DIENI és MIDDLEMISS (1981) *caulloi*nak tartja).

B.3. Zirc, Istenes-malom (FÜLÖP, 1964). Berriázi, világosvörös, fehér, tintinninás, gyéren krinoideás mészkő: *dilatata*, melyet DIENI és MIDDLEMISS (1981) *catulloi*nak határozott át.

B.4. Szentgál, Városlőd, Herend (VADÁSZ, 1911). Vörös vagy sárga, helyenként breccsás mészkő, alsótiton:

Terebraula diphya. BÖCKH (1874): vörös mészkő: *diphya*, de előfordul olyan példány is, melyet ZITTEL (1870) mint *catulloi*t sorol fel.

B.5. Tata, Kálvária-domb. FÜLÖP (1975): berriázi *P. sima* (*diphya* ?). VIGH (1981): felsőtiton *P. discissa tenuis* (= *catulloi*), *P. vomer*.

B.6. Agostyán (VIGH, 1961). Sötétvörös, agyagos, krinoideás mészkő: *P. diphya*.

A kárpáti flisöv szirtjei és olisztolitjai = F

A három lelőhely nem elegendő az ősföldrajzi kép kidolgozásához; szükség lenne az egykorú, de *Pygopé* kat nem tartalmazó lelőhelyek számbavételére is.

F.1. Stramberg. Olistolit a Sziléziai-takaróban. NEKVASILOVÁ (1980): nesseldorfi mészkő (Koprivnica Formáció), legfelső titon-valangini: 248 db *diphyoides*. REMES (1899): 1 db *janitor*. További diskussziók: HOUSA (1975), SUESS, (1858, *diphya* néven), NEKVASILOVÁ (1969).

A strambergi szirt a szinte kizárólagos *diphyoides*-előfordulással helvétii, sőt voconsi jellegű faunát hordoz. A vele látszólag egy sorban lévő szirtok (pl. Ernstbrunn, Nikolsburg) nem tartalmaznak *Pygopé* t s faunájuk többi része is kevésbé alpi jellegű. Ezért valószínű, hogy Stramberg távolabb volt az előtértől, mint a többi szirt. TOLLMANN erre vonatkozó 1965-ös felismerését (*fide* HOUSA, 1975) ELIÁS és ELIÁSOVÁ (1984) ősföldrajzi rekonstrukciója is megerősíti. Ebben Stramberget a hipotetikus Baska-kordillerába helyezik, melyet flis-medence választ el az ernstbrunni zónát hordozó kontinensperemtől.

F.2. Bachowice (KSIASZKIEWICZ, 1956). Paleozoós-kréta blokkokból álló olisztosztróma alsótercier vulkanoszediment összetételben: a Szubsziléziai-takaró legkülső, önálló eleme a Bachowicei-pikkely. Kísérőfauna: mediterrán ammoniták és más molluszkák. Titon, fehér, finomkristályos, szivacsstús mészkő: 1 ép *diphya* és több töredék, melyek lehetnek *caulloi* is.

KSIASZKIEWICZ (1956) szerint a kárpáti régióban egyedülállóan mediterrán jellegű a lelőhely (sajnos, bakonyi faunákkal nem hasonlította össze). Ilyen jellegű fauna ilyen mértékben előtérközeli előfordulására négy okot lehetne felvázolni: 1) A Pienini-szirtövtől és a Baska-kordillerától északra volt egy, a Pienini-óceánnál mélyebb, ezért mediterránabb jellegű faunát tartalmazó medence; 2) a bachowicei olisztolitok anyaga egy meglepően "előreszaladt", legfelső, gömöri jellegű (TOLLMANN 1987, ultrastájer takarójához hasonló helyzetű) takaróból származik; 3) a Pienini-szirtöv laterális elmozdulásokkal jellemzett allochton helyzetének kialakulása során (KÁZMÉR-KOVÁCS, 1989) más, a szirtövinél is mediterránabb jellegeket mutató fragmentumok is kerültek a leendő flisöv aljzatába; 4) valamilyen mediterrán régió (pl. a Pienini Egzotikus Kordillera) lepusztulásából származó

törmelékanyag a flis-üledékgyűjtőkben nagy távolságú zagyözönös szállítást szenvedve került a subszilvéniai-takaró közelébe.

F.3. Szvidovec (Körösmezőtől délre) (HAUER-RICHTHOFEN, 1859). Szirtoka Porkuleci-takaróhomlokán: bazaltban fehér mészkő: gyakori *Terebraula diphya*. PICTET szerint (?), in SUSS, 1867, lábjegyzet) ez valószínűleg *T. janitor*.

Szvidovec esetében mindössze a *Pygopék* jelenléte állapítható meg: lehet strambergi, vagy bachowicei jellegű szirti, esetleg egy harmadik, ma még ismeretlen eredetű fáciesegység tagja.

Belső-Nyugati-Kárpátok Magas-tátrai-egység = HT

HT.1. Osobita (Liptói-havasok) (KOTANSKI-RADWANSKI, 1959). Titon, crinoideás-brachiopodás mészkő, mely másutt a Tátrában nem fordul elő (titon hierlatz). Az ábrázolt *diphya*-kinézetű példányokat BARCZYK (1972) és JARRE (1962) egyértelműen *janitor*-nak minősít. DIENI-MIDDLEMISS (1981) esetleg berriáziba tartozóként említi a lelőhelyet.

Krizsnai-takaró = K

Csak szórványadatok faunalistákból

K.1. Feketelehota (Cierna Lehota, Sztrázsoi-hegység) (MAHEL', 1982). Felsődogger-berriázi vörös mészkő: *P. diphya*; titon rózsaszín-szürke mikrites mészkő: *P. caulloi* (J. PEVNY meghatározásai, 1971).

K.2. Valaskabella (Valaská Beia) (MAHEL', 1982). Oxfordi-kimmeridgei vörös gumós, krinoideás mészkő: *P. janitor* (J. PEVNY meghatározása, 1971).

Pienini-szirtöv = P

A leggazdagabb *Pygopidae*-fauna a szubalpi-helvétikumi mellett. A klasszikus leírások revízióra szorulnak; BARCZYK (1972) ezirányú kísérletét DIENI és MIDDLEMISS (1981) kritikával illette. Felületes megítélésre a faunában a *diphya* dominál, *janitor* hozzákeveredésével.

P.1. Oroszlánkő (Vrsatec) (SIBLIK, 1979). Czorsztyni-takaró, titon, világos, agyagos mészkő: 21 db *diphya*; berriázi, vörös, crinoideás mészkő: 3 db *diphyoidea*. DIENI és MIDDLEMISS (1981) csak kérdőjelesen fogadja el az ábrázolt példányt, ui. még SIBLIK szerint is nagy, központi a perforáció.

P.2. Dohnán (Dohnany, Trencsén megye). Az ELTE Őslénytani Tanszék gyűjteményében. 3 db *caulloi* (*diphya* néven) és 2 juvenilis *janitor*(?).

P.3. Zázrivá (Zázrivá, Árva megye) (HASKO-POLÁK, 1979). Árvi sorozat, titon calpionellás mészkő: *diphya* (csak listában).

P.4. Rogozník (ZITTEL, 1870). *Terebraula diphya*. NEUMAYR (1871): fehér, breccsás mészkő: *diphya* + *sima*. ZEJSZNER (1846) 7 fajt ír le; több *diphya* példányát DIENI-MIDDLEMISS (1981) elfogadja. PUSCH (1837): *T. diphya*. BIRKENMAJER (1963): Czorsztyni-sorozat, vörös rogozníki lumasella, titon: *diphya*, fehér rogozníki lumasella: *diphya* + *sima*.

P.5. Zászkale (Babierzowskie Skaiki) (NEUMAYR, 1871). A Szirtöv legfontosabb és leggazdagabb lelőhelye. Vörös mészkő ammonitákkal: *diphya*. BIRKENMAJER (1963): vörös, rogozníki lumasella, titon: *diphya* + *sima*.

P.6. Czorsztyn (BIRKENMAJER, 1963). Vörös, calpionellás mészkő: *diphya* + *sima*. BARCZYK (1972): titon, brachiopodás és crinoideás mészkő: 37 *diphya*, 9 *caulloi*, 28 *janitor* (az utóbbiak közül több inkább *caulloinak* tűnik. DIENI és MIDDLEMISS (1981) több ábrázolt *diphya*-ra *non-t* mond).

P.7. Biala Woda (BIRKENMAJER, 1963). Titon, krinoideás-brachiopodás mészkő: *diphya* + *sima*.

P.8. Falsztyn (BIRKENMAJER, 1963). Titon, brachiopodás mészkő: *diphya* + *sima*.

P.9. Maruszyna (NEUMAYR, 1873). Téglavörös mészkő: *diphya*.

P.10. Jarabina (szepesi szirtok) (NEUMAYR, 1871). Rózsaszín mészkő ammonitákkal: *diphya*.

P.11. Kijó (sárosi szirtok) (NEUMAYR, 1871, HAUER-RICHTHOFEN, 1859). Fehéresszürke mészkő gazdag faunával: *diphya* + *sima*. Zöld, vörös, szürke krinoideabreccsa (rogozníki breccsa): *sima*. NEUMAYR (1873) csak *janitor*-t említi.

P.12. Palocsa (Plavec) (sárosi szirtok) (HAUER-RICHTHOFEN, 1859). Vörös és fehér mészkő, a rogozníki Klippenkalkhoz hasonló: *diphya*. NEUMAYR (1873): *janitor*.

P.13. Perecseny (Perecsin, Ung megye). (KRUGLOV, 1971). szürke, tűzköves, tömött mészkő, szvaljavai rétegek: *Pygope ex gr. diphya*.

P.14. Zádnya (Priborzsavskoje, Huszt É, Máramaros megye) (KRUGLOV, 1971). Titon, fehér, porcelánszerű, tűzkömentes rétegek, szvaljavai rétegek: *T. janitor*. Szürke, kovás vagy tűzköves, tömött mészkő: *Pygope ex gr. diphya*.

Mecsek = M

VADÁSZ (1935) lelőhely nélküli faunafelsorolásában *janitor*, *diphya* és *dilatata* előfordulását említi alsótiton, vörös, tűzköves mészkőből.

Vardar-öv = V

A Belgrád melletti előfordulás DIMITRIJEVIC (1982) térképén a Dinaridák és a Kárpátok közé, az igen tág értelemben vett Vardar-övbe esik.

V.1. Rakovici kolostor (GOCANIN, 1938). Titon mészkő (Stramberger Tithon): *P. janitor*.

G = Géta-takarórendszer

G.1. Stájerlak-Anina (Resica-Újmoldova-zóna). Bradet Mésző (NASTASEANU & SAVU, 1968). ROTH (1891): sárgás, finomszemű mészkő: *T. janitor* (megjegyz: "feltűnő, hogy a *Terebraula diphya* a kőbányában eddig nem találkozott"). BUCUR-STRUSIEWICZ, (1988): felsőkimmeridgei-alsóportlandi Bradet Mésző: *Pygope janitor* (ábrával; már UHLIG (1881) említi).

Csalhóti-takarórendszer = C

C.1. Doftana-völgy. AVRAM (1976): *diphya*, de DIENI-MIDDLEMISS (1981) áthatározza *janitor*-nak. A Sinaia flis felső részének barrémi konglomerátumába ágyazott titon mészkőtömbökből származik. A felsőhautéri-

barrémi breccsa-konglomerátum öszlet a Csalhói-takaró legbelső, Bratőcsai-digitációjába tartozik (SANDULESCU-STEFANESCU et al., 1981)/

C.2. Gilma Ialomitei (Bucecs) (PATRULIUS, 1969). Kimmeridgei-alsóiton szirt barrémi flisben: vörös, breccsás, mikroonkoidos mészkő: *P. janitor*. Bratőcsai-digitáció.

C.3. Bucecs (JEKELIUS, 1916). Halvány, gumós mészkő: *janitor*, 2 biztos példány.

C.4. Leaota-Bucecs (PATRULIUS et al., 1968). Hauterivi, márgás, glaukonitos mészkő: *diphyoides*. A Leaota-masszívum autochton üledékburka, vagy a Csalhói-takaró.

Keleti-Kárpátok

Erdélyi-takarórendszer (Transzilvanidák) = Ts

Ts.1. Gyilkos-kő (Balánbánya) (NEUMAYR, 1873). *Acanthicumos* rétegek: *janitor* vagy *diphyia*. Zöld homokos mészkő felső részéből, több mint 100 példány. HÉBERT (1877): min. 1 *janitor* van az anyagban.

Balkán-hegység

A Belotinci lelőhely (Közép-Moesiai-medence) egyértelműen az európai kontinensperem része volt. A többi három lelőhelyről jelenleg nem állapítható meg, hogy milyen fácies-, ill. tektonikai egységbe tartozik. Az 1:500.000-es földtani térkép és DERCOURT-RICOU 1987-es tanulmánya világosan jelzi eltölődások és takarók létét; sajnos, ezeknek SAPUNOV és TCHOUMATCHENCO (1983) igen részletes jura ősföldrajzi térképsorozatán nyoma sincsen.

Bl.1. Belotinci, Nечinska bara. TCHOUMATCHENCO (1978): 6 db *janitor*. Prebalkán? A közép-moesiai felsőjura-alsókréta medence része (SAPUNOV ET AL., 1988).

Bl.2. Gorna luka, Vraca mellett. (AGER, 1975). Afanitos, organogén, gumós mészkő a jura-kréta határon: *Pygites diphyoides*. Vracai-horszt (SAPUNOV ET AL., 1988).

Bl.3. Iszker-áttörés (Sztara planina). (ZLATARSKI, 1908). Kallóvi-barrémi nyugat-balkáni karbonátcsoport. Afanitos, tömött, organogén mészkő: *diphyia*. Névtelen medence a Vracai- és a Dragomani-horszt között (SAPUNOV et al., 1988).

Bl.4. Javorec (Gabrovo ÉNy, Prebalkán). ZLATARSKI (1908): *diphyia*. Valangini-hauterivi Kamcija Formáció vagy bernázi-hauterivi Hanevci Formáció (Bulgária 1:500.000-es földtani térképe szerint).

PALEOÖKOLÓGIA

A Pygopidae család képviselői jól adaptálódtak a mélytengerekhez, ahol a csekély áramlás csak táplálékanyagot vizet tudott az állatokhoz juttatni (VOGEL, 1966). Ebben a barátságtalan környezetben valószínűleg a seamountok lejtőit és a körülöttük elterülő medencéket népesítették be (GRAHAM, 1983). Egyes lelőhelyeken (pl. Strambergen) azonban sekélytengeri faunaelemekkel együtt fordulnak elő. Itt nem zárható ki az utóbbiak áthalmazódása a

Pygopidae-k által kedvelt mélyebb vízi környezetbe.

AGER (1971) vélekedése szerint a vízmozgatottság, ill. annak hiánya - melyet az üledéktípus tükröz - talán fontosabb tényező lehetett a Pygopidae-k elterjedésében, mint a víz tényleges mélysége.

MISÍK (1974) a nyugati-kárpáti *Pygopel* lelőhelyeket (pl. Rogozník, Osobitá) neritikusnak tartja, bár elismeri, hogy a határozottan nagyobb mélységet jelző calcionellás mészkőben is előfordulnak (Feketelehot). Az ellentmondás feloldására az utóbbiakat a pelágikus calcionellás fáciesen belül sekélyebb régióknak ítéli.

DISZKUZZIÓ ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

1. A *diphyia* + *catulloi*, kisméretű, búbközeli perforációval rendelkező Pygopidae-fajok a Tethys déli peremén (Trentói-plató, Északi-Mészkőalpok, Bakony) fordulnak elő. A *janitor* + *diphyoides* nagy, központi perforációjú fajok a Tethys északi peremét népesítik be (Voconsi-árok, Helvétikum). A kisszámú kivétel (déli fajok az inkább az északi peremhez tartozó Szubbrinaconnais-zónában és a biztosan északi vorarlbergi Helvétikumban, néhány északi 'kalandor' példány a Trentói-platfom) nem változtatja meg érdemben az Alpokra korábban kialakított összképet (VÖRÖS in SANDY, 1988). A két, északi és déli 'provincia' között a fajpárokat elkülönítő barriert a rövid életű brachiopoda-lárvák által átjárhatatlan, széles Pennini-óceán biztosította.

A kárpáti régióban ez a szabályosság megbomlik (például a *diphyoides* tartalmazó Strambergnél külsőbb helyzetben található a bachowicei *diphyias* fauna; a Tatra *janitor*jától északra fordul elő a Pienini-szirtőv *diphyája*). Ennek eldöntéséhez, hogy ezek a 'rendellenes' előfordulások utólagos tektonikai folyamatok eredményei-e (pl. KÁZMÉR-KOVÁCS, 1989) vagy pedig az eddiginél több mélytengeri-óceáni medencét kell feltételeznünk, további vizsgálatok és megfontolások szükségesek.

2. A két brachiopoda-fajpár eloszlására nemcsak ősföldrajzi, hanem paleoökológiai magyarázat is adható. A *catulloi* + *diphyia* búbközeli, tehát az egyedek fiatal korától kezdve létező perforációjával más faj által lakhatatlannak (pl. túl mélynek, túl kevés táplálékot nyújtóknak) ítélt környezethez alkalmazkodott. Itt versenytársak nélkül jól megélt. A *janitor* + *diphyoides* központi, tehát az egyedfejlődés későbbi szakaszában kialakuló perforációjával ugyan nem tudott az előbbi környezetben megtelepedni, ellenben (sekélyebb, több táplálékot nyújtó) élethelyén versenyképes volt más brachiopodákkal és egyéb faunaelemekkel. Itt viszont a *catulloi* +

diphya volt élet-, ill. versenyképtelen (pl. lassú növekedése, rosszabb szaporodási képessége miatt).

Ha ezeket a minden bizonnyal összetett környezeti különbségeket az egyszerűség kedvéért vízmélységkülönbségre redukáljuk, akkor feltehetjük, hogy VÖRÖS (in SANDY, 1988) felismerése azt jelentette: a Tethys déli szegélye mélyebb vízi élőhelyet nyújtott, mint a viszonylag sekélyebb északi perem.

E feltételezés alkalmazásával a kárpáti régió látszólag anomális Pygopidae-clozslása utólagos tektonikai 'helycserék' nélkül is magyarázható.

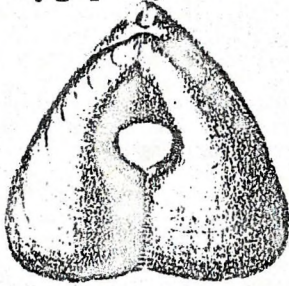
Köszönet illeti VÖRÖS ATTILÁT a téma felajánlásáért és sokoldalú segítségéért, valamint Géczy Barnabás a kézirat átolvasásáért és hasznos javaslataiért. A munka a 'Magyarország nagyszerkezeti egységeinek ősföldrajzi kapcsolatai mezozoós faunák paleobiogeográfiai elemzése alapján' c. OTKA-program támogatásával készült.

IRODALOM

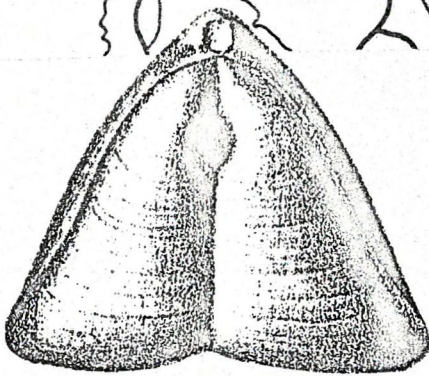
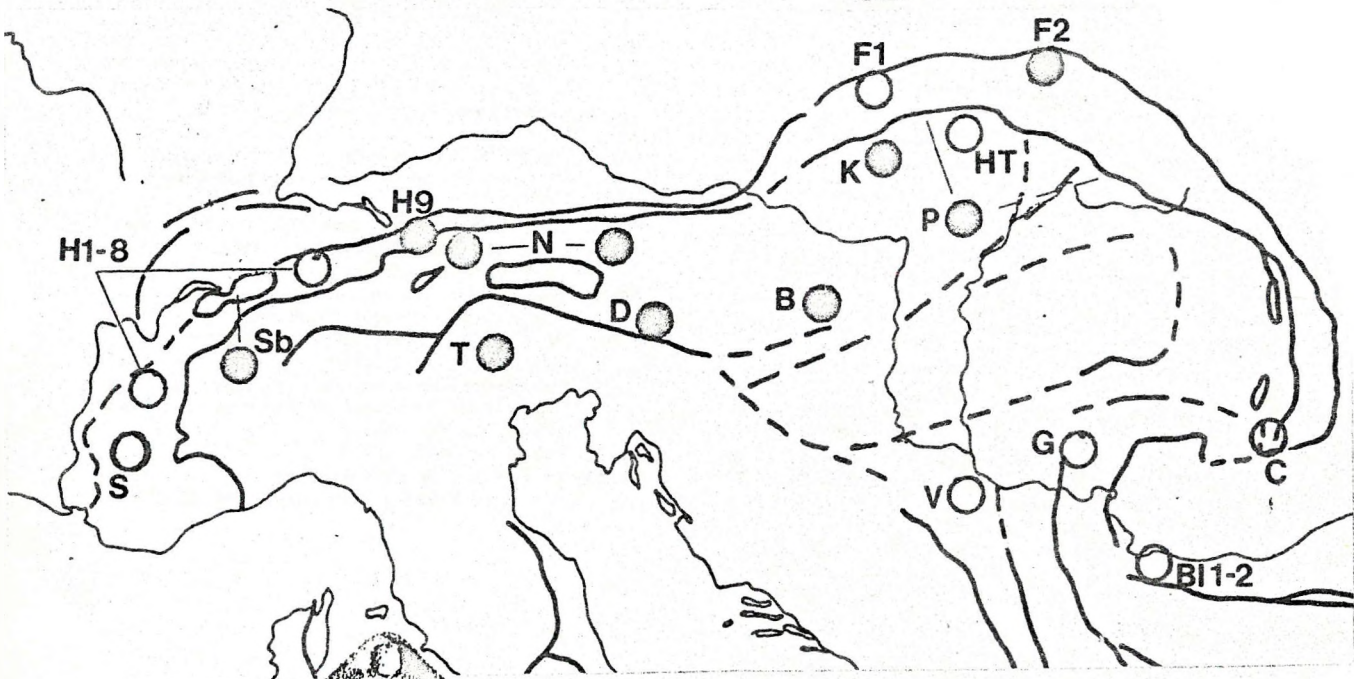
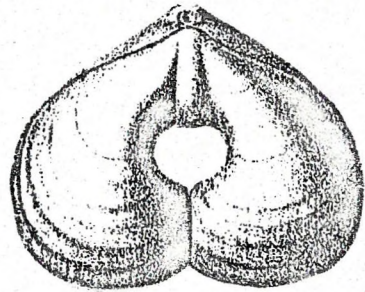
- AGER, D.V. (1967): Some Mesozoic brachiopods in the Tethys region. In: ADAMS, C.G., AGER, D.V. (eds.): *Aspects of Tethyan Biogeography*. Syst. Assoc. Publ. 7, 131-151
- AGER, D.V. (1971): Space and time in brachiopod history. In: MIDDLEMISS, F.A., RAWSON, P.F., NEWALL, G. (eds.): *Faunal Provinces in Space and Time* Geol. J. Spec. Issue 4, 95-110
- AGER, D.V. (1975): Brachiopods at the Jurassic-Cretaceous boundary. *Mém. B.R.G.M.* 86, 150-162
- AVRAM, E. (1976): Les fossiles du flysch éocénacé et des calcaires tithoniques des hautes vallées de la Doftanaet du Tirlung (Carpates orientales). *Inst. Géol. Géophys. Mém.* 24, 5-74, Bucuresti
- BARCZYK, W. (1972): Some representatives of the family Pygopidae (Brachiopoda) from the Tithonian of the Pieniny Klippen Belt. *Acta Geol. Polon.* 22, 507-513
- BENECKE, E.W. (1866): Über Trias und Jura in der Südalpen. *Geognost.-palacontol. Beitr. Benecke* 1/1, 1-204
- BIRKENMAJER, K. (1963): Stratigraphy and paleogeography of the Czorsztyn series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. *Studia Geol. Polon.* 9, 1-380
- BÖCKH, J. (1874): A Bakonyi déli részének földtani viszonyai II. *M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve* 3/2, 1-155
- BUCUR, I.I., STRUSIEWICZ, E. (1988): Contribution à l'inventaire macropaléontologique des dépôts mésozoïques de la zone de Resita-Moldova Noua (Banat). *Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.* 33/2, 95-103, Cluj-Napoca
- DAL PIAZ, G. (1907): Le Alpi Feltrine. *Mem. R. Ist. Veneto Sci. Lett. Arii* 27/9, 1-176
- DERCOURT, J., RICOU, L.-E. (1987): Discussion sur la place de la Bulgarie au sein du système alpin. *Rev. Bulg. Geol. Soc.* 48/3, 1-14
- DIENI, I., MIDDLEMISS, F.A. (1981): Pygopid brachiopods from the Venetian Alps. *Boll. Soc. Paleont. Ital.* 20/1, 19-48
- DIMITRIJEVIC, M.D. (1982): Dinarides: An outline of the tectonics. *Earth Evolution Sciences* 2/1, 4-23
- ÉBRAY, TH. (1872): Sur les calcaires à *Terebratula janior* de Talloires (Haute-Savoie). *Bull. Soc. Géol. France* (2) 29, 137-142
- ELIÁS, M., ELIÁSOVÁ, H. (1984): Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. *Sborník Geologických Ved* 39, 105-170
- FAVRE, E. (1880): Description des fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises. *Mém. Soc. Paleont. Suisse* 6, 74 p.
- FÜLÖP J. (1964): A Bakonyhegység alsókréta (berrizi-apti) képződményei. *Geol. Hung. Ser. Geol.* 13, 194 p.
- FÜLÖP J. (1975): *Tatai mezozoós alaphegységgrögök.* Geol. Hung. Ser. Geol. 16, 225 p.
- GERBER, M. (1930): Beitrage zur Stratigraphie der Jura-Kreide-Grenze in der Zentralschweiz. *Eclog. geol. Helv.* 23, 497-547
- GEYSSANT, J. (1966): Étude paléontologique des faunes du Jurassique supérieur de la zone préfiraine du Moyen Ouerrha I. *Glossothyris* et *Pygope* (Terebratulidae): essai de répartition de ces espèces dans le domaine méditerranéen. *Notes Serv. Géol. Maroc* 26/188, 75-103
- GOCANIN, M. (1938): Über die Fossilführenden Schichten Kimmeridgien, Tithon, Valanginien und Hauterive aus der Umgebung von Beograd. *Bull. Inst. Géol. Rey. Jugoslavije* 6, 35-71
- GRAHAM, S. (1983): A palaeoecological model for the Pygopidae, Mesozoic brachiopods. *First Int. Congr. Paleocology. Abstracts*, No. 76, Lyon
- HASKO, J., POLÁK, M. (1979): *Výsvětlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry.* Geol. Ústav Dionyza Stúra, Bratislava, 145 p.
- HAUER, F., RICHTHOFEN, F. (1859): Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. *Jahrbuch k.k. Geol. R.-A.* 10/3, 399-465, Wien
- HOUSA, V. (1975): Geology and paleontology of the Stramberg Limestone (upper Tithonian and the associated lower Cretaceous rocks). *Mém. B.R.G.M.* 86, 342-345
- JARRE, P. (1962): Révision du genre *Pygope*. *Travaux Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble* 38, 23-120
- JEKELIUS, E. (1916): A brassói hegyek mezozoós faunája. *M. Kir. Földt. Int. Évkönyve* 24, 221-315
- KOTANSKI, Z., RAJOWANSKI, A. (1959): Fauna z *Pygope diphya* i limburgury w tytonic wirchowym Osobitej. *Acta Geol. Polon.* 9/4, 519-533
- KRUGLOV, SZ.SZ. (1971): Jurszkaja szisztéma. In: GLUSKO, V.V., KRUGLOV, SZ.SZ. (red.): *Geologicszeszkoje sztroenyije i gorjucsije iszkopaemije ukrainszkich Karpat.* Trudü UkrNIGRI 25, 100-111, Nedra, Moszkva
- KSIĄZKIEWICZ, M. (1956): Jura i kreda Bachowic. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 24/2-3, 121-405
- MAHEL, M. (1982): *Výsvětlivky ku geologickej mape Strázovských vrchov.* Geologický ústav Dionyza Stúra, Bratislava, 89 p.
- MIDDLEMISS, F.A. (1973): The geographical distribution of Lower Cretaceous Terebratulacea in Western Europe. In: CASEY, R., RAWSON, P.F. (eds.): *The Boreal Lower Cretaceous*. Geol. J. Spec. Issue 5, 111-120
- MIDDLEMISS, F.A. (1984): Distribution of Lower Cretaceous brachiopods and its relation to climate. In: BRENCHELY, P.J. (ed.): *Fossils and Climate*. Geol. J. Spec. Issue 11, 165-170
- MISK, M. (1974): Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. *Acta Geol. Polon.* 24, 485-503
- MUNIER, E. (1891): *Étude du Tithonique, au Crétacé et du Tertiaire de Vicentin.* These Fac. Sci. Paris, A 150, 184 p.
- MYLIUS, H. (1911): Jura, Kreide und Tertiaer zwischen Hochblanken und Hohem Ifen. *Mitt. Ges. Geol. Wien* 4, 483-618
- NASTASEANU, S., SAVU, H. (1968): *Carte géologique 1:200.000. L-34-XXVIII. 31. Resita. Note explicative.* Inst. Géol. Bucarest, 44 p.
- NEKVASILOVÁ, O. (1969): New information on the occurrence of brachiopods at Stramberk (Stramberg), Moravia (Czechoslovakia, Upper Tithonian and Lower

- Cretaceous). *Vestník Úst. Úst. Geol.* 44/4, 261-263, Praha
- NEKVASILOVÁ, O. (1980): Terebratulida (Brachiopoda) from the Lower Cretaceous of Stramberk (north-east Moravia), Czechoslovakia. *Sborník geol. ved, paleontologie* 23, 49-80
- NEUMAYR, M. (1871): Jurastudien. Der penninische Klippenzug. *Jb. geol. Reichsanstalt* 21/4, 451-536
- NEUMAYR, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. *Abh. Geol. R.-A.* 5/6, 141-257
- NICOLIS, E., PARONA, C.F. (1886): Note stratigrafiche axe paleontologiche sui Giura superiore della provincia de Verona. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 4 (1885), 1-96
- D'ORBIGNY, A. (1851): *Paléontologie française. Terrains crétacés 4, Atlas*. Masson, Paris, pl. 490-599
- PATRULIUS, D. (1969): *Geologia Masáruhuí Bucégi si a culoarului Dimbovicioara*. Ed. Acad. RSR, Bucuresti, 321 p.
- PATRULIUS, D., GHENEA, C., GHENEA, A., GHERASI, N. (1968): *Carte géologique 1:200.000, L-35-XXVI, 35. Tirgoviste. Note explicative*. Inst. Géol., Bucuresti, 61 p.
- PICTET, F. (1867-1868): *Mélanges paléontologiques*. Geneve.
- PUSCH, G.G. (1837): *Polens Palaeontologie*. Schweitzerbart, Stuttgart, 218 p.
- REMES, M. (1899): Beitrage zur Kenntnis der Brachiopoden des Stramberger Tithon. *Jahrbuch Geol. R.-A.* 49, 212-234
- T. ROTH, L. (1891): Stájerlak-Anina közvetlen környéke. *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1890-ról, 82-112
- SANDULESCU, M., STEFANESCU, M., BUTAC, A., PATRUT, I., ZAHARESCU, P. (1981): *Genetical and structural relations between flysch and molasse (The East Carpathians Model)*. CBGA 12th Congr., Guide to Excursion A5, 95 p., Inst. Geol. Geofiz. Guidebook Series 19, Bucuresti
- SANDY, M. (1986): Lower Cretaceous brachiopods from Provence, France and their biostratigraphical distribution. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology ser.* 40/4, 177-196
- SANDY, M.R. with a contribution by A. Vörös (1988): Tithonian Brachiopoda. In: RAKÜS, M., DERCOURT, J., NAIRN, A.E.M. (eds.): *Evolution of the Northern Margin of Tethys*, vol. I. *Mém. Soc. Géol. France*, N.S. 154, 71-74
- SAPUNOV, I., TCHOUMATCHENCO, P., MITOV, P. (1988): Jurskoje razvityje Bolgarii. *Geol. Balc.* 18, 3-82
- SCHRÖDER, M. (1988): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Obertrias bis Unterkreide am Nordrand der Karawanken zwischen St. Margareten im Rosental und Abtei (Kaernten). *Jb. Geol. B.-A.* 131/1, 133-151
- SIBLIK, M. (1979): Brachiopods of the Vrsatec Klippen (Bajocien-Berriasien) near Ilava (Slovakia). *Západné Karpaty, sér. paleont.* 4, 35-64
- STELZNER, A.W. (1865): Die Umgebung von Scheibbs in Niederösterreich auf Grund einer im Sommer 1864 ausgeführten Untersuchung zusammengestellt. *Jb. Geol. R.-A.* 15, 425-443
- Suess, E. (1858): Die Brachiopoden der Stramberger Schichten. In: F. v. Hauer's *Beitraege zur Palaeontographie* 1/2, 15-58
- Suess, E. (1867): Note sur le gisement des térébratules du groupe de la *diphya* dans l'empire d'Autriche. In: PICTET, F.-J.: *Mélanges paléontologiques* 3, 185-201, Geneve
- TCHOUMATCHENCO, P.V. (1978): Callovian-Tithonian Brachiopoda from the northern limb of the Belogradcák anticlinorium, northwest Bulgaria. *Paleont., Strat., Lithol.* 8, 3-54
- TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1948/1012, 145-218
- UHLIG, V. (1881): Zur Kenntnis der Malm- und Tithonstufe in der Umgebung von Steierdorf im Banat. *Verhandlungen der k.k. geologischen Bundesanstalt* 1881/3, 51-52
- TOLLMANN, A. (1987): The Alpine Evolution of the Eastern Alps. In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, pp. 361-378, Deuticke, Vienna
- VADÁSZ, M.E. (1911): Die Juraschichten des südlichen Bakony. *Resultate Erforsch. Balatonsees I, Paleont. Anhang* 3, 89 p., Hölzel, Wien
- VADÁSZ E. (1935): *A Mecsekhegység. Magyar Tájak Földtani Leírása* 1, 180 p.
- VIGH, G. (1961): A Gerecsehegység Ny-i felének földtani vázlata. *M. Áll. Földt. Int. Évk.* 49/2, 445-462
- VIGH, G. (1966): Új, valamint patológikus brachiopodák és ammonitesek a tatai Kálvária-domb jura rétegeiből. *M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről*, 333-354
- VOGEL, K. (1966): Eine funktionsmorphologische Studie an der Brachiopodengattung *Pygope* (Malm bis Unterkreide). *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* 125, 423-442
- VÖRÖS, A. (1977): Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 21, 1-16
- VÖRÖS, A. (1980): Liász és dogger brachiopoda-provinciák a Nyugati-Tethysben. *Földtani Közlöny* 110, 395-416
- VÖRÖS, A. (1982): Mediterranean character of the Lower Jurassic brachiopod fauna of the Bakony Mts. (Hungary) and its palaeogeographic importance. *Annales Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.* 21 (1979), 13-23
- VÖRÖS, A. (1987): Pliensbachian brachiopod biogeography of the 'Mediterranean microcontinent'. *Acta Geol. Hung.* 30/1-2, 59-80
- WEISSERT, H. (1981): Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps. *Eclog. geol. Helv.* 74, 339-352
- ZEJSZNER, L. (1846): *Nowe lub niedokładnie apisane gatunki skamieniałości Tatrów*. Warszawa
- ZITTEL, K.A. (1870): Paleontologische Studien ueber die Grenzsichten der Jura- und Kreide-Formation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apenninen. II. Die Fauna der ältern cephalopodenführenden Tithonbildungen. *Paleont. Mitt. Mus. Koenigl. Bayer. Staates* 2, 119-309, Cassel
- ZIATARSKI, G.N. (1908): La systeme jurassique en Bulgarie. *Ann. Univ. Sofia* 3-4 (1906-1907)/2, 148-228

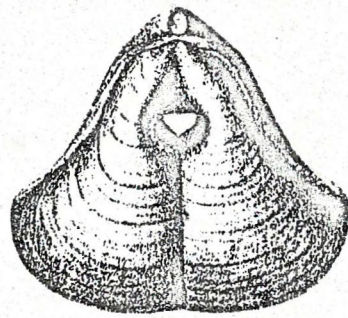
Pygope janitor



Pygites diphyoides



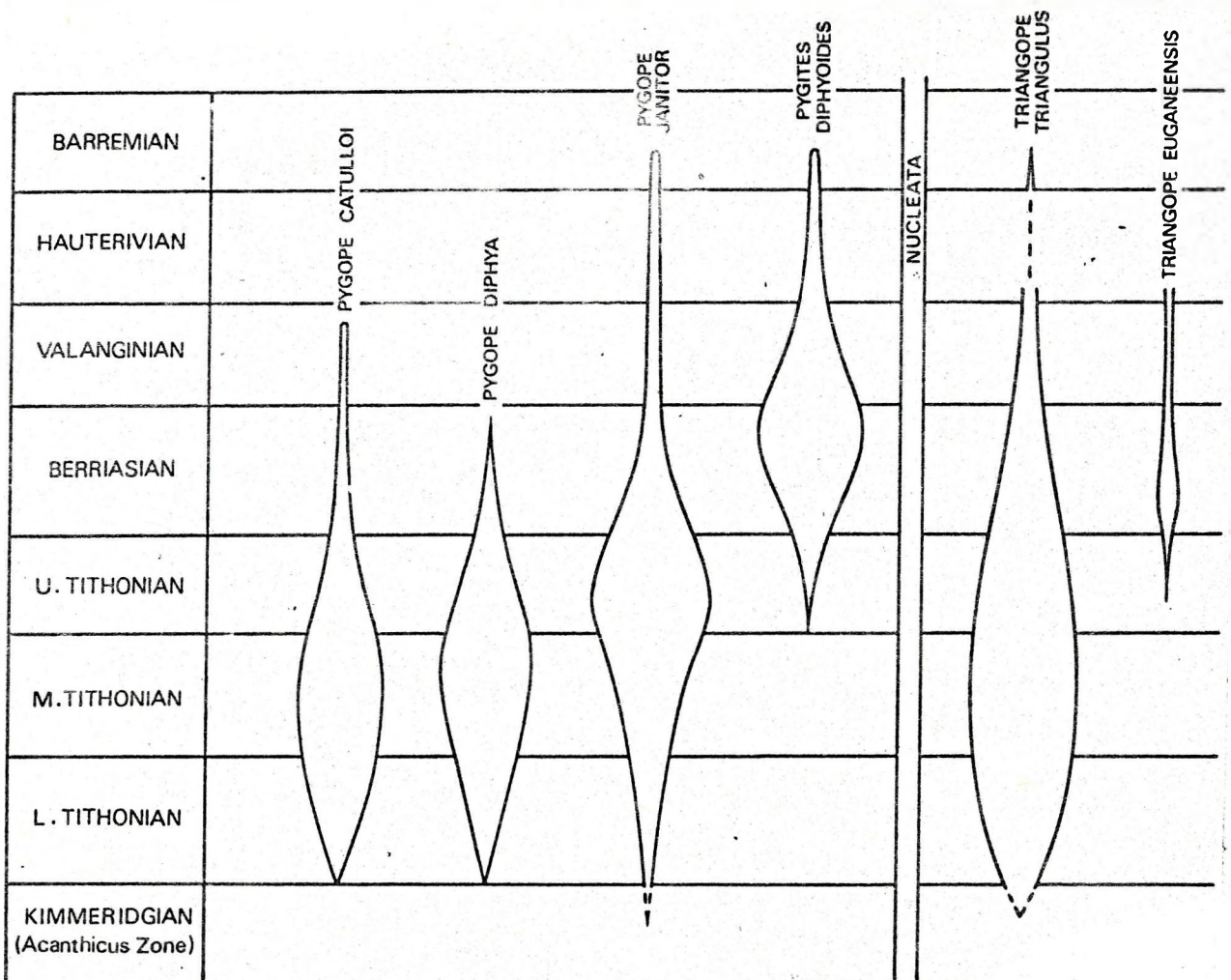
Pygope catulloi



Pygope diphya

2. ábra. A Pygopidae család négy fajának előfordulása az alpi-kárpáti-Balkán régióban. A felső két brachiopoda nagyméretű, centrális helyzetű, míg az alsó kettő kicsi, a búb felé eltolódott perforációval rendelkezik. Az ősmaradványok rajza PICTET (1867) munkájából származik (30. tábla, 3a rajz, 23. tábla, 5b rajz, 32. tábla, 1a rajz, 31. tábla, 1a rajz).

Fig. 2. Distribution of four pygopid species in the Alpine-Carpathian-Balkan region. Brachiopods in the top bear large, central perforations, while the two at the bottom have smaller, umbonal ones. Drawings of pygopids from PICTET (1867, Pl. 30, Fig. 3a, Pl. 23, Fig. 5b, Pl. 32, Fig. 1a, Pl. 31, Fig. 1a).



1. ábra. Pygopidae fajok rétegtani elterjedése (DIENI & MIDDLEMISS, 1981).

Fig. 1. Stratigraphic distribution of Pygopidae species (DIENI & MIDDLEMISS, 1981).

DURVATÖRMELÉKES ÜLEDÉKEK GRAVITÁCIÓS TÖMEGMOZGÁSAI EGY GERECEI ALSÓKRÉTA TENGERALATTI CSATORNAKITÖLTŐ KONGLOMERÁTUM PÉLDÁJÁN

Gravity movements of coarse clastics:
the example of a Lower Cretaceous submarine
channel-filling conglomerate in the Gerecse Mts., Hungary

SZTANÓ ORSOLYA

Összefoglalás: A Gerecse területén kifejlődött késő apti - kora albai üledékciklus (Bersek Márta - Lábatlani Homokkő Formáció) egy progradáló mélytengeri törmelékkúp terméke. A szedimentáció során gravitációs tömegmozgások uralkodtak. Ennek hatására márgás - homokos, vékony-, majd homokos, vastag pados turbiditek képződtek. A felfelé növekvő rétegvastagságú és szemcseméretű ciklust konglomerátum zárja (Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat). Ez utóbbi a törmelékkúp felső szakaszán csatorna kitöltésként keletkezett. A konglomerátum részletes vizsgálata tisztázta az egykori szállítási irányokat és az ősföldrajzi képet. A 2. fejezetben a durva törmelékes kőzetekre vonatkozó új, a hazai irodalomban eddig kevésbé elterjedt elméleti és módszertani ismereteket foglalom össze, különös tekintettel azok gravitációs tömegmozgásaira.

Abstract: Late Aptian - Early Albian sedimentary cycle of Gerecse Mts., was deposited by the progradation of a submarine fan. Gravity mass movements were of great importance. The coarsening and thickening upward sequence is build up of three units: thin-bedded turbidites of Bersek Marl, thick-bedded turbidites of Lábatlan Sandstone Formation and channel fill of Köszörűkőbánya Conglomerate. The detailed sedimentological study of the conglomerate determined both the transport directions and palaeogeography. Chapter 2. is a short review of gravity mass movements and the sedimentology of coarse clastics.

1. BEVEZETÉS

Az utóbbi évtizedekben a szedimentológiában végbement ugrásszerű fejlődés számos képződmény keletkezéséről alkotott kép ártérkelését tetten szükségessé. Vajon megállja-e helyét a már több mint egy évszázada ismert Lábatlani Homokkő Formáció Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozatáról kialakult elképzelés?

Kiváló feltártsága, kedvező földrajzi helyzete, de különösképp a benne kibukkanó képződmények szöveti és szerkezeti jellegei az előfordulást kiemelkedő fontosságúvá teszik. Célom elsősorban az egykori környezeti viszonyok, az üledék szállítási iránya és a képződési mechanizmusának meghatározása volt, amelyet a rétegtörvények, üledékstruktúrák terepi megfigyelése és mérés tett lehetővé.

2. DURVATÖRMELÉKES KÉPZŐDMÉNYEK ÜLEDÉKFÖLDTANI ELEMZÉSE

Durvatörmelékes üledékek változatos szállítási és ülepedési feltételek mellett számos környezettípusban megjelennek. A sajátos fizikai paraméterek ennek megfelelő jellegzetes szerkezetet, szövetet eredményeznek. Homokkövekkel összehasonlítva, konglomerátumok-nál ezen bélyegek jóval nehezebben azonosíthatók. Így vált szükségessé a valóban genetika és fácies elkülönítő üledékstruktúrák rendszerezése, a szállítási mechanizmusokkal és üledékképződési környezetekkel összhangban. Ebben a fejezetben deduktív módon a szerkezetektől a szállítás módján keresztül haladok a környezetiig.

2.1. KAVICS ÉS KONGLOMERÁTUM LEÍRÓ BÉLYEGEI

Az általam is használt leíró bélyegeket legjobban Walker/1975a, 1982/ foglalta össze. Ezeket a jellegzetes szerkezeteket összegzi a 1. ábra.

Szemcseszerkezet (sorting size distribution): Az üledék lehet jól osztályozott, két szemcseméret-frakcióval: mátrixszal és "elegyrészekkel". Az elegyrészek illeszkedése szerint két típus különíthető el: szemcsévázú (clast supported), ha a durvább frakció szemcséi szorosan illeszkednek, illetve mátrixvázú (matrix supported), ha az elegyrészek mintegy "úsznak" a mátrixban. Ezen két típus megjelenése a szállító közeg sűrűségétől és a fluidum felhajtóerejétől függ. Szemcsévázú konglomerátum egyaránt képződhet rosszul illetve jól osztályozott mátrixsal.

Szemcsévázú szemcseszerkezet esetében a finomabb mátrix ülepedhet együtt a durva frakcióval, de utólag is bekerülhet a hézagokba. A mátrixvázú konglomerátum két frakciója szállítható és ülepedhet le együtt, de az sem ritka, hogy az elegyrészek utólag, más folyamatok hatására kerülnek a mátrixba (pl. glaciális eredetű "ejtett kövek" (dropstone) pelágikus üledékekben).

Szövet (fabric): az elegyrészek irányfüggő elhelyezkedését írja le. Ennek két összetevője van, felülnézetben irányítottságról (orientation) beszélünk, oldalnézetben az áramlással párhuzamos metszetben zsindeleyszerkezetéről (imbrication) (2. ábra). A rendezettség mértékét csak hosszúkás vagy lapos kavicsok megfigyelésével állapíthatjuk meg. A szövet két alaptípusát két eltérő szállítási mód alakítja ki. Áramló közegben görgetés esetén, /Renso, 1968; Rust, 1972/ a kavicsok legnagyobb átmérője (a-tengely) merőleges az áramlásra, az imbrikációt a középső b-tengely alkotja. Ennek konvencionális elnevezése: a(t)b(i) típus. A másik, a(p)a(i) típust turbiditerekhez kapcsolódó konglomerátumokban észlelték, amely szuszpenzióban szállításkor alakul ki /Davies & Walker, 1974/. Ebben az a-tengely párhuzamos az áramlás irányával és a zsindeleyszerkezetet is ez mutatja (3. ábra).

Hein/1982/ konglomerátum- és homokkőbeli mérései szerint mind az orientáció, mind az imbrikáció háromféle lehet: unimodális, bimodális, vagy véletlenszerű (random) (Walkernél /1975b/ rendezetlen - unordered).

Az unimodalitás okai:

-az áramlásban belül a szemcsék szabadon mozoghattak,

-nagy nyírófeszültség segítette elő a szemcsék orientálódását,

-erős szemcséközi kölcsönhatás (dispersive pressure) érvényesült,

-görgetés vagy lebegtetés egyedüli hatott,

-üledékképződés közepes mértékű volt, melynek során elegendő idő volt arra, hogy az üledék az adott szerkezetet felvegye, és a betemetődés megvédje azt az utólagos deformációtól.

Bimodális szövet valamiféle átmeneti folyamat terméke, lebegtetett és görgetett szemcsék egyaránt előfordulnak, vagy a szövet ugyancsak utólagos eredetű.

Véletlenszerű szövet okai a következők lehetnek:

-a szemcsék szabad mozgása korlátozott volt,

-gyors üledékképződés esetén a szemcséknek nem volt idejük "beállni",

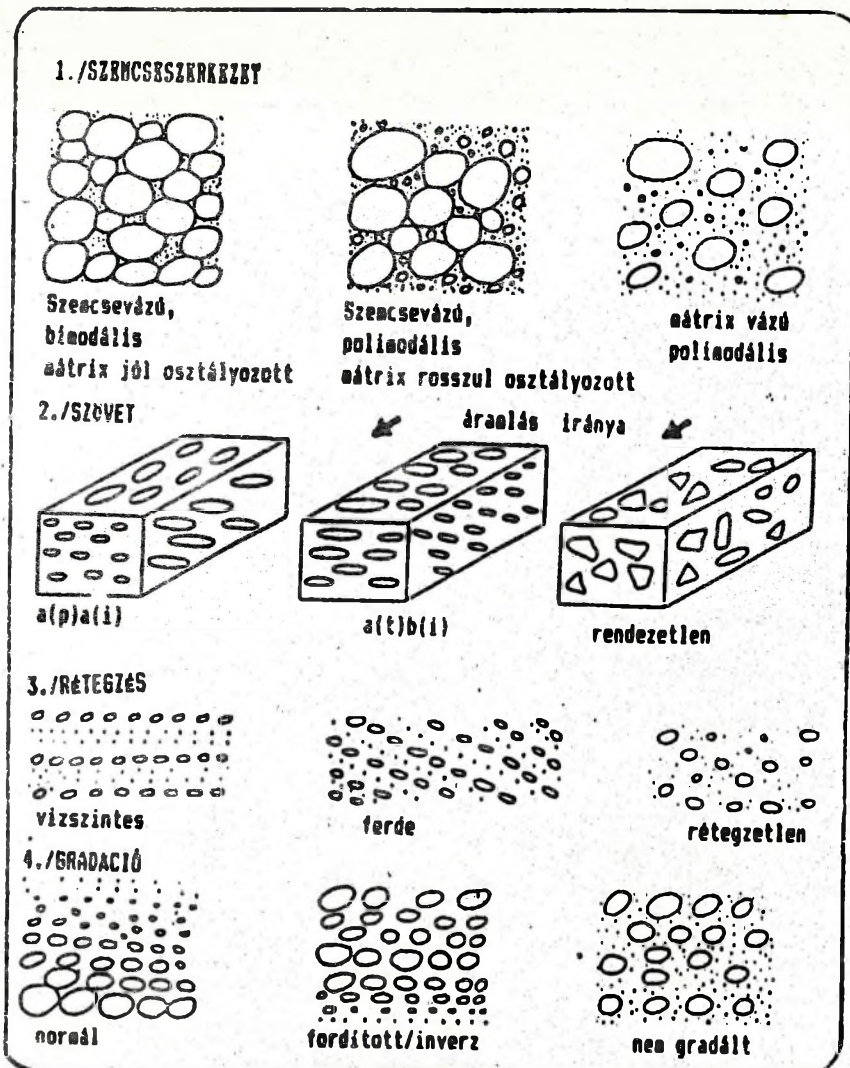
-az eredetileg kialakult szövetet közel egyidős vagy kicsit későbbi folyamatok lerombolták /Davies & Walker, 1974/.

Rétegzés /Stratification/: A rétegzés éles szemcseméret-, szövet- és anyagváltozásoknál figyelhető meg, ilyenkor minden egyes réteget más folyamatok felelősek. A rétegek közti folytonos, finom átmenetnek pedig egymáshoz kötött folyamatokat jeleznek /Walker, 1975.a./ Elég lehet egyetlen paraméter, pl. a mozgó közeg sűrűségének változása is ahhoz, hogy különböző rétegek képződjenek /Middleton, 1967/.

Gradáció /grading/: A szemcseméretnek egy rétegen belüli vertikális, a réteglapra merőleges változása. Lehet finomodás - normál gradáció -, vagy durvulás - fordított gradáció. Ez utóbbi gyakran fordul elő vastagabb rétegek alsó részén, függetlenül attól, hogy előlött milyen a gradáció.

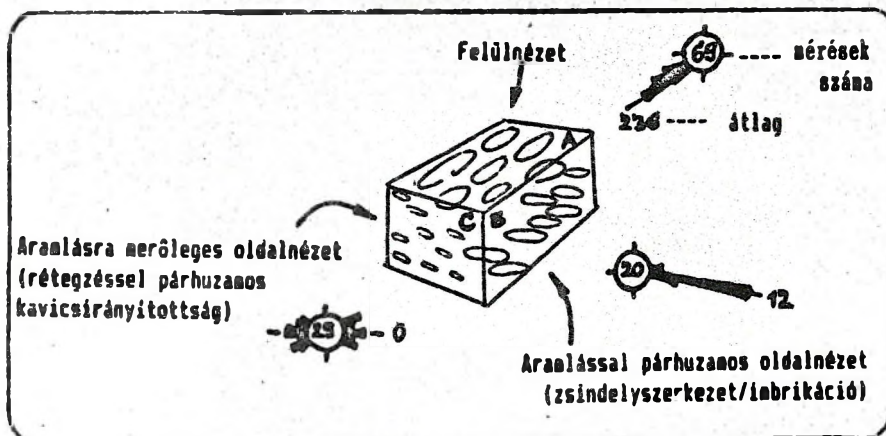
A szemcseméret változása kiterjedhet az egész mérettartományra - "eloszló gradáció" (distribution grading) -, de kifejlődhet csak a legdurvább frakciókban (coarse-tail grading). Middleton /1967/ szerint az első változatot nagy, a másodikat kis sűrűségű szuszpenzióból való ülepedés okozza.

Normál gradáció esetén az üledéket szállító közeg energiája csökken, így csupán egyre kisebb szemcséket képes mozgásban tartani, ezalatt a felesleges teher kiülepszik. Fordított gradáció okának a "kinetikus rostálódást" (kinetic sieving) tekintik, e szerint a nagyobb részecskék között az apróbbak lehullanak az áramlás során (Bernoulli-elv) /Davies & Walker, 1974; Rupke, 1978/. Hasonló inverz gradáció alakulhat ki "vonszolási szőnyeg" (traction carpet) képződése esetén is /Lowe, 1982/.



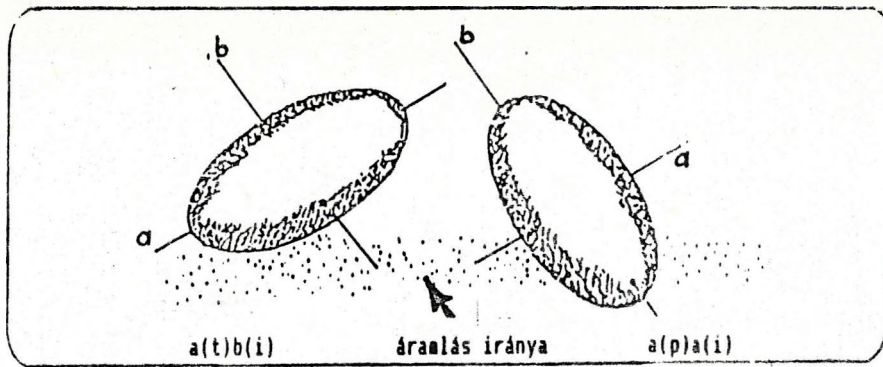
1. ábra. Konglomerátumok leíró bélyegei /Walker, 1975a/.

Fig.1. Descriptive features for conglomerates /Walker, 1975a/.



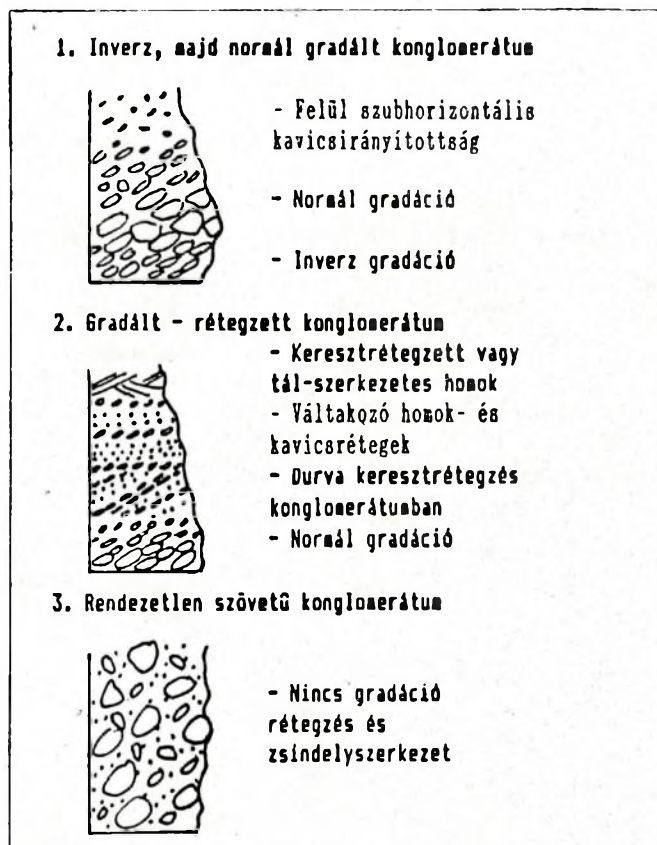
2. ábra. Szöveti paraméterek mérése felülnézetben, áramlással párhuzamosan oldalnézetben és arra merőlegesen /Davies & Walker, 1974 után/.

Fig.2. Measurements of orientation and imbrication /after Davies & Walker, 1974/.



3.ábra A zsindeleszerkezet két típusa, "a" és "b" a kavicsok hossztengelei, t=merőleges, i=imbrikáció/Walker 1975a/

Fig.3. Two types of imbrication: a(paralel)-a(imbricated), a(transverse)-b(imbricated)/Walker 1975a/



4.ábra. Áthalmozott konglomerátumok leggyakoribb típusai Walker /1975.b/ szerint.

Fig.4. Models for resedimented conglomerates /after Walker 1975b/

Davies & Walker /1974/ klasszikusnak számító terepi megfigyelései szerint a durvább frakciókban gyakrabban jelenhet meg inverz gradáció, mint a finomabbakban.

Az eddig tárgyalt legfontosabb bélyegeket kiegészíthetjük egyéb kísérő kőzetekből, pl. homokkővekből nyerhető megfigyelések. fgy nyíthat mód az egykori üledékképződési környezet körületekin-tő rekonstrukciójára. Az áramlás irányának meghatározására alkalmasak mind a réteglapok alján található különböző talpjegyek (pl. flute, scour, tool marks), mind a rétegek felső részénén megfigyelhető hullámfodrok, keresztrétegzések /Pettijohn & Potter, 1964; Rupke, 1978/, továbbá üledékes eredetű szinszediment gyűrődések, rogyások tengelyei /Sturm, 1971; Rupke, 1978; Alexandrowski et al., 1986/ vagy a csatornatengelyek iránya /Hendry, 1976/.

A legfontosabb bélyegekre alapozva szület-tek üledékföldtani modellek: pl. alluviális üledé-kekre Allen /1965/, átülepített konglomerátumok-
ra Walker /1975b/ dolgozott ki általánosnak tekint-hető modellt.

Walker saját terepi megfigyelései és irodal-
mi adatok alapján összevitte, hogy az egyes bélye-
gek közös előfordulásának mekkora a gyakorisága,
és a három leggyakrabban előforduló alapesetet te-
kintette modellnek (4. ábra). Modelljében a képző-
dési mechanizmust nem vizsgálta, az üledékszerke-
zeteket közvetlenül a képződési környezettel kap-
csolta össze. Ilyen formában ez azonban nem volt
alkalmas minden átülepített konglomerátumra
/Winn & Dott, 1979/. Számos terepi megfigyelés
révén modelljét kibővítették, továbbfinomították
/Walker, 1978; Hein, 1982; Surlyk, 1984; Stow,
1986/.

A leíró jellegek megismerésével párhuzam-
osan fejlődtek a folyamatok hidrodinamikájáról
alkotott elképzelések, majd megszületett a két
megközelítési mód ötvözete is.

2.2. AZ ÜLEDÉKMOZGÁS MÓDJAI

Az ötvenes évektől kezdve kísérletek és ak-
tuálgeológiai megfigyelések révén gazdagodott az
üledékszállítás folyamatáról alkotott kép. A szá-
razföldön végbemenő folyamatokról (folyóvízi, ta-
vi, glaciális szállítás, lejtőmozgások, stb.) viszony-
lag egyszerűen lehetett egységes képet alkotni. A
mélytengerekben végbemenő folyamatok módjá-
ról, mértékéről sokáig csak elképzeléseink lehettek.

Recens megfigyeléseknek köszönhetően ma már
azonban ezek is viszonylag jól ismertek.

Tenger alatti lejtőkön végbemenő gravitáci-
ós tömegmozgások fő típusai, amelyet Stow /1986/
foglalt össze, a következők (5. ábra):

- Kőomlás (rock fall)
- Kúszás (creep), csúszás-suvadás (sliding),
csuszamlás (slumping)
- Gravitációs üledékfolyás vagy tömegfo-
lyás (sediment gravity flow, mass flow).

Ezeken kívül az aljzat üledékeit erodálják,
szállítják és átrendezik a fenék áramlások (bottom
currents) is.

A lejtőn nyugalomban lévő üledéket várat-
lan események (földrengés, vihar, stb) vagy a túlsá-
gosan megnövekvő belső feszültség megindítja. A
vízzel keveredő üledék további mozgását a gravitá-
ció irányítja, különböző módosító folyamatok kí-
sérétében. Jelentős szerepe van a nyíró erőknek,
amelyek ellen a kohézió, a szemcseközi súrlódás és
a porúsolyadék nyomása hat.

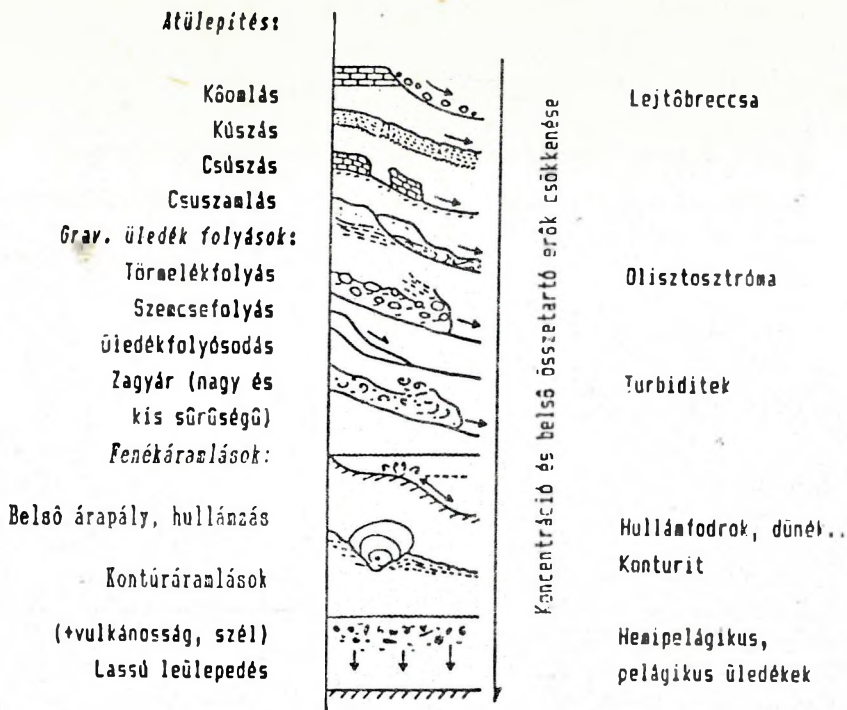
Legegyszerűbb a *kőomlás* mechanizmusa,
ami kaotikus, szerkezetmentes, rendszerint gyen-
gén kötött, változatos mátrixtartalmú üledéket
credményez /Cook et al., 1982/. Tenger alatt vi-
szonylag ritka, de meredek töréses morfológiájú
peremeken előfordul.

A *kúszás* terhelésből eredő, nagyon lassú
mozgásforma. Valószínűleg enyhe lejtőkön gyako-
ri víz alatt is. Ha a belső nyíró erők elérnek egy kri-
tikus értéket, a folyamat átmegy csúszásba.

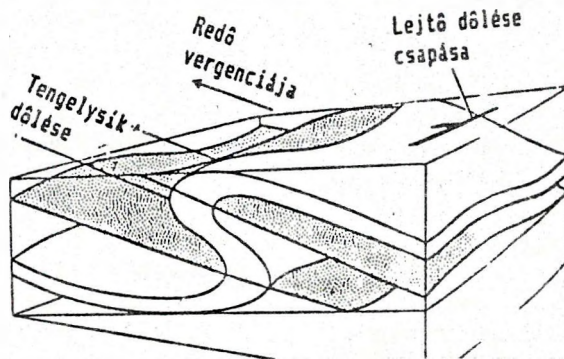
A *csúszás* és *csuszamlás* között a legfonto-
sabb különbség, hogy a mozgás során megmarad-e
a mozgó test belső szerkezete. A csúszás (sliding)
koherens: egy belső nyírási felszínen (dècollement)
nem deformált üledékhalmoz mozog. A csuszamlás
(slumping) inkoherens: a mozgás mindent áthat,
deformációs gyűrődések, rogyások keletkeznek,
amelyek tengelyei a súrlódás miatt irányítottak
lesznek, így a mozgás iránya utólag is megállapítha-
tó /Stow, 1986/ (6. ábra). Csuszamlás során az ered-
eti szerkezet azonban nem esik szét. Ha mégis
szétesik, a következő mozgásmódot kapjuk, mely-
nek során víz és üledék keveréke mozog.

A *gravitációs üledékfolyás* a mozgást
fenntartó erő szerint további formákra osztható
/Middleton & Hampton, 1976, idézi: Rupke, 1978,
Stow, 1986/ (7., 8. ábra):

- törmelékfolyás (debris flow)
- szemcséfolyás (grain flow)
- üledékfolyósodás (fluidised sediment
flow)
- zagyár (turbidity current).

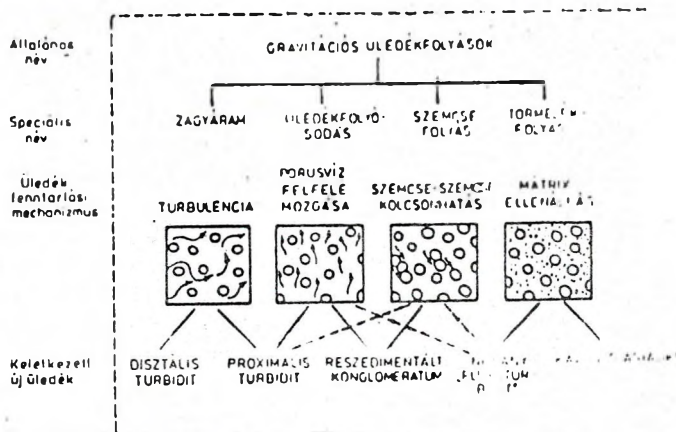


5.ábra. Az üledék mozgásformái és a képződő üledékek mély tengerekben /Stow, 1986/.
Fig.5. The main transport processes and deposits in deep seas /Stow, 1986/.



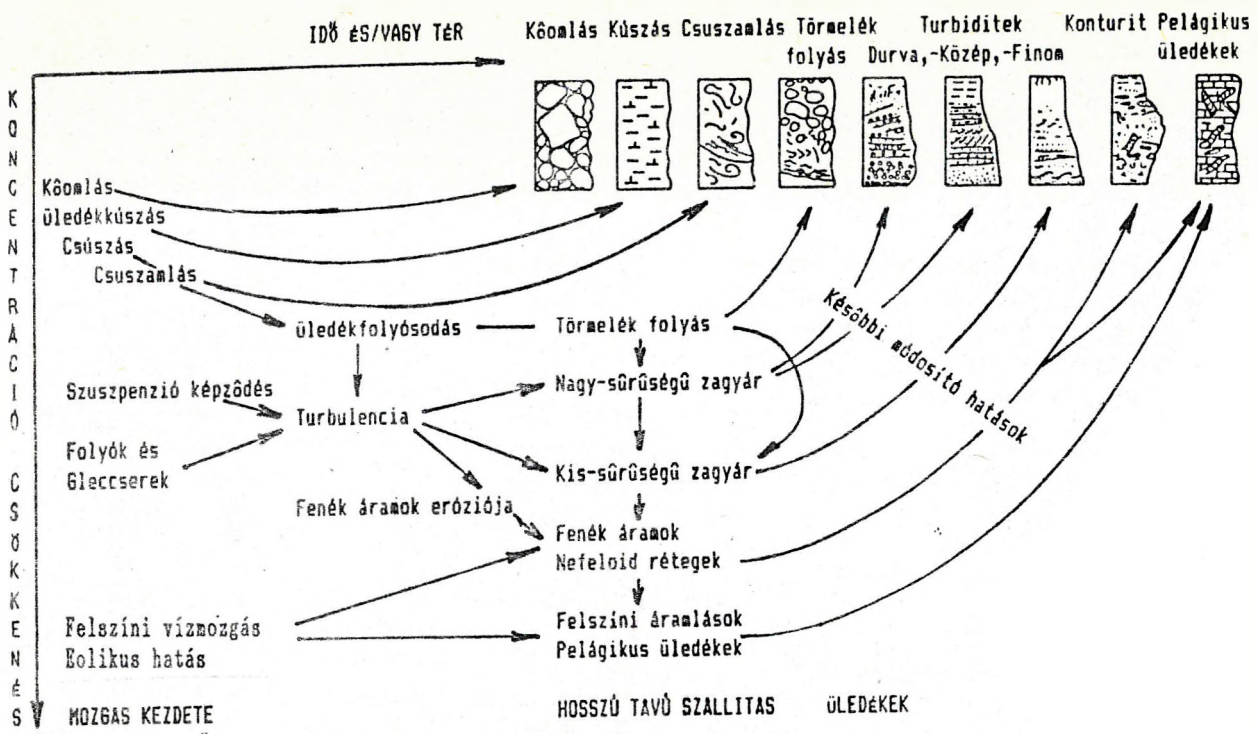
6.ábra. A csuszamlás iránya és a redőtengely közötti kapcsolat /Stow, 1986/.

Fig.6. Relationship between slump folds and direction of slumping /Stow, 1986/.



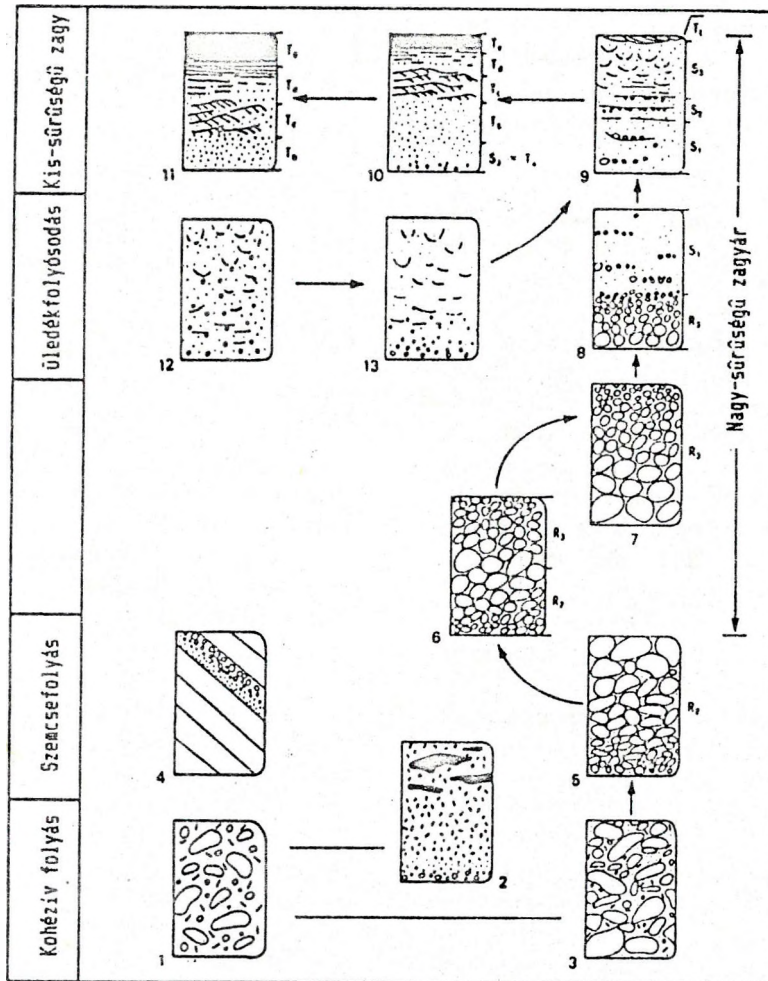
7.ábra. Gravitációs üledékfolyások osztályozása a fenntartó erőn alapul /Middleton & Hampton, 1976/

Fig.7. Types of sediment gravity flows determined by support mechanism /Middleton & Hampton, 1976/



8.ábra. A szállítás folyamata a kezdetektől a végtermékig /Stow, 1986/

Fig.8. Process of initiation, transport and deposition /Stow, 1986/



11.ábra. Gravitációs üledékfolyások fejlődése során kialakuló üledék-típusok. A nyílal kapcsolattal alakulások a legvalószínűbbek: 3-5-6-7: Walker-modell, 11: Bouma-ciklus /Lowe, 1982/

Fig.11. Deposits of sediment gravity flows. Arrows connect evolutionary continuum of processes: 3-5-6-7: model of Walker, 11: Bouma sequence /Lowe, 1982/

Lowe /1982/ a mozgásformákat az áramlás típusa szerint csoportosítja, és lamináris valamint turbulens mozgást különböztet meg. A lamináris csoportot pedig a folyás reológiája szerint osztályozza tovább (9., 10. ábra).

Lamináris	Turbulens
Kis sűrűségű zagyár	
Fluidizált folyás	Nagy sűrűségű zagyár
Likvidizált folyás	
Szemcse folyás	
Iszapfolyás	

9.ábra. Lamináris és turbulens gravitációs üledékfolyások nevezéktana Lowe /1982/ szerint.

Fig.9. Nomenclature of laminar and turbulent sediment gravity flows/after Lowe, 1982/

Törmelékfolyás ban a részecskéket a sűrű, vizes-iszapos mátrix viszi. A jelenség kis lejtőszög esetén (0.5°), kis sebességű, mozgásként lép fel. Jellegzetességeit annak köszönheti, hogy nem-newtoni folyadék módjára viselkedik. Az üledék mátrixvázú, rendezetlen szövetű, ha a mozgás "befagy", fordított gradáció és kis foltokban áramlással párhuzamos kavicsirányítotttság alakul ki. Gyakoriak a belső nyírési zónák, előfordulnak benne rogyási-, tál- és oszlopszerkezetek. Más típusú mozgás során annak bázisánál vagy tetejénél is kifejlődhet törmelékfolyás /Rupke, 1978/. Ha törmelék-részecskéket nem szállít, úgy **iszapfolyásnak** (mudflow) nevezik. Egyes szerzők elkülönítik a hasonló, de viszkózusabb viselkedésű "slurry flow"-t (híg iszapfolyás) /Carter & Lindqvist, 1975/.

Szemcsefolyás ban a felhajtóerő a szemcsék közötti ütközésekből eredő diszperzív nyomás. Ez a mozgásforma meredek (18°) lejtőt igényel, ezért viszonylag ritka. Gyakori az a (p)a(i) szövet, valamint a fordított gradáció /Cook et al., 1982; Rupke, 1978/. Homokos szemcsefolyás legfeljebb néhány centiméteres rétegvastagságot hozhat létre /Stow, 1986/, és nem vastag masszív homokköveket, mint korábban feltételezték! Ha a törmelék-, és szemcsefolyás nem különböztethető meg, Carter és Lindqvist /1975/ az "inercia" folyás elnevezést javasolja.

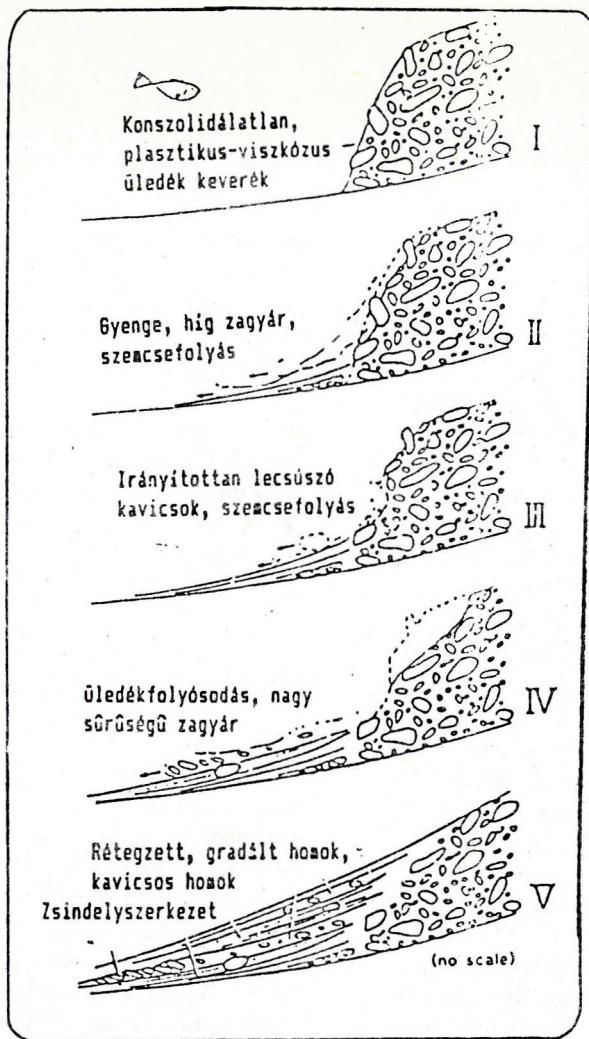
A **üledékfolyósodás** szerkezetét a pórusfolyadék nyomása tartja fenn, ezért nagy viszkozitású folyadék módjára viselkedik a rendszer. Durva frakciók szállítására nem alkalmas. Kis ($2-3^\circ$ -os) lejtőn is mozog. Éles bázis és fedő határfelület esetén felismerhető az eltávozó pórusvíz nyomattól és oszlopszerkezetek (dish and pillar structures), kis iszap-homok "vulkánok". Gyakoriak a terheléscs szerkezetek, a konvolút rétegzés /Rupke, 1978/. Cook et al. /1982/ megkülönbözteti a **fluidizációt**, ahol a folyadék feláramlását kipréselődés (nyomás növekedés) és a **likvidizációt**, ahol szerkezetlázulás (nyomás csökkenés) okozza. Lowe /1982/ szerint azonban fluidizáció esetén a pórusfolyadék teljesen fenntartja az üledékszemcséket, míg likvidizáció során csak részben (10. ábra).

Viselkedés	Típus	Fenntartó erő
fluid	zagyár	turbulencia
	fluidizált folyás	teljesen kiszoruló pórusvíz
Plasztikus	liquidizált folyás	részben kiszoruló pórusvíz
	szemcse folyás	szemcsék közti ütközés
	iszapfolyás	mátrix
	kohézív törmelék folyás	

10.ábra. Gravitációs üledékfolyások osztályozása a folyás reológiája és a fenntartó mechanizmus alapján /Lowe, 1982/

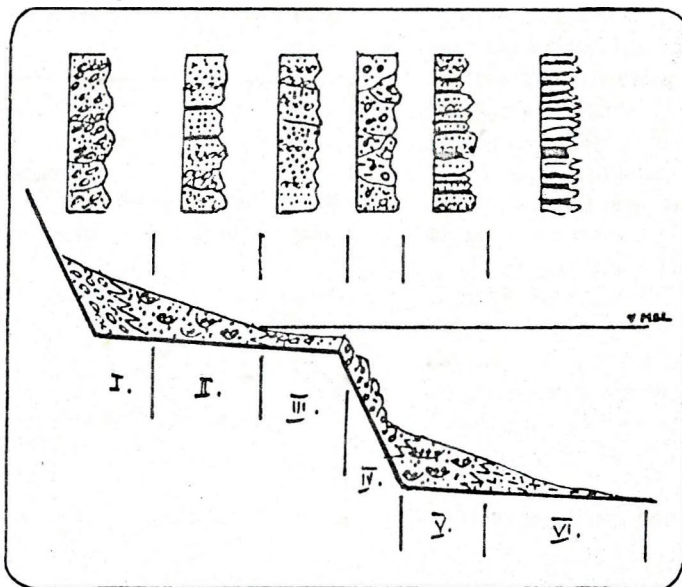
Fig.10. Nomenclature of sediment gravity flows based on rheology and support mechanism /Lowe, 1982/

A legjelentősebb csoportot a **zagyárak** képviselik. Ha a homok-iszap szuszpenzió sűrűsége $0,5-2,5 \text{ g/cm}^3$, akkor nagy, ha ennél kisebb, akkor kis sűrűségű zagyárról beszélünk. Nagy távolságra képes eljutni jelentős erózió vagy ülepedés nélkül. A zagyár legjellemzőbb terméke a gradált rétegzés. A lassuló áramlásból a legdurvább anyag leülepszik, így csökken a zagy sűrűsége. Ez pedig további sebességcsökkenéssel jár. A zagyárban a felhajtóerőt a turbulens mozgás okozza. Az egész egy komplex önszabályozó folyamat (auto-suspension), amit



12.ábra. Gravitációs elkülönülés/Potsma, 1984/

Fig.12. Gravity winnowing /Potsma, 1984/



13.ábra. Delta-típusú és tenger alatti törmelékkúpok átmenete/Ethridge & Wescott, 1984/I.: Proximális fan-delta, II.: Alsó fan-delta, III.: Átmeneti zóna, IV.: Lejtő, V.: Proximális törmelékkúp, VI.: Disztális törmelékkúp

Fig.13. Generalized facies relationship fan-deltas and submarine fans /Ethridge & Wescott, 1984/I.: Proximal fan-delta, II.: Lower fan-delta, III.: Transition zone, IV.: Slope, V.: Proximal submarine fan, VI.: Distal submarine fan

a szuszpenzió sűrűségkülönbsége mozgat, és ez sűrűsödést és turbulenciát okoz. A turbulencia ugyanakkor újratermeli a szuszpenziót. Homokos zagyár tipikus képződménye Bouma-ciklusokból épül fel. Áramlás vagy tárgy által eróziót fejthet ki, alján terheléssel szerkezet is gyakori. Masszív vagy gradált homokkal kezdődik, laminált, keresztretegzett, majd konvolut homok következik, laminált iszapos homok és masszív iszap fejezi be.

Nagy sűrűségű zagyban a kavicsfrakció az áramlás alján külön, módosult szemcsefolyásként mozog, vonszolási szőnyeget hozva létre (traction carpet) /Kovács, 1987/. Ekkor a kavicsok görgetve, illetve ugrálva szállítódnak, ami a képződmény szövetén is megfigyelhető /Winn & Dott, 1979/. Nagy sűrűségű zagyarak között Lowe /1982/ homokos és uralkodóan kavicsos változatot különböztet meg. Kavicsos zagyár hatására a Walker-féle /1975b, 1977/ konglomerátum modell képződik (11. ábra):

-inverz gradáció: a bazális "vonszolási szőnyeg" terméke,

-normál gradáció: szuszpenzióból ülepedés eredménye,

-gradáció és rétegzés: miután a kavics jelentős része már leülepedett, a rendszer homokos zagyárként működik tovább.

Ily módon az is érthetővé válik, hogy az egyes fáciesek miért követik egymást lefelé a lejtőn (15. ábra).

Merdekebb lejtőkön a vízzel átitatott üledék bármikor instabillá válhat. Földrengés, nagyobb vihar, áradás, stb. hatására megindul a lejtőn lefelé és vízzel keveredve a gravitációs tömegmozgások több formáját is létrehozhatja (12. ábra). Zagyarak gyakran más folyamatok lecsengésekor is kialakulnak. A kis sűrűségű zagyár általában a nagy sűrűségű zagyár folytatásaként képződik. Mozgása lassúbb, de az agyag-aleurit frakciót nagy távolságra képes szállítani, s ezzel átmenetet képez a pelágikus üledékképződés felé (nefeloid rétegek).

A *fenékáramlások* kialakításában szerepet játszanak a felszíni vízmozgással kapcsolatban álló "belső hullámozás" és "belső árapály" jelenségek. Az általuk gerjesztett áramlások felfelé is haladhatnak a lejtőkön és a kanyonokban. A fenékáramlások jelentős hiányt okozhatnak mélytengeri rétegsorokban.

Másik típusuk a világóccánokat behálózó *kontúráramlások*. Nagy mélységben működő, hőmérsékletkülönbség által létrejövő jelenségek, melyek a kontinentális lábazatok mentén, a szintvonalakkal párhuzamosan haladnak. Valószínűleg ezek hozzák létre a nefeloid réteget, melyek lehetnek

szerkezetmentes, bioturbált iszapok, vagy laminált, hullámfodros, gradált finomhomokok /Stow, 1986/. Turbiditek közé települve mindig merőleges szállítási irányokat jeleznek.

A hidrodinamikai modellek kidolgozásánál becsléseket végeztek a megmozgatott üledék tömegére, sebességére, az erodált és betertített területek nagyságára és az egész folyamat lezajlásához szükséges időre /Komar, 1970; Walker, 1975a; Winn & Dott, 1979/. Bár a különböző forrásokból származó adatok ellentmondóak, mégis rávilágítanak ezen üledékszálítási folyamatok jelentőségére.

2.3. KAVICS- ÉS KONGLOMERÁTUM- KÉPZŐDÉSI KÖRNYEZETEK

Durvatörmelékes kőzetfáciesek sokféle környezet indikátorai lehetnek. Előfordulnak szárazföldeken, tengerek mélyén, és a partvidéken egyaránt. A szárazulatok legjelentősebb kavicsszállítói a folyók, amelyek változatos alluviális és fluviális képződményeket hozhatnak létre. Itt a turbiditek kivételével mindegyik üledéktípus előfordulhat. A partmenti régió legismertebb képződményei az abrázios kavicsok, amelyek a hullámozás és az árapály feldolgozó hatására szintén jellegzetes bélyegeket hordoznak. A parti régióba tartoznak a deltaüledékek is, ezek átmenetet képezhetnek az igazi tenger alatti törmelékfolyások felé (13. ábra).

	SZEMCSESZERKEZET		
	szemcsevázú		mátrixvázú
<i>keresztretegzés:</i>	ritka	gyakori	ritka
<i>gradáció:</i>	gyakori	ritka	ritka
<i>szövet:</i>	a(p)a(i)	a(t)b(i)	ritkán irányított

↑
 átülepített folyóvízi parti
 ↑
 törmelékfolyás csuszamlás túllít

14. ábra. Tipikus képződési környezetek a leíró bélyegeik alapján /Walker, 1975a/

Fig. 14. The most important depositional environments determined by the descriptive features /Walker, 1975a/

A konglomerátumképződési környezetek szinte teljes összefoglalása megtalálható Koster & Steel /1984/ cikkgyűjteményében. A delta típusú (fan-delta) és a tenger alatti törmelékkúpok (submarine fan) közötti legfőbb különbségeket Ethridge & Wescott /1984/ rendszerezte. A legfeltűnőbb különbség a szemcseszerkezetben, a szövetben és a részecskék osztályozottságában mutatkozik meg. A két környezet elkülönítésekor a szárazföldre, illetve tengerre utaló egyéb tényezők (fauna, száradási nyomok, gyökérmaradványok, stb) sem hagyhatók figyelmen kívül.

A leíró bélyegek különböző társulásait és a kapcsolódó üledék-és környezet típusokat a 14. ábra mutatja be.

A következőkben az átülepített konglomerátum képződési környezetéről lesz szó.

2.3.1. Tenger alatti törmelékkúpok (Submarine fans, deep sea fans)

Tenger alatti törmelékkúpok medence és kontinensperemi lejtőkre támaszkodva jönnek létre. Némely típusuk közvetlenül folyódták folytatása, mások önállóak /Rupke, 1978/. Jónéhány ilyen recens folyó eredetű törmelékkúp ismeretes: a legnagyobb a bengáli /Curry & Moor, 1971/, melyet a világ egyik legnagyobb folyója, a Gangesz-Brahmaputra táplál, Himalajából származó törmelékkel. Kisebb, és nagyon jól ismert az Amazonasé /Flood & Damuth, 1987/. Az önálló törmelékkúpokat tenger alatti kanyonok táplálják: pl. az Astoria kanyon és törmelékkúpja /Nelson et al., 1970/. Ezen kanyonok gyakran tektonikusan preformált eredetűek /Stanley & Kelling, 1970/.

A törmelékkúpok a medence belső irányában három övre oszthatók: felső, középső és alsó (15. ábra) /Davies & Walker, 1974; Rupke, 1978; Walker, 1978 és még sokan mások/. Ez a tagozódás morfológiai és anyagi elkülönülést tükröz. A fenti övekre merőlegesen, legyező alakban, elágazóan haladnak a csatornák (channel) és az ezeket övező gátrendszerek (levee). Mindkettő önálló üledék-képződési térszín, akárcsak a csatornák közti tér (inter-channel area). Fontos megkülönböztetni a csatorna és a kanyon fogalmát! Az előbbi a saját, korábban lerakott üledékeibe vág bele, míg az utóbbi a lejtő teljesen idegen anyagába.

A kúpok felső részén mindössze néhány, de annál jelentősebb csatorna létezik: pl. az Amazonas törmelékkúpja esetében egy, ez több mint 200 m mély, és 2,5 km széles. A környező gátrendszer 300

m-re emelkedik a csatorna fölé és 50 km széles /Flood & Damuth, 1987/. A gáton vékony-pados turbiditek keletkeznek, a csatornában lezúduló anyag turbulens felhőjéből, és ebbe vág bele maga a csatorna amely a különböző típusú konglomerátumok lerakódási helye. Így tömegében a finomszemű üledék uralkodik a felső kúpon /Mutti & Ricci-Luchi, 1978/. A középső részt számtalan kisebb csatorna és gát jellemzi a homokfrakció dominanciájával. Az alsó részen még több kis csatorna van, de gát már nem alakul ki /Rupke, 1978; Normark, 1970/, ezt vastag-pados turbiditek jellemzik. Ezután folyamatosan megyünk át a medence síkság vékony-pados turbiditjeibe. A két eltérő helyen keletkező vékony-pados turbidit megkülönböztetését a fácies asszociáció és a homok/iszap arány eltérése teszi lehetővé. A gátak szinte sose szimmetrikusak, amit a földraji elhelyezkedéstől függő Coriolis-erő szabályoz /Stanley & Kelling, 1970/. Mind a nagy, mind a kisebb csatornák meandereznek, elhagyják és újra vésik medreiket /Walker, 1975b/. A csatornák életének is három fázisa van: kialakulás, működés és feltöltődés /Carter & Lindqvist, 1975/. Ez által az egész üledékkúp alakja, helyzete és szállítási irányai is állandóan változnak.

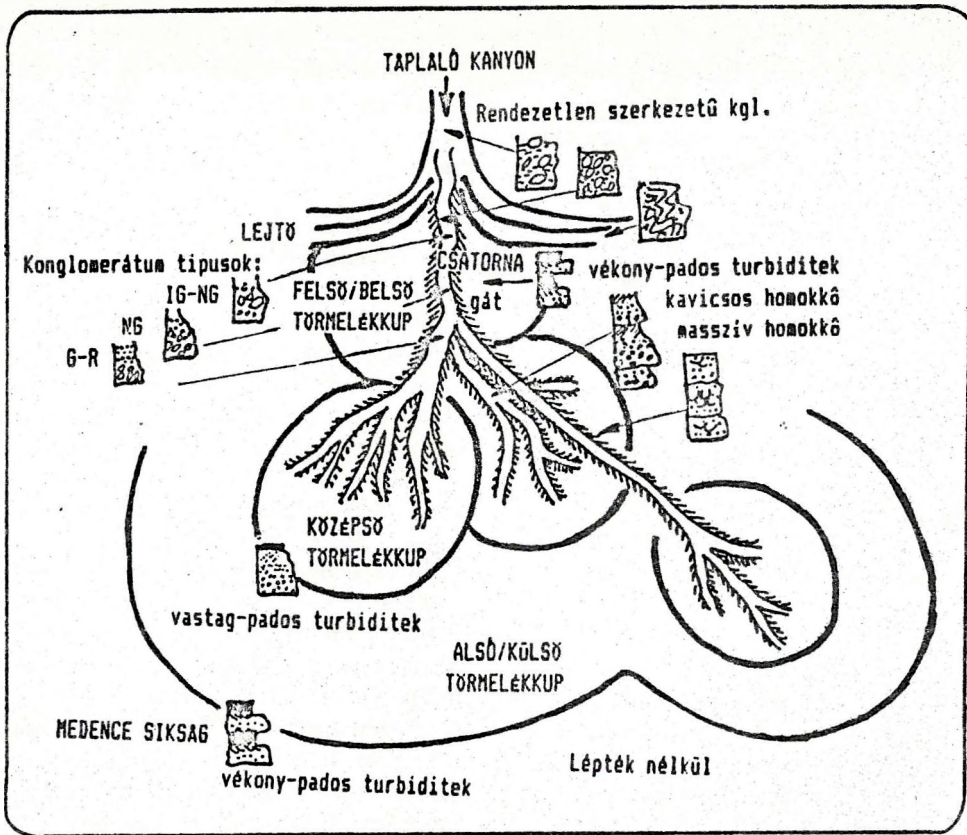
A csatornában valamennyi gravitációs tömegmozgás végbemehei, és megteremtheti a saját tipikus üledékeit. Az üledék általában a selfről ered, ahol parti áramok (longshore currents) már megmozgatták /Reimnitz, 1971; Rupke, 1978/.

A 15. ábra a törmelékkúpokhoz köthető képződményeket is mutatja /Walker, 1978/. Ezen felismerhetők a Walker-féle modell egyes elemei, kiegészítve a zagyarak finomabb szemű üledékeivel. Így kapcsolódnak össze egyes üledékképződési térszínek bizonyos típusú üledékképző folyamatokkal és azok tipikus képződményeivel.

Még egy jelenségkörrel kell megemlíteni, mégpedig a szállítási irányok sokféleségét egy adott törmelékkúp esetében. Ez a sokféleség eleve adódik a legyezőszerű felépítésből, a csatornák meanderező jellegéből, de számolhatunk még a konturritok jelenlétével is. Mégis meglepő, ha kis távolságon belül teljesen ellentétes irányú üledékszállítás tapasztalunk. Erre ad ésszerű magyarázatot a 16. ábra.

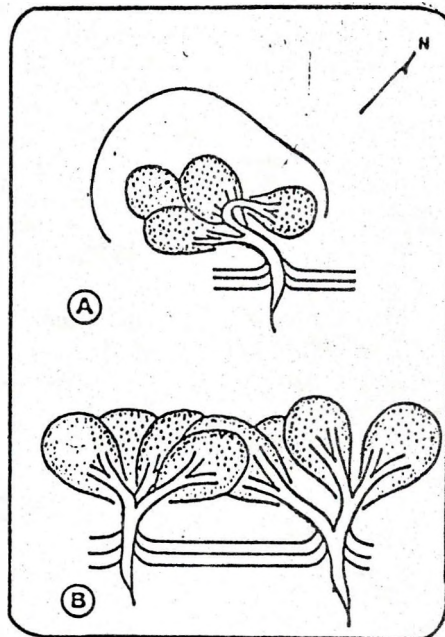
3. A GERICSEI KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEK

Alsó-kréta képződmények a Középhegységi nagyszerkezeti egység területén, annak tengelyvonalában ismertek. Ezek mind lito, mind biofáciesűk



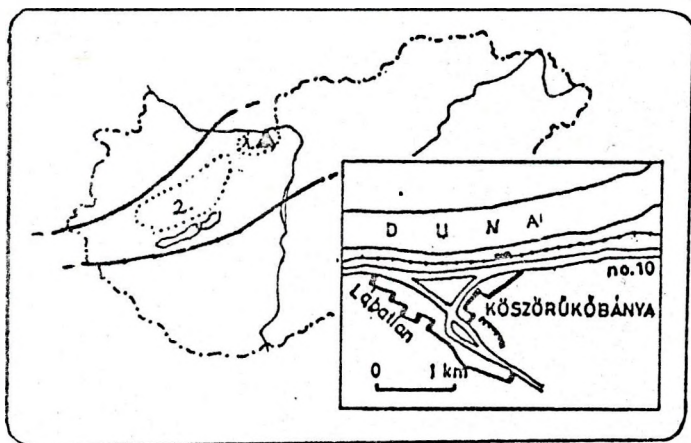
15. ábra. Tenger alatti törmelekkúpok morfológiája, üledéklakódási tér-
színei és azok tipikus üledékei /Walker, 1978 és sokan mások/.

Fig.15. Sketch of a submarine fan with its morphology, depositional
systems and facies /Walker, 1978 and many others/



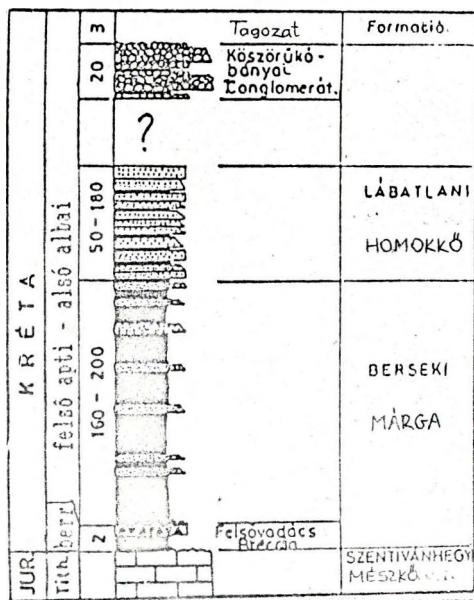
16. ábra. Ellentétes szállítási irányok okának két egyszerű magyarázata
/Hiscott, 1978/.

Fig.16. Two simple explanation of opposite transport directions /Hiscott,
1978/.



17.ábra. A vizsgált képződmények elhelyezkedése az Alp-Kárpáti-Dinári rendszerben és az alsó-kréta eltérő kifejlődési területei a Bakonyi szerkezeti egység területén: 1. törmelékes, 2. karbonátos.

Fig.17. Location of study area and the distribution of different Lower Cretaceous facies: 1. clastics, 2. carbonates.



18.ábra. A Gerecse hegységi alsó-kréta formációk rétegtani helyzete.

Fig.18. Stratigraphy of Lower Cretaceous Formations of Gerecse Mts.

alapján két eltérő kifejlődési területre oszthatók. a Gerecsében, a felszínen kisebb-nagyobb foltokban törmelékes kifejlődésű alsó-kréta üledékek találhatóak. Ettől nyugatra uralkodóan karbonátos közetek alkotják az alsó-krétát. Így fel kell tételeznünk, hogy ebben az időszakban két elkülönült üledékgyűjtő létezett. Kázmér /1988/ szerint egy karbonátplató és egy flisárok. (17. ábra).

A Gerecse keleti részén található alsó-kréta (korábban berriázi - barréminak tartott) összlet három egységre bontható (18. ábra): a Berzseki Márga, valamint a Lábatlani Homokkő Formációra és a Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozatra. Először a Kőszörűkőbányai Konglomerátum/Sztánó & Báldi-Beke, 1989/, majd az előző két formáció /Füciyházi & Nagymarosy, 1990/ is fiatalabbnak bizonyult nannoplankton sztratigráfiai vizsgálatok alapján: minden kétséget kizáróan késő apti - kora albai üledékképződés termékei. A sorozat üledékhiánnyal települ a fekvő, berriázi törmelékes üledékekre /Vigh, 1984/, és diszkordanciával követik a fedő cocén képződmények.

A fekvő Felsővadácsi Breccsa tagozatot már Hofmann /1884/ ismertette. Az összlet első részletes leírása Hantkentől /1861, 1864, 1868/ származik. Gazdag ammonitesz faunája révén a rétegsort a neokomba sorolta. Jellegzetességei alapján ő vont először párhuzamot a Salzburg melletti rossfeldi rétegekkel és a franciaországi neokommal, valamint elsőként hangsúlyozta a bakonyi alsó krétától eltérő voltát is. Winkler /1883/, Liffa /1907/, Somogyi /1914/, Vigh Gy. /1925, 1929, 1940/ sorozatos munkálatai újabb adatokkal egészítették ki a földtani képet. A Gerecse hegység kréta időszaki képződményeinek legteljesebb összefoglalását Fülöp /1958/ készítette el. Munkájában a rétegsor részletes ismertetésén túl, egy-egy típuslelőhely öslénytani, közettani és üledékföldtani vizsgálatát is elvégezte.

A mélytengeri üledékek megismerésében végbement változások éreztették hatásukat a Gerecse középső kréta rétegsorának értelmezésében is. Nyilvánvalóvá vált, hogy a márga és homokkő rétegek "tipikus flis" bélyegeket mutatnak /Császár-Haas, 1984/: vastag homokos márga, vékony-pados turbiditek, felső részében egyre több gradált homokkő betelepülés, talp- és életnyomok, majd homokkő és márga váltakozása vastag-pados homokos turbiditek túlsúlyával, horizontális rétegzés, nagy laterális elterjedés, végig pelágikus fauna. Részletes üledékföldtani vizsgálata újabban kezdődött el. Kázmér /1987/ tenger alatti gravitációs tömegmozgások különböző formáival magyarázta

a rétegsor eredetét, üledékszerkezetét. Képződési környezetül pedig az aragonit és kalcit kompenzációs szint közötti mélységet és progradáló tenger alatti törmelékküpot jelölt meg.

A hegység nyugati részén található rétegsor élesen nem tagolható márga, homokkő és konglomerátum rétegsoportokra. Összefoglalóan Nyugat-Gerecsei Törmelékes Komplexumnak, újabban Neszmélyi Homokkő Formációnak (Császár szóbeli közlése) nevezik. Erre a területre esik a Neszmély-4. számú fúrás, amely ezt több mint 400 m vastagságban harántolta. Kapcsolata, összefogódása az egyértelműen tagolható keleti kifejlődéssel tisztázatlan.

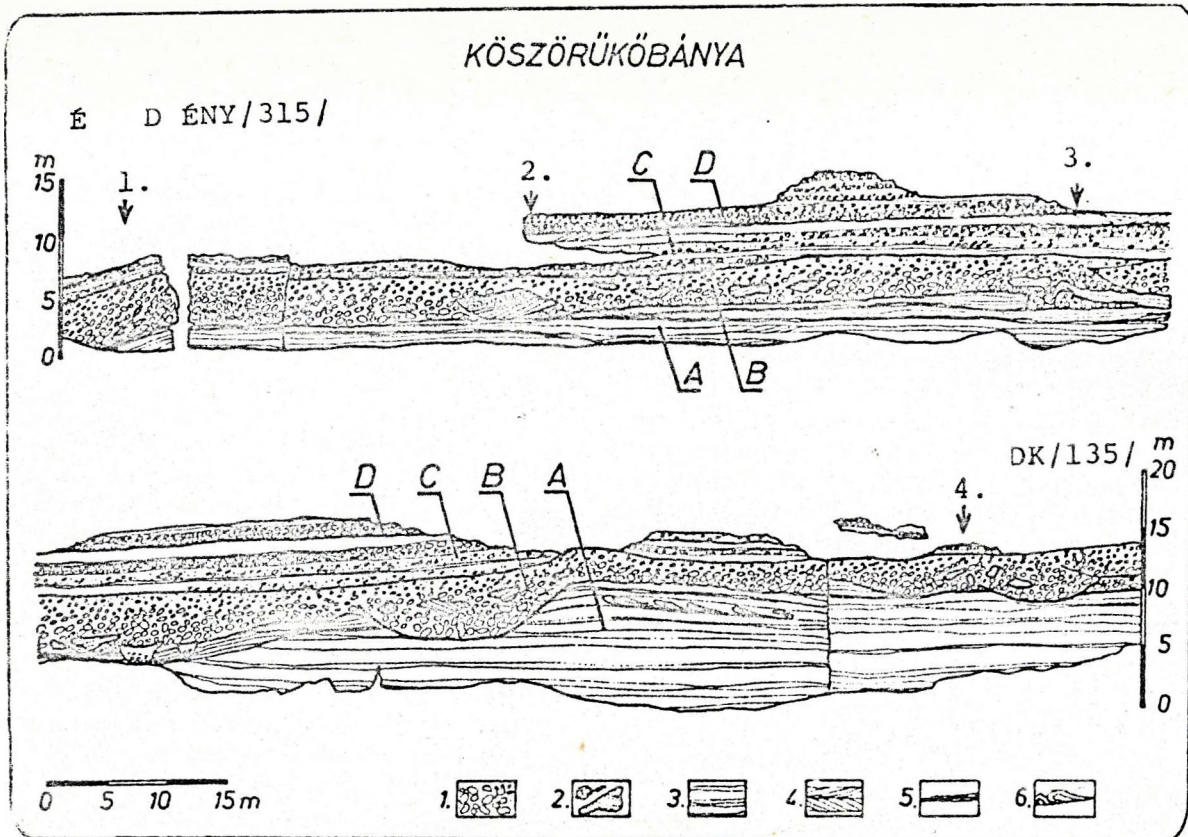
A képződmények "megfialodása" sem oldotta meg a homokos flis és a konglomerátum közötti látszólagos üledékhézag (18. ábra) problémáját, melyet kizárólag pontosabb kronosztratigráfiai tagolással vagy nagyon körültekintő szedimentológiai vizsgálatokkal tartok megoldhatónak.

4. TEREPI VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A Kőszörűkőbánya, a Konglomerátum Tagozat egyetlen ma ismert feltárása, ÉNY-DK csapásban kb. 200 m hosszúságon, 5-15 m vastagságban tárja fel a vizsgált képződményt.

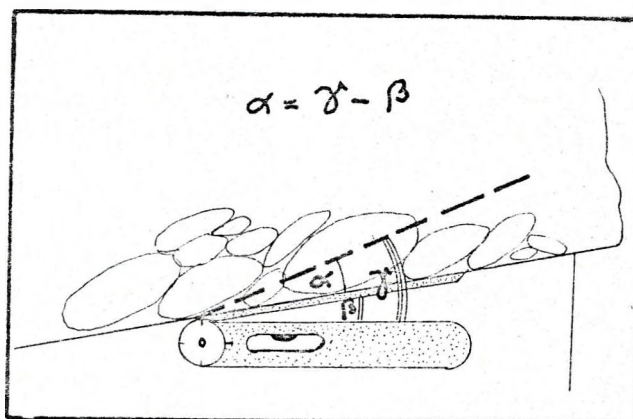
A bánya négy alkalmasnak látszó pontján vettem fel függőleges szelvényt. Részletesen megfigyeltem az üledékstruktúrákat, a rétegzést, a szövettet, a kavicsok anyagát, kerekítettségét, mértem a maximális részecskeméretet, a zsindeleyszerkezet látszólagos szögét és szisztematikusan begyűjtöttem az anyagvizsgálatokhoz szükséges mintákat.

Egy méter széles, 0,5 m magas mérő-egységként elemeztem az egyes szelvényeket. Természetesen a mérési egységek határát mindenkor a réteghatárokhöz igazítottam. Különösen nagy szükség volt erre a szelvények felső részén, ahol a rétegvastagság lényegesen kisebb, mint azok alján. A mérés különböző irányú síkokon történt, hogy a látszólagos szögek és irányok korrigálhatók legyenek. Így a valódi, mérhető rétegdőléseken kívül, a mérés síkjába eső áldöléseket is feljegyeztem. Ezáltal a tektonikai mérésekből jól ismert pitch-hez hasonlóan értelmezhető az imbrikáció szöge, melynek mérése minden esetben a látszólagos rétegdőléshez képest történt. Az egységeken belül a gradáció jellegét és a szemcseszerkezetet írtam le. Természetesen a mérések során csak a látszólagos kavicsátmérőket vehettem figyelembe. Minden egységből 20 darab hosszú kavics látszólagos "a" és "b"



19.ábra. A Köszörükőbánya panoráma képe a részletes szelvények helyével és a négy alfácies megjelölésével (A, B, C és D). 1. Konglomerátum, 2. Intraformációs feltéptt klasztok és extraformációs mészkő görgetegek, 3. Homokkő, 4. Keresztrétegzés, 5. Aleurolit, 6. Csuszamlások.

Fig.19. Panoramic view of the quarry with the four detailed sections and subfacies (A-D). 1. Conglomerate, 2. Intraformational rip-up-clasts and extraformational limestone boulders, 3. Sandstone, 4. Cross-bedding, 5. Silt, 6. slumps.



20. ábra. A zsinclyszerkezet szögének terepi mérése. α = zsinclyszerkezet szöge, β = látszólagos rétegdőlés, γ = kavicsok "a" tengelyének vízszintessel bezárt szöge.

Fig.20. Method of measuring angle of imbrication. α = angle of imbrication, β = virtual angle of dip, γ = angle of "a" axes to horizontal.

tengelyeinek hosszát, valamint a zsindeley-szerkezetű a-tengelyek és a rétegzés által bezárt szöget (imbrikáció) mértem meg a terepen (20. ábra). "Hosszú" az a kavics, melyre teljesül, hogy abc és $a/b2$, ahol a , b és c az egyes átmérők. "Kerek" kavics esetén $1a/b$ A "hosszú" kavicsok között is igyekeztem a leghosszabbakat kiválasztani, és nem mértem olyat, amelyiknél a em .

Végezetül megmértem egy-egy egység 11 legnagyobb, leginkább kereknek minősíthető kavicsának átmérőjét is, hasonlóan Clifton et al/1985/ méréseihez, a maximális szemcseméret meghatározása érdekében.

5. AKÖSZÖRÜKÖBÁNYAI KONGLOMERÁTUM TAGOZAT

A Köszörüköbánya rétegsorában, amelyet a panoráma metszet (19. ábra) és a négy részletes szelvény (21-24. ábrák) is bemutat, négy különböző alfácies különíthető el, az aleurolit, homokkő és konglomerátum váltakozása szerint:

-A. *alfácies*: Laminált, vékonypados, néhol kereszttrétegzett, zöld, zöldesszürke középszemű, helyenként finom kavicszsinórokat tartalmazó, homokkő, amely 1-10 m vastagságban van feltárva, 10-40 cm vastag lemezes vagy gumós szerkezetű szürke aleurolit betelepülésekkel.

-B. *alfácies*: 5 m vastag, uralkodóan tűzkö-kavicsokból álló, szemesevázú és gradált konglomerátum. Gyakoriak benne a kréta összetételből származó, változatos méretű feltépett agyag és homokkő kavicsok, valamint elszórtan urgon mészkő görgetegek.

-C. *alfácies*: Kisebb réteg vastagságú (0,3-0,7 m) szürke, barna, zöldesszürke homokkő és az "alsó"-hoz hasonló, de vékonyabb, esetenként fordítottan gradált, mátrixvázú konglomerátum rétegek váltakozása. A konglomerátum és homokkő rétegek közé aleurolit zsinórok is települhetnek.

-D. *alfácies*: Gradált konglomerátum és homokkő rétegek váltakozása. A konglomerátum kavicsanyagát java részben az urgon mészkő törmeléke szolgáltatja.

5.1. KÖZETTANI ÉS ÓSLÉNYTANI VIZSGÁLATOK

Aleurolit: Lemezes, gumós, szürke, meszes aleurolit, változatos rétegvastagságban (néhány mm-től 1 m-ig), meglehetősen szinttartó. Homok-

tartalma helyenként megnő, ilyenkor többnyire durva kavicsot is tartalmaz, ez utóbbi anyaga meg-egyezik a konglomerátum kavicsanyagával.

Az aleurolit nannoplankton tartalmának vizsgálata a tagozat kronosztratigráfiai besorolása szempontjából jelentős eredménnyel járt /Sztanó & Báldi-Beke, 1989/.

A nannoplankton meglepően nagy fajszámú, kedvezőtlen megtartási állapotú normál tengeri kokkolit együttes. Rétegtanilag jól lehatárolható. Az albai felső részénél biztonságosabban idősebb, mert hiányzanak a középső-albaiban belépő új fajok. A felső-aptiban fellépő Eprolithus floralis, az albai alján megjelenő Radiolithus planus és Stoverius baldiac uralják. Ezenkívül előkerült jónéhány, az aptira és az alsó-krétára jellemző faj. A felsorolt tények alapján ez a nannoplankton együttes az albai emelet mélyebb részébe sorolható, a felső-apti kor még feltételezhető. Az aptinál idősebb és középső albaiban fiatalabb kor biztosan kizárható Báldi-Beke vizsgálatai szerint.

Homokkő: Jól osztályozott, uralkodóan közép- vagy durva szemű, sárgásbarna, szürke vagy zöld színű. Vékonycsiszolatok alapján összetétele a következő: uralkodó ásvány a kvarc, jelen van kevés káliciföldpát, járulékosan amfiból. Kvarcit, radiolarit és egyéb átkovásodott közettörmelék adja az anyag javát, kis mennyiségben apró mészkő törmelék is előfordul. Az alapanyag helyenként kalcitos (pátit és mikrit vegyesen), de gyakori az agyagoskovás is. Nehézásvány társulása a követ-kező: jelentős mennyiségű a kromit, előfordul kassziterit, viszonylag sok a füstszinű és zöldeskék turmalin, az augit, az amfiból és a limonit. Járulékosan gránát, rutil és cirkon fordult elő (Árgyelán szóbeli közlése).

Sok ősmaradványt a homokkőminták sem tartalmaztak. Egyes márgás homokkő testek Orbitolinákat tartalmaznak. A viszonylag rossz megtartású, sok sérült példányt tartalmazó Orbitolina együttest Görög határozta meg. Jellemző volt az embrionális apparátus kis mérete, egyszerű, gömb alakú felépítés. A peremi zónákban lapos, másodlagos lemezekkel tagolt kamrák találhatóak, a radiális zóna pedig cikk-cakkos lefutású. Ilyen típusú felépítés - különösen az apró gömb alakú kezdőkamra -, az apti-albai korú fajokat jellemzi. A fenti kor meghatározás egyezik a megbízhatóbb nannoplankton kor besorolással.

Konglomerátum: Uralkodóan két típusra osztható. Az B. alfáciesben a kavicsanyag jelentős részét különböző típusú tűzkö-kavicsok, néhány mészkő, metamorf, homokkő és vulkanit kavics

teszi ki. A mészkő elszórtan kavics vagy görgeteg méretben fordul elő. A D. alfáciesben a kavicsoknak mintegy 60 %-a mészkő anyagú. A törmelékanyag szemcsemérete független az anyagi összetételtől. Míg a mészkő kavicsok mindkét típusnál gyakorlatilag alig koptatottak, addig a többi kavics általában közepesen koptatott.

A konglomerátum kavicsanyagának vékonycsiszolatos elemzésével különböző típusú tűzkavicsok azonosíthatók. Ezek jelentős része radiolarit, a többinél pedig az átkovárodás következtében gyakorlatilag felismerhetetlen az eredeti összetétele. Spiculit, kovás mészkő, kvarcit és esetleg erősen átalakult vulkanit kavicsok ismerhetők fel. Desztály Lajos szerint a tűzkavicsokból származó radiolariák a kimmeridzei-titon intervallumra tehetőek. A mészkőkavicsokban különböző mikrofaciések ismerhetők fel, melyek uralkodóan zátonylejtő környezetre utalnak.

5.2. ÜLEDÉKFÖLDTANI BÉLYEGEK ÉS AZOK ÉRTELMEZÉSE

A Kőszörűkőbánya áttekintő metszete (19. ábra) a legfőbb litológiai jellegekkel és üledékszerkezetekkel, valamint a részletes szelvények (21-24. ábrák) nyújtanak segítséget az interpretációhoz.

A. alfácies:

A homokkő laminált, vékonyrétegzett, pados változata a leggyakoribb. Egyes helyeken néhány deciméteres-méteres hosszúságban apró kavics-zsinórok is gyakoriak. Több helyen, de nem folyamatosan követhetően, sík és íves keresztretegzés mérhető. A mellső lemezek (forsets) látszólagos dőlése 12-15°-os. Képződési környezetül mind a csatorna, mind a környező gátrendszer egyaránt elképzelhető. A kavics-zsinóroknak és a keresztretegzésnek szép kombinációja található a bányától 50 m-re DK-re egy kis vízmosásban. A kavicszsinórok és homokrétegek által alkotott keresztretegzés ívelt mellső lemezei vályús szerkezetet mutatnak és egyúttal az áramlás irányát is jelzik. Walker /1978/ és Lowe /1982/ szerint a finomkavics és homokrétegek váltakozását, valamint a vályús keresztretegzést tipikusan zagyár és vonóáramok (traction currents) együttesen hoznak létre.

A lemezes, gumós aleurolit a nyugodt üledékképződési időszakok terméke. Egyes szintekben oldalirányban homokos aleurolit, homokos-kavicsos aleurolit, majd konglomerátum rétegekbe megy át. Ilyenkor a homokos márgában szinte "úszik" a néhány cm-es kavicsok. A kis rétegvastagság

ellenére is jó! észlelhető gravitációs eikülönülésük (coarse-tail grading). A jelenséget kis sűrűségű zagyár lokálisan osztályozó hatásával magyarázhatjuk, de kis kiterjedésű csuszamlások eredményeképpen is értelmezhető.

Az aleurolitban és a márgás homokkőben található - az üledékképződéssel majdnem egyidejű - gyűrődések és rogyások (19. ábra). Ezek az üledékképződési térszín egyenetlenségeire, enyhé (0,5° elég) lejtőkre, lokálisan megnövekvő agyagtartalomra utalnak /Sturm, 1971; Rupke, 1978; Alexandrowski et al., 1986/. Lejtőkörnyezet kiváló indikátorai. Ezek a rogyások, csuszamlások nem feltétlenül az általános lejtőirányt mutatják. Sokkal valószínűbb, hogy a későbbiekben tárgyalandó csatornák "part- és sodorvonalára" merőleges oldal-lejtők instabil viszonyait tükrözik. Vízkipréselődés nyoma /Lowe, 1982/ sehol sem volt látható.

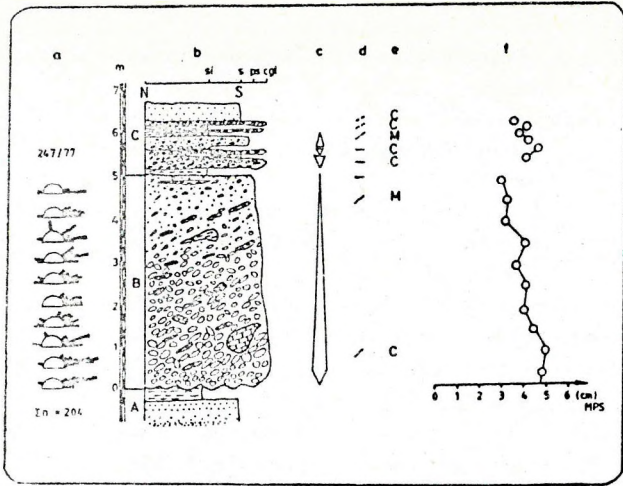
Az A. alfácies nagy sűrűségű zagyarak és azt módosító inercia folyások közreműködésével keletekezett egy törmelék-kúp középső szakaszán, valószínűleg valamely csatornában.

B. alfácies:

A konglomerátum szemcsevázú (clast supported) (21-24. ábra), de a rétegek felső részén esetenként mátrixvázúvá (matrix supported) alakul át, jelezve, hogy fokozatosan csökken a közegenergia. A szöveti jellemzők közül az orientáció (réteglapon felülnézetben) sehol sem volt megfigyelhető, így a szállítási irány megállapításához a zsindeleyszerkezet látszólagos dőlésértékeit kellett felhasználni. Ezt kiegészítették és alátámasztották az alsó konglomerátum pad bázisán levő hosszúkás (lineáció jellegű) talpjegyek. A szövet minden kétséget kizáróan a p(a)i jellegű. Ez arra utal, hogy a kavicsok biztosan nem görgetve, hanem "szuszpenzióban" szállítottak. A kavicsokon látható kis ék alakú bemélyedések a szállítás közben történt ütközéseket bizonyítják. Fontos megjegyezni, hogy a rétegek felső részén az imbrikáció eltűnik. A zsindeleyszerkezet szögét leglátványosabban a feltépett agyagkavicsok (rip-up mud-clasts) mutatják, az általuk kijelölt sík egybeesik a többi kavicson mérhető imbrikáció síkjával.

A rétegzést a konglomerátum és homokkő padok váltakozása adja, míg a konglomerátumon belül rétegzés nem ismerhető fel. A terepi mérések tanulsága szerint a konglomerátum alsó 20-50 cm-én inverz gradáció ismerhető fel, amely a továbbiakban lassan kifejlődő normál gradációba megy át az egész szemcsetartományban (21., 24. ábra).

Gyakoriak a konglomerátumban az intraformációs, feltépett és újra ülepített agyagkavicsok



21. ábra. Az 1. szelvény szedimentológiai bélyegei.

A, B, C és D alfáciesek

a: az a(p)a(i) típusú szindelyszerkezet rózsadiagramjai

b: Rétegoszlop: si=Aleurolit, s=homokkő, ps=kavicsos homokkő, cgl=konglomerátum

c: Gradáció: normál, inverz

d: zszindelyszerkezet: /: észlelhető, mérhető, -: "kihalt", azaz a kavicsok hossz tengelyei a rétegzéssel párhuzamosak, X: véletlenszerű vagy nem észlelhető

e: Szemcseszerkezet: S: szemcsevázú, M: mátrixvázú

f: maximális szemcseméret / MPS/

Fig.21. Sedimentary features of Section 1.

A, B, C and D are the four subsfacies

a: Rosedigrams of a(p)a(i) type imbrication

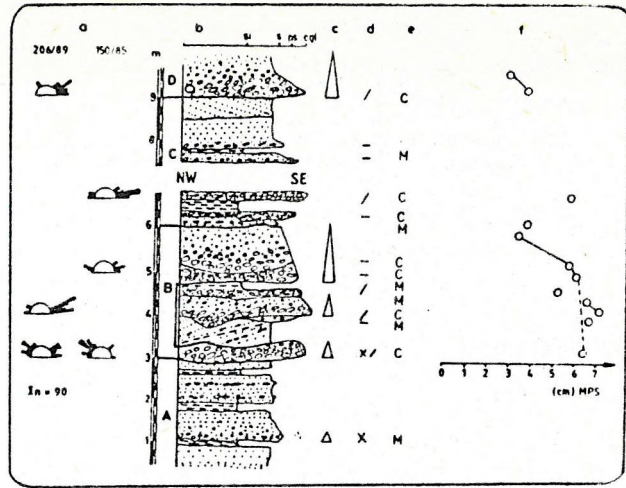
b: Lithology: si=silt, s=sandstone, ps=pebbly sandstone, cgl=conglomerate

c: Gradation: normal, inverse

d: Imbrication: /= well developed, -: subhorizontal, X: disorganized

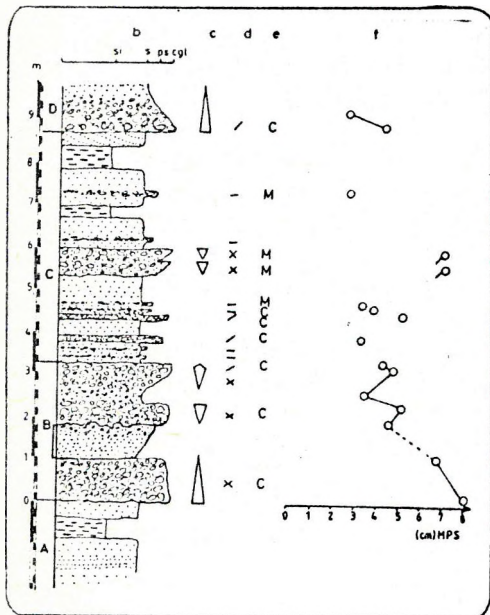
e: Sorting size distribution: S: clast-supported, M: matrix-supported

f: Maximum particle size



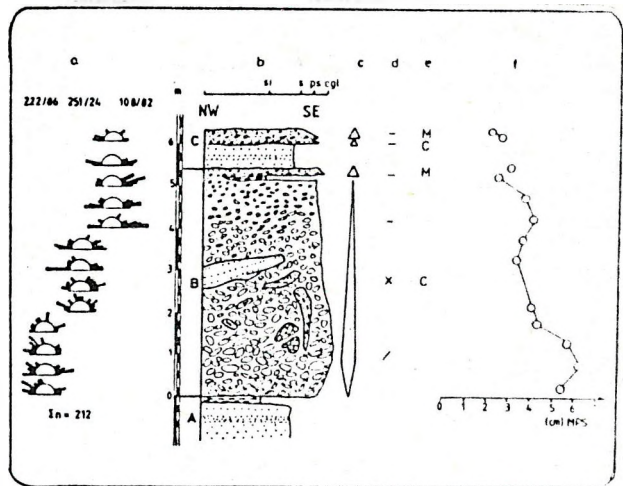
22. ábra. Az 2. szelvény szedimentológiai bélyegei.

Fig.22. Sedimentary features of Section 2.



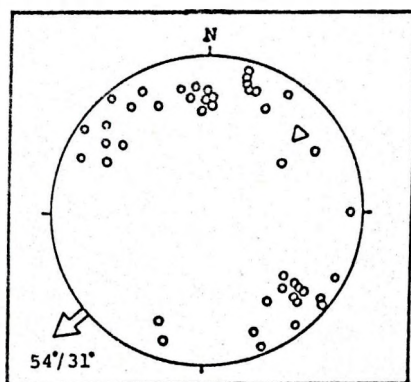
23. ábra. Az 3. szelvény szedimentológiai bélyegei.

Fig.23. Sedimentary features of Section 3.



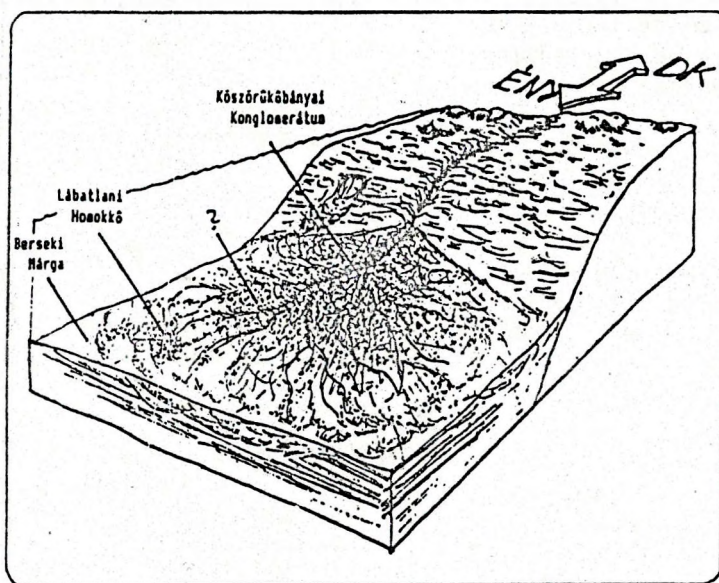
24. ábra. Az 4. szelvény szedimentológiai bélyegei.

Fig.24. Sedimentary features of Section 4.



25.ábra. A zsindelemből és a kivésődésből meghatározható szállítási irány (sztereografikus projekció alsó félgömbjén).

Fig.25. Transport direction evaluated by clast imbrication and sole marks (lower hemisphere stereonet).



26.ábra. Tektonikai forgásokkal korrigált ősföldrajzi rekonstrukció

Fig.26. Palaeoenvironmental reconstruction, corrected by tectonic rotation.

naridák területén szintén végbe mehettek hasonló folyamatok. Az ofiolit eredetű törmelékanyagot az akkor már kiemelkedő, D, DK-re fekvő Vardar szűrtúra szolgáltathatta. Mindez elhelyezhető egy óceánban és annak különböző részmedencéiben.

7. ÖSSZEFOGLALÁS

A Lábatlani Homokkő Formáció Köszörűkőbányai Konglomerátum tagozata a felfelé durvuló szemcse összetételű geressei alsó-kréta sorozat legfelső része. Kora a legújabb nannoplankton és Orbitolina vizsgálatok szerint késő-apti - korai albai.

A tagozatot konglomerátum, homokkő és aleurolit rétegek váltakozása építi fel. A szemcsevázú, zsindeleyszerkezetű, gradált konglomerátum csatornakitöltésként keletkezett, több helyen bevágódva az alatta fekvő rétegekbe. A tűzkőkonglomerátumban mészkőörgetgek és intraformációs, feltépett aleurolit és homokkő klaszterek is gyakoriak. Kavicsos nagy sűrűségű zagyarak terméke. A homokkő tömeges vagy rétegzett, sokszor különböző típusú keresztarétegzés is megfigyelhető benne, mely vonóáramok és zagyarak tevékenységének tulajdonítható. A fordítottan gradált, mátrix vázú konglomerátum rétegek megjelenése teszi a képet teljessé. Instabil lejtőviszonyokat bizonyítanak a csuszamlások.

Az a(p)a(i) típusú zsindeleyszerkezet ÉK-DNY irány anyagszállítást határoz meg. A paleomágneses adatok figyelembe vételével ez DK-ÉNY-ra módosul.

A Konglomerátum Tagozat egy medenceperemre támaszkodó, tenger alatti törmelék-kúp felső-középső szakaszát képviseli, ahová a selfperem üledékei halmozódtak át. Az egész geressei alsó-kréta sorozat felfelé durvuló jellege a törmelék-kúp progradációját bizonyítja.

A fáciesében teljesen, korban nem egyező Rossfeldi Formációval szoros ösföldrajzi kapcsolatot kizárható, de feltételezhetően mindkettő hasonló alpi tektonikai eseményekkel áll összefüggésben.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönetet mondok témavezetőimnek, Császár Géának és Báldi Tamásnak a sokoldalú szakmai irányításért, Báldiné Beke Mária-nak az ősmaradványok meghatározásáért, Árgyelán Gi-

zellának és Görög Ágnesnek publikálatlan eredményeik rendelkezésemre bocsátásáért, továbbá mindazoknak akik a dolgozat elkészítésében segítségemre voltak.

IRODALOM

- Allen, J.R.L.* /1965/: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5/2:89-191
- Aleksandrowski, P., Sliwinski, W. & Wojewoda, J.* /1986/: Frontally and surficially fluidised slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intra Sudetic basin. In: 7th IAS Regional Meeting, Krakow-Poland, Excursion guide book (ed: A. K. Teisseyre): 9-23
- Babič, L. & Gusič, I.* /1978/: Review of fossils from the clastic complex with "ophiolites" of Mt. Ivansčica and their stratigraphic importance. *Geol. Vjesnik* 30/1:1-19
- Carter, R. M. & Lindqvist, J.K.* /1975/: Sealers Bay submarine fan complex, Oligocene, Southern New Zealand. *Sedimentology* 22/3:465-483
- Clifton H. E., Brezsnýánszki K. & Haas J.* /1985/: Az észak-magyarországi átülepített konglomerátum közettani jellegei és ösföldrajzi jelentősége. *Geofiz. Közl.* 31/1-3:131-155
- Cook, H. E., Field, M. E. & Gardner, I. V.* /1982/: Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes, In: P. A. Scholle & D. Spearing (eds.): Sandstone depositional environments, AAPG Memoir 31: 329-364, Tulsa
- Curry, J. R. & Moor, D. G.* /1971/: Growth of the Bengal Deep-sea fan and denudation in the Himalayas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82/3:563-572
- Császár G. & Haas J.* /1984/: The Cretaceous in Hungary: a review. *Acta Geol. Hung.* 27:417-428
- Davies, I. C. & Walker R. G.* /1974/: Transport and deposition of resedimented conglomerates, The Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec. *J. Sediment. Petr.* 44/4:1200-1216
- Decker, K., Faupl, P. & Müller, A.* /1987/: Synorogenic sedimentation in the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous In: H. V. Flügel & P. Faupl: Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke-Vienna, 126-141
- Ethridge, F. G. & Wescott, W. A.* /1984/: Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits In: Koster, H. E. & Steel, R. J. (eds.): 217-236

- Félegyházi L. & Nagymarosy A. /1990/:* New data on the age of the Lower Cretaceous Formations in the Gerecse Mountains, Hungary. *Geologicky Zbornik* (in press)
- Flood, R. D. & Damuth, J. E. /1987/:* Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon Deep-sea Fan, *Geol. Soc. Am. Bull.* 98/6:728-738
- Fuchs, W. /1968/:* Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den Konglomeratreichen Oberen Rossfeldschichten von Grabenwald, *Verh. Geol. B.-A.* 1968/1-2:87-97
- Fülöp J. /1958/:* A Gerecse hegység kréta időszaki képződményei, *Geol. Hung. Ser. Geol. Tom.11*
- Hantken M. /1861/:* Geológiai tanulmányok Buda és Tata között, *Mat. és Term. Tud. Közl. I.*
- Hantken M. /1864/:* Az Újszöny-Pesti Duna s az Újszöny-Fehérvár-Budai vasút befogta területek földtani leírása, *Mat. és Term. Tud. Közl. III.*
- Hantken M. /1868/:* Lábatlan vidékének földtani viszonyai, *Magyarhoni Földt. Társ. Munkálatai IV.*, 48-56
- Hein, F. J. /1982/:* Depositional mechanism of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec, *Can. J. Earth Sci.* 19/2:267-287
- Hendry, H. E. /1976/:* The orientation of discoidal clasts in resedimented conglomerates, Cambro-Ordovician, Gaspé, Eastern Quebec, *J. Sediment. Petr.* 46/1:48-55, 5 figs.
- Hiscott, R. N. /1980/:* Depositional framework of sandy mid-fan complexes of Tourelle Formation, Ordovician, Quebec, *AAPG*
- Hofmann K. /1884/:* Jelentés 1883 nyarán Ószöny és Piszke közt fogantatott földtani felvételeiről, *Földt. Közl.* 1884:174-193
- Kázmér M. /1987/:* A Lower Cretaceous fan sequence in the Gerecse Mountain, Hungary, *Annales Univ. Sci. Budapestiensis, Sec. Geol.* 27:101-116
- Kázmér M. /1988/:* Lower Cretaceous facies zones in the Bakony Unit of Hungary, *Annales Univ. Sci. Budapestiensis, Sec. Geol.* 28:161-168
- Kázmér M. & Kovács S. /1985/:* Permian - Palaeogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric - Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony Unit. *Acta Geologica Hungarica*, 28:71-84.
- Komar P. D. /1970/:* The competence of turbidity current flow. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81/5:1555-1562
- Koster, E. H. & Steel, R. J. (eds.) /1984/:* Sedimentology of Gravels and Conglomerates, *Can. Soc. Petr. Geol., Memoir* 10., 441p.
- Kovács S. /1987/:* Olisztosztromák és egyéb víz alatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozoikumban I., *Földt. Közl.* 117/1:61-69
- Liffa A. /1907/:* Geológiai jegyzetek a Gerecse hegységéről és környékéről, *Magyar Királyi Földt. Int. Évi Jel.* 1906-ról: 163-176
- Lowe, D. R. /1975/:* Water escape structures in coarse-grained sediments, *Sedimentology* 22/2:157-204
- Lowe, D. R. /1982/:* Sediment gravity flows, III.: Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *J. Sediment. Petr.* 52/1:279-297
- Márton E. & Márton P. /1985/:* Tectonic and palaeoclimatic aspects of palaeomagnetism studies in the Transdanubian Central Mountains, *Acta Geol. Hung.* 28/1-2:59-70
- Middleton, G. V. /1967/:* Experiments on density and turbidity currents, III.: Deposition of sediment, *Can. J. Earth Sci.* 4/3:475-505
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. /1976/:* Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. by D.J. Stanley & D.J.P. Swift): 197-218
- Mutti, E & Ricci-Luchi, F /1978/:* Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis, *International Geological Review* 20/2:125-166
- Nelson, C. H., Carlson, P.R., Byrne, J. V. & Alpha, T. R. /1970/:* Development of the Astoria Canyon-Fan physiography and comparison with similar systems, *Marine Geology* 8/3-4:259-291
- Normark, W. R. /1970/:* Growth patterns of deep-sea fans, *AAPG Bull.* 54:2170-2195
- Pettijohn, F. J. & Potter, P. S. /1964/:* Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures, Springer-Verlag, New-York 370p.
- Plöschinger, B. /1968/:* Die Hallstatter Deckscholle Östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Rossfeldschichten Unterlage. *Verh. Geol. B.-A.* 1968/1-2:80-86
- Pober E. & Faupl P. /1988/:* The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Geol. Rundschau* 77/3:641-670

- Postma, G.* /1984/: Mass flow conglomerates in a submarine canyon: Abrija fan-delta, Pliocene, Southeastern Spain, In: Koster, H. E. & Steel, R. J. /1984/: 237-258
- Reading, H. G.* (ed.) /1986/: Sedimentary Environments and Facies, 2nd. ed., Blackwell Scientific Publications, p.569
- Reimnitz, E.* /1971/: Surf-beat origin for pulsating bottom currents in the Rio Balbas submarine canyon, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull. 82/1:81-90, 5 figs.
- Renso, D. C.* /1968/: "Pebble clusters", their origin and utilization in the study of paleocurrents, Sedimentary Geology 2:233-241
- Rupke, N. A.* /1978/: Deep clastic seas, In: Reading, H. G. (1st. ed.) /1978/: 372-415
- Rust, B. R.* /1972/: Pebble orientation in fluvial sediments, J. Sediment. Petr. 42/2:384-388
- Selley, R. C.* /1978/: Ancient sedimentary environments, Science Paperback: 232-259
- Somogyi K.* /1914/: A gerecsei neocom, MÁFI Évkönyve 22:275-346
- Stanley, D. J. & Kelling, G.* /1970/: Interpretation of a levee-like ridge and associated features, Wilmington submarine canyon, Eastern US, Geol. Soc. Am. Bull. 81/12:3747-3752
- Stow, D. A.* /1986/: Deep Clastic Seas, In: Reading, H. G. (2nd. ed.): 399-444
- Sturm, E.* /1971/: Subaqueous Slump Structures, Geol. Soc. Am. Bull. 82/2:481-484, 2 figs.
- Surlyk, F.* /1984/: Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland, Koster, H. E. & Steel, R. J. /1984/: 359-382
- Szianó O. & Báldi-Beke M.* /1989/: New data prove Late-Aptian - Early-Albian age of Kőszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mts., Hungary. Annales Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol. (in press)
- Vaskó-Dávid K.* /1988/: Studies on chromite and their implications in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya basin and the Vértes foreland. MÁFI Évi Jel. 1986-ról :241-261
- Vígh G.* /1984/: Néhány bakonyi és greccsi lelőhely ammonitesz faunájának biosztra-tigráfiai értékelése. MÁFI Évkönyve 67:1-133.
- Vígh Gy.* /1925/: Földtani jegyzetek a Gerecse hegységéből, MÁFI Évi Jel. 1920-23-ról
- Vígh Gy.* /1929/: Adatok a Gerecse hegység nyugati részének földtani ismereteihez, MÁFI Évi Jel. 1925-23-ról
- Vígh Gy.* /1940/: Rétegtani és hegyszerkezeti megfigyelések a Nagy Pisznice környékén, MÁFI Évi Jel. 1933-35-ről
- Walker, R. G.* /1975a/: Sedimentary structures and facies models, In: Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G. /1975/: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, SEPM Short Course no.2, Dallas: 133-161
- Walker, R. G.* /1975b/: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association, Geol. Soc. Am. Bull. 86/6:737-748, 10 figs.
- Walker, R. G.* /1977/: Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon, Geol. Soc. Am. Bull. 88/2:273-285, 19 figs.
- Walker, R. G.* /1978/: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps, AAPG Bull. 62:932-966
- Walker, R. G.* /1982/: Conglomerate: emphasizing fluvial and alluvial fan environments, In: Harms, J. C., Southard, J. B. & Walker, R. G. /1982/: Structures and sequences in clastic rocks, SEPM Short Course no.9
- Winn, R. D. & Dott, J. R.* /1979/: Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, Southern Chile, Sedimentology 26/2:203-228, 15 figs
- Winkler B.* /1883/: A Gerecse és Vértes hegység földtani viszonyai, Földt. Köz. 13/7-10:287-296
- Zupanič, J., Babič, L. & Crnjaković* /1981/: Lower Cretaceous basinal clastics (Ostrič Formation) in the Mt. Ivansčica, Northwestern Croatia, Prirodoslovna Istrazivanja Acta Geol., Zagreb 11/1:1-44

Gravity mass movements of coarse clastics and an Early Cretaceous example from the Gerecse Mts., Hungary

MTESZ-egyesületi használatra!
Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat
Készült: 750 példányban
016/91 MTESZ Házinyomda, Budapest
Felelős vezető: Boncza Gábor