



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

LXI. KÖTET

A FELSŐKRÉTA UGODI MÉSzkŐ FORMÁCIÓ A BAKONYBAN

ÍRTA:
HAAS JÁNOS

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

VOL. LXI.

THE UGOD LIMESTONE FORMATION (SENONIAN RUDIST LIMESTONE) IN THE BAKONY MOUNTAINS

by
J. HAAS

Lektor:
CSÁSZÁR GÉZA

Szakreferens:
JOCHÁNE EDELÉNYI EMŐKE

Szerkesztette:
a M. Áll. Földtani Intézet Kiadványszerkesztő Csoportja

Technikai szerkesztő:
RÉMI RÓBERTNÉ

Fordító:
DR. VÉGH SÁNDOR

Nyelvi lektor:
DR. HAAS JÁNOS

HU ISSN 0368 9751

Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA igazgató
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában

Egyetemi Nyomda — 79.4350 Budapest, 1979
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató



Műszaki vezető: Hegedűs Ernő — Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor
A könyv formátuma: B5 — Terjedelem: 15 A5 ív + mellékletek
Ábrák száma: 48. Példányszám: 1000
Azonossági szám: 01035

TARTALOM — CONTENTS

Előszó	7
Bevezetés	8
Az Ugodi Mészkö Formáció helyzete a földtörténeti ciklusban	10
A formáció leírása	13
Megismeréstörténet	13
Meghatározás	16
Elkülönítés	18
Az elnevezés indoklása	18
Sztratotípus	19
A feltárások leírása és vizsgálatuk értékelése	20
A kőzettani vizsgálatok módszerei	20
1. Sztratotípus szelvény (Tapolcafő T-1. sz. fúrás)	22
2. Tapolcafő	25
3. Ugod	38
4. Bakonyjákó	44
5. Ajka—Padragkút	49
6. Sümeg	52
Köves-domb	52
Városi-erdő	71
A Sümegtől keletre levő hegyvonulat	72
7. Csabrendek és Gyepükaján	84
8. A Bakony északi előtere	90
Kronosztratigráfiai besorolás	91
Északi-Bakony	96
Déli-Bakony	98
Összegezés	101
Képződési környezet	102
A zátony fogalmkörének áttekintése	102
Környezeti tényezők	104
Paleomorfológiai rekonstrukció	107
Fácieszónák	109
Képződéstörténet	116
Gyakorlati alkalmazás	118
Irodalom	145
Táblák	149

Introduction	123
Position of the Ugod Limestone Formation in the Earth-historical cycle	124
Definition of the Formation	126
Stratotype (Type section, borehole Tapolcafő T-1)	127
Characterization of the areal units studied	130
Tapolcafő	130
Ugod	130
Bakonyjákó	131
Ajka—Padragkút	132
Sümeg	132
Csabrendek—Gyepükaján	133
The northern foreland of Bakony	134
Chronostratigraphic correlation	135
Environment of deposition	137
Facies zones	137
Evolution history	143
References	145
Plates	149

ELŐSZÓ

Az Ugodi Mészki Formáció részletes feldolgozásának célja a Dunántúli-középhegység egyik — gyakorlati szempontból is lényeges — litosztratigráfiai egységének meghatározása, leírása, értelmezése, valamint az ezzel kapcsolatos módszertani kérdések megoldása volt.

A formáció feldolgozása a Magyar Állami Földtani Intézetben, „A Dunántúli-középhegység mezozoos képződményeinek átfogó vizsgálata” című témacsoport keretében indult meg 1972-ben, és részét képezi a formációk leírására, illetve alapszelvények feltárására irányuló, jelenleg is folyamatban levő programoknak.

A munka az egység általános bemutatása után területi ismertetést ad, amelyet ösföldrajzi elemzés, majd képződéstörténeti rekonstrukció és a gazdasági alkalmazás rövid tárgyalása követ.

A területi összefoglalások készítésénél az irodalmi anyag mellett a MÁFI 1:25 000 méretarányú térképfelvételeire támaszkodtam, amelyet minden esetben saját megfigyelésekkel egészítettem ki. A rétegsorok elemzésénél részben a közvetlenül rétegtani célú, de nagyrészt ipari jellegű mélyfúrások újrafeldolgozásából indultam ki.

Az anyagfeldolgozás legnagyobb részét a mikroszkópos kőzetszöveti vizsgálatok képezték. Ezt, a mikrofosszília vizsgálatokkal együtt — kevés kivételtől eltekintve — magam végeztem el. A sümegi területen egyes szelvények vizsgálata JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. munkája. Az értékelésnél felhasznált egyéb őslénytani vizsgálatokat a MÁFI specialistái (GÓCZÁN F., KURUCZNÉ SIDÓ M. és MÓRÁNÉ CZABALAY L.) végezték, részben korábbi munkájuk folyamán, részben a jelen munka során gyűjtött mintákból.

A szerkezet és szövet vizsgálata mellett a pontos ásványi és elemi összetételre vonatkozó vizsgálatokat is végeztettem, elsősorban a sztratotípus anyagán (röntgen-, színképelemzés, kémiai elemzés). Ezek a MÁFI és az OFKFB laboratóriumaiban készültek.

B E V E Z E T É S

A földtan tudományának fejlődése és ismeretanyagának gyakorlati alkalmazása egyaránt megköveteli az ismeretek korszerű elvek és módszerek alapján történő továbbfejlesztését, összefoglalását, értékelését. Ezek az összefoglalások tárthatják fel az ismereti hézagokat, mutathatják meg a további feladatok célszerű irányait, adhatnak tudományos alapot a nyersanyag perspektívák megítéléséhez.

A földtani szintetizáló munka nélkülözhetetlen alapja a képződmények rétegtani értékelése, ami magába foglalja a kőzetminőség egységeinek meghatározását, térbeli helyzetük és időbeli kapcsolataik vizsgálatát.

Hazánkban, bár hosszú idő óta kiterjedt rétegtani és földtani térképező tevékenység folyt, a legutóbbi időkig a kőzetminőséget kifejező litosztratigráfiai egységek pontos meghatározására kevés gondot fordítottak. Ez azt eredményezte, hogy a jelenleg használatban levő rétegtani—térképezési egységeink többnyire nélkülözik az egységes kijelölési, azonosítási elveket, nincsenek megfelelően definiálva és elnevezésük is heterogén és rögzítetlen. 1976-ban a Magyar Rétegtani Bizottság, a Nemzetközi Rétegtani Bizottság munkájára támaszkodva, a nemzetközi ajánlások adaptálásával irányelveket dolgozott ki a rétegtani elvek, a terminológia és a nevezéktan hazai alkalmazására. Az ajánlott fogalmak egy része — elsősorban a litosztratigráfia fogalmai — hazai gyökértelenségük folytán, idegenek a magyar szakemberek számára, és ezért a Rétegtani Bizottság szükségesnek tartotta, hogy konkrét feladatok kimunkálásával nyerjen bemutatást az egységek kijelölésének gyakorlata és földtani alkalmazásának lehetőségei.

Dolgozatom egyik fő célja az, hogy megkísérelje egy konkrét litosztratigráfiai alapegység (formáció) meghatározását és földtani feldolgozását.

A formációk meghatározása — éppen alapegység voltuk miatt — nagy felelősséget ró a kijelölőre, hiszen a kijelölés elfogadása után a földtani észlelés, térképezés, értelmezés alapját képezik és amennyiben az alapfelfogás helytelen, az észlelési eredmények tömege válik nehezen értékelhetővé.

A formációk kijelölésére vonatkozóan részletes és pontos előírás nincs. Amikor a fogalom az 1930-as években az Egyesült Államokban, lényegében jelenleg használt formájában kialakult, a gyakorlati alkalmazhatóság adta a kijelölés alapvető szempontját, bár az egységek genetikai háttere is nyilvánvaló volt.

Magyarországon napjainkban kerül sor a formációk jelentős részének kijelölésére, illetve tartalmi pontosítására, és ez a tény a kijelölési koncepciók egységesítésének lehetőségét rejti magában. A kijelölési alapelvek kérdését — véleményem szerint — a funkció oldaláról érdemes megközelíteni, tehát azt

a kérdést kell feltenni, hogy milyen feladatok megoldására kell alkalmasnak lennie az adott egységnek. Az általános rétegtani gyakorlat és a Nemzetközi Rétegtani Bizottság felfogása szerint a formáció rangú rétegtani egységeknek kettős célt kell szolgálniuk. *Egyrészt egy régió fejlődéstörténeti és ősföldrajzi rekonstrukciójához kell alapot adniuk, másrészt a nyersanyagkutatók szempontjából is hasznos egységekre bontást kell biztosítaniuk. Minthogy alapvetően a kőzetek képződési környezete határozza meg a létrejött kőzetek minőségét, és egyben a hasznosítható anyagok előfordulásának lehetőségeit is, a célok együttes megközelítése nem lehetetlen. A fentiek alapján célszerűnek látszik, hogy a formációk kijelölése a képződési környezet egységein alapuljon.* Jelen helyzetben erre lehetőséget ad, hogy napjainkban többnyire már jelentős ismeretekkel rendelkezünk az egyes régiók földtani felépítéséről, és nagy vonalakban ismerjük fejlődéstörténetüket is. Ez lehetővé teszi olyan egység-definíciók megadását, amelyekkel a legjellegzetesebb képződési környezeti egységek produktumai foglalhatók egységbe. Természetesen a definíciókban már nem interpretált, ősföldrajzi jellegeknek, hanem kőzettani jellegeknek kell szerepelniük, és az azonosítás is a kőzettani sajátosságok alapján történik.

Mivel a közelmúltban már sor került néhány formáció korszerű feldolgozására, *témaválasztásom egy litosztratigráfiai szempontból is speciálisnak tekinthető egységre irányult.* Módszertanilag az Ugodi Mészke Formáció feldolgozásával azt kívánom bemutatni, hogy egy bonyolult összetételű, térbeli elterjedésében eredetileg is megszakított és kronosztratigráfiailag is jelentősen változó helyzetű kőzettest elemzése milyen általános és egyedi megfontolásokat igényel.

A formáció meghatározásán kívül fontos feladatommak tekintetem az egység tér- és időbeli helyzetére vonatkozó ismereteink újraértelmezését és pontosítását; az egységen belüli változások megfigyelését és ebben tendenciák megállapítását; továbbá a litosztratigráfiai egységek közötti átmenetek vizsgálatát.

A kőzetképződési viszonyok értelmezésénél a rétegtani elemzés mellett a kőzettani (szedimentológiai) vizsgálatok eredményeire támaszkodtam. A csaknem tisztán mészkőfajtákból álló egység tanulmányozásához *a hazánkban kevésbé művelt, de nemzetközileg gyorsan fejlődő karbonátos kőzetten módszereit alkalmaztam.*

A többirányú feldolgozás alapján egyfelől a rendelkezésre álló adatokra és vizsgálati eredményekre, másfelől a megfelelő jelenkori környezetek megfigyeléséből származó adatokra épülő ősföldrajzi és fejlődéstörténeti elemzést végeztem el.

A kőzetek jellegeinek, illetve jellegváltozási okainak, törvényszerűségeinek megismerése az azokhoz kapcsolódó hasznosítható anyagok prognosztizálásának alapját teremti meg. A dolgozatom tárgyát képező egység ebből a szempontból is figyelmet érdemel, hiszen fontos építőipari nyersanyag, bauxit fekvő és fedő, továbbá víz- és szénhidrogén-tároló kőzet lehet. Dolgozatom befejező részében *a nyersanyagkutatásban való alkalmazás szempontjából is összefoglalom a formáció feldolgozásának eredményeit.*

AZ UGODI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ HELYZETE A FÖLDTÖRTÉNETI CIKLUSBAN

A földtörténet folyamán sokszor ismétlődő, regionális süllyedési—kiemelkedési fázisokhoz kapcsolódó kőzetképződési folyamatsor (földtörténeti ciklus) lényegében a képződési környezetek tér- és időbeli változása. A ciklusos folyamatsor egy periódusa alatt létrejött kőzettest (ez az általános földtani használat szerint a ciklus) a formációkijelölés általános elveinél tárgyalta alapján tehát formációkra bontható, és célszerű, ha ez a nagyobb természetes egység képezi a formációkijelölés keretét.

A Dunántúli-középhegység szerkezeti zónájának Ny-i részén a felsőkréta végén (szenon korszak) lezajlott süllyedés az üledékes kőzetek változatos együttesének képződését eredményezte, amely kőzetjellegét illetően meglehetősen elkülönülő egységekre tagolódik. Az eddigi értelmezések szerint az egyes egységek valóban a szenon üledékképződési ciklus legjellegzetesebb képződési környezeteket képviselik. A hagyományos tagolás figyelembevételével, a vázolt genetikai szempontokat is tekintve, jelenleg a következő litosztratigráfiai felosztás körvonalázódik:

1. *Halimbai Bauxit Formáció.* Bauxit, bauxitos agyag kőzettípusokból áll, amelyek lerakódása (valószínűleg kevésbé deszilifikálódott anyagként) a terület süllyedésének kezdeti szakaszán, karbonátos aljzatú, szárazulati üledékgyűjtő tektonikus—karsztos depresszióiban folyt.

2. *Csehbányai Formáció.* Tarka, pelites, pelites—karbonátos, kőzetlisztes, finom—durva törmelékes kőzetek váltakozása alkotja. Felhalmozódása a süllyedési folyamat kezdetén, jelentős nagyságú területen kialakult szárazulati üledékgyűjtőhöz kapcsolódik. Részben száraz, részben időszakosan édesvízzel borított térszínen lineáris és areális szállítással behordott anyag halmozódott föl.

3. *Ajkai Kőszén Formáció.* Barnakőszén, sötétszürke, barnásszürke kőszén—pelites, pelites—karbonátos—finomtörmelékes kőzettípusok és gyakran lumasella rétegek ciklusos váltakozásából épül fel. Képződése a süllyedés nyomán előrehaladó tenger-előnyomulás közvetett vagy közvetlen hatására létrejött, gazdag vegetációjú, édesvízi—csökkentsósvízi, parti mocsarakhoz kapcsolódik.

4. *Jákói Márga Formáció.* Szürke színű, pelites—karbonátos (márga) és kőzetlisztes márga kőzettípusok alkotják. Gyakoriak és jellegzetesek a lumasella rétegek. Az egység alsóbb részén (Csingervölgyi Márga Tagozat) a Molluscák és a magános korallok tömeges előfordulása jellemző, a felsőbb szakasz helyenként csaknem makrofosszília-mentes, máshol a Pycnodonták és Exogyrák

kőzetalkotó mennyiségű előfordulása tűnik fel („gryphaeás márga”). A szedi-mentáció a tengeri üledékgyűjtő csökkentsósvízi laguna részén (Csingervölgyi Tagozat), illetve a sekély self neritikus (sekély szublitorális) környezetében folyt.

5. *Ugodi Mészkö Formáció.* Jellegeinek ismertetése dolgozatom tárgya, ezért itt csupán előzetesen jelzem, hogy a tengeri üledékgyűjtő sekély selfplató—lejtő környezetéhez kötött, biogén karbonátfelhalmozódással és számos tényező által meghatározott leülepedéssel létrejött mészköfajták alkotják.

6. *Polányi Márga Formáció.* Világosszürke márga, kőzetlisztes márga, mészmárga, agyagos mészkö típusok építik fel. Alsóbb része nagyobb karbonáttartalmú, jellegzetesen agyag-réteggözös, bioturbált, iszapcsúszásos szerkezetű. Az Ugodi Formációval összefogazódó, mészkö kifejlődésű, átmeneti jellegeket is mutató részét Rendeki Tagozat néven tárgyalom. Egyes területeken, a formáció alsóbb részén belül, az Ugodi Mészkö Formáció törmelékdarabjait és autigén breccsa szemcséket nagy mennyiségben tartalmazó kőzettestet ismerünk (breccsa tagozat). A formáció felsőbb szakaszán a karbonát-tartalom lecsökken és a márgarétegek közé homokkőrétegek iktatódnak be (jelenleg még elnevezetlen tagozat).

A formáció képződési környezete az epikontinentális tenger pelágikus medencéje. Elterjedésének maximuma így egyben a transzgresszió, a süllyedési fázis kiteljesedését is jelzi. A formáció felsőbb szakaszán a homokosodási jelleget általában a regresszió jelzőjének tekintik, megítélésem szerint azonban a regressziós jelleg nem bizonyított, a nem karbonátos törmelékanyag beáramlása inkább a klímaváltozásnak tulajdonítható.

Az egyes formációknak a vizsgált terület mezozóos felszínén való elterjedését az I. melléklet fedetlen térképe mutatja, amelyen a kibúvások mellett a formációk sztratotípusait is feltüntettem.

A bemutatott formációk a Polányi Márga Formáció kivételével nem találhatók meg a szenon képződmények elterjedési területének egészén, korlátozott elterjedésűek, és elterjedésükben szabályszerűség mutatkozik. A szenon rétegsorok formáció-összetétele alapján a következő, területileg lehatárolódó egységek különíthetők el:

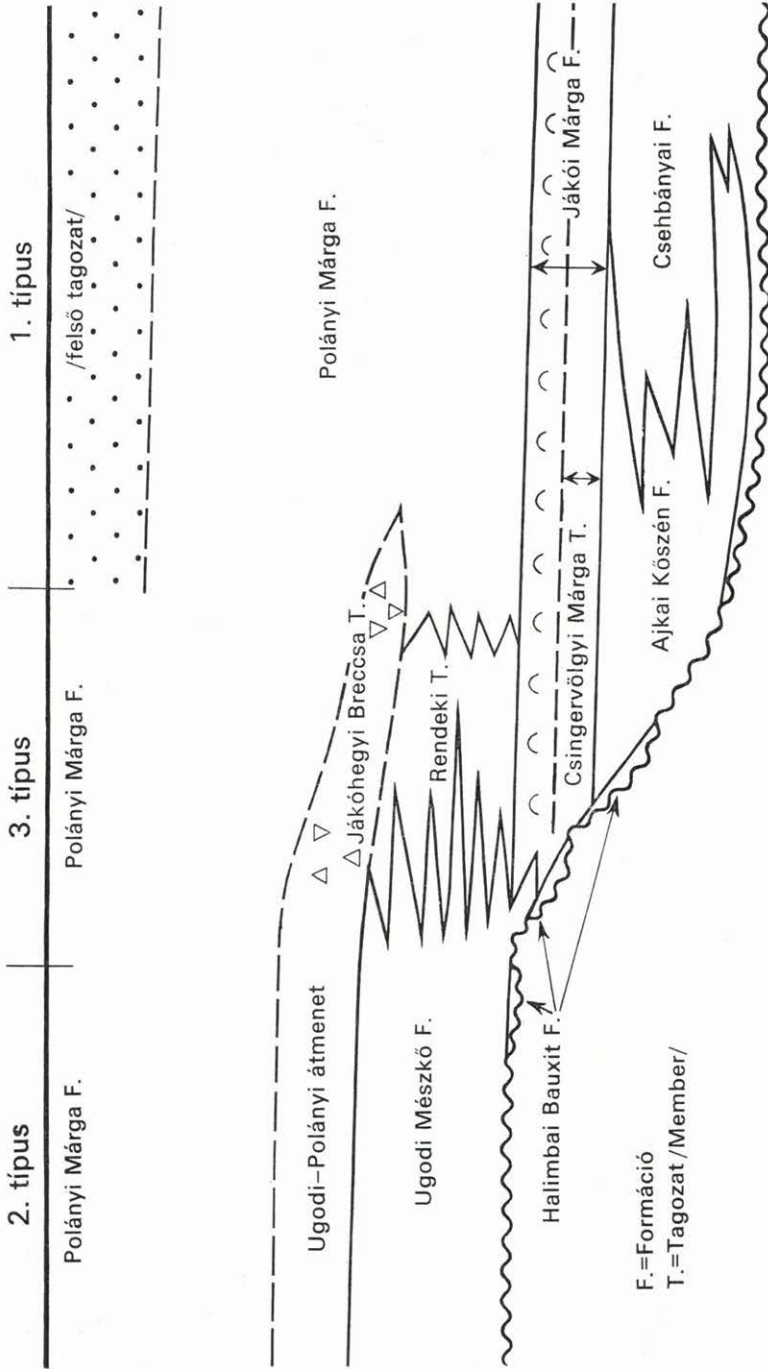
a) A rétegsorokban a Csehányai és/vagy Ajkai, Jákói, majd Polányi Formációk egymásutánját észleljük.

b) Az Ugodi Formáció közvetlenül a szenonnál idősebb aljzatra települ, fedőjében egy átmeneti egység után a Polányi Formáció következik.

c) A fenti két szélső típus közötti területen átmeneti zóna ismerhető fel, amelyben az a) típus alsóbb formációi jelen vannak ugyan, de többnyire redukált vastagsággal és bizonyos eltérő jellegekkel; és megtalálható az Ugodi Mészkö Formáció is, többnyire sajátos kifejlődésű összefogazódó fációssekkal.

A rétegsor-típusok térbeli kapcsolatának sémáját az I. ábra mutatja.

A formációk vázolt területi eloszlása a süllyedési fázis előtti szerkezetalakulás és lepusztulás során kialakult morfológiai differenciációra vezethető vissza, amely a süllyedés kezdeti szakaszán a képződési környezetek kis távolságon belüli jelentős különbözőségét eredményezte. A genetikai magyarázat részletezésére az Ugodi Formáció ősföldrajzi, történeti értelmezésénél visszatérek.



1. ábra. Az egyes területek rétegsorainak kapcsolatát bemutató szemantikusszelvény
Fig. 1. Sketch profile showing correlation between the geological sequences of individual areal units

A FORMÁCIÓ LEÍRÁSA

Az Ugodi Mészki Formáció meghatározását, megítélésem szerint, úgy célszerű kialakítani, hogy a definíció alapján lehatárolható egység a dunántúli-középhegységi szerkezeti régió szenon ciklusában kialakult selfplató és lejtő uralkodóan Rudisták váztöredékéből felépülő, karbonátos kőzettípusait foglalja magába. Az így kijelölt egység, amellet, hogy genetikailag jól értelmezhető, nagyjából megfelel a HAUER F. által 1862-ben leírt „homokbödögei rétegek”-nek, továbbá KOCH A. „rudista mészki” (1872), illetve „hippurit-mészki” (1875) egységének, amelyet, bár az eredeti leírásokhoz képest némileg változó tartalommal, a legutóbbi időkig térképezési egységként használtak. A formáció meghatározása előtt célszerű tehát áttekinteni a korábbi leírások alapján a földtani gyakorlatban kialakult, változatos elnevezésű, de hasonló tartalmú egységre vonatkozó irodalmi adatokat. Az ismertetésben nem szándékozom minden hivatkozást megemlíteni, csak azokat, amelyek új elemeket tartalmazó leírást adtak az egység egészéről vagy egy-egy részterület előfordulásairól, továbbá amelyek a rétegtani megítélést jelentősebben módosították, vagy a képződési körülményekkel kapcsolatban tettek fontosabb megállapítást.

Megismeréstörténet

Az első tudományos szintű említés — mint számos rétegtani egységünk esetében — a francia utazó geológus, F. S. BEUDANT nevéhez fűződik. Magyarországi utazásainak földtani eredményeit összefoglaló, 1825-ben kiadott munkájában Sümeg környékét leírva, Hippuriteseket és Radioliteseket tartalmazó mészki rétegeket említ, a jura mészkiövek közé sorolva.

HAUER F. (1862) ismerte fel a Dunántúli-középhegység térképezése során, az Északi-Bakonyban számos helyen felszínre bukkanó, Hippuriteseket tömegesen tartalmazó kőzetek rétegtani egység jellegét. A típusos előfordulás helyéről „homokbödögei rétegek”-nek (Schichten von Homokbödöge) elnevezett képződményt a krétába sorolta és mivel az általa megállapított hat kréta rétegcsoporthoz közt hatodikként sorolta, fel, a legfiatalabbnak tarthatta. Az egységről a következő jellemzést adta: „Világos, fehér, sárgás, halvány húsörös színű mészkiövek, helyenként kristályos szövettel. Igen sok nagyméretű Hippuritest tartalmaznak. . .”. Érdekes, hogy a sümegi kibúvások rudistás mészkiövet idősebbnek tartotta, a „zircei rétegek” közt említette őket.

HAUER, aki a Bakonyt az Alpok „kicsiny másának” tekintve, mindig alpi analógiát keresett, természetesen úgy találta, hogy a „homokbödögei rétegek már első pillantásra a Gozau képződmény hippuriteszes rétegeire emlékeztetnek”. Ez a megállapítás azután hosszú ideig kísértett irodalmunkban.

A hazai geológusok közül elsőként KOCH A. foglalkozott behatóan a képződménnyel. Már 1870-ben írt népszerűsítő cikkében viszonylag részletesen leírta az Ugod környéki Durrogós-tető és a Szár-hegy, továbbá a Tapolcafi környéki feltárások felsőkréta mészki rétegeit. A Földtani Társulat egyik, 1870-ben megtartott előadójánál (az elmondottak leírása 1872-ben jelent meg) fejtette ki a bakonyi felsőkréta képződményekre vonatkozó átfogó rétegtani felfogását.

A felsőkréta összletben a következő három egységet különítette el: „Gryphaea szint”, „Rudista mészki”, „Inoceramus szint”.

KOCH mai felfogásunk szerint is lényegében helyes rétegtani sorrendje és rétegtani egységei szilárdan gyökeret vertek a szakirodalomban, és az ipari gyakorlat többnyire még ma is a KOCH-féle elnevezéseket használja.

1875-ben megjelent cikkében KOCH részletesen foglalkozott az Északi-Bakony felsőkrétájával. Számos pontos, mai ismereteink szerint is helytálló megfigyelése közül érdemes kiemelni, hogy a Szár-hegyről és a Durrogósettőről közölt szelvényén a „hippuritmész” ÉNy-on közvetlenül a „Dachsteinmész” DK felé lejtő felszínére települ, míg DK felé a „*Gryphaea vesicularis* márga” egyre vastagodó rétegsora települ a triász és a felsőkréta mészkő egységek közé.

A déli-bakonyi képződmények rétegtani besorolásánál HANTKEN M. és BÖCKH J. megfigyeléseire hivatkozva, az ajkai és sümegi hippuriteses mészköveket — tévesen — a kőszenes rétegcsoport fekéjébe tette. Ezt a felfogást társítva saját északi-bakonyi megfigyeléseivel és az alpi analógia feltételezésével, arra a következtetésre jutott, hogy „miként az Alpokban, a Bakonyban is két különböző szinttájban fordul elő hippuritmész, s hogy egy széntartalmú csoport által vannak elkülönítve egymástól. A Bakony északnyugati szélén a felső, délnyugati szélén pedig az alsó szinttáj bukkan a felületre.”

BÖCKH J. (1875—1878) a Bakony déli részének földtani viszonyairól írott munkájában a „hippurit mészkő” jelenlétét rögzítette az Ajka melletti Csinger-völgyben, és megemlítette a sümegi előfordulást is (amelyet már 1875-ben kiadott 1:144 000 méretarányú térképén különálló egységként tüntetett föl), azzal a megállapítással, hogy „Sümegnél a felső kréta a hippurit mésszel kezdődik”.

HANTKEN M. (1878) az ajkai kréta képződményeket tárgyalva valószínűsítette a kőszén fekéjét alkotó Rudistákat tartalmazó mészkő idősebb (neokom) földtani ciklusba való tartozását, jöllehet ami a szételepeket illeti, továbbra is hangsúlyozta a kifejlődési és korbelti azonosságot az alpi gozau-rétegekkel.

TAEGER H. (1912) az Északi-Bakony területén végzett földtani térképfelvételeiről beszámolva lényegében megerősítette KOCH megállapításait és a HAUER tevékenysége óta hangsúlyozott gozau-rokonságot. Ugod környékén három felsőkréta egységet különített el. Ezek egymásra településük sorrendjében a következők: „Cirenákat tartalmazó szenes pala”, „*Ostrea vesicularis*-os márga” és „Hippuriteses mészkő.” Fontos megállapításokat tett az egységek települési helyzetét illetően: „A gozaui képződmény tehát Ugodtól délre egy feltételezhetően sekély, krétakorú süppedésbe telepedik, ennek közepét édesvízi képződmény tölti ki, az utóbbit pedig a széleken az alaphegységre transzgradáló tengeri üledékek födik.” E képből kiindulva a bakonyi szénon idősebb egységeinek képződési folyamatát is felvázolta, lényegében felismerve a paleomorfológiai helyzet fontosságát és a folyamat transzgressziós jellegét: „Az üledékek keletkezése azzal vette kezdetét, hogy egyes szinklinálisokban felhalmozódott az édesvizek hordaléka, a benyomuló tenger erre brackvízi üledéket rakott. Rövidesen a tenger uralma alá került a déli rész. De állandóan a parti övben maradt, hisz a tengeri üledékek, mint az ostreás márga és a hippuriteses mészkő is parti képződések.”

A további északi-bakonyi térképező munka során TAEGER (1915) a „hippuriteses mészkő” rétegtani helyzetét illetően megváltoztatta korábbi álláspontját. A Tevel-hegyen ismert rudistás mészkövektől elkülönítette a közeli Ség-hegy hasonló kifejlődésű kőzeteit és egy „alsó hippurites szint”-be sorolta őket.

Id. LÓCZY L. (1913) Balaton-monográfiájában összevetette az ajkai és a sümegei felsőkréta előfordulást. Az Ajka közelében ismert hippuriteses mészkő képződményt a kréta rétegsor legfelső tagjának tartotta, a Sümegnél kibúvó hasonló kifejlődésű kőzeteket viszont a szenon rétegsor legaljára tette.

RAKUSZ GY. (1935) új elemeket ugyan nem tartalmazó, de egységes szemléletű rétegtani összefoglalásában különösen figyelmet érdemel, hogy a különböző kőzettani egységek kronosztratigráfiai besorolásánál a heteropikus fáciesek lehetőségét is rendszeresen figyelembe vette. Elvetette azt a LÓCZY-tól származó megállapítást, hogy a sümegei hippuriteses mészkő fiatalabb az ajkainál.

JASKÓ S. (1935) az Északi-Bakony felsőkréta rétegeinek leírásánál a „hippurit mészkő” rétegtani helyzetének megítélésében visszatért a KOCH-féle (1872), egyetlen szintet elfogadó állásponthez. Munkájához mellékelte térképén azonban a TAEGER által bevezetett „alsó hippurit mészkő” egység is szerepel.

Genetikai fejtegetései közt figyelmet érdemlő új gondolat, hogy felvetette a hippuriteses mészkő felsőkrétán belüli lepusztulásának és törmelékként való áthalmazódásának lehetőségét: „... a legfelső kréta rétegek... hippurit mészkő görgetegeket tartalmaznak, vagyis a megszilárdult és kiemelt rétegeket röviddel lerakódásuk után megtámadta az abrázió”.

BARNABÁS K. (1937) részletes leírást adott a Sümeg környéki hippuriteses mészkő képződményekről és a Rudista fauna alapján az alsó-, illetve középsőszenonba sorolta őket.

IFJ. NOSZKY J. (1952) az 1944-ben végzett Sümeg környéki térképezés során pontosan és minden korábbiánál részletesebben határozta meg a kőzettípusokat, egységeket és azok települési viszonyait, de téves Orbitolina-határozás nyomán a szenon rudistás mészkövek egy részét a középsőkrétába sorolta.

VADÁSZ E. (1953) Magyarország földtanát összefoglaló munkájában elsőként cáfolta meg határozottan azt a HAUER óta ismételtetett állítást, amely a bakonyi szenont a gozaui rétegek hasonmásaként fogta fel.

NAGY E. (1956) egyetemi szakdolgozatában az Északi-Bakony hippuriteses mészkő előfordulásairól pontos szelvényeket és részletes földtani leírást adott. Több helyen (Bakonyjákó, Tapolcafő) megfigyelte az inoceramus márga összletbe települő, jórészt hippuriteses mészkő törmelékből felépülő breccsa rétegeket. Későbbi cikkében (1957b) kimutatta a hippuriteses mészkő és a breccsa rétegek genetikai kapcsolatát és ennek alapján az egységet zátonyképződménynek tartotta.

A NOSZKY által vezetett 1957. évi sümegei térképezés nyomán részletes őslénytani vizsgálatok indultak meg ezen a területen, majd az 1960-as években ez a tevékenység a Dunántúli-középhegység jelenleg is folyamatban levő 25 000-es felvételével párhuzamosan a Bakony egyéb területeire is kiterjedt.

A formáció rétegtani és ősföldrajzi elemzése szempontjából leglényegesebb fossziliacsoport — a Rudisták — vizsgálatát MÓRÁNÉ CZABALAY L. végzi. Publikációiban (1961, 1964, 1965, 1966) a Rudista fajok meghatározása alapján pontosította a formáció kronosztratigráfiai besorolását (alsó- és felsőkampani), ökológiai megfigyeléseket közölt, továbbá faunarokonságot mutatott ki a Tethys-terület hasonló korú rudistás mészköveivel. A sümegei felsőkréta biosztratigráfiai vizsgálata nyomán (1961) megállapította a rudistás mészkő heteropikus jellegét egyrészt a „korallós—molluscás márga”, másrészt a „gryphaeás márga” egységgel.

KURUCZNÉ SIDÓ M. (1961, 1974) a formáció Foraminifera faunáját ismertette, felszíni szelvények és mélyfúrások anyagvizsgálata alapján. A mikro-

fácies és a faunakép hasonlósága alapján a jugoszláviai „liburnicás rétegek”-kel való közeli kapcsolatot hangsúlyozza és a képződményt kampani korúnak tartja.

GÓCZÁN F. (1961, 1964, 1973) a fekü és fedő rétegek, valamint a formáció pelitesebb kifejlődésű rétegeinek palinológiai vizsgálatával pontosította a kronostratigráfiai besorolást.

Az 1960-as években kezdődött rendszeres földtani térképezés során BIHARI D., KÖRPÁS L. és MÉSZÁROS J. egyes területeken jelentősen bővítette az ismereteket a formáció felszíni elterjedését és térbeli helyzetét illetően. Nem volt teljesen egységes azonban a litosztatigráfiai—térképezési egységek értelmezése. Különösen a cikluson belüli breccsák, valamint a Polányi Formáció mészkő kifejlődésű, átmeneti jellegű típusainak megítélése, besorolása okozott gondot.

Az egység legutóbbi átfogó jellemzését a Rétegtani Lexikon II. kiadásában GÓCZÁN F. adta. „Homokbödögei hippuriteses mészkő” címszó alatt a következőket írja: „Szirt és szirtközeli fációsú, többnyire fehér, sárgásfehér, alárendelten rózsaszínű, szemcsés szövetű, finomkristályos, gyakran biomikrites, ritkán tűzkőgumós, pados vagy rétegzetlen, biogén mészkő. Vastagsága különböző, 100—300 m. A középhegységi szenon rétegösszletnek vagy az ajkai barnakőszéntelepes rétegcsoportjából, vagy a sümegi korallós—molluszkumos agyagmárgából, vagy a jákói exogyrás márgából folyamatos üledékképződéssel fejlődött ki, ill. ezek egy részét vagy egészét helyettesíti. Kifejlődési területe a középhegységi szenon üledékgyűjtőnek a partszegélyi régiójába esik és jellegzetes Rudista faunájával jól jellemezhető.”

M e g h a t á r o z á s

Az Ugodi Mészkő Formáció a dunántúli-középhegységi szerkezeti—kifejlődési öv szenon ciklusához tartozó kőzettést, amelyet a következő kőzettani jelek határoznak meg:

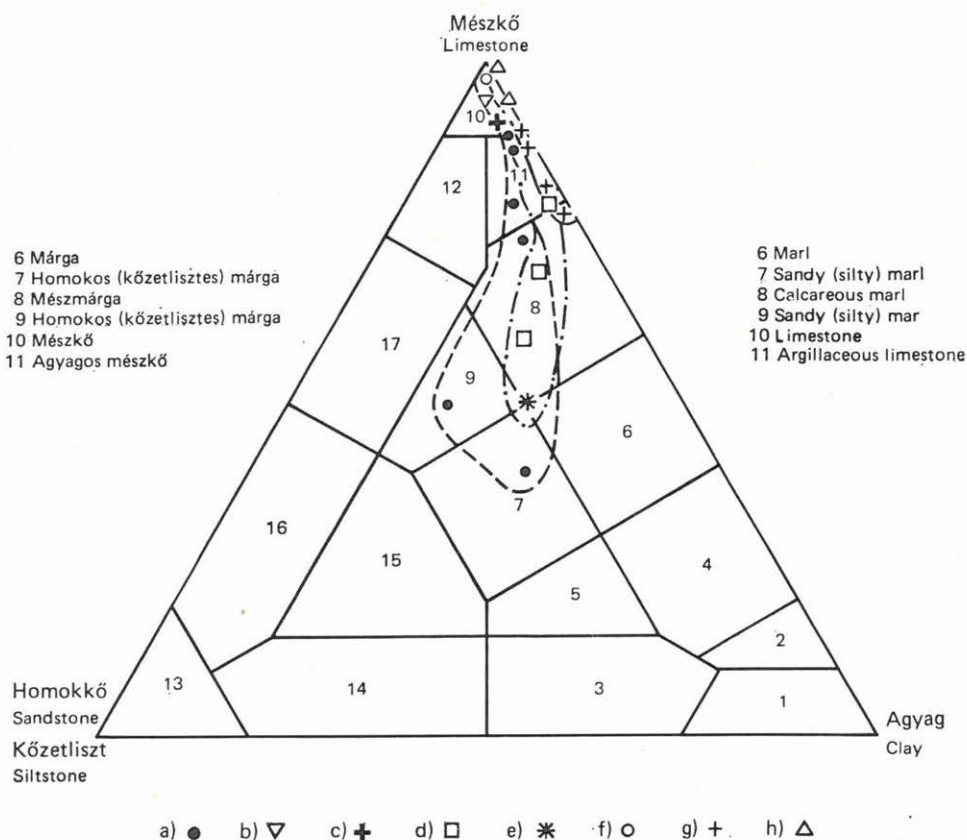
1. mészkő kőzettípus (a CaCO_3 -tartalom általában 85—99,6% között változik, 2. ábra);
2. világos szín (fehér, szürkésfehér, sárgásfehér, halvány rózsaszín a leggyakoribb színárnyalat);
3. vastagpados vagy tömeges kőzetszerkezet;
4. uralkodóan Rudista típusú Bivalviák vázából, ill. azok különböző méretű (aleurit-rudit) törmelékszemcséiből álló kőzetszövet;
5. a mikroszkópban megfigyelhető domináns szövetípus a biomikrit és biointramikrit (R. FOLK rendszere, részletezve a vizsgálati módszerek leírásánál), ill. „wackestone” és „packstone” (R. J. DUNHAM rendszere).

A felsorolt jelek a formációként elkülöníthető kőzettést uralkodó részét jellemzik. Alárendelten, korlátozott térbeli elterjedéssel, a fenti tulajdonságokkal bíró kőzettípusok közé települve, az általánostól bizonyos mértékben eltérő kőzettípusok is előfordulnak, amelyeket éppen alárendeltségük miatt többnyire nem célszerű litosztatigráfiai egység szinten elkülöníteni. A leggyakoribb eltérő jelek a következők:

1. Egyes szintekben, elsősorban a formáció bázisán agyagos mészkő rétegek fordulnak elő, agyaghártás szerkezettel (a csabrendek—gyepükajáni területen jelentősebb vastagságú szakasz). A formáció bázisán, egyes rétegekben a szenon-

nál idősebb kőzetek törmelék szemcséi (az ismert esetekben mészkő, dolomit, mészmárga) építik fel a kőzet jelentős részét (Sümeg: Köves-domb és a városi-erdei Süt-14. sz. fúrás, Ajkarendek Ak-6. sz. fúrás, Tapolcafő T-1. sz. fúrás). A mészkőrétegek közé ritkán márgarétegek települnek (Sümeg: Köves-domb).

2. Az uralkodó világos színárnyalatok mellett előfordulnak sötétebb szürke (Gyepükaján—Csabrendek) és sötétvörös, lilásvörös, illetve zöldes árnyalatú (Sümeg: Köves-domb; Ugod: Szár-hegy) kőzetfajták.



2. ábra. Az Ugodi Formáció és a vele érintkező egyéb szenon litosztratiográfiai egységek közettani összetételének összehasonlítása (az ábrán jellel általában a szélső értékeket tüntettem fel)

a) Polányi Formáció felső szakasza (Devecser Dv-3. sz. fúrás), b) breccsa tagozat (Dv-3. sz. f.), c) Polányi Formáció alsó szakasza (Dv-3. sz. f.), d) Jákói Formáció felső szakasza (Dv-3. sz. f.), e) Jákói Formáció: Csingervölgyi Márga Tagozat (Dv-3. sz. f.); Ugodi Formáció: f) Tapolcafő T-1. sz. f., g) Sümeg S-7. sz. f., h) Gyepükaján Gy-7. sz. f.

Fig. 2. A comparison between the lithologies of the Ugod Formation and other related lithostratigraphic units (in general, extreme values are marked)

a) Upper part of the Polányi Formation (borehole Devecser Dv-3), b) the "breccia member" (borehole Dv-3), c) lower part of the Polányi Formation (borehole Dv-3), d) upper part of the Jákó Formation (borehole Dv-3), e) Jákó Formation: the Csingervölgyi Marl Member (borehole Dv-3); Ugod Formation: f) borehole Tapolcafő T-1, g) borehole Sümeg S-7, h) borehole Gyepükaján Gy-7

3. Vékonyréteges agyagos mészkő összetételű szakaszok is előfordulnak.
4. Az alfanerites mészkő típusokban (háttérfácies) Rudista vázak, ill. töredékszemesek többnyire csak szórványosan találhatók.
5. A szöveti típusok közt pátos kötőanyagú is előfordul, bár ezek egy része a mikrites típusból másodlagosan, késő diagenetikus oldási—kicsapódási folyamattal képződött. Megfigyelhetők csaknem tisztán mikritből álló („mudstone”) kőzetek és pelmikrit szöveti típusok is.

E l k ü l ö n í t é s

A Jákói Márga Formációtól való elkülönítés kidolgozott definíciók és típus-szelvények alapján nem jelenthet problémát, hiszen a közettani jellegek általában elég élesen elkülönülnek (2. ábra). Mindmáig azonban éppen a definíció hiánya okozott elkülönítési problémákat. Az egység korábbi megnevezése: „gryphaeás márga”, ill. „exogyrás márga” kétségkívül megtévesztő volt és így a térképezés és leírás gyakorlatában csupán a név sugallatára nem egyszer mindenféle Gryphaeát vagy Exogyrát tartalmazó kőzetet besoroltak ebbe az egységbe. Az Ugodi Formáció egyes rétegeit is, hiszen az említett fossziliák itt is előfordulnak.

Nagy gondot okozhat a Polányi Formációtól való elkülönítés, hiszen az átmenet kevésbé éles. Az Ugodi Formáció környezetében a Polányi Formáció mészkő, mészmárga kifejlődésű része jelentkezik (Rendeki Tagozat), amely gyakran össze is fogazódik az Ugodi Mészkő Formációval. A lényeges elkülönítő bélyegek a következők:

1. A Rendeki Tagozat kőzetei általában jelentősebb mértékben agyagosak (agyagos mészkő összetételűek).

2. A jellegzetes kőzetszín világosszürke (az oxidált szakaszokon világosbarna).

3. Sajátos szerkezeti jellegei vannak, többnyire 10—40 cm-enként agyagos rétegfelszínekkel tagolt, gyakran agyaghártyás, gumós, esetenként autigén-breccás szerkezetű. Gyakori a bioturbáció jelensége, a rétegfelszíneken, illetve a rétegekben féregjáratnyomok fordulnak elő.

4. A kőzet Rudista vázat legfeljebb elvéve tartalmaz.

5. A mikroszkópos szövetre a pelmikrit jellemző, általában kalkaleurit mészkő bioklasztokkal. Gyakoriak, sőt helyenként tömegesek a plankton Calci-sphaerulidae mikrofosziliák.

A z e l n e v e z é s i n d o k l á s a

Az egység földtani megismerésének történeti áttekintése során bemutattam elnevezéseinek eredetét és változatait. Kiemelést érdemel, hogy az egyik legelső, mai szabályainknak is nagyjából megfelelően elnevezett litosztratigráfiai egységünkről van szó, hiszen HAUER F. (1862) „Schichten von Homok-Bödöge” elnevezése a típuslelőhely földrajzi helyére utal. Később azonban ezt az elnevezést nem használták, nem rögződött az irodalomban. A KOCH-féle „rudista mészkő”, illetve „hippurit mészkő” név lett használatos, különböző írásmóddal. A Rétegtani Lexikon II. kiadásának szerkesztésénél alapelv volt a litosztratigráfiai egységek földrajzi névvel való megjelölése és ezért a címszó

kidolgozója, GÓCZÁN F., felelevenítve a HAUER-féle jelölést, de megőrizve a beivódott nevet is, „homokbödögei hippuriteses mészkő” nevet használt.

A prioritás és a Rétegtani Lexikon címszó megnevezése ellenére a Rétegtani Bizottság kréta munkabizottságának véleményével egyetértésben, az *Ugod településről való elnevezést javaslom*. A javaslat tartalmi indoka az, hogy az *Északi-Bakony legtipusosabb és a vizsgáló számára bármikor hozzáférhető felszíni feltárásai az Ugodhoz tartozó Szár-hegyen találhatóak*. A Déli-Bakony területén jelentősebb felszíni előfordulások csak Sümeg környékén vannak, de Sümeg neve más kréta formáció jelölésére már lefoglalt (barrémi—apti Sümegi Marga Formáció). Nem elhanyagolható formai szempont a név könnyű kiejthetősége, jó hangzása sem.

Sztratotípus

A litosztratigráfiai egységek sztratotípusa az egység meghatározó jellegeinek anyagi dokumentációja, elfogadott és megőrzött viszonyítási alap. Szükségképpen a lehető legrészletesebben, legsokoldalúbban megvizsgált, legteljesebb szelvény. A sztratotípusra, megítélésem szerint akkor is szükség van, ha egy nagy változékonyságú egységnél, mint amilyen az Ugodi Formáció is, egy szelvény minden közettípust, mindenfajta fáciest nem reprezentálhat. Nyilvánvaló azonban, hogy ilyen esetben kisebb a típusszelvény jelentősége, mint a homogén kifejlődésű egység esetében, ugyanakkor növekszik a helyi jellegek, változatok bemutatására szolgáló helyi típusszelvények szerepe.

Az Ugodi Formáció sztratotípusául az 1974-ben, a Tevel-hegy ÉNy-i oldalánál mélyített Tapolcafő T-1. sz. fúrás 102,0—235,0 m közötti szakaszát javaslom. Helyét a II. melléklet mutatja. Sztratotípusként való kijelölését a következők indokolják:

1. A javasolt szelvény a formáció valamennyi alapvető meghatározó jellegét reprezentálja.

2. Az egység alsó és felső határát a fúrás feltárta (a felső határ kijelölése némileg problematikus a Polányi Formációba való átmenet folyamatos, illetve összefogazódó jellege miatt).

3. Közel van a névadó Ugod településhez.

4. A nagy kiterjedésű Tevel-hegyi kibúvás közvetlen közelében van és annak hiánytalan rétegsorát adja.

5. A mikro- és makrofossziliák gazdag előfordulása a biosztratigráfiai alapú kronosztratigráfiai besorolást lehetővé teszi.

6. A teljes fúrási maganyag, továbbá a makrofauna-határozáshoz készített felületi csiszolatok, valamint a 0,5 m-enként vett mintákból készített vékonycsiszolatok a MÁFI raktáraiban hozzáférhetők.

A FELTÁRÁSOK LEÍRÁSA ÉS VIZSGÁLATUK ÉRTÉKELÉSE

A kőzettani vizsgálatok módszerei

A kőzettani vizsgálatok közül a legnagyobb súlyt a vékonycsiszolatos szöveti vizsgálatokra fektettem és igyekeztem minél szorosabb egységbe hozni azokat a makroszkópos szöveti és szerkezeti megfigyelésekkel. A karbonátos kőzetek genetikai értelmezésének lehetősége ugyanis, megítélésem szerint, alapvetően ezekben a vizsgálatokban rejlik.

A karbonátos kőzetek szövettípusainak legelterjedtebb osztályozási módja R. FOLK (1959) és R. J. DUNHAM (1962) rendszere.

FOLK a szövetalkotó elegyrészek két nagy csoportját különbözteti meg: a közvetlen kémiai kicsapódással képződött „ortokémiai” és a valamilyen módon korábban kivált mészanyag szemcséként való szállítódása után lerakódott „allokémiai” elegyrészeket. Az „allokémiai” elegyrészek közé a pellet, intraklaszt, ooid és szerves vázeredetű szemcséket sorolja. (A pelletek 0,05—0,15 mm méretű, ovális alakú mikrokristályos kalcitból felépülő szemcsék; az intraklasztok már korábban leülepedett és legalább részben konszolidálódott anyag felszakadásával képződött szemcsék.) Más szerzők az említettek mellett egyéb „allokémiai” elegyrészeket is említene: pseudoooid, onkoid (mikroonkoid), „grapestone”, rög stb.

Az üledéklerakódást követően a szemcsék közti pórusokban a cirkuláló oldatokból kivált durvakristályos ($> 10 \mu$) kalcit — a pát (sparite) — típusos „ortokémiai” elegyrész. A harmadik lényeges alkotó a mikrokristályos kalcit — a mikrit —, amely a mésziszap közötté válásából keletkezett. FOLK szerint lehet „allokémiai” (végző aprózódás terméke) és „ortokémiai” is (tengervízben való kicsapódással létrejött).

A kőzetszöveti típusokat az elegyrészek kombinációi adják és a terminusok képzése is az elegyrészek rövidített nevének kombinálásával történik (1. táblázat: a).

A DUNHAM-féle osztályozás a szemcsék és a mikritkomponens viszonyából indul ki. A kőzetek létrejöhetnek tisztán mésziszapból, vagy mésziszap és a szemcsék különböző mennyiségét tartalmazó üledékből, a pát azonban utólagos póruskitöltő, illetve egyes esetekben késői diagenetikus, epigenetikus átalakulás terméke és nem lehet önálló elsődleges szövetalkotó. Az osztályozási rendszer ezért két fő csoportot különböztet meg: mésziszap alapú és szemcsé alapú szövetek csoportját. Az előbbieket esetében a szemcsék a mésziszapban ülve nem érintkeznek egymással (mudstone, wackestone), míg az utóbbi esetben az érintkező szemcsék alkotják a szöveti vázát és a köztük levő pórusokat tölti ki a pát (grainstone) vagy a mikrit (packstone) anyag (1. táblázat: b).*

* Az angol terminusoknak jelenleg még nincs elfogadott magyar nevük.

A karbonátos kőzetek osztályozása

a) FOLK (1959) szerint:

		Az allokémiai elegyrészek mennyisége					
		> 10%		< 10%			
		a szemcsék közti agyagban		mikrit típus (3)			
pát > mikrit	mikrit > pát						
		allokémiai pátit típus (1)	allokémiai mikrit típus (2)				
Az allokémiai elegyrészek mennyisége a szövetben	intraklaszt > 25%	intrapátit	intramikrit	Jellemző allokémiai elegyrész jellemzővel megjelölhető	intraklasztos		
	intraklaszt < 25%	ooid > 25%	oopátit		oomikrit	ooidos	
		ooid < 25%	3:1 ^ 3:1		biopátit	biomikrit	fossziliatartalmú
			3:1 1:3		biopelpátit	biopelmikrit	pelletes
		< 1:3	pelpátit		pelmikrit		

b) DUNHAM (1962) szerint:

A szemcsék		Mikrokristályos kőzetes anyag	Pátos kőzetes anyag
érintkeznek egymással	> 10%	packstone	grainstone
		wackestone	
nem érintkeznek egymással	< 10%	mudstone	

Mindkét említett osztályozási rendszer az elsődleges szövet típusokra vonatkozik és alapvető rendeltetésük az, hogy a képződési környezet megítéléséhez használható alapot adjanak. A másodlagos szöveti módosulások (átkristályosodás, továbbnövekedés, kristályméret csökkenés) leírására tehát ezek a rendszerek nem alkalmasak, de természetesen az értékelésnél ezeket a jelenségeket is figyelembe vettem.

A kőzetszöveteknek a fenti osztályozási rendszerekbe való besorolásához szükséges százalékos elegyrész-meghatározás mellett, mértem a bioklaszt szemcsék méretét (kalkaleurit 20–60 μ , kalkarenit 60 μ –2 mm, kalcirudit > 2 mm

megnevezést használtam), koptatottságát (a RUIHIN-féle 0—4 értékeket tartalmazó tapasztalati skálán), megfigyeltem bekérgezettségüket és a bioklaszt szemcsék esetében meghatároztam eredetüket.

A makroszkópos és mikroszkópos megfigyelések eredményeit a legfontosabb szelvények esetében összefoglaló diagramokon ábrázoltam. A megfigyelési alapadatok és az ezekre épülő interpretáció viszonyának bemutatására ugyanezen a diagramokon ábrázoltam a LEIGHTON—PENDEXTER (1962) által bevezetett „energiaindexet”, amely a lerakódási környezetben a víz mozgatottságát mutatja (0=nem mozgatott, 1=alig, 2=közepesen, 3=erősen mozgatott) és a lerakódási környezet típusait WILSON (1975) kategóriái szerint. E diagramoszlopok részletesebb elemzésére dolgozatom értelmező részében térek ki.

1. Sztratotípus szelvény

(Tapolcafi T-1. sz. fúrás)

A Tapolcafi T-1. sz. fúrás 223 m vastagságban harántolt felsőkréta képződményeket, a felsőtriász dachsteini mészkő rétegei felett.

A szenon rétegsor a kőzettani jellegek alapján három szakaszra osztható: 1. A legalsó szakasz (234,0—235,0 m) kevés kötőanyagot tartalmazó alapbreccsa; 2. a középső rész (102,0—234,0 m) az Ugodi Mészkő Formáció típusos kifejlődését tárta fel; 3. a felső szakasz (11,7—102,0 m) az Ugodi Formáció jellegit mutató biokalkarenit és kalcirudit rétegek váltakoznak afanerites agyagos mészkő szakaszokkal, melyek a Rendeki Tagozatba sorolhatók.

A fúrás szenon szakaszának szelvényrajzát és a vizsgálatok eredményeit a VII. és VIII. melléklet mutatja. A következőkben a legfontosabb jellegek kiemelésével jellemzem az egyes szakaszokat.

1. A Dachsteini Mészkő Formációra települő breccsa réteg (234,0—235,0 m) 0,5—8 cm (átlagosan 3—4 cm) átmérőjű, alig koptatott ($K=1-2$), illetve a réteg felsőbb szakaszán nem koptatott, orientálatlanul elhelyezkedő törmelék-szemcsékből áll, melyek között csak csekély mennyiségű vörösesbarna színű márgás kötőanyag található. A szemcsék gyengén összepréseltek, köztük az érintkezési felület gyakran sztiliolitos. A törmelékanyag triász kőzetekből származik: típusos szürkésfehér dachsteini mészkő, okkersárga agyagos mészkő, továbbá vöröses és sötétszürke színárnyalatú mészkőfajták voltak megfigyelhetők.

Említést érdemel, hogy apróbb és erősebben koptatott extraklaszt szemcsék 233 m-ig szórványosan még előfordulnak bioklasztos kőzetben.

2. A breccsarétegre közvetlenül szürkésfehér, sárgásfehér, helyenként rózsaszínes árnyalatú mészkő települ (102,0—234,0 m). Általában afanerites alapanyagú (ritkán pátos átkristályosodással), amelyben változó mennyiségben, változó osztályozottsággal és szemcsemérettel jelentkezik a biogén törmelékanyag. A kalkaleurit—apró kalcirudit-, a közepes—durva kalkarenit- és a ruditzemcséket is tartalmazó szakaszok különösebb szabályosság nélkül váltakoznak. A teljesen osztályozatlan szövet mellett a két, illetve három, viszonylag élesen elkülönülő szemcseméreti frakcióra oszló típusok gyakoriak (20—60 μ , 0,2—3 mm, 1—5 cm). A rudit méretű komponensek leggyakrabban Rudista teknők (Hippurites, Radiolarites, Praeradiolites, Biradiolites),

ill. olyan váztöredékek, amelyeknek egy része teljesen vagy részben kioldódott és egyes esetekben másodlagos durva kalcitpáttal kitöltődött.

A mikroszkópos megfigyelés szerint a leggyakoribb szövettípus a biomikrit, biointramikrit (wackestone), 20—50% mikrittel, 30—70% fosszilia eredetű szemcsével, 0—5% intraklaszttal, ritkábban néhány százalék pellettel (valószínűleg nem fekális eredetű apró mészsizapcsomók). Elsődleges biopátit (grainstone) ritkán fordul elő, viszonylag sűrűbben a szakasz legalsó és legfelső negyedében. A szemcsék általában nem vagy alig koptatottak ($K=0-1$), a „grainstone” típusnál azonban a 2—3-as érték is előfordul. A mikritfilmes bekérgezés a koptatott szemcsékhez kapcsolódik.

A mikroszkopikus méretű biogén komponensek közt a Mollusca (Rudista és egyéb) héjtöredék dominál. Az Echinodermata vázelemek (Crinoidea, Echinoidea tábla és tű) a szakasz alsó harmadában egészen ritkák, feljebb kis mennyiségben általános előfordulásúak. Az Ostracodák az alsó harmadban viszonylag gyakoribbak. Egy szakaszon (145—158 m) a Thaumatoportella típusú zöldalgák előfordulása jellemző. Végig előforduló mikrofosszilia a *Pienina oblonga* BORZA—MISIK, amely a leírók szerint valószínűleg a Codiaceae algák közé sorolható. A Foraminiférák mennyisége erősen változó, de többnyire számottevő. Különösen a Miliolina-félék (Quinqueloculina, Triloculina, Massilina) egyedszáma jelentős (előfordult 50 db/cm² mennyiség is). Egyes szintekben 1 mm-t meghaladó átmérőjű, nagy termetű példányok találhatók. Gyakran tömegesen lépnek fel a Textulariidae, Nodosariidae család általában apró vázú egyedei. Jellegzetes és gyakori alak a nagy termetű *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER—CHALMAS, továbbá a Cuneolina-félék, ritkább előfordulásúak: a *Rhipidionina liburnica* (STACHE), a *Rhipidionina liburnica* (STACHE), az *Accordiella conica* FARINACCI, a csupán egyetlen példányban megfigyelt *Keramosphaerina tergestina* (STACHE) és *Raadshoovenia* sp. Egyéb kisebb vázméretű, közepesen gyakori, de jellegzetes formák a Valvulineria, Valvulammina, Ataxophragmium, Gavelinella, Lituola, Rotalia genus egyedei. Környezeti és korrelációs szempontból külön említést érdemel a *Nummofallotia cretacea* SCHLUMBERGER faj egyedeinek gyakorisága a szakasz legalsó részében (utolsó előfordulás 216 m-ben).

3. Már a makroszkópos feldolgozás során feltűnt, hogy a fúrási szelvény 101 m fölötti, felső szakaszán a rudistás bioklasztos (kalkarenit, kalcirudit) rétegek közé kalcipelit rétegek iktatódnak be több szintben, és a kalcipelit, kalkarenit és kalcirudit szakaszok egymásra következésében szabályszerűség is felismerhető. A VII. és VIII. mellékleten a makroszkópos feldolgozás során megállapított kisebb szakaszok — ciklustagok — közül a kalcipelit összetételűt *A*; a finom—közepes szemcsenagyságú kalkarenit anyagút *B*; a durva kalkarenit—kalcirudit felépítésűt *C* betűvel jelöltem. Ezzel a jelöléssel a változások sorozata 110 m-től felfelé haladva a *C—B—A—B—C—B—A—C—B—C—B—A* sorrendet adja.

Az egyes ciklustagok meghatározó jellegei a következők:

A) Világosbarna színű vékonyréteges (5—25 cm-es rétegvastagságú) afaerites mészkő. A réteglapok vékony agyagfilmmel borítottak, egyes szakaszokon gyakoriak a féregjárat-kitöltések, amelyek az alapkőzetétől eltérő színárnyalatokkal (sárgásrózsaszín, barna) tűnnek fel.

A szövet pelletes biomikrit (packstone) kalkaleurit—finom kalkarenit méretű szemcsékkel. A kőzet 60—70%-a 20—100 μ méretű, nem koptatott

biodetritusból (Mollusca és Echinodermata váztöredék), továbbá mikrofossziliák (Calcisphaerulidaek, alárendelten Foraminiferák) vázanyagából épül fel. A mikrit alapanyag-mennyisége 20–30%, és általában 5–10% pelletes apró intraklaszt (iszaprog) szemcse is előfordul.

A fossziliaegyüttesben a plankton Calcisphaerulidaek uralkodnak (Stomiosphaera, Pithonella, Cadosina-félék), továbbá egy jellegzetes rostos falú, kúp formájú maradvány, amelyet *Conocella ugodensis* néven új fajként írtam le (HAAAS 1978). A Foraminiferák mennyisége kevés, plankton (Globotruncana, Hedbergella) és bentosz alakok (Bulimina, Stensiöina, Dorothia) egyaránt előfordulnak.

B) Szürkésfehér, sárgásfehér mészkő, finom- és középszemű kalkarenit. Rudit szemcsenagyságú bioklaszt csak igen ritkán fordul elő. Rétegződés észlelhető. A kőzetanyagának gyakran jelentős része másodlagosan kioldódott, ezeken a szakaszokon feltűnően pórúsos ($P_v = 10-20\%$).

A jellemző szövettípus a biomikrit (packstone), illetve ritkábban a csupán egészen csekély mennyiségű alapanyagot (mikritet) tartalmazó bioklasztit. A fosszilia eredetű szemcsék mennyisége 60–90%. Ritkán és kis mennyiségben intraklaszt is megfigyelhető. A szemcseméret általában 20 μ és 1 mm között változik, olykor a kalkaleurit (20–60 μ) és a durvább arenit frakciók között teljes méretbeli átmenet, tehát két elkülönülő szemcseméret-frakció észlelhető. A szemcsék általában teljesen koptatatlanok és bekérgezetlenek.

A biogén alkotóelemek uralkodó része Mollusca (jelentős részben Rudista) váztöredék, bár egyes szakaszokon az Echinodermata vázelemek is felszaporodnak. A Foraminiferák szinte teljesen hiányoznak a kőzetből. A 47,0–80,5 m közötti szakaszon például mindössze 3 Foraminifera egyedét észleltem a 0,5 m-enként vett minták vizsgálatára során.

C) Szürkésfehér, sárgásfehér, helyenként rózsaszínes árnyalatú mészkő. A kőzet durva kalkarenit—finom calcirudit méretű bioklasztból (1–5 mm) és változó mennyiségű (10–40%) durvább rudit méretű (3–15 cm) komponensből épül fel. A ruditszemcsék legnagyobb része Rudista teknő (MÓRÁNÉ CZABALAY L. meghatározása szerint Hippurites, Radiolites, Praeradiolites, Biradialites, Lapeirousia), illetve ezek töredékdarabjai, melyek gyakran erősen koptatottak. A szelvény felső részén ebben a kőzettípusban 1–6 cm méretű, afanerites mészkő anyagú törmelék szemcse (autigén breccsa) is megfigyelhető volt. A kőzet oldásos pórúsossága ennél a típusnál is általános. A durva bioklaszt szemcsék részleges oldottsága is jól megfigyelhető volt.

A mikroszkópi szövetre a biomikrit (wackestone, packstone) típus mellett a biopát (grainstone) viszonylag gyakori előfordulása jellemző. A bioklasztok mennyisége 30–70% között változik, a pelletek, intraklasztok mennyisége 0–15%. A szemcseméret széles skálán változó, egyes szakaszokon osztályozott, másol osztályozhatatlan az összetétel. Az arenit méretű szemcsék koptatottsága ennél a típusnál a legerősebb, eléri a 3-as fokot, gyakori a mikritfilmes bekérgezés is. A biogén alkotóelemek között a Rudista vázakon kívül az Echinodermata vázelemek gyakoriak. A Foraminiferák faj- és egyedszáma igen csekély.

A környezeti értékelés kiegészítése céljából vizsgálatokat végeztem az egyes kőzettípusok ásványos összetételének és nyomelemtartalmának meghatározására. A röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján (SZEMETHY A. értékelése szerint) a CaCO_3 ásványai közül kizárólag kalcitot lehetett kimutatni, aragonit vagy magas Mg-tartalmú kalcit nem volt észlelhető. A rendkívül csekély

mennyiségű oldási maradékban agyagásványok (illit, montmorillonit, kaolinit), továbbá klorit, földpát, kvarc volt kimutatható (SZEMETHY A.).

A nyomelemek közül a genetikai értelmezés szempontjából elsősorban a stroncium ígérkezett lényegesnek, ezért mennyiségét nedves kémiai elemzésel is meghatároztattam. Az eredmények szerint az SrO-tartalom 0,03—0,072% (Sr 270—610 ppm) között változik. A magasabb értékeket a ciklusos felső szakaszon találták, mégpedig az A. ciklustag közeteinél (SrO 0,068—0,072%, Sr 570—610 ppm), az alsóbb részen az SrO mennyisége végig alacsony (SrO 0,03—0,043%, Sr 270—360 ppm). A mért Sr-értékek egy nagyságrenddel kisebbek a jelenkori sekélytengeri aragonitüledékekben mérhetőnél [7700—9800 ppm D. J. KINSMAN (1969) szerint], viszont a kalcitos üledékekre jellemző értéknél (KINSMAN: 350 ppm) a felsőbb szakaszon valamivel magasabbak. Ennek oka részben az üledék eredetileg is kevert (kalcit—aragonit) voltában, részben a jelentős pórusterfogató anyagban végbement dia- és epigenetikus folyamatokban kereshető.

A nyomelemek közül tájékoztató színképelemzéssel (11 minta) Ag (1—3 ppm, feltűnően magas), Ba (0—300 ppm), Cr (0—5 ppm), Cu (10—20 ppm), Mn (50—500 ppm) és V (20—30 ppm) volt kimutatható, természetesen a Sr-on kívül.

2. Tapolcafő

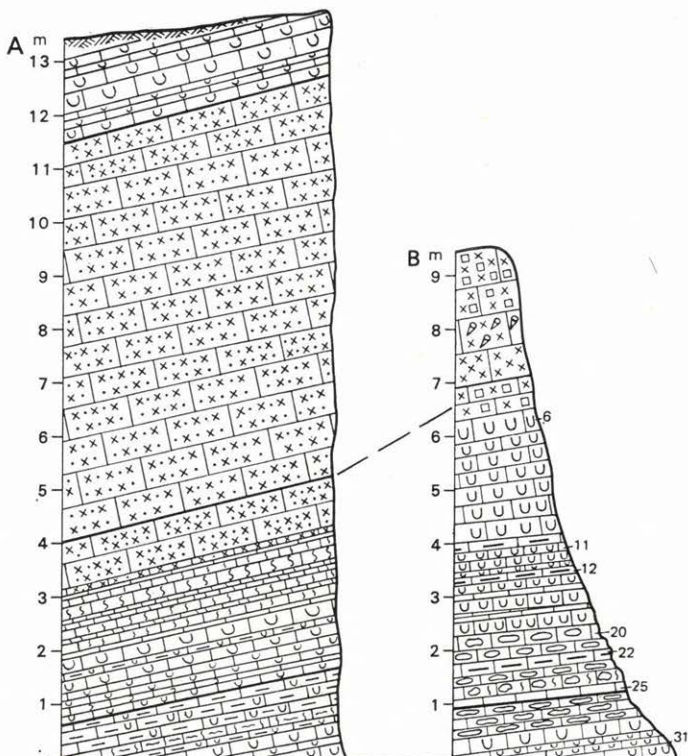
A Tapolcafőtől DK felé mintegy 4 km hosszan húzódó Tevel-hegy az Ugodi Mészke Formáció klasszikus típusterülete. HAUER F. (1862), majd KOCH A. (1872, 1875), TAEGER H. (1915) és JASKÓ S. (1935) írta le a nagy kiterjedésű kibúvás szenon képződményeit. A helyes rétegtani sorrendet, a különböző fáciesek kapcsolatát azonban — talán a nem kielégítő feltártság miatt — nem tudták megállapítani.

A Tapolcafő-1. sz. fúrás feldolgozásának tapasztalatai a Tevel-hegyi, illetve általában a Tapolcafő környéki szenon képződményekre vonatkozó rétegtani felfogás újraértékelését követelték meg. A fúrási rétegsor ismeretében végrehajtott terepi megfigyelések és az egyes rétegeknek a fúrási szelvényvel való egyeztetése nyomán arra az eredményre jutottam, hogy *a Tevel-hegy felszínén megfigyelhető képződményeinek legnagyobb részét a Tapolcafő-1. sz. fúrás felső szakaszán feltárt, az Ugodi és Polányi Formáció (Rendeki Tagozat) közzetipusainak váltakozásából álló, összefogazódó egység rétegei alkotják. Ugyancsak ez a rétegsor kerül felszínre Tapolcafő belterületén és a településtől D-re, a Bótakőnél. A Tapolcafő-1. sz. fúrás sztratotípusnak javasolt szakaszán feltárttal megegyező kifejlődésű Ugodi Mészke Formáció csupán a hegy ÉNy-i részének É-i oldalán, valamint Tapolcafőtől DK-re, Attya-major közelében bukkan felszínre.*

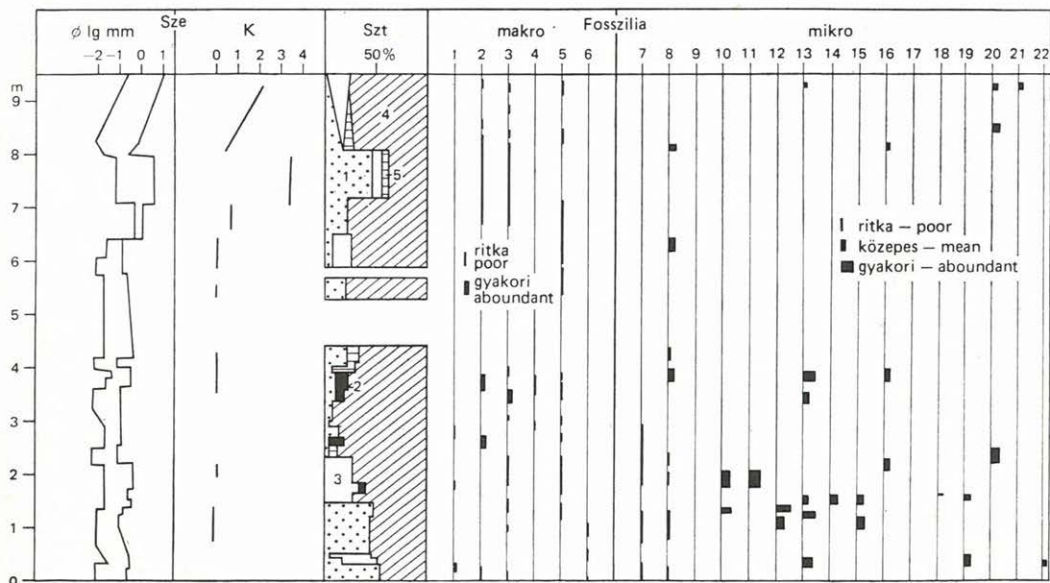
A Tevel-vonulat DK-i részén a Polányi Formáció alsóbb szakasza és a breccsa tagozat figyelhető meg a felszínén.

A II. mellékleten bemutatott, mezozoós felszínét ábrázoló térkép BIHARI D. (1969) felvételének felhasználásával készült és az újraértékelés eredményét mutatja. A tárgyalás során az egyes szelvényekre, mintavételi helyekre a térképen feltüntetett számokkal hivatkozom.

A Tevel-hegy ÉNy-i végződésétől 200 m-re Ny-ra levő *Újkőhányás kőfejtőben* (II. melléklet: 1. pont) feltárt 10 m rétegsor két szakaszra osztható (3. ábra: B szelvény). Az alsó 7 m-es szakasz alsóbb részét (31.—12. réteg) világoszürke, barnásszürke, vékonyréteges, finomkristályos, aphanites mészke képezi.



C



Az egyenetlen, hullámos rétegfelszíneket 1–5 cm vastagságban barnás-vörös agyag borítja. A rétegekben gyakran figyelhetők meg 10–12 cm hosszúságú, 0,5–1 cm átmérőjű, fehér vagy világosszürke kalcipelittel kitöltött, uralkodóan a réteglapokra merőleges helyzetű féregjártványok. A 25.–20. rétegekben gyakori az autigénbreccsás szerkezet (1–2 cm-es felszakadt lemezek). Ugyanezen a szakaszon egyik rétegben intenzív bioturbáció nyomát figyeltem meg, de kisebb mértékben ez a jelenség több rétegben is észlelhető volt.

A szövet finom kalkarenit (60–500 μ) szemcsékből álló bioklasztit vagy átkristályosodott alapanyagú biopátit (eredetileg biomikrit, packstone). Mennyiségileg uralkodó biogén elegyrész a Mollusca és az Echinodermata váztöredék. A plankton Calcisphaerulidaek közepes gyakoriságúak, a Foraminiferák (plankton és bentosz) ritkák. A féregjárt-kitöltések és az autigén breccsa szemcsék szövege a befoglaló kőzetéhez hasonló, de nagyobb mennyiségű mikritet (40–80%) és kisebb (20–200 μ) szemcséket tartalmaz (kalkaleurit—finom kalkarenit, biomikrit, wackestone). Bioturbáció esetén a kétféle anyag (befoglaló és járatkitöltő, ill. breccsaalkotó) egybegyűrődése, részleges keveredése figyelhető meg.

A szelvény alsóbb szakaszának felsőbb részét (11.–6. réteg) barnásszürke és finomkristályos mészkő 30–70 cm vastag rétegei alkotják, szórványosan a réteglapra merőleges kitöltött féregjártatokkal, gyenge bioturbációval.

A kőzetszövet biomikrit (packstone), kalkaleurit—finom kalkarenit (20–500 μ) méretű szemcsékkal. A mikrofosszília-összetétel az előző szakaszéhoz hasonló.

A szelvény felső szakasza vastagpados és tömeges, világosszürke, sárgás-fehér kalkarenit—kalcirudit szemcseösszetételű mészkő.

Uralkodóan Rudisták és egyéb Bivalviák héjtöredékéből áll. Néhány ép Hippurites első teknő is megfigyelhető a rétegződéssel párhuzamos helyzetben. A legfelső 0,5 m-es szakaszon szórványosan apró, alig koptatott mészkőbreccsa szemcséket észleltem.

A kőzetszövet 50–70%-ban Mollusca és Echinodermata váz eredetű. A bioklaszt osztályozatlan, a szemcseméret 20 μ -tól 2–3 cm-ig terjed.

3. ábra. Az Öregkőhányás kőfejtő Ny-i falának délészirányú szelvénye (A), az Újkőhányás kőfejtő DNy-i falának délészirányú szelvénye (B) és mikroszkópos vizsgálatának eredményei (C)

Sze = szemcse: nagyság, koptatottság; Szt = szöveti összetétel: 1. mikrit, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília, 5. pellet. Egyéb jelkulcsot lásd az I. mellékleten. — Fosszília: makroszkópos megfigyelés: 1. Bryozoa, 2. Rudista, 3. Mollusca detr., 4. Ostracoda, 5. Echinoidea, 6. Holothurioidea; mikroszkópos megfigyelés: 7. Calcisphaerula, 8. Stomiosphaera, 9. Pithonella ovalis, 10. Conocella, 11. Globotruncana, 12. Heterohelix, 13. Dorothisia, 14. Miliolina, 15. Verneuilinidae, 16. Bulimina, 17. Nodosaria, 18. Dentalina, 19. Stensiöina, 20. Rotaliidae, 21. Siderolites, 22. Anomalina (11–22: Foraminifera)

Fig. 3. Dip section of the W face of the Öregkőhányás quarry (A), dip section of the SW face of the Újkőhányás quarry (B) and the results of microscopical examinations (C) Sze = grains: size, roundness, Szt = texture: 1. micrite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossils, 5. pellet. All other symbols as in legend of Supplement I. Fossils: megascopical examination, microscopical examination

A koptatottság is szélsőségesen változó ($K=0-3$). Foraminiferák gyéren fordulnak elő, plankton mikrofossziliát csak egyetlen mintában lehetett kimutatni.

Az Újkőhányás kőfejtő rétegsora kétségtelenül az Ugodi Formáció és a Polányi Formáció közti összefogazódást tárja fel. Az alsó szakasz rétegeit, a fejtőtől mindössze 50 m-re telepített sztratotípus fúrás kréta rétegsorának legfelső I m-es szakaszához hasonló kőzettípus alkotja. Így valószínűleg az Újkőhányás fejtő rétegei (néhány méteres feltárási hiánnyal) a Tapolcafő-1. sz. fúrás szenon rétegsora fölé illenek.

Az Újkőhányás kőfejtőtől ÉNy felé 500 m-re levő *Öregkőhányás fejtő* (II. melléklet: 2. pont, 3. ábra: A szelvény) $215/12^\circ$ dőléssel 13,5 m vastagságú rétegsort tár fel. A szelvény 3 szakaszra osztható. Az alsó szakasz pontosan azonosítható az Újkőhányás bánya alsó, a középső szakasz vastagpados, tömeges mészköve pedig annak felső szakaszával, jóllehet az utóbbi esetben a kőzetszöveti jellegekben észlelhető különbségek nem elhanyagolhatók. A bioklaszt szemcsék méretében ugyanis jelentős csökkenés mutatkozik, a rudiszemcsék hiányoznak és itt a finom kalkarenites szövet válik jellemzővé. A 3., felső szakaszon (ez az Újkőhányás szelvényben már hiányzik) szürkésfehér, világosbarna finomkristályos, féregjáratnyomokat tartalmazó mészkő figyelhető meg, amely az alsó szakasz rétegeihez közelálló jellegeket mutat.

Az *Öregkőhányás fejtő* Ny-i oldala közelében mélyített *Tapolcafő Tat-3. sz. térképező fúrás* rétegsora kőzettanilag két szakaszra osztható. A felső szakaszon (7,0—113,0 m) az *Öregkőhányás bánya* rétegsorához hasonlóan fehér színű finom kalkarenit szakaszok váltakoznak sárgásbarna színű afanerites—finomkristályos kalkaleurit rétegekkel.

A kalkarenit típus 70—90%-ban nem koptatott, 0,1—0,5 mm átmérőjű Mollusca töredékből áll. A szemcsék közötti teret a bioklasztok továbbnövekedésével képződött másodlagos pát tölti ki. A kalkaleurit típus biomikrit, biopelmikrit szövetű. A 20—60 μ méretű Mollusca töredék mellett a Calcisphaerulidaek gyakoriak és plankton Foraminiferák (*Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globotruncana*) is előfordulnak. A rétegsorban a fenti két típus közötti átmeneti jellegű kőzetek is megfigyelhetők.

A rétegsor felső szakasza a Tapolcafő-1. sz. fúrás felső szakaszával a legtöbb jellegben hasonlóságot mutat, de az a szemcsefinomodási tendencia, amelyet már az Új- és *Öregkőhányás fejtők* bioklasztos mészkő szakaszának összevetésénél említettem, még feltűnőbben jelentkezik a fúrások összehasonlításánál. A Tat-3. sz. fúrás felső szakaszán durva kalkarenit—kalcirudit szemcsefelépítésű kőzetek nem fordulnak elő, és így a ciklusos jelleg is elmosódóvá válik. A mikrites és finomszemcsés kőzetfajták aránya viszont megnő.

A fúrás alsó szakasza (113,0—149,0 m, talp) világos barnásszürke mészkő, amely nagy mennyiségben tartalmaz Rudista teknőket, ill. ezek rudit méretű törmelék szemcséit.

A szövet biomikrit (packstone), biopátit, intrabiopátit (másodlagos pátosodás), ill. csaknem tisztán fosszilia törmelékből álló bioklasztit. A szemcsék osztályozatlanok (20 μ —több cm), nem koptatottak. Az aleurit- és areniszemcsék uralkodóan Rudista-váz eredetűek, de kisebb mennyiség-

ben Crinoideák, Echinoideák vázelemei, Ostracoda teknők, a *Pienina oblonga* BORZA—MISIK algamaradvány is megfigyelhető volt. A Foraminiferák közül a Cuneolina, Dicyclina, Accordiella, Ataxophragmium, Miliolina, Rotalia nemzetségek előfordulása jellemző.

Ez a szakasz a szövet és a fossziliák (jellegzetes Foraminiferák) alapján és a települési viszonyokat is figyelembe véve, a Tapolcafő-1. sz. fúrás sztratotípus szakaszának felső részével korrelálható.

Az Öreg- és Újkőhányás kőfejtők alsóbb, vékonyréteges, féregjártnyomos rétegeivel párhuzamosíthatók a *Tapolcafő település központjában*, a református templomtól D-re 200 m-re a forrásnál (II. melléklet: 3. pont) előbukkanó barnászürke, vékonyréteges, afanerites—finomkristályos, biomikrit, kalkaleurit szövetű kőzetek.

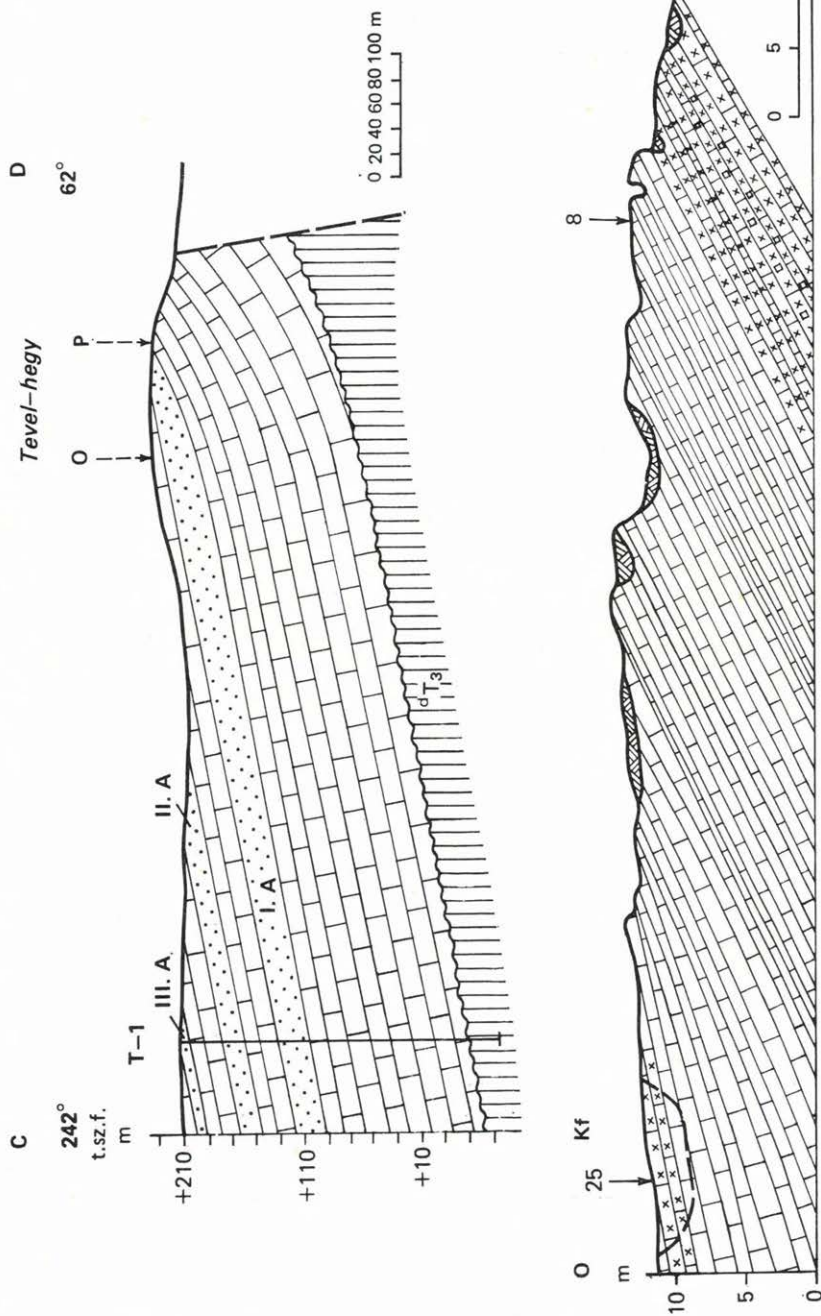
A *Tevel-hegy ÉNy-i részén*, DNy-i 20—8°-os dőléssel sorra felszínre bukannak azok a rétegek, amelyeket a Tapolcafő-1. sz. fúrás feltárt (II. melléklet és 4. ábra: C—D szelvény).

Folyamatos felszíni rétegsor követhető a hosszan elnyúló kiemelkedés *É-i végénél* dőlésirányban mintegy 100 m hosszon (II. melléklet: 4. pont; 4. ábra: O—P szelvény). A legidősebb feltárt szakaszon, sárgásbarna, szórványosan Rudista teknőtöredéket tartalmazó, finom kalkarenit vastag padjai bukannak elő, amelyek a Tapolcafő-1. sz. fúrás formáció-sztratotípusként megjelölt szakaszának legfelső részével párhuzamosíthatók.

A mintegy 7 m rétegtani vastagságot képviselő bioklasztos kőzetfajták után 30 m vastagságú, világosbarna, vékonyréteges kalkaleurit—finom kalkarenit szemcséket tartalmazó biomikrit (packstone) szövetű mészkő szakasz következik. Jellemzők a hullámos rétegfelszínek, amelyeken szórványosan féregjártatok fordulnak elő. A 8. rétegben Exogyrák gyakoriak. A szöveti jellegek, továbbá a jellegzetes Calcisphaerulidaek (Stomiosphaera-félék, *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Conocella ugodensis* HAAS) és a Foraminiferák alapján a Tapolcafő-1. sz. fúrás felső, ciklusos részének az I. ciklus A. tagjával (VII—VIII. melléklet) korrelálom ezt a szakaszt. A felszínen követhető szelvény DNy-i végénél a fenti egységre éles határral szürkésfehér durva—közepes szemcseméretű kalkarenit települ (25. réteg), amely a fúrási rétegsorban az I. ciklus B. tagjával azonosítható. Ugyancsak az I. B. ciklustaggal azonosíthatók a felszíni szelvény végpontjától dőlésirányban 50 m-re a gyalogút mentén kibúvó sárgásfehér kalkarenit, biomikrit (packstone) szövetű mészkő rétegek (II. melléklet: 5. pont).

A *Tevel-hegy ÉNy-i részén*, az *É-i* oldalban levő *kisebb kőfejtő* (II. melléklet: 6. pont) által feltárt barnásfehér színű, kalkarenit kőzetfajták, elsősorban szöveti jellegeik alapján a Tapolcafő-1. sz. fúrás sztratotípus-szakaszának felsőbb részével (130 m körüli szakasz) párhuzamosíthatók. A kőfejtőben a kőzetek olyan nagymértékben tektonizáltak, hogy részletesebben értékelhető szelvényt felvenni nem lehetett.

A *Tevel-hegy középső részének ÉNy-i oldalán* (II. melléklet: 7. pont) megfigyelhető, hogy a sárgásfehér színű, vastagpados, nagyobb Rudista teknődarabokat is tartalmazó kalkarenit rétegekre afanerites vagy finomkristályos,



4. ábra. A Tevel-hegy ÉNy-i oldalán és a Tapolcafő T-1. sz. fúrásán keresztüli fektetett szelvény (C-D), ezen belül a kibúváson felvett szakasz (O-P)

8, 25 = rétegek sorszám. Jelölést lásd az I. mellékleten

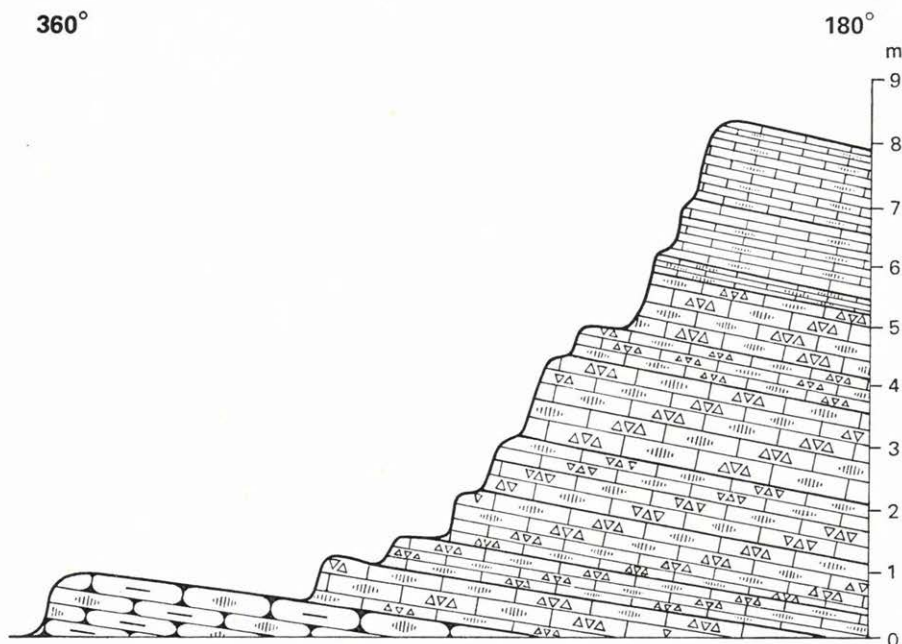
Fig. 4. Section set up through the NW side of Tevel-hegy and well Tapolcafő T-1 (C-D) with a measured surface section therein (O-P)

8, 25 = index number for beds. Symbols as in legend of Supplement I

helyenként autigénbreccsás, biomikrit (packstone) szövetű kalkaleurit méretű szemcséket tartalmazó kőzet települ, amely a Polányi Formációra jellemző plankton Calcisphaerulidaeket jelentős mennyiségben tartalmazza. Az éles kőzetjelleg-változást a Tapolcafő-1. sz. fúrásban a típusos Ugodi Formáció és a ciklusos összefogazódó szakasz határával azonosítom.

A hegy *É*-i oldalán az előzőekben említett kibúvásoktól tovább K felé, *egy felhagyott apró kőfejtő* (II. melléklet : 8. pont) 5–10 cm átmérőjű, általában majdnem gömb alakú tűzkőgumókat tartalmazó autigénbreccsás mészkő réteget tár fel (5. ábra). Mivel tűzkőgumók a Tevel-hegyi szenon összletben más-hol nem bukkannak felszínre, a korábbi vizsgálók vezetősínt-szerepet tulajdonítottak e tűzkőgumós rétegeknek és a mérhető dőlésviszonyok alapján rétegtani helyzetüket a „hippuriteses mészkő” egység bázisán jelölték ki (legutoljára BIHARI D. 1969). A feltárástól 3 km távolságban mélyített Tapolcafő-1. sz. fúrás rétegsorában a tűzkőgumós jelleg nem volt kimutatható, sem a formáció bázisa közelében, sem a felső, összefogazódó szakaszon.

A vékonycsiszolatos vizsgálatokkal megállapíthatóvá vált, hogy a tűzköves rétegek kalkaleurit—finom kalkarenit szövete, amely Rudista, egyéb Mollusca és Echinodermata detritusz mellett Calcisphaerulidaekben is gazdag, csak abban tér el az összefogazódó rétegsoport alsó részének (I. A. ciklustag) mikrofáciesétől, hogy a Spongia tük tömegesen jelentkeznek és egyes részeken kovás átítatódás észlelhető. A tűzkőgumókból készült csiszolatokban is jól felismerhetők voltak a szivacstűk.



5. ábra. A Tevel-hegy középső részének *É*-i oldalán levő kőfejtő szelvénye
Jelkulcsot lásd az I. mellékleten

Fig. 5. Section of a quarry set at the N side of the middle part of Tevel-hegy
Symbols as in legend of Supplement I

Helyi elterjedésű silicispongiás fáciesben diagenetikus oldás—kicsapódási folyamattal létrejött tűzkőgumók teszik tehát makroszkóposan feltűnővé ezeket a rétegeket, amelyek az Ugodi és Polányi Formáció közti átmeneti egység részét képezik. Az autigénbreccsás szerkezet a tűzkő előfordulásától független, és nem tekinthető egyedi jellegű, helyi sajátosságnak, hiszen a Tevel-hegynék éppen ettől a zónájától K-re jelentkeznek a különböző típusú üledékes breccsa rétegek feltűnő gyakorisággal a rétegsorban.

A Tevel-hegy középső részének É-i peremén tehát a típusos Ugodi Mészkö Formáció és erre települve az összefogazódó egység legalsó, pelágikus kifejlődésű szakasza kerül a felszínre, majd dőlésirányban tovább haladva a hegytető szintjében, ismét rudistás, bioklasztos kőzetek (I. B, C. ciklustag) törmeléke észlelhető. A hegy D-i oldalán (II. melléklet: 9. pont) újra pelágikus kifejlődésű rétegek kibúvásai ismertek (II. A. ciklustag). A vonulat középső blokkjának rétegsora tehát az ÉK-i blokkéval és a Tapolcafő-1. sz. fúrásával jól párhuzamosítható, de figyelmet érdemel az a laterális változási tendencia, amely a breccsás jelleg K felé gyakorivá válásában nyilvánul meg.

A hegy DK-i részén (II. melléklet: 10., 11. pont) DK-i általános dőléssel a Polányi Formáció típusos kifejlődésű, világosszürke színű, vékonyréteges agyagos mészkö, mészmárga rétegei vannak felszínen és erre a breccsa tagozat jelentős vastagságú rétegsora települ. A breccsa tagozatban a breccsás szakaszok törmelékmentes rétegekkel váltakoznak. Az utóbbiak a Polányi Formáció típusos kifejlődését mutatják. A breccsás rétegek jellege a törmelékanyag mennyisége és minősége szerint erősen változó. Általában felszíni törmeléként ugyanolyan kőzettípusok fordulnak elő, mint a következőkben tárgyalandó, szomszédos Ség-vonulat kibúvásaiban, ahol a jobb feltártság részletesebb megfigyelést tett lehetővé.

A Tevel-hegy DK-i elvégződésénél fekvő, attól É felé kisebb völgygel elválasztott Ség-hegyek (Öreg-hegy) (II. melléklet: 12., 13. pont) szenon képződményeit TAEGER H. (1915) valószínűleg a Tevel-hegyen általános DNy-i dőlés extrapolációja alapján a rétegsor aljára, az „inoceramus szint” fekéjébe tette, „alsó hippurites szint” névvel elkülönítve. JANTSKY B. (1954) megállapította, hogy egy ÉK felé kibillent tektonikus blokról van szó, a rétegsor nem folyamatos, a rétegismétlődés szerkezeti okokra vezethető vissza, tehát nincs szükség a két hippuriteses mészkö szint feltételezésére.

Megfigyeléseim szerint a Ség-vonulat szenon képződményei valóban nem térnek el a Tevel-hegy DK-i részén megfigyelhetőktől. A vonulat DK-i végénél, akárcsak a Tevel-hegy DK-i részének É-i oldalán, a Polányi Formáció kerül a felszínre és ezt fedi az ÉK-i dőlésnek megfelelően a breccsa tagozat, amely a kis kúpok fő tömegét adja.

A tagozat breccsás rétegeinek kőzetanyaga szinte kizárólag törmelék szemcsékből áll, a szemcséket egymástól csupán vékony agyagfilm és gyakran sztilolitós felület választja el (a köztes anyag csökkenése nyomás—oldódás révén mehetett végbe).

A törmelék szemcsék anyaga finomkristályos—afanerites, illetve kalkaleurit—finom kalkarenit méretű szemcséket tartalmazó mészkö. Méretük 0,1—5 cm, alig koptatottak. A vonulat DK-i kúpjának tetején, a magassági pontnál levő feltárásban a törmelék szemcsék és -blokkok maximális

mérete eléri a 40 cm-t is. Ugyanitt, egyes rétegekben a szemcsék között mészmárga vagy finom bioklasztos mészkő köztes anyag figyelhető meg. A hegytető breccsás rétegei között alárendelten breccsaszemcséktől mentes, finom kalkarenit, bioklasztit rétegek is észlelhetők.

A Tevel-hegytől Ny-ra 2 km-re, Tapolcafőtől D-re 1 km-re a Polányi Formáció mészmárgarétegei közül kiemelkedő, alig fél négyzetkilométeres, három oldalról vetőkkel határolt blokkban a *bótakői kőfejtők* (II. melléklet: 14., 15. pont) tárják fel az Ugodi Formáció és a Polányi Formáció összefogazódó átmenetét.

Az *északabbra levő kisebb felhagyott kőfejtő* (II. melléklet: 14. pont, 6. ábra: A szelvény) rétegsora különösen szedimentológiai szempontból érdemel figyelmet.

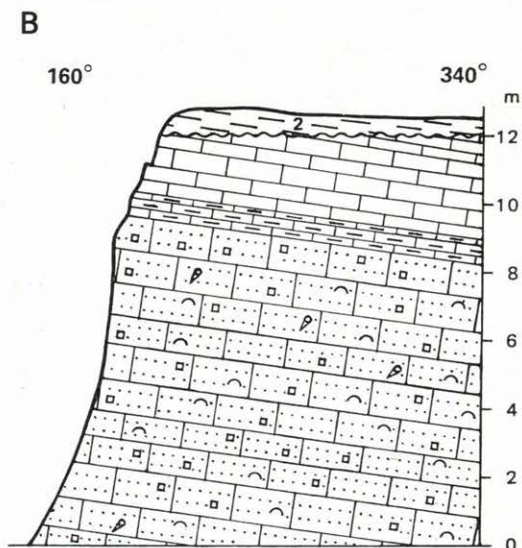
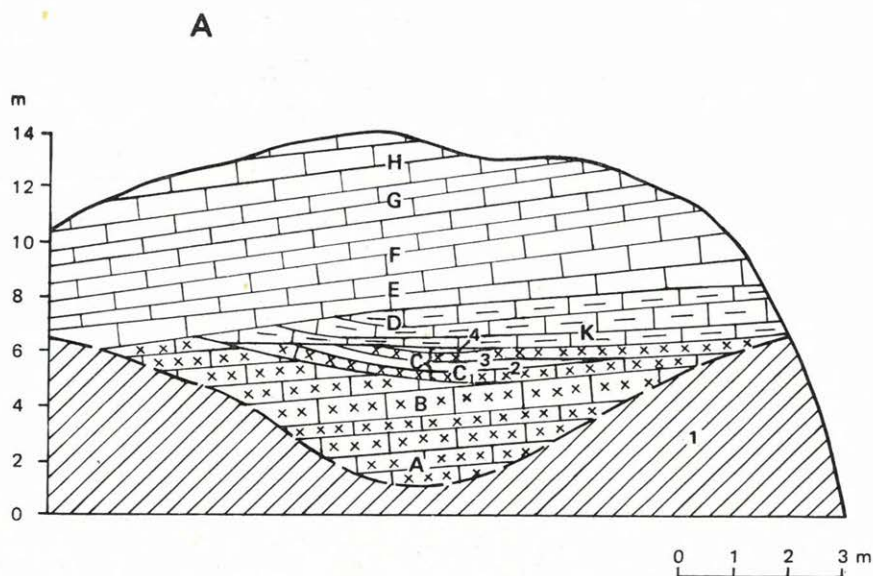
Az alsóbb helyzetű világosszürke, vastagpados, finom kalkarenit méretű, Rudista, egyéb Mollusca és Echinodermata váztöredék szemcsékből felépülő biomikrit ill. onkoidos biomikrit szövetű rétegek (6. ábra: A, B) és a felsőbb, vörösesbarna, barnásszürke, pelágikus mikrofaunát tartalmazó, biomikrit—kalkaleurit szövetű rétegek (6. ábra: E, F, G, H) határán egy 10 m hosszúságú és 1,3 m maximális vastagságú lencsében különböző kőzetfajták kiemelkedő, vékony rétegei, lemezei figyelhetők meg (C, D). A lencse alsóbb rétegei (C₁, C₂, C₃) 30% fossziliatöredéket (főleg Echinodermata váz eredetűt) tartalmazó biomikrit (wackestone) szövetűek. Az ábrán C₄-gyel jelölt, csupán 1—2 cm vastag réteglemeze vörös színű mészmárga, amely plankton Foraminiferákat (Heterohelix, Globotruncana) és Calcisphaerulidaekat tartalmaz. A D réteg allokémiailag elegendően mentes mikropátit (eredetileg mikrit, mudstone) szövetű, rózsaszínes árnyalatú világosszürke agyagos mészkő. A C₄ és D jelű rétegek közötti határfelület közelében, azzal nagyjából párhuzamosan durva kalcitpáttal kitöltött repedés figyelhető meg (az ábrán K jelöléssel), amely kétségtelenül a kőzettéválás utáni folyamatok eredménye. A fent leírt lencseszerkezetet viszont szingenetikus jelenségnek, áramlási csatorna kitöltésének tartom.

A *jelentősebb méretű*, jelenleg termelés alatt álló *bótakői bánya* (II. melléklet: 15. pont, 6. ábra: B) falszelvényének alsóbb részén 8 m vastagságban szürkésfehér színű, tömeges kifejlődésű, kisméretű Rudistákat, illetve törmeléküket is tartalmazó kalkaleurit—finom kalkarenit szemcseméretű bioklasztos kőzet figyelhető meg.

A kőzet 40—70%-a 0,02—2 mm-es, alig koptatott fosszília váz töredék, az alapanyag mikrit vagy mikropátit (packstone, wackestone). Foraminiferákat csak igen kis mennyiségben tartalmaz.

A tömeges mészkőre éles határral vékonyréteges, világosszürke, rózsaszínes árnyalatú, afanerites—finomkristályos mészkő települ.

A kőzetnek kb. 50%-a aleurit—finom arenit méretű (20—200 μ) bioklaszt anyagot (Mollusca, Echinodermata törmelék, ill. tömegesen Calcisphaerulidae vázak) és 5—10% pelletet tartalmaz mikrit matrixban (wackestone). A Foraminiferák mennyisége csekély, a plankton formák uralkodnak (Globotruncana, Globigerinelloides).



6. ábra. A bótakói kőfejtők szelvényei: A: a felhagyott kőfejtő DK-i falán, B: a működő kőfejtő DNY-i falára merőleges dőlésirányú szelvény

1. Törmelékkel fedett rész, 2. fellazult, mállott kréta kőzetanyag. Egyéb jelkulcsot lásd az I. mellékleten

Fig. 6. Quarry sections of Bótakő: A: SE face of the abandoned stone pit, B: a dip section perpendicular to the SW face of the operating quarry

1. Part covered with detritus, 2. loose, weathered Cretaceous rock. Other symbols as in legend of Supplement I

A bányától DK-re (dőlésirány), a felszínen több apró kibúvásban, a kőfejtő szelvényének alsóbb részén feltérthoz hasonló típusú, világosszürke, rózsaszínes árnyalatú, vastagpados, kalkaleurit—kalkarenit szemcséjű mészkőfajta figyelhető meg.

A bótakői blokk D-i részének kőzettani egységeit a Tapolcafő-1. sz. fúrás felső szakasza I. ciklusának befejező *B.*, ill. II. ciklusának kezdő *A.* tagjával párhuzamosítom (VII—VIII. melléklet: T-1. sz. fúrás 30—55 m közötti szakasza). Erre utal elsősorban a bótakői bánya alsóbb szakaszának szöveti és fossziliaösszetétele hasonlósága a T-1. sz. fúrás I. ciklusának befejező *B.* tagjával, továbbá az, hogy a vékonyréteges felsőbb szakasz minden lényeges kőzetjellegben megegyezik a II. *A.* ciklustag legalsó métereivel. Valószínűleg az É-i kisebb fejtő is az I. és II. ciklustag határát tárja fel. A lencsés szerkezet helyi jellegzetesség csupán. A két feltárás közti ÉNy—DK-i csapásirányú vető okozza a rétegsor ismétlődését.

A bótakői bloktól ÉNy-ra 1 km-re levő *Attya-majori blokk* (II. melléklet: 16. pont) kibúvásaiban sárgásfehér, világosszürke, rózsaszínes árnyalatú, uralkodóan durva kalkarenit—kalcirudit méretű bioklaszt szemcsékből álló, ép Rudista teknőket is tartalmazó, vastagpados, illetve tömeges szerkezetű mészkő kerül felszínre. (Alárendelten a kevés bioklaszt szemcsét tartalmazó, afanerites kőzettípus is előfordul.)

Az általános mikroszkópi kőzetszövet biomikrit 30—80% nem vagy gyengén koptatott fossziliatörmelék szemcsével, melyek legnagyobb része Rudista váz eredetű. A szemcsék mérete széles skálán változik, 20—600 μ . A Foraminiferák faj- és egyedszáma csekély, de kis mennyiségben Miliolina- és Dicyclina-féléket is megfigyeltem.

Elsősorban e Foraminiferák előfordulása miatt párhuzamosítom (meglehetősen bizonytalansággal) az Attya-major környéki kibúvások kőzeteit a Tapolcafő-1. sz. fúrás sztratotípus-szakaszával.

Összegezés

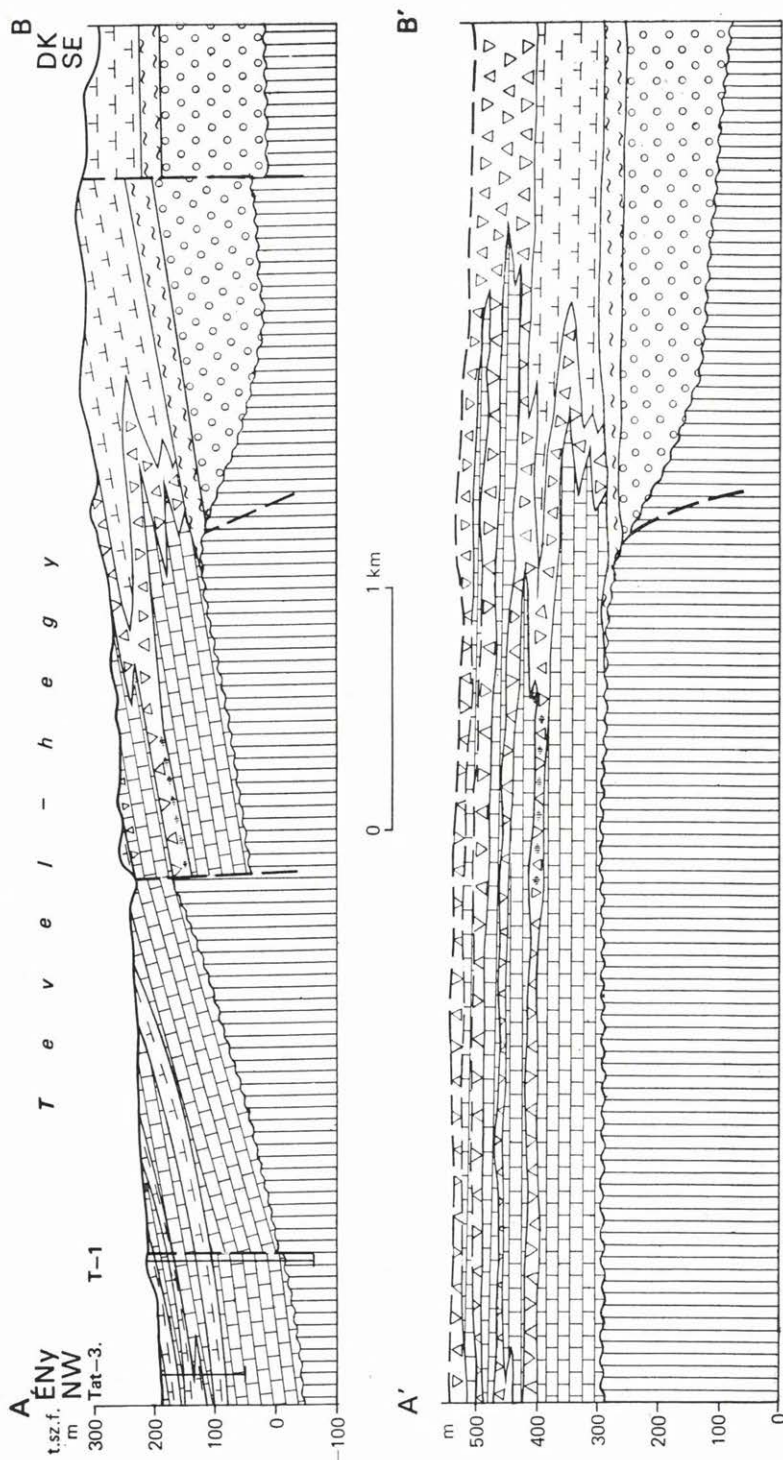
A Tapolcafő környéki területen az Ugodi Formáció helyzetét a korábbi felvételek, továbbá a terepi megfigyelések és vizsgálatok alapján szerkesztett térkép és szelvények (II. melléklet: térkép és A—B, C—D, E—F, G—H szelvényvonalak, 4., 7. és 8. ábra: szelvényrajzok) mutatják.

Mindezek alapján megállapítható:

1. A Tevel-hegy ÉNy-i részén felszínre bukkanó, típusos kifejlődésű Ugodi Mészkő Formáció (melyet a Tapolcafő-1. sz. fúrás teljes vastagságban harántolt) közvetlenül (ill. jelentéktelen vastagságú alapbreccsával) a triászra települve, egy kb. 5 km széles zónában nyomozható.

2. Az Ugodi Mészkő Formáció mind laterálisan (ÉNy és DK felé), mind vertikálisan összefogazódva, átmeneti kőzettípusokkal megy át a Polányi Formációba (7. ábra: A—B szelvény).

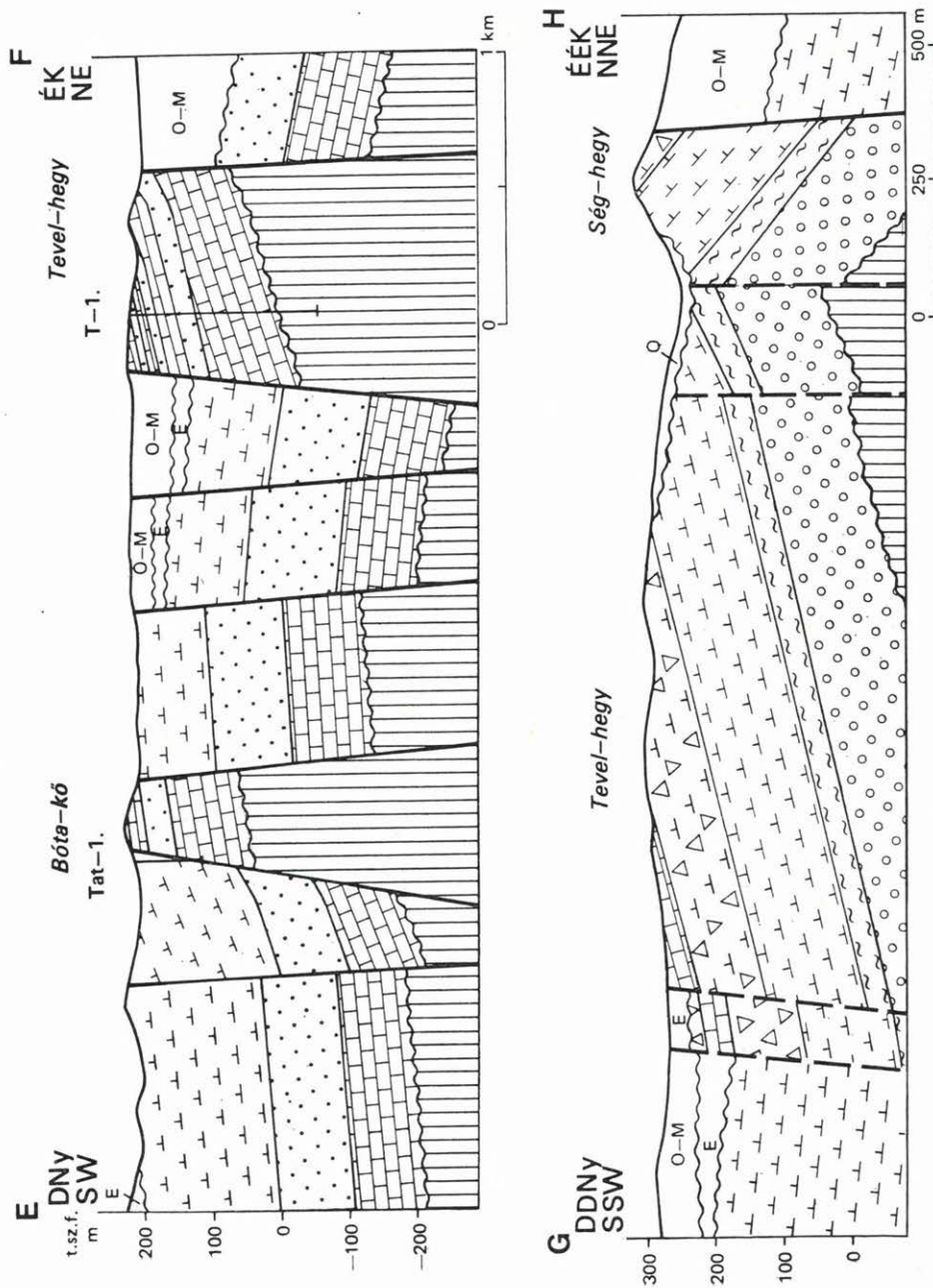
3. A vertikális átmenet esetében, a típusos kifejlődésű Ugodi Formáció fölött finomszemcsés, vékonyréteges, pelágikus környezetre utaló fossziliákat tartalmazó agyagos mészkő és jelentős mértékben Rudista törmelék eredetű, finom—durva bioklaszt szemcsékből felépülő, Foraminiferákban és egyéb mikro-fossziliákban igen szegény mészkő váltakozik ciklusosan (T-1. sz. fúrás).



7. ábra. A Tevel-hegy ÉNy-DK irányú szelvénye (A-B) a későbbi szerkezeti mozgások előtti állapot rekonstrukciójával (A'-B')
 Jelkulesot lásd az I. mellékleten

Fig. 7. A NW-SE section (A-B) of Tevel-hegy showing a reconstruction of the situation that had existed prior to tectonic movements (A'-B')

Symbols as in legend of Supplement I



8. ábra. Tapolcafő környéki szelvények. Jelkulcsot lásd az I. mellékleten
 Fig. 8. Sections set up in the vicinity of Tapolcafő. Symbols as in legend of Supplement I

4. A laterális átmenet zónájában az Ugodi Formáció törmelékszemcséit is tartalmazó breccsás rétegek jelennek meg (breccsa tagozat), amelyek Bakonyják felé a felszínen, ill. a fúrásokban tovább követhetők.

5. A Tevel-hegytől DNy-ra a Polányi Formáció kőzetei között csak egy apró, kiemelt blokkban kerülnek felszínre az Ugodi Formáció (Attyamajor) és az ugodi—polányi átmeneti egység (Tapolcafő, Bótakő) rétegei (8. ábra: E—F szelvény).

3. U g o d

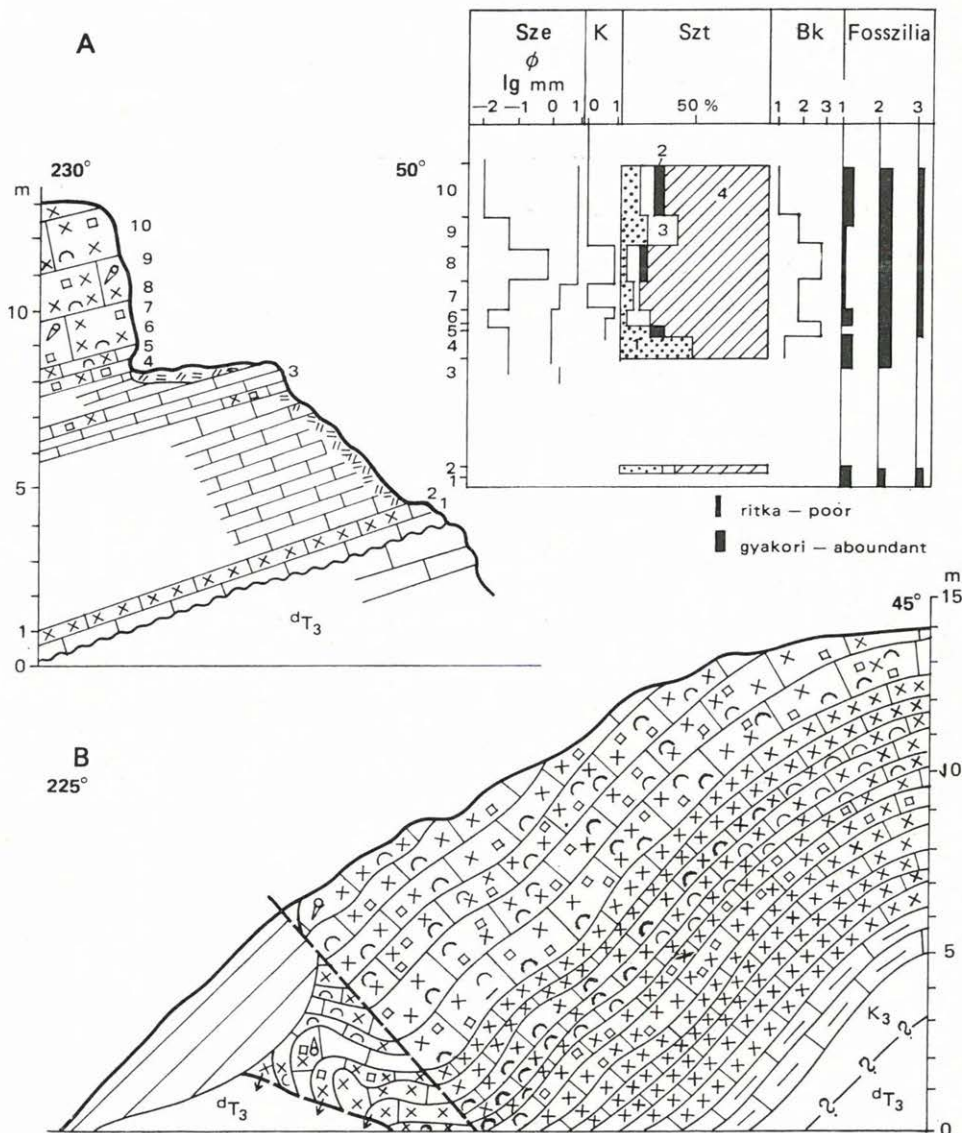
Az Ugodtól DK-re 3—4 km távolságban levő Szár-hegy és Durrogós-tető területén találjuk az Ugodi Formáció legtipusosabb felszíni feltárásait az Északi-Bakonyban. A vonulatok DK-i oldalán az Ugodi és Polányi Formáció egymásba való átmenete is nyomon követhető. A formáció elterjedését, a hivatkozott megfigyelési pontokat, feltárásokat és a szelvények nyomvonalát a III. melléklet mezozoós fedetlen térképe mutatja, amelyet KORPÁS L. (1969) felvételének felhasználásával készítettem.

A Szár-hegy ÉNy-i, É-i oldalában, továbbá a Szár-hegy és a Durrogós-tető közti völgyben az Ugodi Mészke Formáció legalsó rétegei bukkannak felszínre. Több ponton jól látható, hogy ezen a területészen a formációnak Rudista törmelket jelentős mennyiségben tartalmazó kalkarenit rétegei közvetlenül a Dachsteini Mészke Formáció felszínére települnek.

A rátelepülés jellegét és a legelső rétegek sajátosságait különösen jól lehet tanulmányozni a *Szár-hegyet átszelő völgy ÉNy-i oldalában* (III. melléklet: 1. pont, 9. ábra: A szelvény). A triász kőzet egyenetlen felületére enyhe szögdiszkordanciával települő szenon rétegsor néhány deciméteres barna, finomkristályos mészke réteggel kezdődik. Efölött 4 m vastagságban világosbarna, rózsaszínes árnyalatú, agyagos erezettségű, finom—közepes méretű, nem koptatott bioklaszt szemcséket tartalmazó biomikrit (wackestone) szövettű mészke rétegek települnek, melyek 15—20% arányban rudit méretű, főleg Rudista váz eredetű szemcséket is tartalmaznak. Szórványosan nagy termetű Hippuritesek ép alsó teknője is megfigyelhető, többnyire fekvő helyzetben, de ritkán a rétegződésre merőleges helyzetben is. E jól rétegzett szakaszt jelentős vastagságban, tömeges kifejlődésű, világos sárgásszürke, biogén mészke fedti.

A kőzet 70—80%-ban aleurit—arenit méretű bioklaszt (uralkodóan Mollusca és Echinodermata) szemcsékből áll, melyek többnyire gyengén koptatottak és gyakran mikritburokkal körülvettek. A Foraminiferák csak egészen alárendelt mennyiségben jelentkeznek. A szemcesközti anyag fele-fele arányban mikrit, ill. pát. Az általában szórványosan előforduló, de helyenként jelentős mennyiséget elérő rudit méretű szemcsék közt vékonyteknőjű Bivalviák és Rudisták töredékei egyaránt előfordulnak. Gyakoriak a nagy méretű ép Hippurites teknők is (maximális hossz méret 40 cm), általában fekvő vagy orientálatlan helyzetben.

A tömeges kifejlődésű szakasz legteljesebben feltárt szelvényét a Szár-hegy DNy-i helyzetű, 200—210°/15° dőlésű blokkját ÉK felé lezáró völgy oldala adja (III. melléklet: 2. pont). Itt a völgytalptól a tetőig, 10 m-es rétegsorszakasz van feltárva, az előzőekben leírtakhoz teljesen hasonló kifejlődésben. Ugyanez a vastagpados—tömeges szerkezetű, bioklasztos kőzetekből felépülő szakasz



9. ábra. Szár-hegyi szelvények. A: Az É-i oldalon levő feltárás, B: a Ny-i oldalon levő kőfejtő

Sze=szemcse: nagyság, koptatottság; *Szt*=szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszilia; *Bk*=bekéregzés: 1. ritka, 2. közepes, 3. gyakori. — *Fosszilia*: 1. Rudista héj, 2. egyéb Mollusca héj, 3. Echinodermata. Egyéb jelkulcsot lásd az I. mellékleten

Fig. 9. The geological sections of Szár-hegy. A) exposure at the northern side, B) quarry at the western side

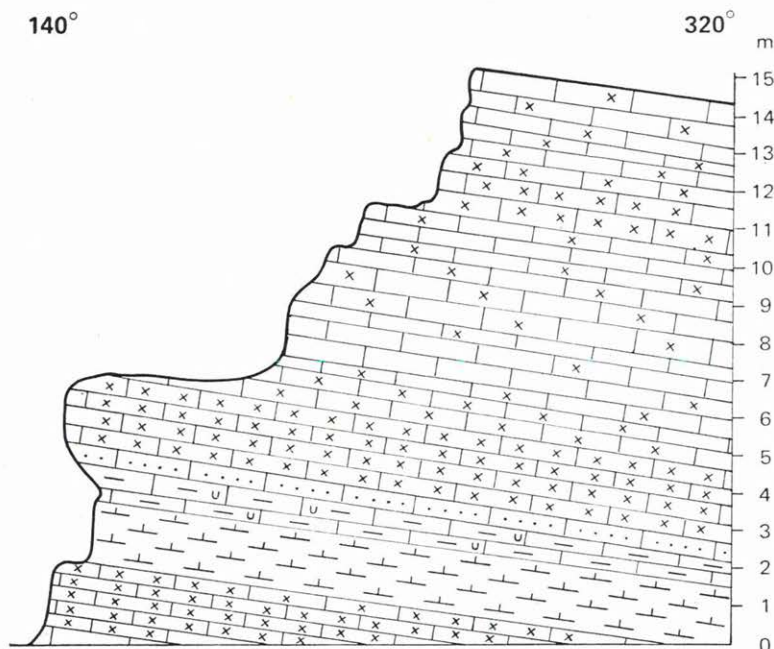
Sze=grains: size, roundness; *Szt*=texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossils; *Bk*=encrustations: 1. poor, 2. mean, 3. abundant. — *Fossils*: 1. rudistid valve, 2. other molluscan shell, 3. Echinodermata. Other symbols as in legend of Supplement I

alkotja a Szár-hegy kopár DNy-i oldalát. A magasabb rétegtani helyzetet képviselő kőzetek ezen a területrészen lepusztultak.

A Szár-hegy Ny-i oldalában működő kőfejtő (III. melléklet: 3. pont, 9. ábra: B szelvényrajz) szintén az Ugodi Formáció legalsó rétegeit tárja fel, a hegyperemi szerkezeti jelenségek miatt erősen tektonizált kőzetekkel, meredek dőléssel.

Az ÉNy-i részen megfigyelhető rétegsortól az eltérés csupán annyi, hogy a világosbarna, rózsaszínes, agyagos felszínekkel vékony rétegekre tagolt mészkőszakasz alatt itt még egy sötétszürke, homokos, kőzetlisztes, agyagos mészkő réteg is található, amely szórványosan néhány centiméteres szenesedett növénymaradványokat is tartalmaz. A megfigyelés idején a teljes vastagság nem volt feltárt és így az sem bizonyos (de feltételezhető), hogy ez a réteg közvetlenül a triászra települ. Megítélésem szerint az említett réteg, amely jellegeiben a fedő mészkőfajtáktól feltűnően különbözik, a Jákói Formáció kiemelkedő szakaszát képviseli és ÉNy felé száz méteren belül ki is marad a rétegsorból.

A Szár-hegy meredek, vetőkkel szabdalt DNy-i oldalán DK felé haladva, már az erdős területrészen (III. melléklet: 4. pont) sárgásfehér, rózsaszínes árnyalatú, finom—közepes méretű kalkarenitzemcsékből felépülő mészkő felett (mely szerkezeti és szöveti jellegei alapján a formáció alsóbb részét képviseli)



10. ábra. A Szár-hegy Ny-i oldalában levő feltárás szelvénye
Jelkulcsot lásd az I. mellékleten

Fig. 10. Section of an exposure at the W side of Szár-hegy
Symbols as in legend of Supplement I

selheti) egy szedimentológiai, paleoökológiai különlegesen érdekes, 2 m vastagságú mészkőpadot lehet megfigyelni.

A pad alsó, 0,5 m vastagságú szakasza kalcirudit—kalkarenit összetételű; ép Rudista teknőket nem tartalmaz, kizárólag azok törmelékét. Efelett egy 0,3 m-es szakaszon fekvő helyzetben, apró termetű Rudisták láthatók, majd afanerites—finomkristályos alapanyagban, a kőzettérfogat 50%-át kitevő mennyiségben, a rétegződésre merőleges, álló helyzetű, egészen vékony, csőszerű teknővel rendelkező Hippuritesek figyelhetők meg orgonasípkhoz hasonló elhelyezkedéssel. Egymás fölötti helyzetben 4—5 függőleges helyzetű, teleszerű együttes látható.

A Szár-hegy DK-i részének lejtőin kalkaleurit—finom kalkarenit rétegek váltakoznak vékonyréteges, lemezes elválású agyagos mészkő, mészmárga rétegekkel. *A legteljesebb felszínen feltárt rétegsort a hegy D-i részének Ny-i oldalában levő feltárás sor adja* (III. melléklet: 5. pont, 10. ábra: szelvényrajz).

A vonulat DK-i részén, a gerincen húzódó erdővágás kibúvásaiban (III. melléklet: 6. pont) a lemezes elválású agyagos mészkő, mészmárga rétegek között a kalkaleurit—kalkarenit szemcsőösszetételű mészkőrétegek mellett világosbarna színű kalkaleurolit alapanyagban apró breccsaszemcséket tartalmazó mészkőrétegek betelepülése is megfigyelhető.

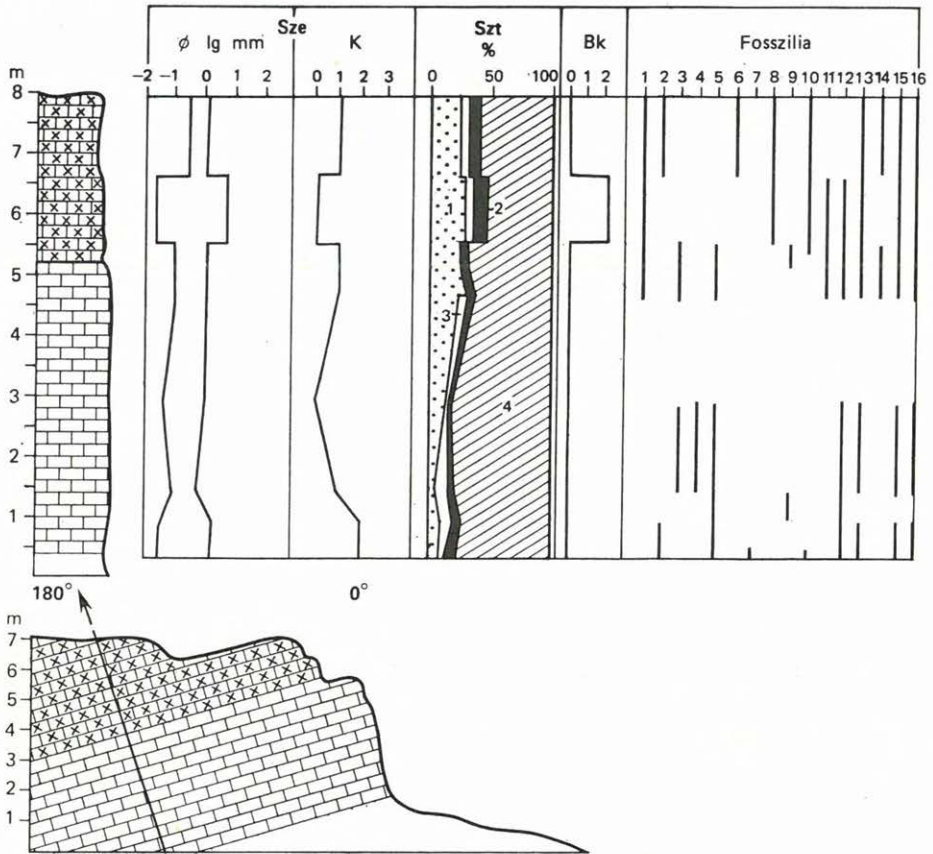
A breccsaszemcsék nagyobb részének anyaga az alapanyaghoz hasonló kifejlődésű, Calcisphaerulidaekat tartalmazó, pelágikus fáciesű kőzetekből származik, kisebb része gyengén koptatott kalkarenitzemcséket tartalmazó biomikrit, biopátit, biointrapátit (packstone) szövetű mészkő, amely tehát az Ugodi Formáció bélyegeit mutatja. Néhány gyengén koptatott, 0,5—2,0 cm méretű Rudista töredékdarab önállóan is előfordul az alapanyagban.

A breccsás rétegeket a Polányi Formáció breccsa tagozatába lehet sorolni.

A Durrogós-tető felépítése a Szár-hegyével lényegében megegyező, de a Durrogós-tetőn az egységek a két vonulatot elválasztó vetőrendszer mentén, mintegy fél kilométerrel ÉNy felé eltolva jelentkeznek. A vonulat ÉNy-i részén a szennon képződmények a Dachsteini Mészkő Formáció közé ékelődő tektonikus zónákkal határolt, igen keskeny, lezökken sávban jelentkeznek. Ezen a részen kisebb kibúváásokban (III. melléklet: 7. pont) az Ugodi Formáció afanerites alapanyagú, közepes—durva arenit—finom rudit méretű bioklaszt szemcséket tartalmazó mészkő rétegei bukkannak felszínre, DNy-i 10—20°-os dőléssel.

A hegytető platójának ÉK-i oldalán, a fent említett feltárások szintjénél kb. 70 m-rel magasabb térszíni helyzetben, egy közel 500 m távolságon át követhető feltárás sor, DDNy-i 5—15°-os dőléssel vékonyréteges — és uralkodóan kalkaleurit—finom kalkarenitzemcsékből felépülő vastagpados (de 10—20 cm-enként elmosódó, bizonytalan lefutású, hullámos elválási felszínekkel tagolt) mészkő váltakozásából álló rétegsort tár fel.

A III. mellékleten 8. számmal jelölt szelvényszakasz vizsgálata alapján (11. ábra) a jellemző szöveti típus biomikrit (packstone, wackestone), 50—80% bioklaszt és 5—10% apró méretű intraklaszt szemcsével. A bioklaszt szemcsék általában gyengén koptatottak, méretük 0,03—1,00 mm. Anyaguk elsősorban Echinodermata, kisebb részben Mollusca váz eredetű.

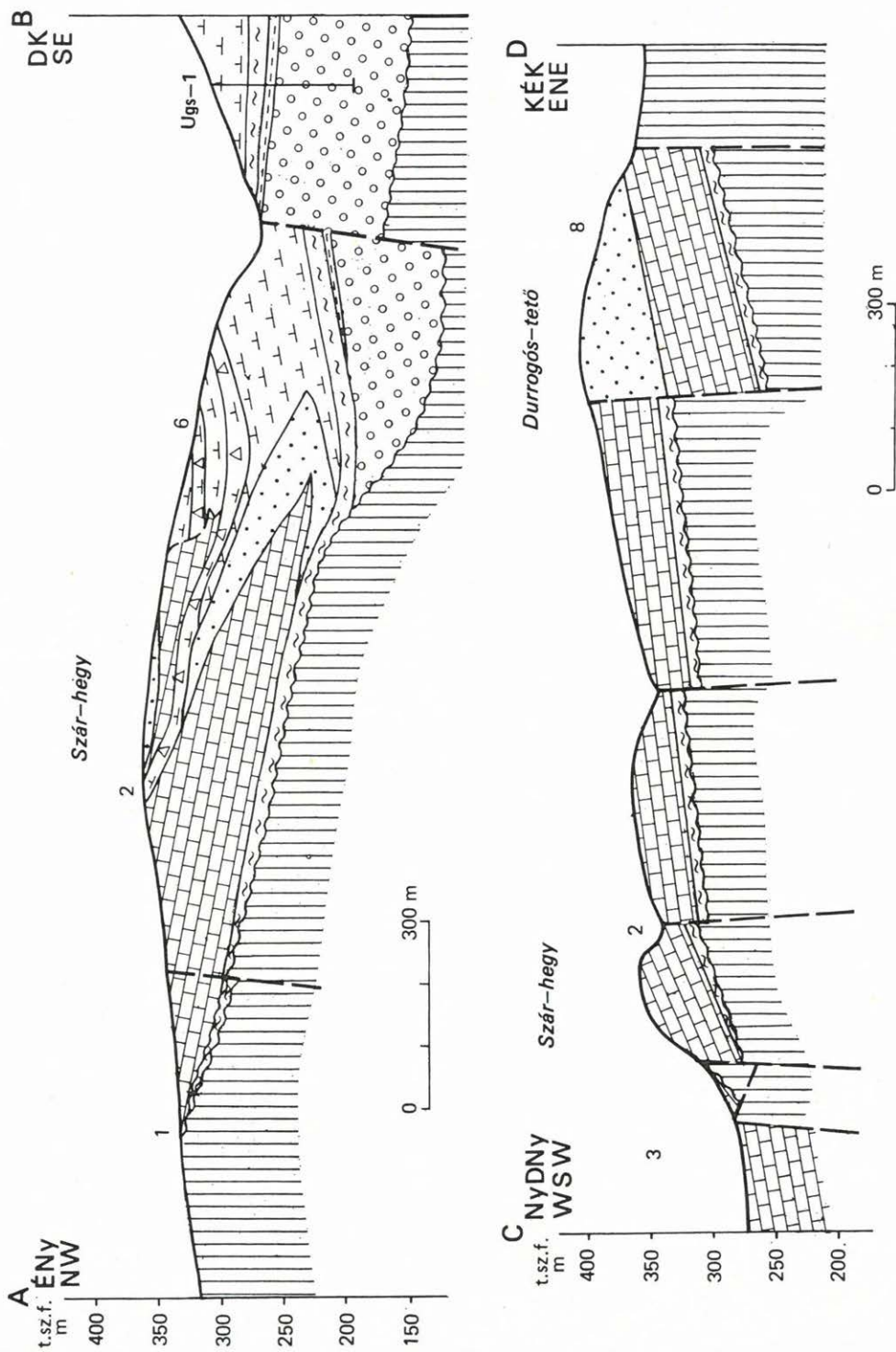


11. ábra. A Durrogós-tető ÉK-i oldalán levő feltárás szelvénye
Sze = szemcse: nagyság, koptatottság; *Szt* = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszilia; *Bk* = bekéregzés. Egyéb jelkulcsot lásd az I. mellékleten. — *Fosszilia*: 1. *Stomiosphaera*, 2. *Spiroplectamina*, 3. *Bigenerina*, 4. *Marssonella*, 5. *Dorothia*, 6. *Lenticulina*, 7. *Anomalina*, 8. *Stensiöina*, 9. *Rotalia*, 10. *Gaupillaudina*, 11. *Exogyra*, 12. *Rudista*, 13. *Mollusca*, 14. *Ostracoda*, 15. *Crinoidea*, 16. *Echinoidea*

Fig. 11. Section to illustrate an exposure at NE Durrogós-tető
Sze = grains: size, roundness; *Szt* = texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil; *Bk* = encrustation. Other symbols as in legend of Supplement I

Ritkán *Rudista* törmelék is felismerhető. A Foraminiferák közül kizárólag bentosz alakokat észleltem, melyek közül a *Stensiöina* és *Gaupillaudina* genusok előfordulása érdemel említést a fácieselemzés és a helyi korreláció szempontjából. A plankton fossziliák közül csupán a *Stomiosphaera* genus kis egyedszámában való előfordulását lehetett regisztrálni.

A vizsgált rétegsorszakasz kőzettani és mikrofácies jellegei a Tapolcafő-1. sz. fúrás felsőbb, az Ugodi Formáció és a Polányi Formáció közötti átmeneti, összefogazódó szakaszához hasonlóak. (A legnagyobb fokú hasonlóság a T-1. sz. fúrás 45–50 m közötti szakaszával állapítható meg.)



12. ábra. Ugod környéki szelvények. 1–8 = Hivatkozási pontok. Jelkulcsot lásd az I. mellékleten
 Fig. 12. Geological sections of the Ugod area. 1–8 = Reference points. Symbols as in legend of Supplement I

A feltárásor É-i, rétegtanilag alsóbb helyzetű szakaszán (III. melléklet: 9. pont) megfigyelhető, hogy a finom bioklasztos rétegek közé durva kalkarenit—kalcirudit rétegek települnek be. D felé haladva (ami a rétegsorban felfelé haladást jelent), a bioklaszt szemcsék általános finomodása és kalcipelites rétegek beiktatódása tapasztalható, a vonulat D-i oldalát pedig a Polányi Formáció jellegzetes világosszürke, vékonylemezes elválású agyagos mészkő, mészmárga kőzeteinek törmeléke borítja.

Összegezés

A szár-hegyi—durrogós-tetői területen a szenon képződmények elterjedésének ÉNy-i határánál húzódó néhány száz méter széles zónában az Ugodi Mészkő Formáció közvetlenül a Dachsteini Mészkő Formációra települ, kissé agyagos, finom bioklasztos rétegekkel. Efelett durva bioklasztos, helyenként élő helyzetben beágyazódott, telepszerű együttest alkotó Rudistákat is tartalmazó tömeges, vastagpados mészkő következik mintegy 80—100 m feltételezett vastagságban (lényegében ez alkotja a vonulatok DK-i harmadát). A kőzetkifejlődést illetően közeli hasonlóságot mutat a Tapolcafő-1. sz. fúrás sztratotípus szakaszával. DK felé haladva a fekü Dachsteini Mészkő Formáció és az Ugodi Mészkő Formáció közé szürke, nem karbonátos finom törmelékot tartalmazó, agyagos mészkő rétegek iktatódnak be, feltehetően DK felé növekvő vastagsággal. Tovább DK felé, a vonulatok középső részén, kalkarenit és kalcirudit szemcseméretű bioklasztos mészkő és pelágikus fossziliaelemeket is tartalmazó, egészen finom szemcsés, agyagos mészkő rétegek váltakozásából álló rétegsor egyes szakaszai bukkannak felszínre. Ezek a kőzetek az Ugodi Formáció és a Polányi Formáció közötti átmenetet képviselik és a Tapolcafő-1. sz. fúrás rétegsorának felső szakaszával párhuzamosíthatók. Mind horizontálisan, mind vertikális irányban az átmenet az Ugodi Formációból a Polányi Formáció felé folyamatosnak mutatkozik.

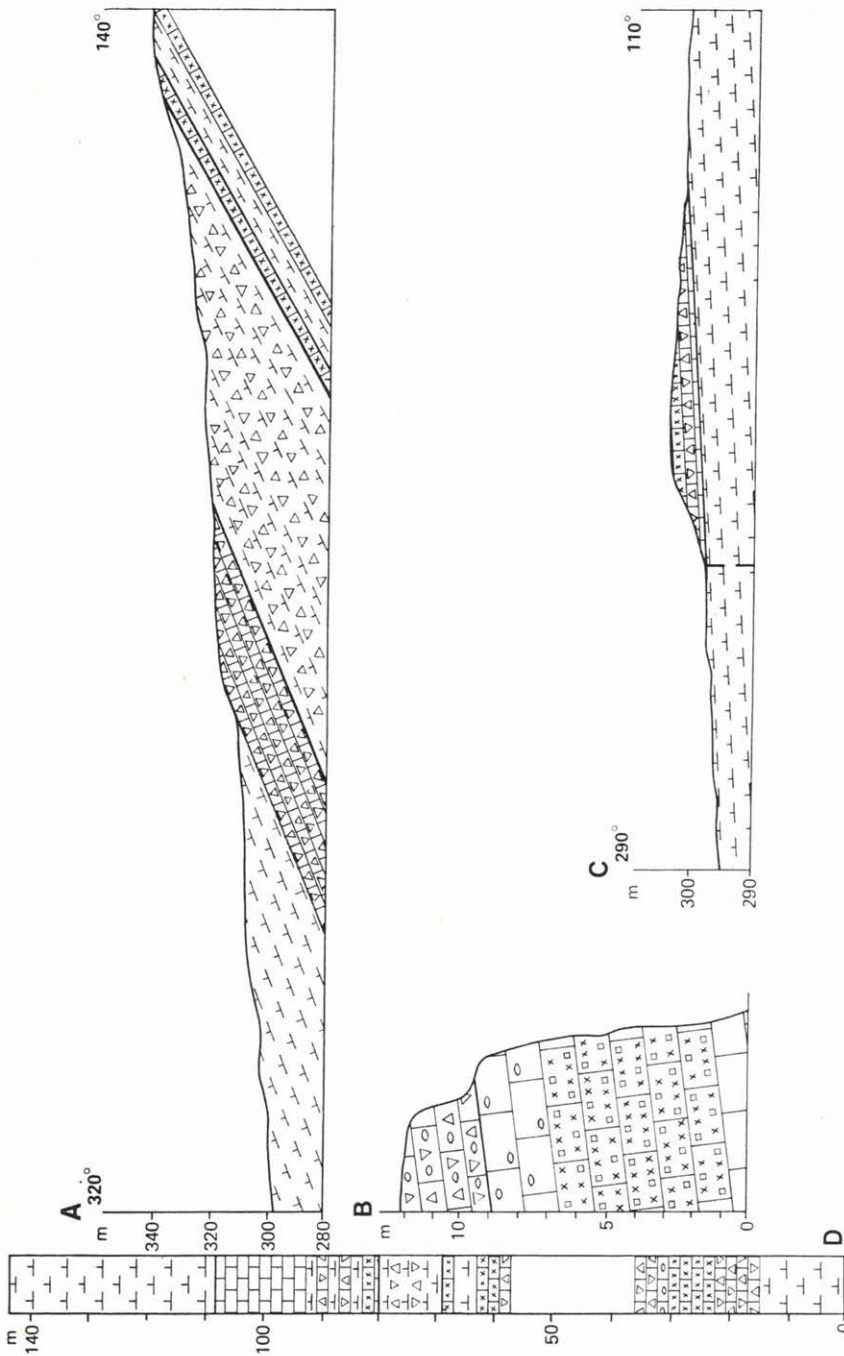
A vonulatok DK-i részén a Polányi Formáció kőzettípusai vannak felszínen és a Szár-hegyen a breccsa tagozatba sorolható breccsás rétegek is megfigyelhetők.

A litosztratigráfiai egységek térbeli helyzetét és egymással való kapcsolatát a III. melléklet térképe, továbbá a területet átszelő ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i földtani szelvény (12. ábra) ábrázolja.

4. B a k o n y j á k ó

Bakonyjákó környékén, a falutól ÉNy-ra levő Vasgyulka-dombon, valamint a Jákó-hegy É-i és ÉNy-i oldalában bukkannak elő uralkodóan Rudista detritusból álló, biogén mészkőfajták. Ezek a csupán néhány méter vastagságú rétegek minden esetben a breccsa tagozat rétegei közé települnek. Ezen a területen tehát az Ugodi Formáció fő tömegéből a Polányi Formációba nyelvyszerűen benyúló kőzettestrészek jellegeit lehet a felszínen is megfigyelni.

A feltárások helyét és a szenon képződmények helyzetét a III. melléklet mezozoos fedetlen földtani térképe mutatja, amelyet Nagy E. (1956) és Bihari D. (1969) térképeinek felhasználásával készítettem.



13. ábra. Bakonyjákói szelvények: a Jákó-hegy ÉNy-i oldalán levő vízmosás (A), az É-i kibúvás (B) és a Vasgyulka-domb (C) szelvénye, valamint az előbbieik alapján szerkesztett összesítő rétegsor (D). Jelkulcsot lásd az I. mellékleten

Fig. 13. Geological sections set up in the vicinity of Bakonyjákó: ravine of NW Jákó-hegy (A), sections of the northern outcrop (B) and Vasgyulka-domb (C), and a synoptic profile (D) based on sections A—C. Symbols as in legend of Supplement I

A *Vasgyulka-domb* szelvényében (III. melléklet, 13. ábra: A—B szelvény) a Polányi Formáció alsó szakaszának típusos kifejlődésű, $255^{\circ}/5^{\circ}$ dőlésű rétegeire 0,2—3,0 cm nagyságú, koptatott ($K=2-3$) szemcséket tartalmazó breccsaréteg települ.

Az alapanyag biomikrit, kalkaleurit, amelyben a különböző szöveti típusú breccsaszemcsék mellett mikroszkópi vizsgálattal 1 mm-t elérő nagyságú, közepesen, ill. jól koptatott ($K=1-3$) bioklaszt szemcsék is szórványosan megfigyelhetők voltak. A bioklasztok közt Rudista és egyéb Mollusca váztöredék, Crinoidea, Ostracoda, korall töredék és kevés bentosz Foraminifera előfordulását észleltem.

A breccsaszemcsék anyagában a következő típusokat figyeltem meg: 1. mikrit, plankton Foraminiferákkal — a Polányi Formáció típusos mikrofaciése; 2. mikrit, a Calcisphaerulidaek tömeges előfordulásával — az Ugodi és Polányi Formáció közti átmeneti szakaszon (Rendeki Tagozat) jellemző mikrofaciés.

A D-i domboldalban és a dombtető feltárásaiban a breccsaréteg fedőjében jelentkező világosszürke biopátit (grainstone)—kalkarenit szövetű mészkő uralkodóan 0,2—3 mm-es, de szórványosan rudit méretű (maximum 3 cm), közepesen, ill. jól koptatott Rudista törmelékanyagból áll. Alárendelten egyéb Mollusca töredékeket, Crinoidea vázelemet, koralltörmelékét és féregcsőmaradványt is megfigyeltem. A biogén mészkő réteg fedője a Vasgyulka-dombon a lepusztulás miatt nem nyomozható.

A *Jákó-hegyen* két vízmosás szelvénye, valamint néhány apróbb kibúvás ad a vasgyulkai szelvénynél jóval teljesebb képet a breccsa tagozat és a közbe-települő bioklasztos mészkő rétegek települési helyzetéről és kifejlődési jellegeikről.

A Polányi Formáció alsó szakaszának rétegei kerülnek felszínre a Bakony-jáktól Ny-ra húzódó kiemelkedés D-i elvégződésénél levő kőfejtőben, majd jórészt törmelék formájában végig a vonulat K-i, meredek oldalában. A breccsás szakasz közvetlen fekvését a Jákó-hegy É-i oldalán levő vízmosás felsőbb része tárja fel (III. melléklet: 2. szelvény).

A vízmosás legfelső méterein nagy törmelékblokkokban breccsás és bioklasztos kifejlődésű mészkőfajtákat lehetett megfigyelni, amelyek feltehetően a breccsa tagozat legalsó rétegeiből származnak.

A breccsás kőzetben a törmelék szemcsék közötti anyag kalkaleurit méretű szemcséket tartalmazó biomikrit, a Calcisphaerulidaek tömeges előfordulásával. Ebben a jelentős részben pelágikus fossziliák vázából felépülő alapanyagban igen nagy mennyiségű breccsaszemcse figyelhető meg a következő alaptípusokkal: 1. mikrit (mudstone) plankton Foraminiferákkal (a Polányi Formáció anyagából); 2. biomikrit (packstone) koptatatlan finom kalkarenitszemcsékkel, az Ugodi Formációra jellemző fossziliák töredékével (Rudista detritusz, Cuneolina-félék); 3. bioklasztit kalkaleurit—finom kalkarenit méretű szemcsékkel, szórványosan Calcisphaerulidaekkel (a befoglaló kőzetéhez legközelebb álló szövet); 4. mozaikszerűen átkristályosodott biomikrit.

A breccsás rétegek alsóbb szakaszának szálban álló rétegeit a Jákó-hegy oldalában a III. mellékleten 3. sz.-mal jelölt helyen meredek sziklafal tárja fel (13. ábra B).

A feltárás alsóbb 6 m-es része sárgásfehér, tömeges kifejlődésű mészkő, általában durva kalkarenit szemcsemérettel, mintegy 10% rudit méretű bioklaszttal és szórványosan apró breccsaszemcsékkel.

Efelett 3 m vastagságban afanerites mészkő települ mikrit (mudstone) szövettel, gyér plankton Foraminifera faunával. Az alapanyagban szórványosan 0,5–1,0 cm átmérőjű, koptatott kőzettörmelék-szemcsék találhatóak, biomikrit, kalkaleurolit szövettel és az alapanyaghoz hasonlóan, plankton Foraminifera-tartalommal (*Globotruncana cf. fornicata*, *G. tricarinata*, *Heterohelix* sp.).

A feltárás felső 2,5 m-es részén fehér színű, finomkristályos mészkő alapanyagban 70–80% mennyiségben, nem és gyengén koptatott, 0,5–80 cm átmérőjű, különböző szöveti jellegű mészkőtörmelék, illetve biogén (*Rudista*) törmelék figyelhető meg. A szemcsék közötti befoglaló anyag biomikrit, biopelmikrit szövetű kalkaleurit szemcsemérettel, tömeges mennyiségű *Calcisphaerulidae* vázzal és szórványosan előforduló, arenit méretű, az Ugodi Formáció kőzeteire jellemző bioklaszt anyaggal. A breccsaszemcsék szövete is biomikrit (vagy biomikropátit), aleurit és arenit méretű szemcsékkel, de *Calcisphaerulidaek* és plankton Foraminiferák nem fordulnak elő. A legfelső feltárt réteg bioklasztos mészkő, biopátit (grainstone) szövettel, jól osztályozott, koptatott 0,5–2,0 mm-es szemcsékkel. A kőzetkifejlődés a vasgyulikai szelvény legfelső részén feltárt rétegéhez hasonló.

A breccsa tagozat felső szakaszát és a fedőjében levő Polányi Formáció normál kifejlődésű rétegeit tárja fel a Jákó-hegy ÉNy-i oldalába vágódott vízmosás (III. melléklet: 4. sz., 13. ábra: A).

Összegezés

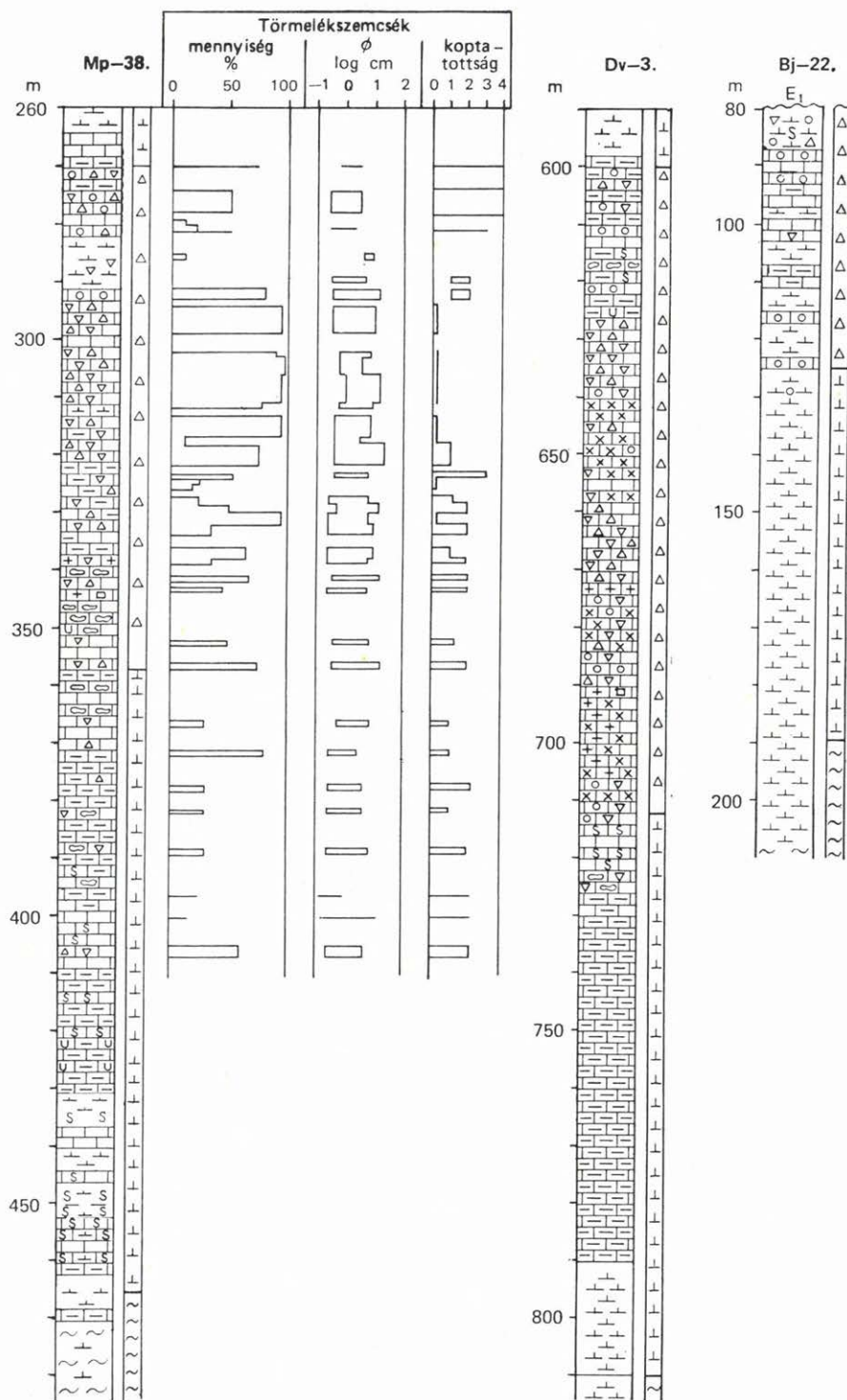
Az ismertetett szelvények összesítése alapján (13. ábra: D) a breccsa tagozat vastagsága a típus-előfordulási helyen 90–100 m. Feküjében és fedőjében is a Polányi Formáció típusos kifejlődésű kőzeteit találjuk és ugyanilyen kőzet található az egyes breccsás rétegszakaszok között is.

A breccsás rétegekben a törmelékszemcsék közötti anyag többnyire igen finom szemcseméretű bioklaszt (kalkaleurit) pelágikus képződési környezetre utaló fossziliákkal, szórványosan az Ugodi Formáció kőzeteiben jellemző fossziliák törmelékdarabjaival. A törmelékszemcsék anyaga az Ugodi Formáció, az Ugodi Formáció és a Polányi Formáció közti átmeneti kifejlődésű rétegek, továbbá a Polányi Formáció szállítás előtt már konszolidálódott kőzeteiből származhat. A törmelékek mérete szélsőségesen változó, egyes blokkok mérete a méteres nagyságrendet is elérheti.

A breccsa tagozat rétegei közt olyan padok is megfigyelhetők, melyekben a kőzettörmelék mennyisége alárendelt vagy teljesen hiányzik, és a kőzet uralkodóan arenit méretű, gyakran *Rudista* váz eredetű bioklasztból áll. Ezeket kőzettani jellegeik alapján az Ugodi Formációba sorolhatjuk.

A Bakonyjákó környékén mélyített fúrások közül a Bakonyjákó Bj-22. számú harántolta jelentősebb vastagságban (50 m) a breccsa tagozatot a Polányi Formáció 70 m vastag breccsamentes szakasza felett (14. ábra).

A breccsa tagozat előfordulása fúrásokban tovább nyomon követhető a bakonyjákói területtől DNy felé. Több magyarpolányi fúrás (Mp-1, Mp-2, Mp-38, az



utóbbi szelvénye és diagramjai a 14. ábrán), valamint a devecseri Dv-3. sz. fúrás (14. ábra) harántolta a tagozat kőzeteit a Polányi Formáció breccsa-mentes szakaszai közé települve. A fúrásokban feltárt breccsás rétegek alapvető szemcseméretbeli, osztályozottsági, alaki jellegei és a törmelék szemcsék anyaga megegyezik a típusterület szelvényeinél ismertettekkel. A rétegsorok vizsgálata szerint a breccsakőzetben 1 méteres átmérőt elérő törmelékdarabok is előfordulnak. A fúrási magmintákban helyenként több méter vastagságú bioklasztos mészkő anyag is megfigyelhető volt, ezekről azonban nem lehetett egyértelműen eldönteni, hogy hatalmas törmelékblokkok-e vagy az Ugodi Formáció benyúló nyelveit képviselik.

5. A j k a — P a d r a g k ú t

Az ajkai kőszénmedence területén az Ugodi Formációnak csupán kis kiterjedésű denudációs roncsait tárta fel a nagyszámú mélyfúrás, illetve néhány felszíni kibúvás. Nagyobb egybefüggő előfordulása feltételezhető a padragkúti Gyűr-hegy kibúvásaitól É-ra, ahol több fúrás is harántolta a formációt. A vastagság itt is viszonylag csekély. A formáció elterjedését és az egyes harántoló fúrások rétegsorát, valamint az összegző szelvények nyomvonalát a IV. melléklet mezozóos fedetlen térképe mutatja, amely MÉSZÁROS J. (1969, 1971) térképeinek felhasználásával készült.

Viszonylag megfelelően tanulmányozható felszíni kibúvás található a Padragkúttól Ny-ra 1 km-re levő *Gyűr-hegyen*. A domb É-i oldalában (IV. melléklet) megfigyelhető, hogy az Ugodi Mészkő Formáció kis vastagságú, erősen lekerékített dolomittörmelékből álló alakonglomerátum réteggel közvetlenül a felsőtriász dolomitra települ.

A legalsó rétegek anyaga barnásszürke mészkő, biomikrit (packstone) szövétű, 70–80%-ban 50 μ –3 mm méretű, alig koptatott bioklasztból áll. A bioklaszt szemcsék közt a Rudista detrituszon kívül Crinoidea, Echinoidea vázelemek gyakoriak.

A dombtető szintjében levő kibúvásokban világosszürke, kalkaleurit — finom kalcirudit méretű bioklaszt szemcsékből álló mészkő figyelhető meg, szórványosan nagyobb törmelékdarabokkal.

Biomikrit (wackestone, packstone) és biopátit (grainstone) szöveti típus egyaránt előfordul. A fossziliatörmelék mennyisége 70–80%, többnyire 2 szemcseméret-frakció különül el (20–100 μ ; 0,5–5 mm). A szemcsék koptatottak (K=1–2) és gyakran bekérgeztettek. Uralkodóan Rudista és egyéb Mollusca törmelék, valamint Echinodermata vázelemek adják a bioklasztok anyagát, ritkábban vörösálga töredék és Acicularia marad-

14. ábra. A breccsa tagozat települési helyzete és kőzettani jellegei
Jelkulesot lásd az I. mellékleten

Fig. 14. Position and lithological features of the "breccia member"
Detrius: proportion, size, roundness. Symbols as in legend of Supplement I

vány fordul elő. Feltűnően gyakoriak a *Pienina oblonga* BORZA—MISIK maradványok. A Foraminiferák közül a Dicyclinák előfordulása érdemel említést.

A domb K-i részén mélyült Pat-4. sz. fúrás eocén képződmények alatt 15 m vastagságban harántolta az Ugodi Mészke Formációt.

A Gyűr-hegytől É-ra a Kol-6, -7, -10, -11, -12, valamint az Ak-1, -3, -5, -6. sz. fúrás harántolt az Ugodi Formációba sorolható kőzeteket (IV. melléklet). E bauxitkutató fúrások maganyagából csak egy-egy dokumentációs célból megőrzött mintát tudtam megvizsgálni, így részletesebb szelvényvizsgálatokra nem volt lehetőség. A Kol-7, Ak-1. és -3. sz. fúrásokban a Jákói Marga Formációra szürke, vöröses, lilás árnyalatú, agyaghártyás mészke települ (vastagsága az Ak-1. sz. fúrásban 7 m).

A szövet biomikrit (packstone), amely jelentős mennyiségű Miliolina mellett *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) példányokat is tartalmaz (az Ak-3. sz. fúrás vizsgálata alapján). E felett világos barnásszürke, szürkésfehér, ritkán apró Rudistákat és rudit méretű törmelékdarabjaikat is tartalmazó, finom kalkarenit települ. A szövet (az Ak-1. sz. fúrás mintája alapján) biopátit (grainstone), jelentős mennyiségű Miliolinával, továbbá Dicyclinák és Rhapydionina előfordulásával.

A legnagyobb vastagságú rétegsort ezen a területen az Ak-5. sz. fúrás tárta fel (69 m), amelyben a Jákói Marga Formáció felett végig világosbarna, rózsaszínes, afanerites mészke kőzettípus volt megfigyelhető, egészen finom kalkaleurit—kalkarenit bioklaszttal, kevés apró Rudista törmelékekkel. A szövet biomikrit (wackestone), szórványosan nagyméretű Miliolinákkal.

A Kol-6. sz. fúrásban, a leírás szerint, az Ugodi Formáció 3 m sárgászöld agyag réteg közbetelepülésével az Ajkai Formáció felett jelentkezett (valószínűleg tektonikus érintkezéssel).

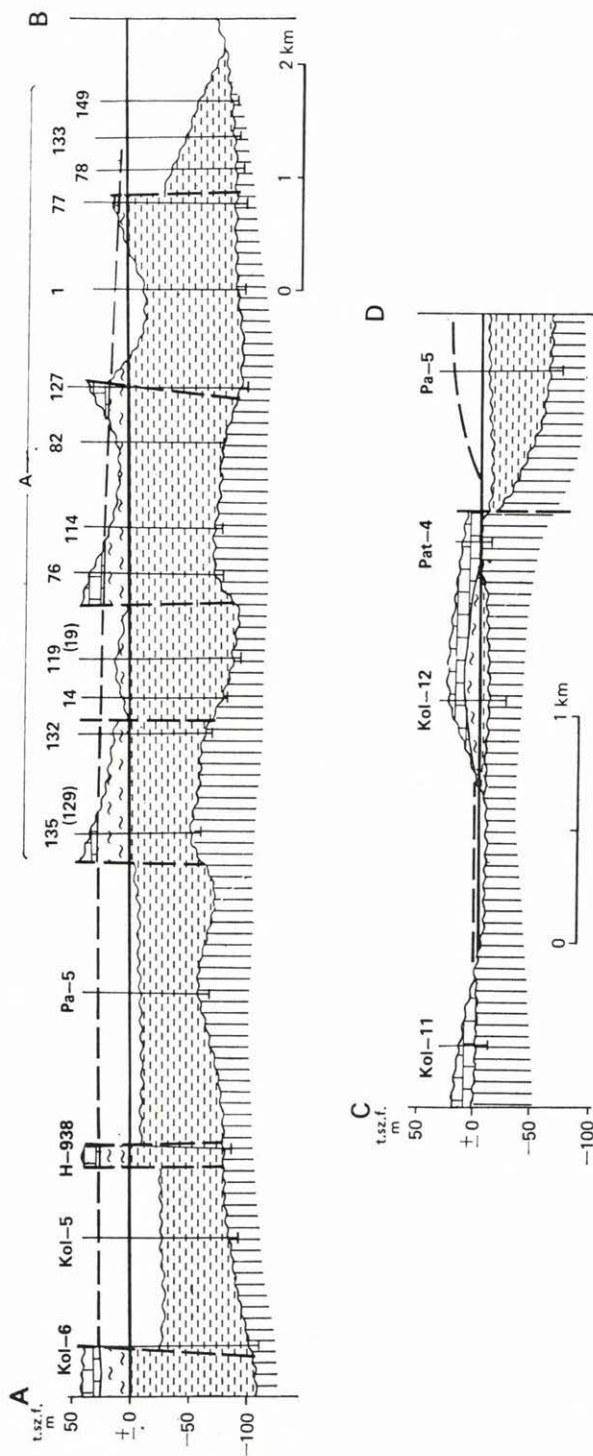
A Kol-12. sz. fúrásban, a Csehbányai, majd a redukált vastagságú Jákói Formáció felett, halvány rózsaszín, Echinodermata és Rudista váztörmeléket tartalmazó kalkarenit—kalcirudit kőzetfajtát harántoltak. A Kol-10. és -11. sz. fúrásban közvetlenül a triász dolomitra települ a világosszürke, fehér finomkristályos, rudistás mészke.

Az Ugodi Formáció speciális kifejlődésének tekinthető az Ak-6. sz. fúrásban 13 m vastagságban feltárt arenit—rudit méretű extraklasztokat tartalmazó, szürkésbarna, vöröses színű mészke.

Az extraklasztok mennyisége 5—30% közt változik, méretük 0,2—3,0 cm, koptatottságuk változó ($K=0-3$), anyaguk szürke dolomit és mészke, továbbá vörös mészke. A befoglaló kőzet szövete biomikrit, ill. bioklasztit, finom kalkarenit méretű, nem koptatott bioklaszttal (Rudista, Crinoidea törmelék, Pienina).

Ajka környékén, a várostól D-re, ill. DK-re a formációnak csupán kisebb felszíni feltárásai ismertek a Köleskepe elágazás É-i oldalán, továbbá a Csingervölgy oldalában több kibúvásban (IV. melléklet). A kőzet e feltárásokban világosszürke, szürkésfehér, rózsaszínes vagy lilás árnyalatú finomkristályos, afanerites mészke, szórványosan Rudista és egyéb Mollusca faunával.

Az ajkai kőszénmedencében, a terület ÉNy-i kb. 1 km széles övében mélyített fúrások tártak fel az Ugodi Formációba sorolható kőzeteket, de itt is csak néhány méter vastagságban. DK felé a képződmény nyilvánvalóan lepusztult.



15. ábra. Ajka—Padragkút (A—B) és Kolontár—Padragkút (C—D) közötti szelvények. A szelvények a szenon képződményeket, illetve azok települési helyzetét mutatják a Jákói Formáció bázisának szintjébe hozásával

1. A Jákói Formáció feltételezett, lepusztulás előtti felső határa, 2. a Jákói Formáció bázisa. Egyéb jelkutsot lásd az I. mellékleten

Fig. 15. Geological sections set up between Ajka and Padragkút (A—B) moreover Kolontár and Padragkút (C—D). The sequence and position of Senonian beds as related to a reference level represented by the base of the Jákó Formation are shown

1. The presumable upper boundary of the Jákó Formation prior to denudation, 2. base of the Jákó Formation. Other symbols as in legend of Supplement I

Az ajka—padragkúti köszénmedence területén az Ugodi Formáció rendkívül korlátozott, tektonikus blokkokhoz kötött, denudációs roncsainak elterjedési jellegét a 15. ábra A—B szelvénye mutatja, melyet az eredeti helyzet és a tektonikai elemek által megszabott denudációs hatások szemléltetése miatt a Jákói Formáció bázisának szintbe hozásával és a lepusztult részek rekonstruálásával szerkesztettem.

A 15. ábra C—D szelvényén az Ajkai és a Jákói Formációnak az Ugodi Mészki Formáció alatt ÉNy felé történő kiemelődése látható, amely nagyon hasonló a szár-hegyi szelvény DK-i oldalán tapasztalható települési helyzetváltozáshoz.

6. S ü m e g

Sümegekörnyékén találjuk az Ugodi Formáció legjobban feltárt, legbehatóbban tanulmányozható felszíni rétegsorait. Kibúvások sora húzódik a Várvölgyi-medence leszakadásától (a tapolca—ukki vasútvonaltól) ÉK felé egészen a Rendeki-hegyet lezáró vetőig és több kőfejtő teszi lehetővé a megfigyelést. Az ismeretszerzési lehetőségeket az utóbbi években számos térképező és nyersanyagkutató fúrás bővítette. A bauxitkutató fúrások nyomán ma már viszonylag jól ismert a sümegekörnyék kibúvások közeteinek felszín alatti folytatódása is ÉK felé, a Csabrendek és Gyepükaján közötti területen. Sümegetől Ny-ra, egészen a Zalai-medencéig rendkívül hiányos a képződmény megkutatottsága, valójában az elterjedés sem ismert pontosabban.

A formáció jelenlegi elterjedése Sümegekörnyékén egy 2—4 km széles ÉK—DNy-i területsávra korlátozódik. Az elterjedés DK-i határa általában denudációs, kisebb mértékben tektonikusan megszabott. ÉNy felé a formáció egy széles átmeneti összefogazódási zónában érintkezik a Polányi Formációval, amelyen belül az Ugodi Formáció teljesen kiemelkedik. Az elterjedési zóna irányára merőlegesen (DK—ÉNy irányban), a formáción belül a kifejlődési jellegek jelentős változásait tapasztaltam, így az ismeretesség jelenlegi előrehaladottsága mellett egyetlen helyi típusjelölés megjelölése nem látszott célszerűnek.

A felszíni kibúvásokat, továbbá a települési viszonyokat bemutató fúrások formáció (tagozat) beosztású rétegoszlopait az V. melléklet mezozoós fedetlen térképe mutatja, amelyen a sümegekörnyék és a csabrendek—gyepükajáni területet, éppen a formációkapcsolatok hasonlóságának bemutatása céljából, együtt ábrázoltam.

K ö v e s - d o m b

A Sümegetől D-re, a település közvetlen közelében levő Köves-domb nagyfokú felszíni és fúrásos feltártsága a formáció részletes szedimentológiai és paleoökológiai tanulmányozására nyújt lehetőséget és néhány speciálisnak mondható kifejlődési jelleg megfigyelésére is alkalmat ad. A formáció képződési környezetének értékeléséhez is ezen a helyen szerezhető a legtöbb megbízható adat. Mindezek miatt, munkám során a Köves-domb területét részletesebben vizsgáltam és bővebben tárgyalom.

A köves-dombi területről 1971-ben részletes 1:5000 méretarányú térképet készítettem, amelynek során az Ugodi Mészki Formáción belüli kisebb egységek, a csupán helyi jelentőségű kőzettestek ábrázolására is törekedtem. A térképet, amely a tárgyalásnál hivatkozott feltárások, fúrások helyzetéről is tájékoztat, a VI. melléklet mutatja.

A köves-dombon az *Ugodi Mészke Formáció legteljesebb rétegsorát* a Kecskvári-kőfejtő robbanóanyag-raktárától néhány méterre ÉK-i irányban mélyült *S-7. (K-1.) sz. fúrás tárta fel* (16. ábra).

A fúrásban a fekűt alkotó Sümegi Márga Formációt alig 40 cm vastag, már szenon korú, vékony kőszénzinórt tartalmazó teresztrikus agyagréteg fedi, majd 5,8 m, uralkodóan barrémi és apti korú kőzetek törmelékéből álló, homokos márga köztes anyagú alapbreccsa következik. Ezután 44,0—70,0 m-ig afeherites mészke alapanyagban homok—kavics méretű, szenonnál idősebb kőzetek törmelékét tartalmazó extraklasztos mészke rétegek következnek. Ez az egység az Ugodi Formáció nagyon korlátozott kiterjedésű, egészen speciális kifejlődését foglalja magában.

A fúrásnak ezt az üledékföldtanilag különleges szakaszát a 17. ábrán mutatom be a törmelékanyag és az alapanyag jellegeit ábrázoló diagramokkal.

Az egység 0,2—8,0 cm nagyságú extraklasztokat tartalmazó, általában mikrit alapanyagú és extraklasztos mikrit, biomikrit szövetű rétegek változásából épül fel. A törmelékanyagot uralkodóan az apti Tatai Mészke Formáció kőzetei képezik, de a legalsó rétegekben barrémi márga (Sümegi Formáció) és neokom mészmárga (Hárskúti Formáció) anyagú kavicsok is előfordulnak. Az extraklasztok közötti karbonátos anyagban a bioklaszt mennyisége 25—60% között változik, uralkodóan Mollusca, illetve az alsóbb rétegekben Echinodermata törmelékéből áll. A Foraminiferák mennyisége közepes, apró termetűek, kizárólag bentosz alakok, a Textulariidae, Nodosariidae, Miliolidae családok egyedei uralkodnak. Az Ostracodák tömeges megjelenése a mikrites kőzettípusokhoz kapcsolódik.

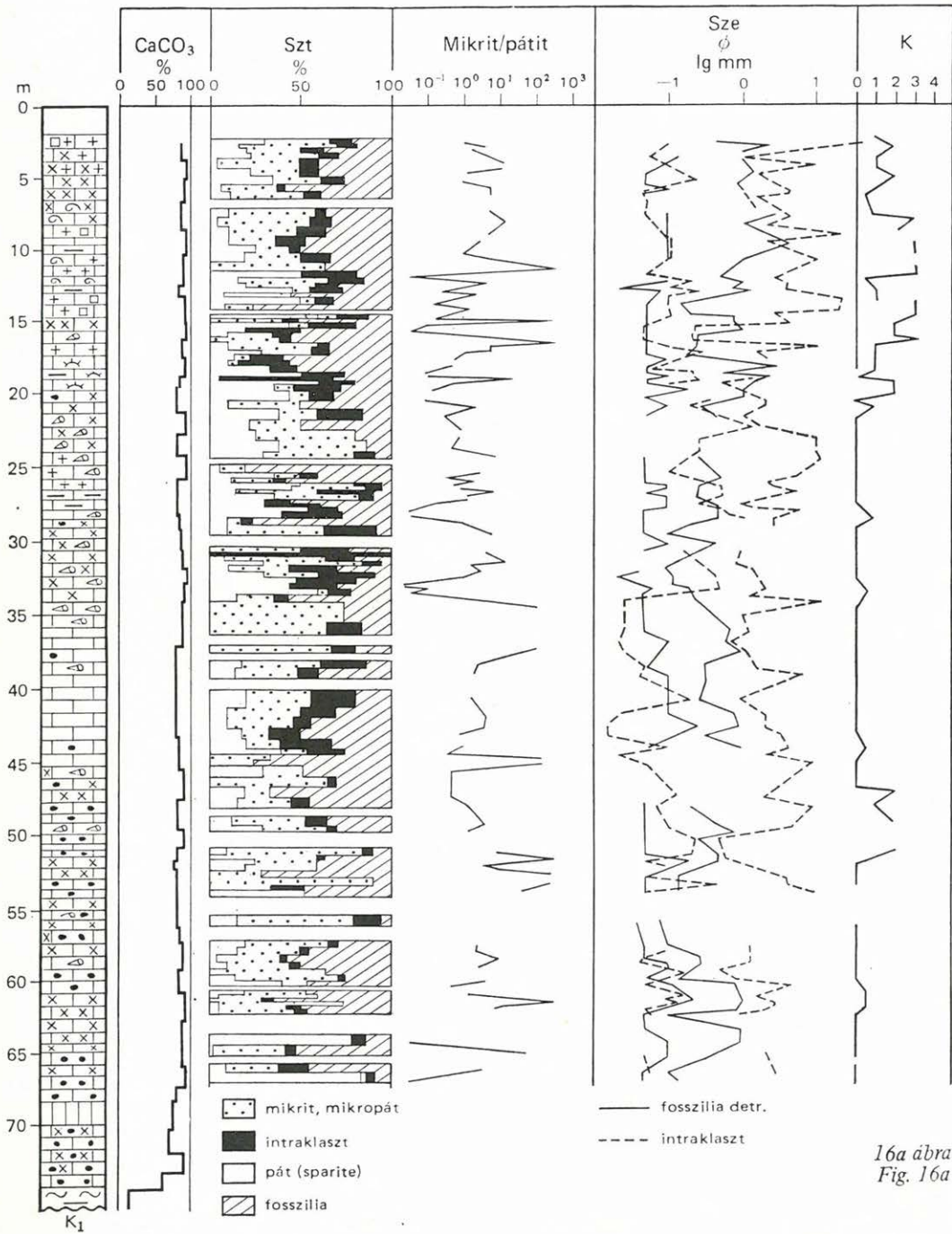
Jellegzetes az egység Gastropoda együttese, különösen a nagy termetű Trochactaeon-félék gyakoriak (*Trochactaeon giganteus subglobosus* MÜNSTER, *Trochactaeon* sp.), de Nerinea is előfordulnak, pl. (*Nerinea*) *Synoplapyxis buchii* (KEFERSTEIN). A Rudisták csak az egység felsőbb részein lépnek fel. 58,0 m-től fekvő helyzetű, majd 55,0 m-től álló helyzetben maradt Rudistákat tartalmazó padok figyelhetők meg. A makrofaunát tartalmazó szakaszokon a törmelékanyag mennyisége és szemcsenagysága erősen lecsökken.

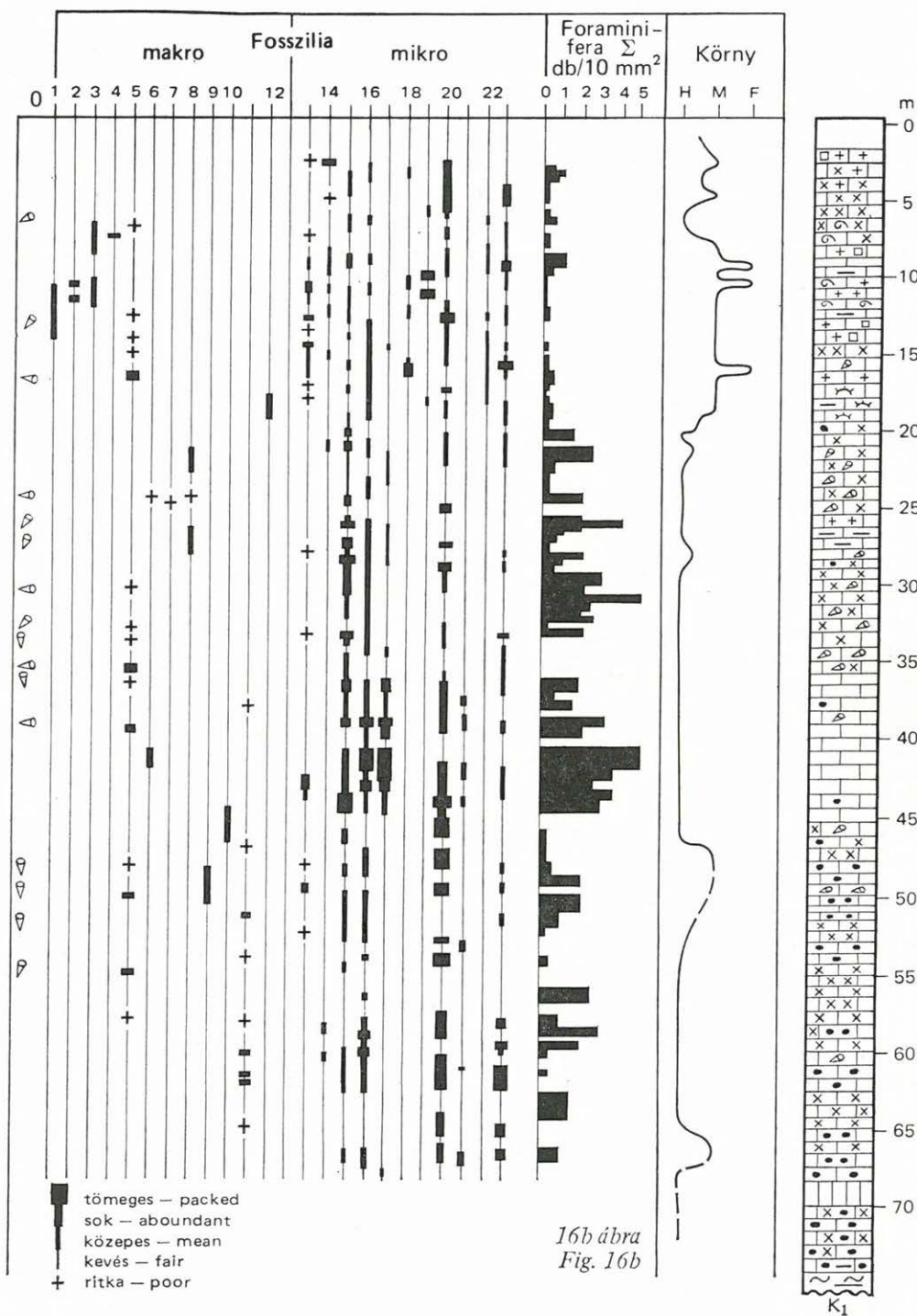
16a—16b. ábra. A Sümeg S-7. sz. fúrás szelvénye és vizsgálati eredményei

Szt = szöveti összetétel; *Sze* = szemcse: nagyság, koptatottság; *O* = Rudista orientáció; *Körny* = környezet; *H* = háttér, *M* = mozgó homok, *F* = front. Egyéb jelkölcsöt lásd az I. mellékleten. — *Fossilia*: makroszkópos megfigyelés: 1. Vörösalga (red algae), 2. telepesez korall (colonial coral), 3. *Exogyra*, 4. *Ostrea*, 5. *Rudista* indet., 6. *Praeradiolites*, 7. *Biradiolites*, 8. *Orbignya*, 9. *Nerinea*, 10. *Actaeonella*, 11. *Trochactaeon*, 12. *Echinoidea*; mikroszkópos megfigyelés: 13. alga indet., 14. vörösalga (red algae), 15. *Miliolidae*, 16. *Textulariidae*, *Nodosariidae*, 17. *Dicyclina*, *Cuneolina*, 18. *Hydrozoa*, 19. korall, 20. *Mollusca* detr., 21. *Ostracoda*, 22. *Bryozoa*, 23. *Echinodermata*

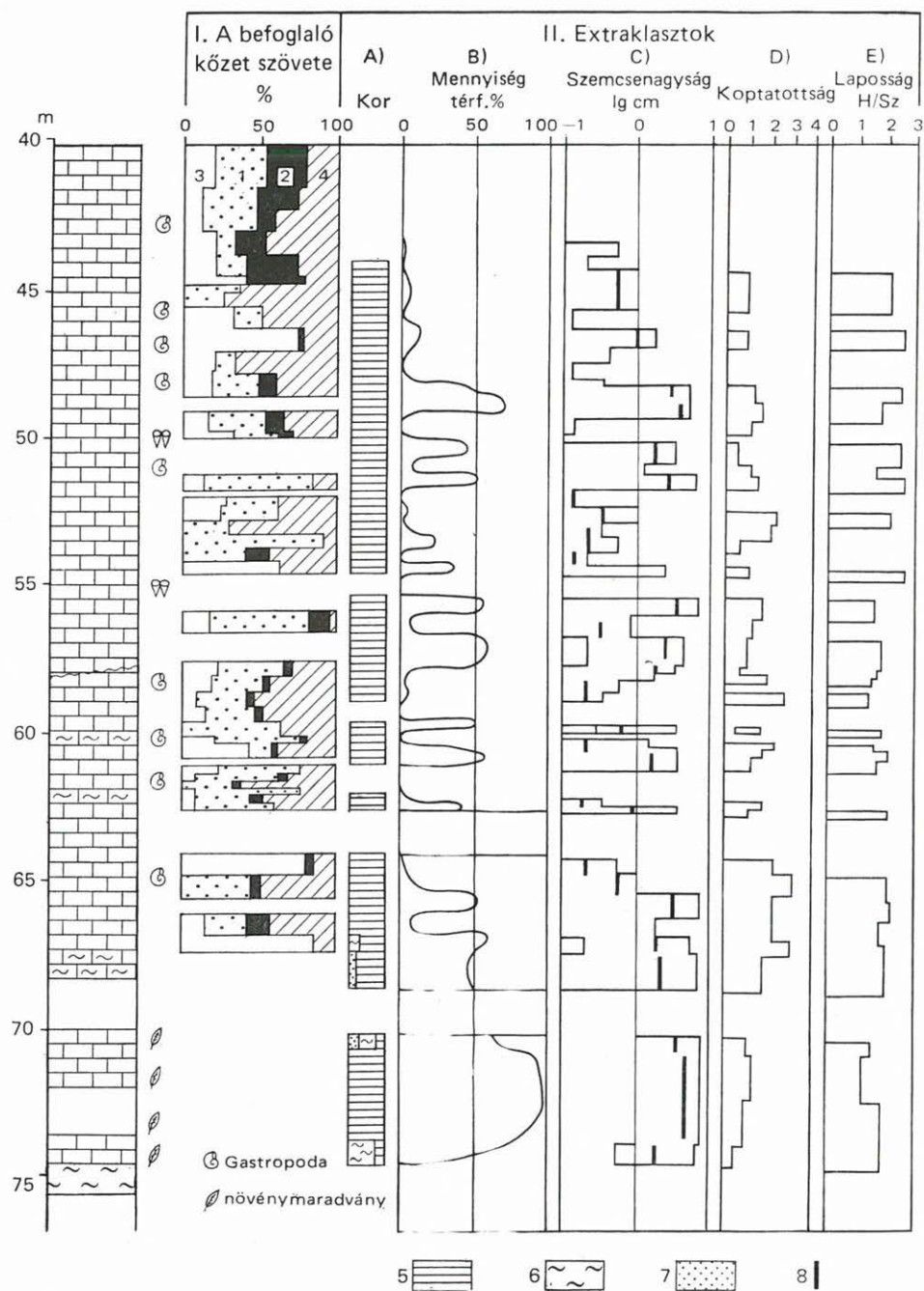
Figs. 16a and 16b. Succession and results of laboratory tests of beds penetrated by borehole Sümeg S-7

Szt = texture; *Sze* = grains: size, roundness; *O* = orientation of rudistid valves, *Körny* = environment, *H* = backreef, *M* = moving sand, *F* = front. Other symbols as in legend of Supplement I. *Fossils*: megascopical observation, microscopical observation


 16a ábra
 Fig. 16a



16b ábra
Fig. 16b



A fúrás 34,0–44,0 m közt afanerites mészkő egységet harántolt, amely szintén a Köves-domb jellegzetes kifejlődési típusa, de amelyhez hasonló jellegű kőzetek az Ugodi Formáción belül máshol is ismertek.

Az egységet fehér, rózsaszín árnyalatú, kagylós törésű afanerites mészkő alkotja. Alsóbb szakaszán a kőzet szövete az apró (0,1–0,5 mm átmérőjű) rögök jellemzők, felfelé az allokémiái elegyrészek mennyisége és a páttartalom csökken — míg végül a legfelső két méter páttmentes biomikrit szövetű.

Az egység alsóbb részén az apró Gastropodák, felsőbb szakaszán a Praeradiolitesek gyakoriak. A Foraminiferákra a nagy egyedszám jellemző. Különösen a vastag falú, nagy termetű Miliolinák gyakoriak (Triloculina, Quinqueloculina, Spiroloculina) a Dicyclinák és Cuneolinák mellett. A felsőbb mikrites rétegekben az Ostracodák száma is jelentőssé válik.

A következő nagyobb formáción belüli egység (0,1–34,0 m-ig) azokat a kőzettípusokat tartalmazza, amelyeket általában rudistás vagy hippuriteses mészkőként szokás megjelölni a térképezési gyakorlatban. Uralkodóan arenit és rudit méretű bioklaszt szemcséket — elsősorban Rudistákat, illetve azok törmelékét — tartalmazó, afanerites vagy finomkristályos alapanyagú mészkő, ritkán agyagos mészkő kőzetfajták alkotják ezt az egységet.

Az S-7. sz. fúrásban (és a Kecskvári-kőfejtőben is) ezen a hippuriteses, bioklasztos mészkőegységen belül további kisebb szakaszokat lehet elkülöníteni.

25,7–34,0 m között vörös színű, durva—közepes biokalkarenit szemcséösszetételű mészkőrétegek figyelhetők meg. A mikroszkópi vizsgálat szerint a pátkötőanyag jelentős mennyisége jellemző a szakasz kőzeteinek szövetére (10–50%), amelyek leggyakrabban a biopátit, ritkábban mikrites biopátit kategóriába sorolhatók. A biomikrit alárendelt. A szemcsék osztályozottsága, koptatottsága felfelé haladva nő. A fossziliatöredékek mennyisége általában 25%, a felső részen a homok méretű biotörmelék mennyisége 5–10%-ra csökken. A Foraminiferák közt az apró termetű bentosz alakok dominálnak: a Textulariidae, Nodosariidae, Miliolidae, ritkábban Rotaliidae, Discorbidae család alakjai. Mennyiségük a mikrit-tartalommal párhuzamosan változik. A nagy termetű formák (*Dicyclina schlumbergeri* MUNIER—CHALMAS, Cuneolinák) ritkábban fordulnak elő, de jellegzetesek.

17. ábra. A Sümeg S-7. sz. fúrás extraklasztos mészkő rétegei

I. Mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pátkő, 4. fosszília; 5. apti (crinoideás mészkő), 6. barremi (márga), 7. titon—valangini (biancone); 8. átlag. Egyéb jelkölcsöt lásd az I. mellékleten

Fig. 17. Extraclastic limestone beds drilled by borehole Sümeg S-7

I. Texture of the embedding rock: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossils. II. Extraclasts: A) age: 5. Aptian (crinoidal limestone), 6. Barremian (marl), 7. Tithonian—Valanginian (biancone); B) proportion in volume %, C) grain-size (lg cm): 8. mean; D) roundness, E) flatness (l/w). Other symbols as in legend of Supplement I

A 20,7—25,7 m-ig tartó szakaszt világosszürke, rózsaszín foltos, finomszemű biokalkarenit kőzet jellemzi. A szövet általában mikrites biopátit, ritkábban biomikrit.

A Rudisták különböző képviselői egyes szintekben kőzetalkotó mennyiséget érnek el, 21,0—22,5 m között például az *Orbignya* sp. tömeges. Ezen kívül *Praeradiolites* sp.-t és *Biradiolites* sp.-t határozott meg MÓRÁNÉ CZABALAY L. ezen a szakaszon. A mikrofauna elemei lényegében változatlanok. Külön figyelmet érdemel a 17,2—20,7 m között feltárt vörösbarna, echinoideás mészkő, hiszen ez a különleges kifejlődésű réteg jól nyomon követhető a köves-dombi feltárásokban, szinte helyi vezetőréteggnek tekinthető.

A kőzetszövet osztályozatlan biopátit, intrabiopátit. A szemcsék koptattak, gyakoriak a mikritfilmes bekéregzések is. Szabad szemmel is észlelhető az Echinoidea vázak és töredékek tömeges volta, de vékonycsiszolatban is ezek dominálnak Crinoidea nyéltagokkal együtt. A Foraminiferák mennyisége csekély.

0,1—17,2 m között sárgásbarna biokalkarenit—biokalcirudit összetételű mészkő, márgás mészkőrétegek zárják a fúrás rétegsorát. A szövet mikrites biopátit, helyenként biomikrit. A szemcsék osztályozatlanok, többékevésbé koptatottak ($K=1-3$) és a pszeudooidok is gyakoriak. A biogén rudit és arenit méretű komponensek együttes mennyisége a 80%-ot is eléri. Több szintben Rudistákból álló lumasella rétegeket találunk. 11,0—14,0 m-ben a vörösalga gumók válnak gyakorivá, majd az e fölött levő márgásabb szakaszon *Exogyra* metszetek ismerhetők fel. 5,0—6,5 m között nagy és kis termetű Rudistákból (*Agria* sp., *Lapeirousia* sp.) álló pad kíván említetni.

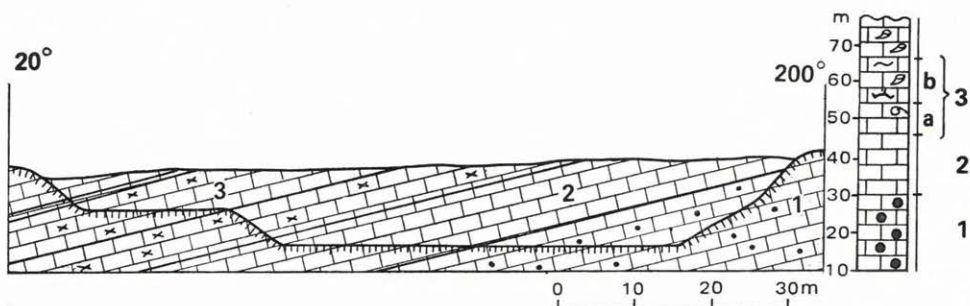
A csiszolatos vizsgálat során feltűnt, hogy a kőzetalkotó Mollusca és Echinodermata törmelékanyagokon kívül *Pienina oblonga* BORZA—MISIK algamaradvány, továbbá vörösalgák és Hydrozoák, egyes szintekben a telepes korallók, Bryozoák is jelentős szerepet kapnak. A Foraminiferák mennyisége csekély. Óriás termetű (1,0 mm-t is elérő) Miliolinák is előfordulnak. A legfelső méterekben (10,5 m felett) néhány Orbitoides (Monolepidorbis?) töredéket lehetett felismerni.

Az S-7. sz. fúrásban észlelt egységeket az attól DNy-ra levő Kecskévári-kőfejtő csaknem hiánytalanul feltárja, lehetőséget adva a horizontális változások vizsgálatára is. A kőfejtő dőlésirányú szelvényét és az egyes részletesebben vizsgált kőfejtőfalak szelvényeit a 18. és 19. ábra mutatja (az 1971-es állapot szerint). A szelvények helyzetét a VI. mellékleten tüntettem fel.

A fúrás és a kőfejtő közötti kis távolság miatt nyilvánvaló, hogy a nagyobb kőzettani egységek azonosak, ezért csupán a megfigyelt különbségekre kívánok rámutatni, amelyek az egységek horizontális változékonyságáról adnak képet.

A 18. ábrán a kőfejtő K-i szelvénye, ill. az ebből szerkesztett rétegsor látható (VI. melléklet: 1. sz.). Figyelemre méltó, hogy az afanerites mészkő egység a kőfejtőben több méterrel vastagabb az S-7. sz. fúrásban észlelteknél.

1971-ben az alsó kőfejtőudvar kiválóan feltárta az afanerites mészkő egységet (VI. melléklet: 2. sz., 19. ábra: B). A szövet — az S-7. sz. fúrás megfelelő szakaszához hasonlóan — biomikrit, mikrit, de felfelé az intraklasztok mennyisége jelentősen megnő és a pát kötőanyag is megjelenik. Ezzel párhuzamosan a kerekítettség, a bekéregzett szemcsék gyakorisága is nő. Jellemzők az egységre az apró Rudisták (*Praeradiolites*, *Agria*), amelyek kioldott



18. ábra. A Kecskévári-kőfejtő délészirányú szelvénye

1. Extraklasztos mészkő egység, 2. aphanerites mészkő egység, 3. hippuriteses, bioklasztos mészkő egység: a) vörös és szürke biokalkarenit, b) durva bioklasztos mészkő. Egyéb jelkulesot lásd az I. mellékleten

Fig. 18. Dip section of the Kecskévár quarry

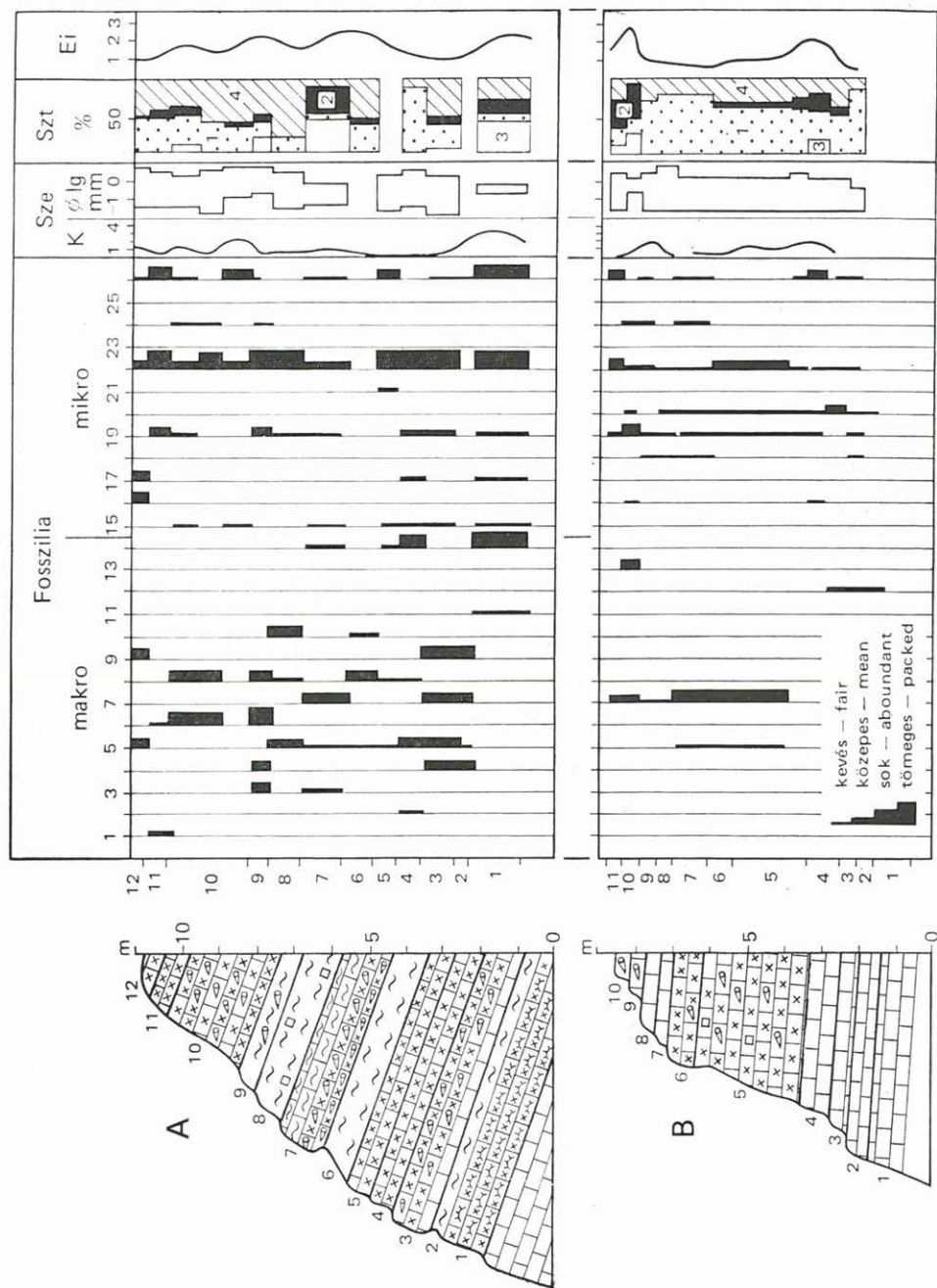
1. Extraclastic limestone unit, 2. aphaneritic limestone unit, 3. Hippurites-bearing bioclastic limestone unit: a) red and grey biocalcarenite, b) coarse bioclastic limestone. Other symbols as in legend of Supplement I

vázait durvakristályos kalcit, illetve egyes rétegekben az alapanyagnál valamivel sötétebb színű kalcipelit tölti ki. Az alsóbb rétegekben Nerinea-félék gyakoriak, míg a legfelsőkben Decapoda rákok 2–3 cm hosszúságot elérő vastkos ollóinak töredékei fordulnak elő. A mikrofaunát a dicyclinás—cuneolinás Foraminifera együttes jellemzi.

A Kecskévári-kőfejtő felső bányaudvarának É-i fala a hippuriteses, bioklasztos mészkőegység rétegeit tárja fel a közepesen finom szemcsenagyságú, világosszürke mészkő rétegcsoport legfelső részétől a sárgásbarna, közepesen durva szemcsenagyságú hippuriteses márgás mészkő rétegekig (VI. melléklet: 3. sz., 19. ábra: A).

A megfigyelés idején a legalsó feltárt réteg az S-7. sz. fúrás leírásánál ismertetett vörösésbarna echinoideás mészkő réteg alatti világosszürke, helyenként lencsésen összemosott Exogyra héjakat tartalmazó vastagpados mészkő volt. — Az echinoideás mészkő réteg ebben a feltárásban 1,3 m vastag. Megfigyelhető, hogy az általában vörösésbarna mészkő helyenként zöld színű foltokat tartalmaz, de a sértetlen Echinoidea vázak kőbele ezeken a helyeken is rendszeresen vörös színű. A kőzet szöveti szempontból osztályozott, lekerekített szemcséket tartalmazó, pszeudoolitos intrabiopátit.

A tengeri sünök vázainak felhalmozódása különlegesen nagymérvű. (Egy 20×40 cm-es területen 60 db ép példány volt megszámlálható, számos törmelékdarab és túske mellett). A vázak általában a réteglappal párhuzamos orientációjúak, kb. 10% nem párhuzamos helyzetű. 50–50%-ban helyezkednek el szájnnyílásukkal lefelé, illetve felfelé. SZÖRÉNYI E. (1955) 22 Echinoidea fajt határozott meg ebből a rétegből. Közülük a Botriopygus genus uralkodik mind faj-, mind egyedszámában (12 fajtát közölték innen). Ezen kívül Salenia, Pyrina, Rostropigus, Echinobrissus, Hungarosia, Ovulechinus, Micraster genusok fajai ismertek. A tuskésbőrűeken kívül



19. ábra. A Kecskévári-kőfejtő dőlésirányú szelvényei.

A: felső bányaudvar, hippuritescs bioklasztos egység, B: alsó bányaudvar, afanerites mészkő egység (1971. évi állapot)

Sze = szemcse: koptatottság, nagyság;

Szt = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília; *E_i* = energiaindex.

Egyéb jelkulesot lásd az I. mellékleten.

Fosszília:

makroszkópos megfigyelés:

1. vörösalga (red algae) detr., 2. Cyclicolites, 3. telepés korall (colonial coral), 4. mész féregcső (serpuliid tube), 5. Mollusca detr., 6. Rudista detr., 7. kis-méretű Rudista váz (small rudist valve), 8. nagy-méretű Rudista váz (large rudist valve), 9. Exogyra, 10. Ostrea, 11. Gastropoda, 12. Nerinea, 13. Decapoda ollo, 14. Echinoidea;

mikroszkópos megfigyelés:

15. alga indet., 16. zöldalga (green algae), 17. vörösalga (red algae), 18. Calcisphaerulidae, 19. bentosz Foraminifera, 20. Dicyclina, Cuneolina, 21. Bryozoa, 22. Mollusca detr., 23. Rudista detr., 24. Ostracoda, 25. Crinoidea, 26. Echinoidea

Fig. 19. Dip sections of the Kecskévár quarry

A: upper yard, Hippurites-bearing bioclastic unit, B: lower yard, aphaneritic limestone unit (in 1971)

Sze = grains: roundness, size; *Szt* = texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil; *E_i* = energy index.

Other symbols as in legend of Supplement I.

Fossils: megascopical observation, microscopical observation

20. ábra. A Kecskévari-kőfejtő robbanóanyag-raktára mentén feltárt rétegsor és vizsgálatának eredményei

1–15 = rétegsorszám; *O* = orientáció;

Sze = szemcse: koptatottság, nagyság;

Szt = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília; *Ei* = energiaindex.

Egyéb jelkölcsöt lásd az I. mellékleten.

Fosszília:

makroszkópos megfigyelés:

1. vörösalga (red algae), 2. korall, 3. *Serpula*,
4. *Mollusca* detr., 5. *Rudista* detr., 6. kisméretű *Rudista* váz (small rudist valve), 7. nagyméretű *Rudista* váz (large rudist valve), 8. *Exogyra*, 9. *Ostrea*, 10. *Echinoidea*;

mikroszkópos megfigyelés:

11. alga, 12. zöldalga (green algae), 13. vörösalga (red algae), 14. *Foraminifera*, 15. *Hydrozoa*, 16. korall, 17. *Mollusca* detr., 18. *Rudista* detr., 19. *Ostrea* detr., 20. *Echinodermata*

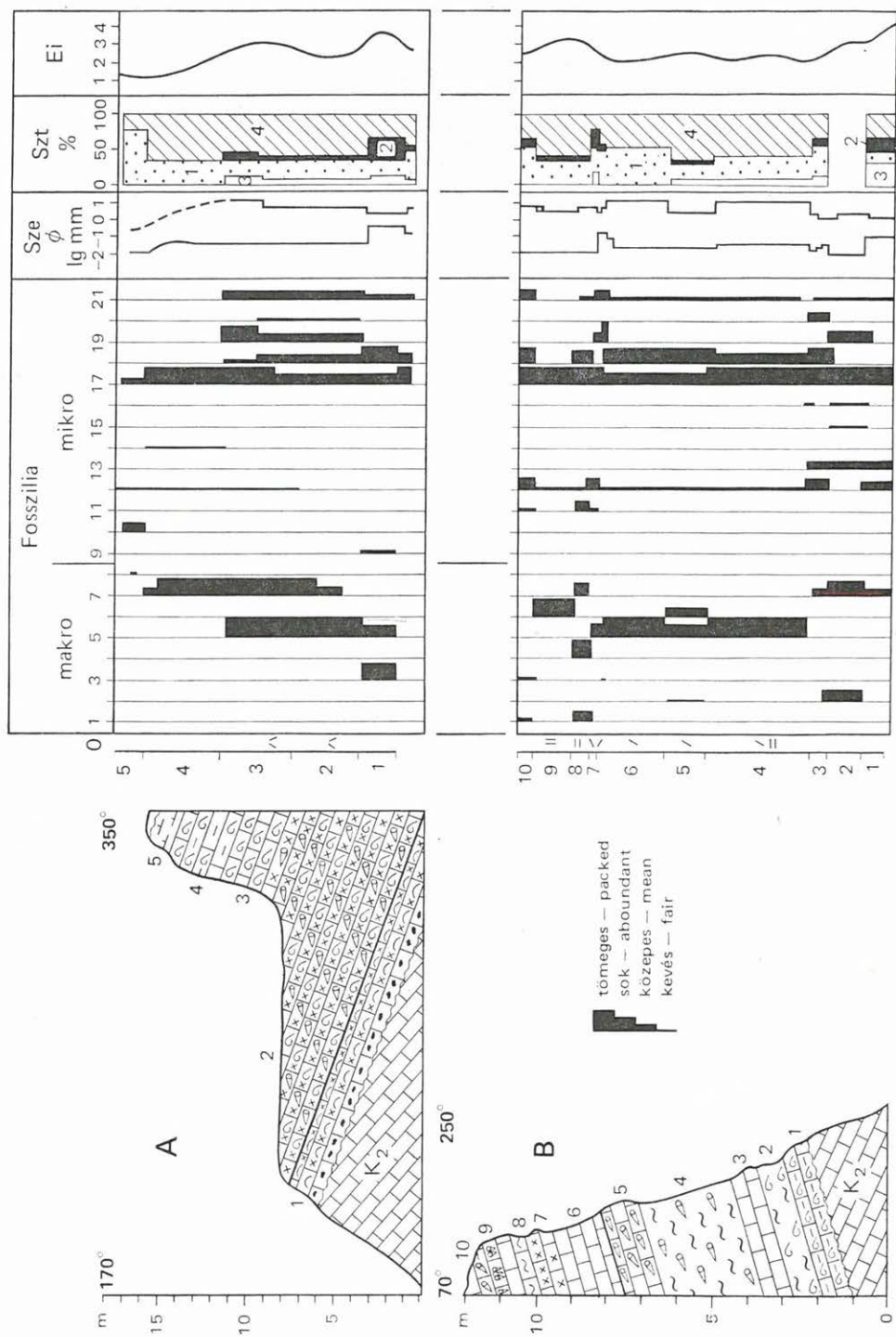
Fig. 20. Sequence of beds along the explosive storage of Kecskévár quarry, with results of laboratory tests

1–15 = serial number for bed; *O* = orientation;

Sze = grains: roundness, size; *Szt* = texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil; *Ei* = energy index.

Other symbols as in legend of Supplement I.

Fossils: megascopical observation, microscopical observation



21. ábra. A Sintérlapi-kőfejtő dőlésirányú szelvényei és anyagvizsgálati eredményei.

A: északi oldal, B: keleti oldal

O = orientáció, *Sze* = szemcsenagyság;

Szt = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília; *Ei* = energiaindex.

Egyéb jelkulesot lásd az I. mellékleten.

Fosszília:

makroszkópos megfigyelés:

1. vörösalga (red algae), 2. korall, 3. Mollusca detr., 4. Rudista detr., 5. kisméretű Rudista váz (small rudist valve), 6. nagyméretű Rudista váz (large rudist valve), 7. Exogyra, 8. Ammonites;

mikroszkópos megfigyelés:

9. alga indet., 10. Calcisphaerulidae, 11. vörösalga (red algae), 12. bentosz Foraminifera, 13. Nummofallotia, 14. Dicyclina, 15. Hydrozoa, 16. korall, 17. Mollusca detr., 18. Rudista detr., 19. Exogyra, 20. Ostracoda, 21. Echinodermata

Fig. 21. Dip sections of the Sintérlap quarry showing results of laboratory tests.

A: northern side, B: eastern side

O = orientation, *Sze* = grain-size; *Szt* = texture; 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil; *Ei* = energy index.

Other symbols as in legend of Supplement I.

Fossils: megascopical observation, microscopical observation

Actaeonellák és néhány kis termetű Rudista tartozik a faunaegyüttesbe. A réteg felső részén vörösalga gumók figyelhetők meg.

Az echinoideás réteg feletti rétegsorban terrigén elegyrészekben (agyag, kőzetliszt, homok) dúsabb és szegényebb mészkőrétegek váltják egymást. Az egyes rétegek szövete változó: biopátit, intrabiopátit, intrabiomikrit. A feltárt rétegsor felsőbb szakaszán a szemcsék általában koptatottak és mikritfilmmel bevontak. A legalsó rétegekben nagy számban fordulnak elő a Vermes mésztrakócsövek. A márgásabb rétegekben jelennek meg a nagy termetű Ostrea-félék. A Rudisták (Praeradiolites, Radiolites, Hippurites, Agria) végig gyakoriak, de a nagy termetű alakok a felső rétegekre jellemzők. Az Exogyrák kis egyedszámban, de majdnem minden rétegben megtalálhatók. Az algák közül a vörösalgák gyakoriak, de a legfelső rétegekben, csiszolatban zöldalga-szerkezetet is megfigyeltünk. A Foraminiferák száma csekély. Az apró termetű bentosz formák közül csak a Miliolina-félék gyakoriak. A vizsgált rétegekben általánosan elterjedtek az Echinodermata vázelemek (Echinoidea töredék, túske, Crinoidea nyéltag, Holothurioidea vázelem), valamint a Mollusca héjtöredékek.

A Kecskvári-kőfejtőből É-ra, a bánya robbanóanyag-raktára körül árkolás tárja fel a hippuriteses mészkő tagozat felső rétegcsoportjait (VI. melléklet: 4. sz., 20. ábra: szelvényrajz és diagramok).

A rétegsor természetesen hasonló az S-7. sz. fúrás felső szakaszához, hiszen az a 4. szelvény legfelső feltárt rétegeire települt. A szelvények összehasonlításából mégis az tűnik ki, hogy az egyes „rétegek” horizontális változékonysága olyan nagymérvű, hogy bizonyos esetekben inkább lencses struktúráról lehet beszélni. Éppen e változások nyomán követése miatt volt szükség arra, hogy több egymáshoz közeli feltárásban is részletesen vizsgáljam a rétegsort.

A lőszerraktár kerítése mentén feltárt szelvény (20. ábra) a Kecskvári-kőfejtő tárgyalásánál említett echinoideás rétegekkel kezdődik, majd a kőfejtő feltárásaihoz hasonlóan mészféregcsöveket, Radioliteseket, ritkán 20–30 cm-es, óriás méretű Hippuriteseket tartalmazó gumós, márgás mészkőréteg következik. A további rétegekben gyakoriak a vörösalga és Hydrozoa gumók, a gömbszerű és tál alakú teles korallok (*Thamnastrea* sp.). A 6. és 15. számmal jelzett rétegek biolititek (a FOLK-féle normák szerint), ugyanis jórészt helyben élt, rögzített, kőzetalkotó szervezetek; apró termetű Hippuritesek gyakran egymáshoz nőtt teknőiből épülnek fel. Ezeknek a réteglapra merőleges helyzetű, helyben beágyazódott fosszilis közösségeknek mind horizontális, mind vertikális elterjedése csekély. A többi rudistas rétegben a vázak többnyire irányítatlanul helyezkednek el. Ezt bizonyítja a 14. számmal jelölt réteg felületén végzett makroszkópos mérés eredménye. Eszerint a makrofossziliák 50%-os mennyisége mellett a Rudista hosszmetsetek aránya 13%, a keresztmetseteké 10%, míg a héjtöredékek 27%-os mennyiségben építik fel a kőzetet.

A Kecskvári-kőfejtőtől DNy-ra mélyült Süt-15. sz. fúrás rétegsora az Ugodi Formációt illetően távolról sem mondható teljesnek, hiszen csupán a fúrás legfelső 15 m-es szakasza sorolható ebbe az egységbe, alsó határa tektonikus (bár az elmozdulás valószínűleg nem jelentős), fedője nincs. 13,3–15,0 m közötti szakaszán az S-7. sz. fúrásból, valamint a Kecskvári-kőfejtőből ismerthez hasonló 0,5–30,0 mm átmérőjű, lekerekített, apti crinoideás mészkő törmelék-

ket tartalmazó extraklasztos mészkő rétegeket harántoltak. 1,0—13,3 m között a hippuriteses, bioklasztos és az afanerites mészkő egység közti átmeneti rétegeket tárták fel; rózsaszínes, barnásszürke mészkő alkotja ezt a szakaszt.

A Köves-domb ÉNy-i oldalában található Sintérlapi-kőfejtő az apti crinoideás mészkő egyenletlen felszínére települő hippuriteses, bioklasztos mészkő rétegek kitűnő feltárását adja. A kőfejtő K-i oldalának középső részén felvett dőlésirányú szelvényben (VI. melléklet: 5. sz., 21. ábra: B szelvényrajz és diagramok) a szonon rétegsor szürke, márgás mészkő, márga rétegekkel kezdődik, tehát az extraklasztos egység hiányzik, bár a legalsó réteg tartalmaz apró extraklaszt szemcséket.

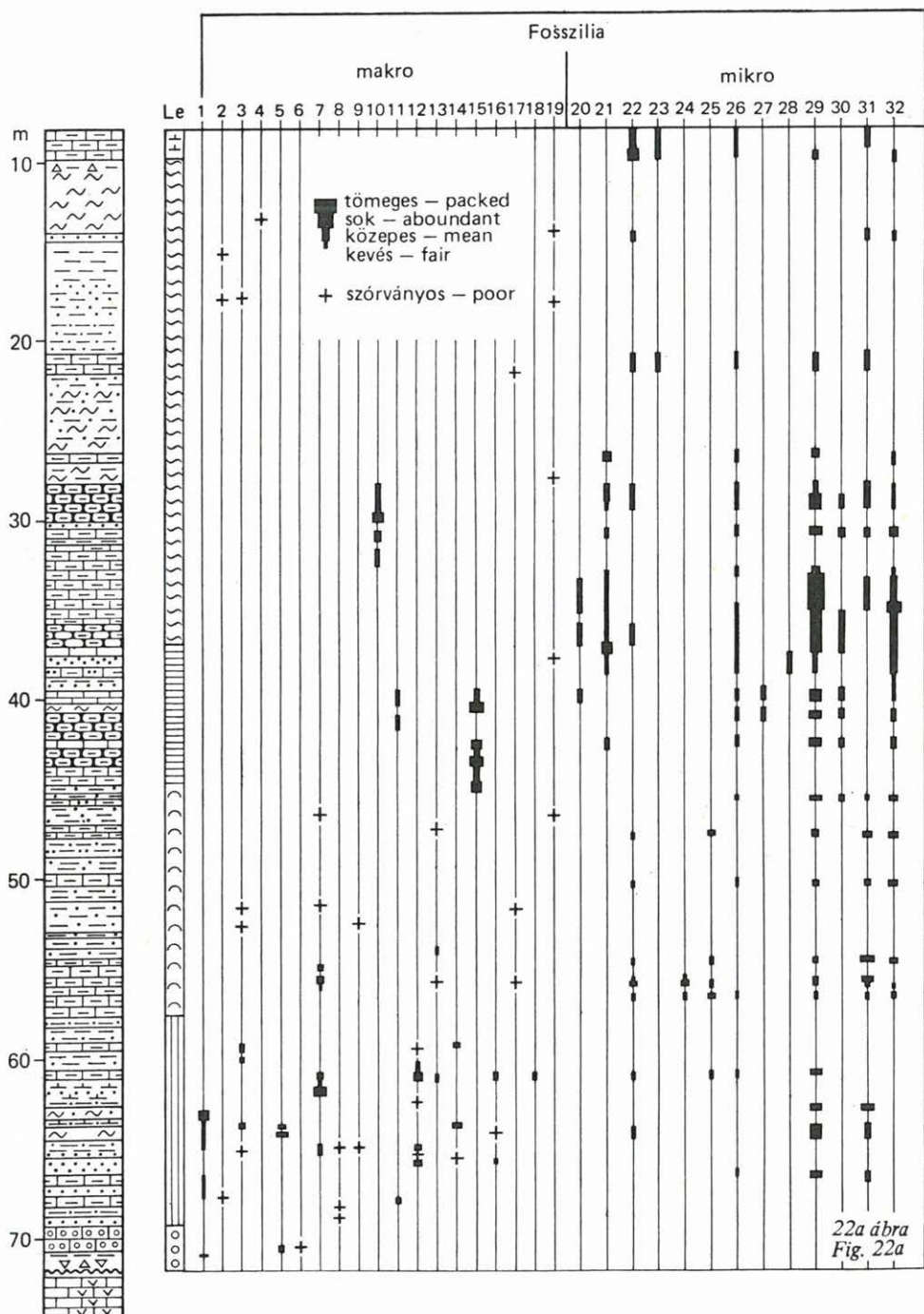
A bázisréteg (2. számú) szövete intrabiopátit, jól osztályozott, lekerekített szemcsékkel. Az e feletti néhány réteg (3., 4., 5. sz.) biomikrit szövetű és Exogyrák tömeges előfordulása jellemzi. Korrelációs szempontból érdekes, hogy ezen a szakaszon az apró termetű Textularia- és Miliolina-féléken kívül gyakoriak a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) faj egyedei, amelyek a közvetlen környéken az Ajkai Formáció felső és a Csingervölgyi Tagozat alsó részén jellemzők.

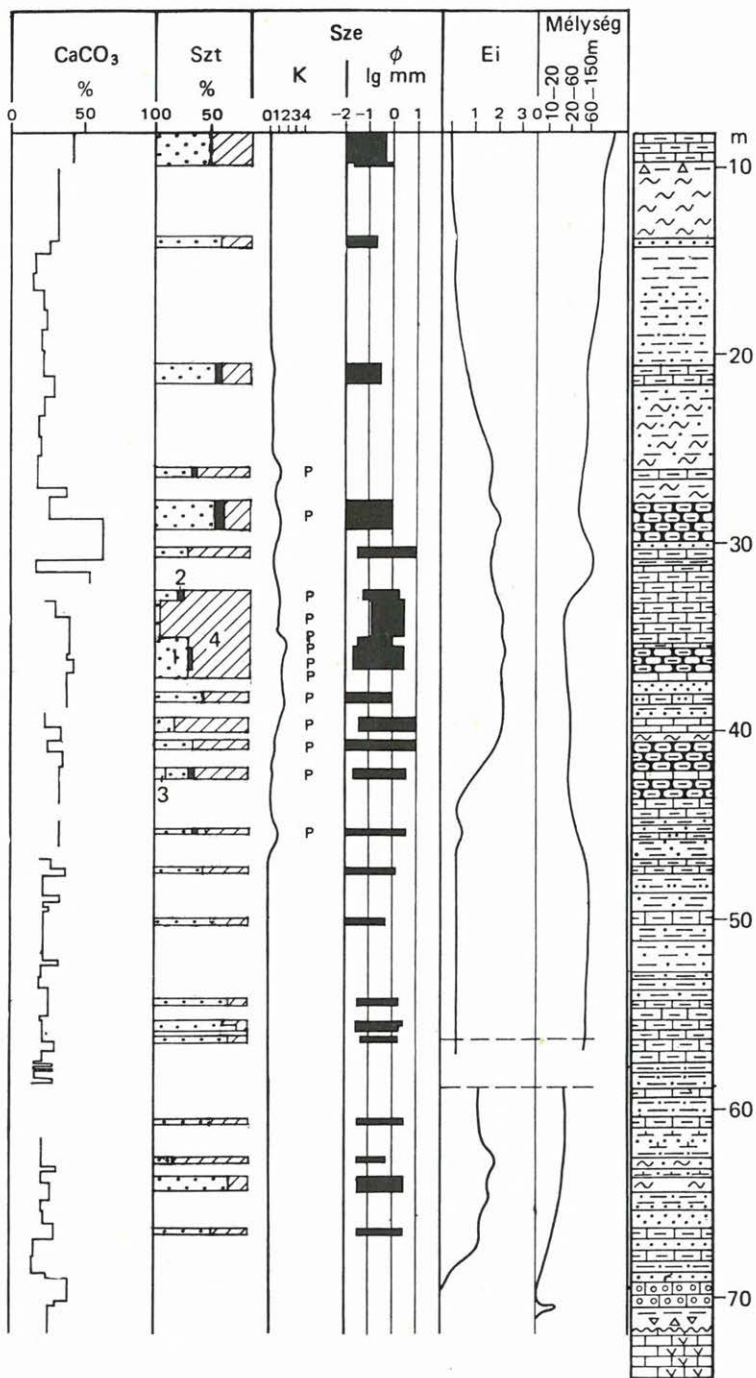
A rétegsor felsőbb rétegeit a hippuriteses—bioklasztos egységbe sorolhatjuk, mégpedig annak a Kecskévári-kőfejtőben és lőszerraktára körül feltárt kifejlődéséhez kapcsolódik. A szakasz agyagos mészkő, mészkő és Rudista teknőből álló lumasella rétegek váltakozásából épül fel. A kőzetszövet általában osztályozatlan, alig koptatott szemcséket tartalmazó biomikrit, a felsőbb rétegekben helyenként intrabiomikrit. Egyes rétegekben az apróbb termetű, másokban a nagy termetű Rudisták tömegesek. A Rudista teknők általában réteglappal párhuzamosan fekvő helyzetben vagy orientálatlanul helyezkednek el. A 11. számú rétegben a réteglapra merőlegesen „csokorszerű” csoportokat alkotva található 15 cm hosszúságú egyedek (*Lapeirousia* sp.). Alsó teknőjük vízszintes elválasztó lemezekkel tagolt.

22a—22b. ábra. A Sümeg Süt-16. sz. fúrás szelvénye és vizsgálati eredményei

Le = litostratigráfiai egység; *Szt* = szöveti összetétel: 1. mikrit, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília; *Sze* = szemese: koptatottság, nagyság, *P* = pszeudooid; *Ei* = energiaindex. Egyéb jelkulesot lásd az I. mellékleten. — *Fosszília*: makroszkópos megfigyelés: 1. szenesedett növényi törmelék (coalified plant debris), 2. Dentalinum, 3. Nucula, 4. Inoceramus, 5. Mytilus, 6. Modiola, 7. Pecten, 8. Lima, 9. Limopsis, 10. Exogyra, 11. Ostrea, 12. Cardium, 13. Astarte, 14. Cardita, 15. Rudista csop. (group of rudists), 16. Corbula (3—16. Bivalvia), 17. Haustator, 18. Turritella (17—18. Gastropoda), 19. halpikkely (fish scale); mikroszkópos megfigyelés: 20. alga, 21. vörösalga (red algae), 22. Stomiosphaera, Pithonella, 23. plankton Foraminifera, 24. Vidalina, 25. Nummofallotia, 26. egyéb bentosz Foraminiferák, 27. korall, 28. Serpula, 29. Mollusca detr., 30. Rudista detr., 31. Ostracoda, 32. Echinodermata

Figs. 22a and 22b. Section of borehole Sümeg Süt-16 showing results of laboratory tests *Le* = lithostratigraphic unit; *Szt* = texture: 1. micrite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil; *Sze* = grains: roundness, size, *P* = pseudo-ooliths; *Ei* = energy index; “*Mélység*” = depth. Other symbols as in legend of Supplement I. — *Fossils*: megascopical observation, microscopical observation





22b ábra
Fig. 22b

A kőfejtő É-i részének szelvényében (VI. melléklet: 6. sz., 21. ábra: A szelvényrajz és diagramok), az 1971-es állapot szerint a vékony- és vastagpados, 40–50° dőlésű, enyhén hajlított, világosszürke színű, apti crinoideás mészkőrétegek igen egyenlőtlenül lepusztított felszínére éles szögdiszkordanciával települnek a felsőkréta képződmények.

A szenon rétegek bázisán világos és sötétszürke apti crinoideás mészkő, valamint olyan vörös, durva kalcitkristályokból álló kavicsokat találunk, melyek anyaga az apti kőzeteket átszelő 1,0–1,5 m-es szétnyílt litoklázisokat kitöltő vörös kalcitból származik. A vörös kalcitkavicsok csak közvetlenül a kitöltött litoklázisok közelében figyelhetők meg. A kavicsok közti szenon üledékanyag Rudista töredékeket is tartalmaz.

A vékony (0–1 m közt változó vastagságú) extraklaszt szemcséket tartalmazó alaprteg fölött apró Mollusca héjtöredékből álló réteg következik, összesen 10 m vastagsággal. Felfelé fokozatosan növekedik az Exogyrák száma, és teknőik fészkekbe összemosottan tömegessé válnak. A kőzet szövete intrabiopátittól a biomikritig változik. A szerves törmelékanyag is Echinodermata töredékekből áll. Ez a szakasz nem más, mint a Rendeki Tagozat bázisán általánosan megfigyelhető, exogyrás lumasella réteg. Az exogyrás mészkő felfelé fokozatosan márgásodik — márgás mészkő, majd lemez, leveles elválású márga következik, amelyben az Exogyrák kimaradnak.

A Sintérlapi-kőfejtő É-i részén tehát jól látható, hogy az Ugodi Formációt már csupán a preszenon aljzatra települő, erősen redukált vastagságú (10 m) hippuriteses—bioklasztos mészkő rétegsor képviseli. Erre néhány méter vastagságban exogyrás rétegek következnek, amelyeket a Rendeki Tagozat jellegzetes kifejlődésű féregjáratnyomos mészmárgája fed.

Feltételezhető volt, hogy a Köves-domb É-i részének „féregnyomos” márgával borított felszíne alatt az Ugodi Formáció vastagsága tovább csökken, majd kiékelődik, esetleg összefogazódik más — heteropikus fáciest képviselő — formációval. Ezeket az elképzeléseket próbáltam bizonyítani az 1971-ben mélyített Süt-16. sz. fúrással (22. ábra), amelyet a Sintérlapi-kőfejtőtől É-ra 200 m-re telepítettem.

A fúrásban a Jákói Formáció alsóbb szakaszának aleuritós márga rétegei fölött a kőzet CaCO₃-tartalmának fokozatos növekedésével, Rudista teknőtöredékek egyre gyakoribbá válásával fejlődik ki az Ugodi Formációba sorolható és összesen csupán 11 m vastag (35,5–46,5 m) mészkő egység.

Alsó részét barnásszürke, okkersárga márgagumós mészkő jellemzi. Gyakoriak az agyagfilmmel borított egyenetlen rétegfelszínek. A kőzet uralkodóan összemosott Rudista, Ostrea, korall töredékekből épül fel. Szövete általában biomikrit, pátos biomikrit, 50–70% allokémiai elegyrésszel. A szemcsék lekerekítettek, gyakran bekérgeztettek. A mikroszkópi méretű törmelékanyag is főként Rudista, illetve egyéb Mollusca, Echinodermata és vörösalga detritusz. A Foraminiferák mennyisége csekély, de a fauna jellegzetes fajokat tartalmaz: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Vidalina hispanica* (SCHLUMBERGER), *Gyroidinoides globosus* (HAGENOW), *Gavelinella* sp., *Marssonella* cf. *oxycona*, *Nonionella* sp. Az egység felső részén a karbonátos kőzet helyenként pelitesebbé válik, sötétszürke márgás aleurit-közbtetelések figyelhetők meg.

Az Ugodi Formációba sorolható kőzetek felett — valószínűleg csak csekély elmozdulást okozó csúszási felszínnel érintkezve — márgás aleurolit réteget találunk a fúrás rétegsorában, majd néhány méter vastagságban exogyrás lumasella betelepülések gyakoriak. Ezután ismét a Jákói Formációba sorolható aleuritos márga következik és a Polányi Formáció Rendeki Tagozatának legalsó rétegei zárják a rétegsort.

A fentiekhez némileg hasonló rétegsort harántolt Góczán F. leírása alapján az e fúrástól ÉK-re 200 m-re telepített S-(G-) 3. sz. fúrás is. Rudista töredéket tartalmazó mészkőrétegeket azonban nem említ a leíró.

A Süt-16. sz. fúrástól ÉNy-ra levő szenont harántolt fúrásokban nyomát sem találjuk az Ugodi Formáció kőzettípusainak, jóllehet a legközelebb levő S-(G-) 2. sz. fúrás mindössze 180 m távolságra volt tőle.

Összegezés

Az Ugodi Formáció a köves-dombi terület É-i oldalán a Csingervölgyi Márga Tagozatra (Süt-16. sz. fúrás), illetve középső részén — a Sintérlapi-kőfejtő viszonylag jól körülhatárolható szűk környezetében — gyakorlatilag közvetlenül a preszenon aljzatra települ.

A Sintérlapi-kőfejtőben az apti rétegek fölött nagy termetű, gyakran telep-szerűen egymás mellé nőtt, függőleges helyzetű Hippuriteseket tartalmazó, mintegy 10 m vastag bioklasztos mészkő rétegsor figyelhető meg. A rétegek a felszínen tovább nyomozhatók D-i irányban. Alattuk azonban az S-7. sz. fúrás és számos feltárás tanúsága szerint az Ugodi Formáció jelentősen (mintegy 70 m-re) kivastagszik. Már a hippuriteses, bioklasztos mészkő egység is vastagabb és ezt lefelé egy afanerites mészkő, majd egy extraklasztos mészkő egység követi. Ez utóbbi D felé elnyúló palástként övezi az apti Tatai Formáció csupán néhány méter vastag bioklasztos mészkővel fedett szirtjét. A litosztratigráfiai egységek települési viszonyait és térbeli kapcsolatát a VI. melléklet szelvénye ábrázolja.

Városi-erdő

A Sümegtől DK-i irányban 2 km-re levő Városi-erdő peremén a Süt-14. sz. térképező és néhány bauxitkutató fúrás tárta fel az Ugodi Formációt (V. melléklet).

A Süt-14. sz. fúrás jelentős vastagságban tárja fel az apró tektonikus blokkokban megőrződött Ugodi Mészkő Formációt. A fúrás rétegoszlopát, sztratigráfiai tagolását, kőzettani és mikrofácies vizsgálatának eredményeit és öskörnyezeti értelmezését a IX. mellékleten foglaltam össze JOCHÁNÉ EDELENYI E. vizsgálatai és kiértékelése alapján.

A fúrásban a következő kőzettani egységek állapíthatók meg: A triász mészkőre települő, 9 m vastagságú extraklasztos márga és Rudista töredékeket tartalmazó mészkő már az Ugodi Formációba sorolható. A következő 10 m vastag márga, mészmárga egység a Csingervölgyi Tagozat befogazódásaként értelmezhető. A 92 m vastag típusos Ugodi Formáció három szakaszra különíthető el: az alsót afanerites mészkő (a köves-dombi afanerites mészkő kifejlődéséhez hasonló), a középsőt márgabetelepüléseket tartalmazó finom kalkarenit szemcseméretű mészkő, a felsőt egységes kőzettani jellegű finom — közepes kalkarenit szemcseméretű mészkő jellemzi. Az utóbbi két szakasz a köves-dombi hippuriteses, bioklasztos egység kifejlődéséhez áll közel.

Jelentős eltérés mutatkozik a Süt-14. sz. és a közvetlen környéken mélyített fúrások (Bárdiótag, Bd-18, -52, -60, -61, -63. sz.) szelvényei közt, egyrészt a formáció jelenlegi vastagságában, másrészt a kifejlődési jellegekben. Sajnos, a bauxitkutató fúrások kevés támpontot adnak a pontosabb megítéléshez a magkihozatal és a magminták megőrzésének hiányosságai miatt. Annyi azonban mindenképpen megállapítható, hogy ezekben a fúrásokban a felsőtriász aljzatra közvetlenül, vagy csupán igen vékony márgás kötőanyagú breccsa vagy kavics, illetve márga, mészmárga alapréteg közbeiktatódásával Rudistákat tartalmazó mészkő települ. A Süt-14. sz. fúrás alsó szakaszán feltárt extraklasztos és márga—mészmárga egység vastagsága tehát É-i és ÉK-i irányban rövid távolságon belül egészen lecsökken, vagy ezek az egységek teljesen kimaradnak a rétegsorból és az afanerites mészkő szakasz is feltehetően hiányzik.

A S ü m e g t ő l K - r e l e v ő h e g y v o n u l a t

A Sümegettől K-re húzódó hegyvonulat (Rendeki-hegy, Hajnal-hegy, Hárs-hegy, Szőlő-hegy) közettani felépítését illetően (és morfológiailag is) három részre különül el. *A legalacsonyabb térszíni helyzetű DK-i részen nóri dolomit alkotja a felszínt; a köztes magasságú középső zónában az Ugodi Formáció kibúvásai sorakoznak; míg a legmagasabb, ÉNy-i egységben, az Ugodi és Polányi Formáció közötti átmenetet képviselő rétegsort eocén rétegek fedik.*

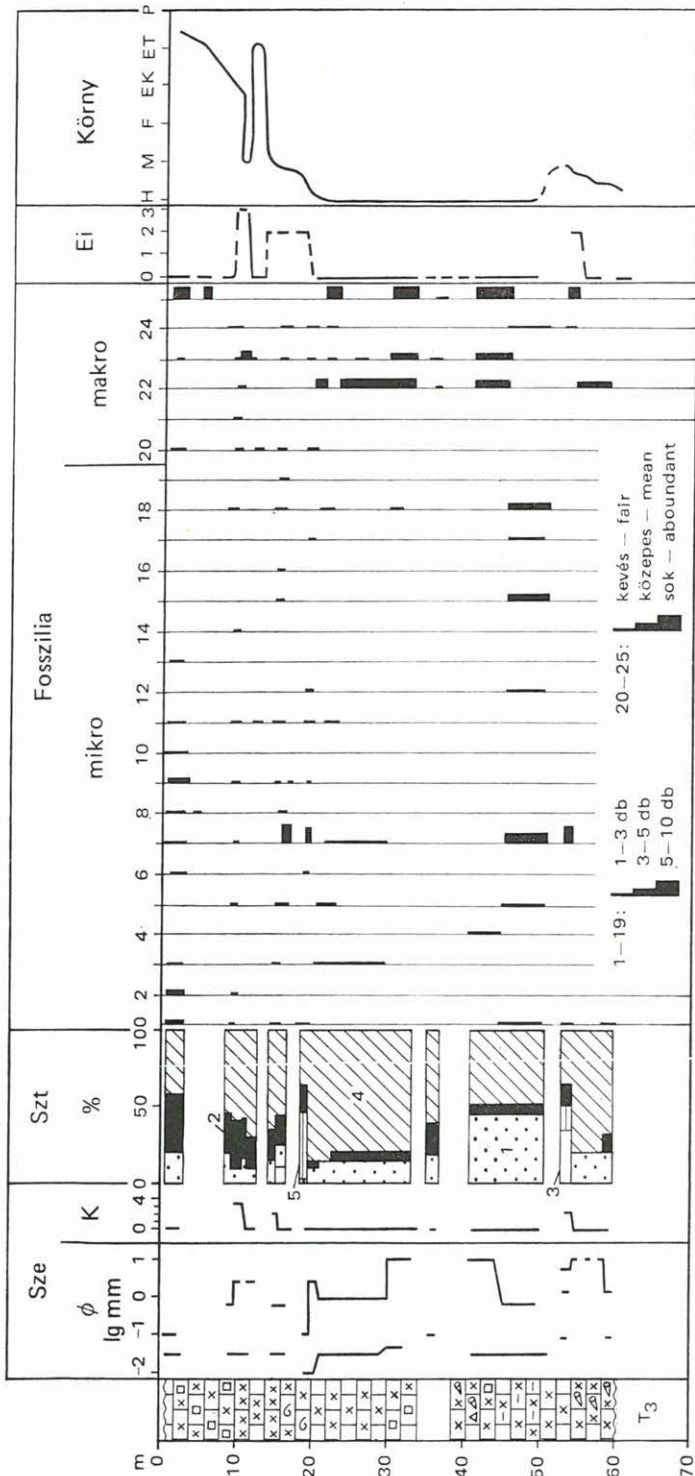
A hegyvonulat középső részén a kibúvások mellett egy jelentős nagyságú, több kisebb kőfejtő, továbbá nagyszámú térképező, bauxit- és építőipari nyersanyagkutató fúrás tárta fel a felsőkréta rétegeket (V. melléklet) és így viszonylag részletes kép volt kialakítható a kis területen is jelentős formáción belüli fáciesváltozásokról.

A szenon rétegek dőlésiránya meglehetősen változó. A vonulat Ny-i oldalán és a Kozmatag környéki terület kibúvásaiban ÉK-i és K-i, a Hárs-hegytől É-ra levő dombokon ÉNy-i, a Hajnal-hegyen DNy-i irányok mérhetők. A szenon képződmények vastagságának növekedése és az egyes rétegsorok változása azonban egyértelműen ÉNy-i irányban következik be és ezért a feltárásokat DK felől ÉNy felé haladva, kifejlődési övenként ismertetem.

Az elterjedési terület DK-i, mintegy 500—700 m széles övében a *Surgótag környéki és a Kozmatagtól DK-re levő kibúvásokban* (V. melléklet) kalkarenit—kalcirudit bioklaszt szemcsékből álló világosszürke mészkő bukkan felszínre. Kozmatagtól K-re, egy irtáson (V. melléklet: 1. pont), a köves-dombi hippuriteses, bioklasztos rétegsoporthoz hasonló kifejlődésű, nagy termetű, csokorszerűen egymáshoz nőtt Hippuriteseket tartalmazó mészkőblokkok is megfigyelhetők.

A surgótagi Sg-157, -161, -162, -164, -165, -166, -167, -168, -174, -176, -178, -179, -180, -181, -182, -183, -185, -186, -187, -188, -189, -190, -191, -192 sz., valamint a kozmatagi Ck-20, -21, -60, -62, -64, -66, -69, -70, -71, -77, -79, -80, -81, -87, -88, -98, -100. sz. fúrások alapján tudjuk, hogy a durva bioklasztokat tartalmazó *Ugodi Mészkő Formáció rétegei ebben a zónában közvetlenül, vagy csupán néhány méter vastagságú agyagos kötőanyagú dolomit alapbreccsával a triász dolomit felszínére települnek.*

Ezeket a rétegsorokat reprezentálja az *Sg-192. sz. fúrás*, melynek szelvényét és vizsgálatának eredményeit a 23. ábra mutatja.



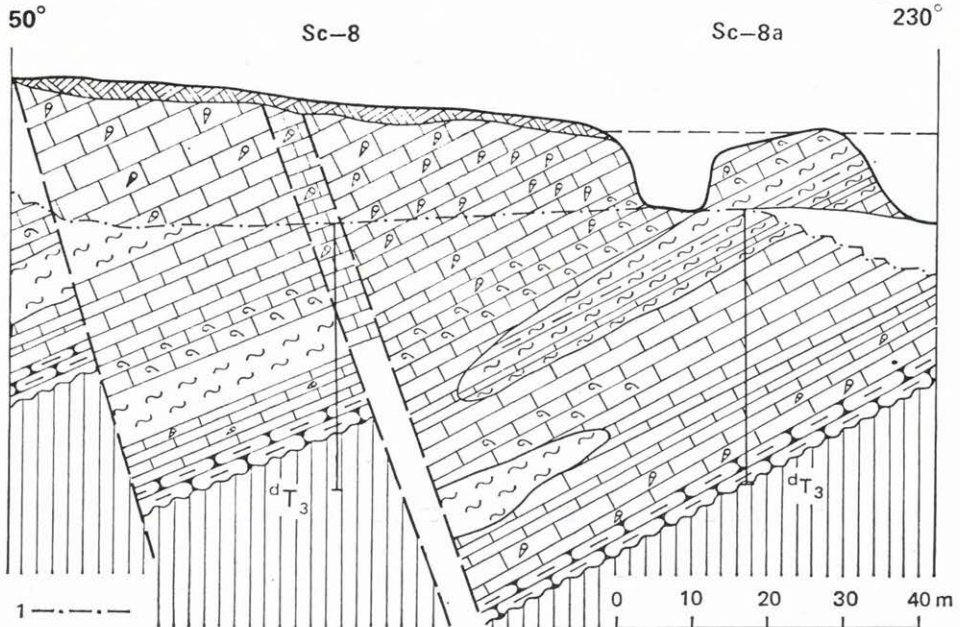
23. ábra. A Sümeg Sg-192. sz. fúrás szelvénye és vizsgálatának eredményei. Sze = szemese; nagyság, koptatottság; Szt = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intrakrit, 3. pát, 4. fosszília, 5. pellet; Ei = energiaindex; Körny = környezet; H = háttér, M = mozgó homok, F = front, EK = közeli előtér, ET = távoli előtér, P = pelagikus medence. Egyéb jelkulesot lásd az I. mellékleten. — Fosszília: mikroszkópos megfigyelés: 1. Textulariidae, 2. Spiroplectamina, 3. Dorothia, 4. Orbitolinidae, 5. Dicyclina, 6. Cuneolina, 7. Milioiidae, 8. Spiroloculina, 9. Nodosariidae, 10. Lenticulina (Robulus), 11. Bulimina, 12. Rotaliidae, 13. Gyroidina, 14. Gavelinella, 15. Stensioina, 16. Nummofallotia, 17. Orbitoides, 18. Monolepidorbis, 19. Accordiella conica; makroszkópos megfigyelés: 20. Stomio-sphaera, 21. Cadossina, 22. Rudista detr., 23. Mollusca detr., 24. Ostracoda, 25. Echinoidea

Fig. 23. Section of borehole Sümeg Sg-192 showing results of laboratory tests. Sze = grains; size, roundness; Szt = texture: 1. micrite, microparite, 2. intracrust, 3. sparite, 4. fossil, 5. pellet; Ei = energy index; Körny = environment, H = backreef, M = moving sand, F = front, EK = near foreslope, ET = farther-situated foreslope, P = pelagic basin. Other symbols as in legend of Supplement I. — Fossils: microscopical observation, megascopical observation

A rétegsorban a kőzetek szövete leggyakrabban biomikrit vagy pátos biomikrit, gyakran jelentős intraklaszt-tartalommal, ritkábban biopátit szövet is előfordul. Az aleurit—arenit méretű bioklaszt szemcsék anyaga Rudista váztöredék, egyéb Molluscák vázdarabjai és Echinodermata vázelemek. Többnyire két szemcsenagyság-frakció különül el: egy 20—60 μ közötti, mindig koptatatlan szemcsékből álló és egy 0,2—1 mm közötti, amely koptatott szemcséket is tartalmaz. Az alsóbb szakaszon (20 m-ig) a Foraminiferák mennyisége általában csekély, a Miliolinák fordulnak elő nagyobb számban. Egy mintában a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) több példányát észleltük. A felsőbb szakaszon a nemzetségszám és az egyedszám is jelentősen megnő. Kizárólag bentosz formák fordulnak elő, a kis termetű alakok közül *Textularia*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Miliolina*, *Accordiella*, *Rotalia*, *Gyroidina*, *Bulimina*, *Gauppyllaudina*, *Stensiöina*-félék, a nagy termetűek közül a *Dicyclina*, *Rhapydionina*, *Orbitoides*, *Monolepidorbis* genusok figyelhetők meg, gyakran jelentős mennyiségben.

A Hárs-hegy DK-i lejtőjén mélyített Sc-5/9. sz. cementalapanyag-kutató fúrás (V. melléklet) rétegsorában az *Ugodi Formáció* alatt már megjelenik a *Csingervölgyi Tagozat* (peremi kifejlődésben), jóllehet vastagsága rendkívül redukált (4 m). Az Ugodi Formáció alsóbb részén durva biokalkarenit szemcsék alkotják a kőzet nagy részét és a rudit méretű *Rudista* töredék sem ritka, felfelé a szemcseméret kissé csökken.

A Hárs-hegy szenon rétegsorát a *Gerinci-kőfejtő* és az ennek környezetében



24. ábra. A Gerinci-kőfejtő alsó szintjének szelvénye
I. A bányaudvar szintje. Egyéb jelkulesot lásd az I. mellékleten

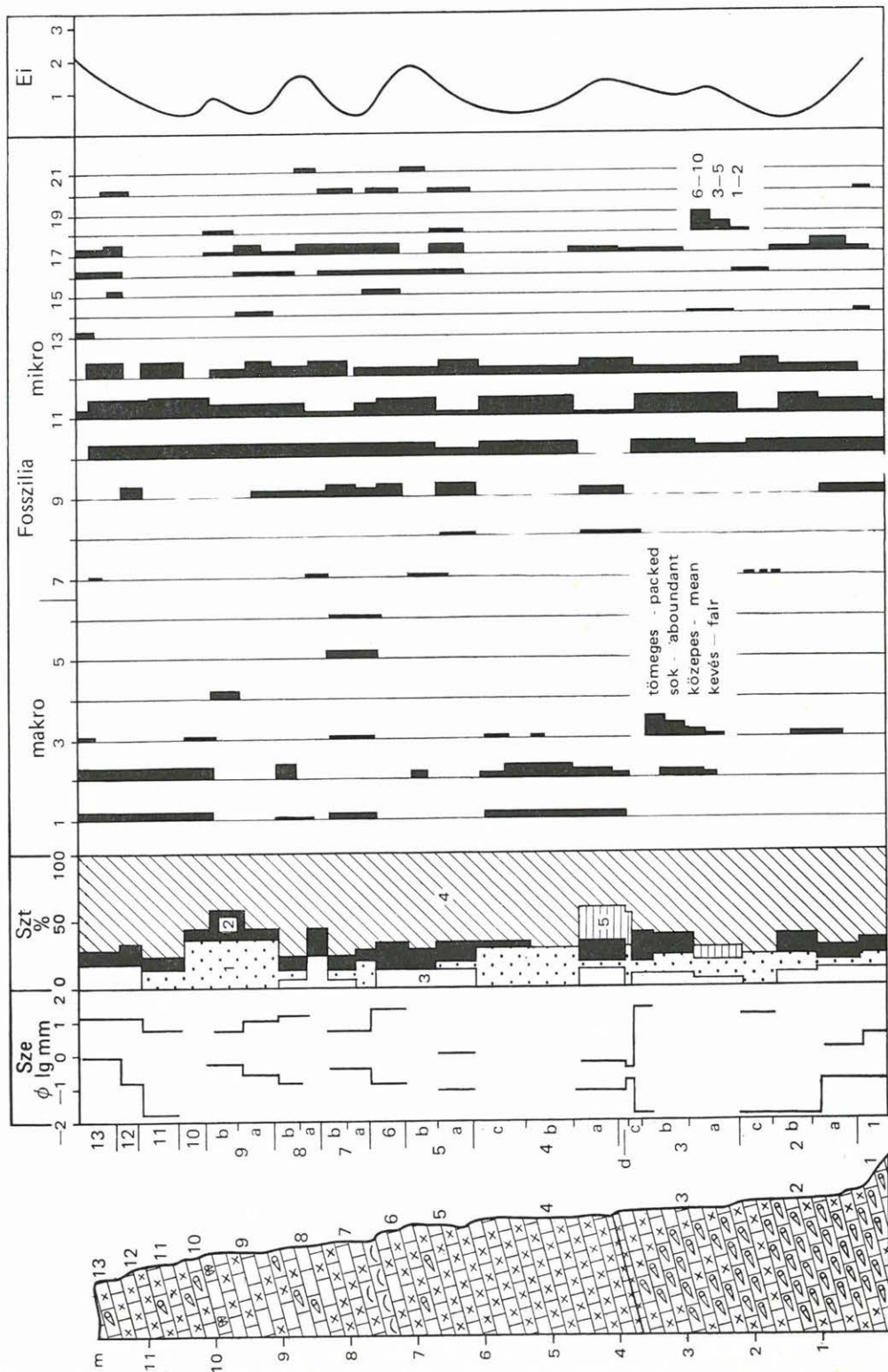
Fig. 24. Section of the lower part of Gerinc quarry
I. Base level of the quarry. Other symbols as in legend of Supplement I

mélyült fúrások tárják fel. A kőfejtő alsóbb szintjeinek ÉÉK—DDNy-i irányú dőlésmenti szelvényét mutatja be a 24. ábra, kiegészítve az 1974-ben lemélyített cementalapanyag-kutató fúrások (Sc-8; 8a) rétegsoraival.

Az Ugodi Formáció mészkő és dolomit váltakozásából álló felsőtriász rétegcsoport egyenlőtlen felszínére települ 5—10 cm vastag, gyakran a fekü kőzetek pár cm-es koptatott törmelékét is tartalmazó okkersárga aleuritos márga, másutt márgás mészkő bázisréteggel. Fölötte 4—6 m vastag, világosszürke, barna, okkersárga, mészgumós márgás mészkő—mészmárga egység következik, sok Rudista és egyéb Mollusca héjtöredékkel, Echinoidea vázdarabokkal. Egyes padjai nagy mennyiségben tartalmaznak kis termetű, 5—6 cm hosszú, 3—4 cm átmérőjű ép Rudistákat, ritkán Exogyra-félék is előfordulnak. A felszínről gyűjtött mintákban a kőzet CaCO_3 -tartalma felfelé fokozatosan növekszik. Az alapanyag mikropátit, fossziliatartalma 25—50%, s a kőzet a legalsó szakasz kivételével 10—15% közepesen koptatott intraklasztot tartalmaz.

A következő elkülönülő egység 18—20 m (az Sc-8. sz. fúrásban tektonikusan redukált) vastagságú, igen nagy mennyiségű bioklasztot tartalmazó finom—közepes kristály méretű, helyenként átkristályosodott világosbarna, világosszürke mészkő. Rendkívül sok fekvő helyzetű Rudista teknő illetve töredék; néhány Actaeonella kőből, az egység alsó szakaszán kevés, felfelé lencsékbe dúsulva egyre több Pynodonta fordul elő. Mikroszkópi vizsgálatok alapján a kőzet helyenként 5—10% intraklasztot tartalmazó biomikrit—mikropátit; felül intraklasztmentes biomikrit. A Rudista és egyéb Mollusca héjtöredékek nagy része vörösalgákkal bekéregzett. A Foraminiferák mennyisége erősen változó, jellemző alakjai a Dicyclina- és a Cuneolina-félék, az alsó részen a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) faj is előfordul. Efölött a felszínen feltárt szelvényben, 8—9 m vastagságban ismét alacsonyabb CaCO_3 -tartalmú pelitesebb kőzettest következik, amely nem más, mint a Csingervölgyi Márga Formáció alsó tagozatának befogazódó része. Az Sc-8. sz. fúrás bizonyította azt a már IFJ. NOSZKY J. 1958-as jelentésében megfogalmazott elképzelést, hogy Gerinci-kőfejtőben feltárt okkersárga, gumós márga betelepüléseket tartalmazó szürke agyagmárga kis kiterjedésű, lencseszerű kőzettest része.

Fedőjében ismét mészkőrétegekből felépülő egység következik, melyből a bánya középső és felső udvara 32—35 métert tár fel. (Az Sc-8. sz. fúrás 11 m-t harántolt a képződményből.) Legalul 6 m vastagságban világos barnásszürke, vékonypados, kissé márgás, közepes kristály nagyságú, fészkekben elhelyezkedő Exogyra félteknőket tartalmazó agyagos mészkő települ. Felső szakaszán elvéve Rudisták is megfigyelhetők, alsó kétharmadában pedig Hydrozoa és korall telepek viszonylag gyakoriak. A kőzet gazdag bentosz Foraminiferákban. Jellegzetes mikrofauna-elemei: a Dicyclina- és Cuneolina-félék, továbbá a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER). A nagymennyiségű Rudista és egyéb Mollusca héjtöredék többsége mikritfilmmel bekéregzett. A kőzet szövete jól osztályozott és koptatott intraklasztok jelentős mennyisége jellemző (helyenként eléri a 25%-ot). Felette sárgásszürke, barnásszürke, nagyrészt vékony-, ritkán vastagpados, uralkodóan finom, elvéve durva kristály nagyságú mészkő települ. Gyakoriak a kis és közepes nagyságú Rudisták, melyek gyakran, különösen az alsó szakaszon, a rétegződésre merőlegesen állnak. A kőzet jelentős részét apróra darabolódott héjtöredékek, illetve Mollusca héjtö-



25. ábra. A kozmatagi kőfejtő szelvénye

Sze = szemcsenagyság; *Szt* = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília, 5. pellet; *Ei* = energiaindex.

Egyéb jelkölcsöt lásd az I. mellékleten.

Fosszília:

makroszkópos megfigyelés:

1. Mollusca detr., 2. Rudista detr., 3. kisméretű Rudista váz (small rudist valve), 4. nagyméretű Rudista váz (large rudist valve), 5. Ostrea, 6. Decapoda olló;

mikroszkópos megfigyelés:

7. Ostracoda, 8. vörösalga (red algae), 9. Foraminifera együtt, 10. Mollusca, 11. Rudista detr., 12. Echinodermata, Foraminiferák: 13. Trochammina, 14. Haptophragmium, 15. Textularia, 16. Diacyclina, 17. Miliolidae, 18. Rhapydionina, 19. Rhapydionina, 20. Nodosaria, 21. Bulimina

Fig. 25. Section of the Kozmatag quarry

Sze = grain-size, *Szt* = texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil, 5. pellet, *Ei* = energy index. Other symbols as in legend of Supplement I.

Fossils: megascopical observation, microscopical observation

redékek építik fel. Az alsó részen elvétve korallok is előfordulnak. Vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint kalcirudit és kalcilitit szemcsenagyságú biomikrit és biomikropátit változik. Intraklasztot csak elvétve tartalmaz, s a legfelső réteg kivételével Foraminifera-mentes.

A szelvény és a kiegészítő fúrások alapján a *Gerinci-kőfejtő rétegsoráról a következő általános megállapításokat* tehetjük: 1. ezen a területen közvetlenül a triász kőzetekre Rudistákat tartalmazó márgás mészkő települ; 2. az alsó szakaszon a karbonátos kőzetek közé a Csingervölgyi Márga Formáció jellegeit mutató lencsék ékelődnek; 3. a rétegsorban felfelé haladva a magasabb karbonáttartalmú kőzetek egyre nagyobb szerephez jutnak.

Az Ugodi Mészkő Formáció magasabb rétegeit a gerinci mészkőbánya jelenleg nem tárja fel. Ezeknek a kőzeteknek a tanulmányozására a bányától ÉK-i irányban 200 m-re mélyült sümegi *S-30. sz. fúrás* nyújtott lehetőséget.

A fúrás alsó szakasza a Gerinci-kőfejtő rétegsorával szoros kapcsolatot mutat. A Csingervölgyi Márga Formáció néhány méteres befogazódó szakasza fölött az Ugodi Formáció 20 m-es durva biokalkarenit—finom kalcirudit szemcseméretű egyveretű mészkő kifejlődése települ, amely a Gerinci-kőfejtő felsőbb bányaudvarának kifejlődésével rokon. Ezután a fanerites—finom bioklasztos mészkő és plankton mikrofosziliákat is tartalmazó vékony mészmárga, márga rétegek közbetelepülésével jellemezhető szakasz következik, majd a legfelső 30 m ismét egyveretű finom—közepes méretű biokalkarenit szemcseméretű mészkő kifejlődésű.

A Hajnal-hegy csúcsa körüli kibúvásokban nagyméretű Hippurites tektonket tartalmazó, durva kalkarenit rétegek láthatók. Jelentősebb vastagságú rétegsort tárt fel ezen a területen a hegy DNY-i lejtőjén mélyült *Sc-9/7. sz. fúrás*, amely több mint 70 m vastagságban harántolta az *Ugodi Mészkő Formációt* és a fekvőt nem érte el. Durva biokalkarenit—kalcirudit szemcsékből álló rétegek építik fel a rétegsort, az alsóbb szakaszon (40 m alatt) vékony mészkő-és márgarétegek közbetelepülésével, amelyekben Exogyrák és egyéb apró Molluscák váztröredekei feldúsulnak. A kőzetssövet általában intraklasztos biomikrit. Érdekes, hogy a szemcsék többnyire erősen koptatottak, gyakran mikritfilmmel bekérgeztettek.

A Hárs-hegy—Hajnal-hegy vonulata és a Rendeki-hegy közötti mintegy 500 m széles zónában, a felszíni kibúvásokban háromféle kőzettípus váltakozása figyelhető meg. Ezek a következők: 1. világosbarna finomkristályos—afanerites mészkő, vékonyréteges szerkezettel, esetenként a rétegfelszíneken féregjárt nyomokkal (Calceisphaerulidaekben gazdag, pelágikus kifejlődés, amely a Polányi és az Ugodi Formáció közötti átmeneti szakaszra jellemző); 2. világosszürke finom kalkarenit; 3. világosszürke, rudit méretű bioklaszt elemeket tartalmazó kalkarenit (az utóbbi két típus az Ugodi Formációhoz tartozik). A különböző kőzettípusok kapcsolatát a felszínen a legjobban a Hárs-hegyet É felé lezáró völgy É-i oldalában lehetett megfigyelni (V. melléklet: 2. pont). Ezen a helyen a finomkristályos—afanerites és a bioklasztos rétegek határáról rétegtanilag és ökológiailag egyaránt érdekes, Inoceramusokat, Rudista-féléket tartalmazó faunát gyűjtöttem egyazon rétegből (a faunalistát a biosztratigráfia tárgyalásánál közlöm).

Kalkarenit—kalcirudit szemcsösszetételű rétegsorszakaszt tár fel a kozmatagi terület ÉNy-i részén levő kis kőfejtő (V. melléklet: 3. pont), amelynek vizsgálati adatait a 25. ábrán adom meg. A kibúvásokban észlelt kőzettípusok

megbízható litosztratigráfiai besorolását a Hárs-hegy és a Rendeki-hegy között, illetve a Rendeki-hegy D-i részén telepített fúrások tették lehetővé (Ck-167, -168, -170, -171, Cn-589. sz.). E rétegsorok jellegeit a *Ck-168. sz. fúrás* szelvényével és értékelő diagramjaival mutatom be (26. ábra).

A rétegsorban az a legfeltűnőbb, hogy az előzőekben tárgyalt szelvényekkel ellentétben, itt az *Ugodi Mészkö Formáció alatt jelentős vastagságú szenon képződménysor található: az Ajkai, a Jákói Formáció és ezek felett 70 m vastagságban a Polányi Formáció beékelődő Rendeki Tagozata.*

A Rendeki Tagozat és az Ugodi Mészkö Formáció határán a makroszkópos és mikroszkóposan észlelhető jellegek feltűnően megváltoznak. A világosbarna színű afanerites—finomkristályos mészkövet fehér finomszemű kalkarenit váltja fel. A homok méretű bioklaszt anyagban már a Rudisták törmelékarabjai is előfordulnak. A Rendeki Tagozat jellegzetes Foraminifera együttesét egy Foraminiferákban rendkívül szegény szakasz után miliolidaes—nodosariidaes—textulariidaes együttes váltja fel.

Az Ugodi Formáció kőzettani jellegei alapján a következő szakaszok különíthetők el:

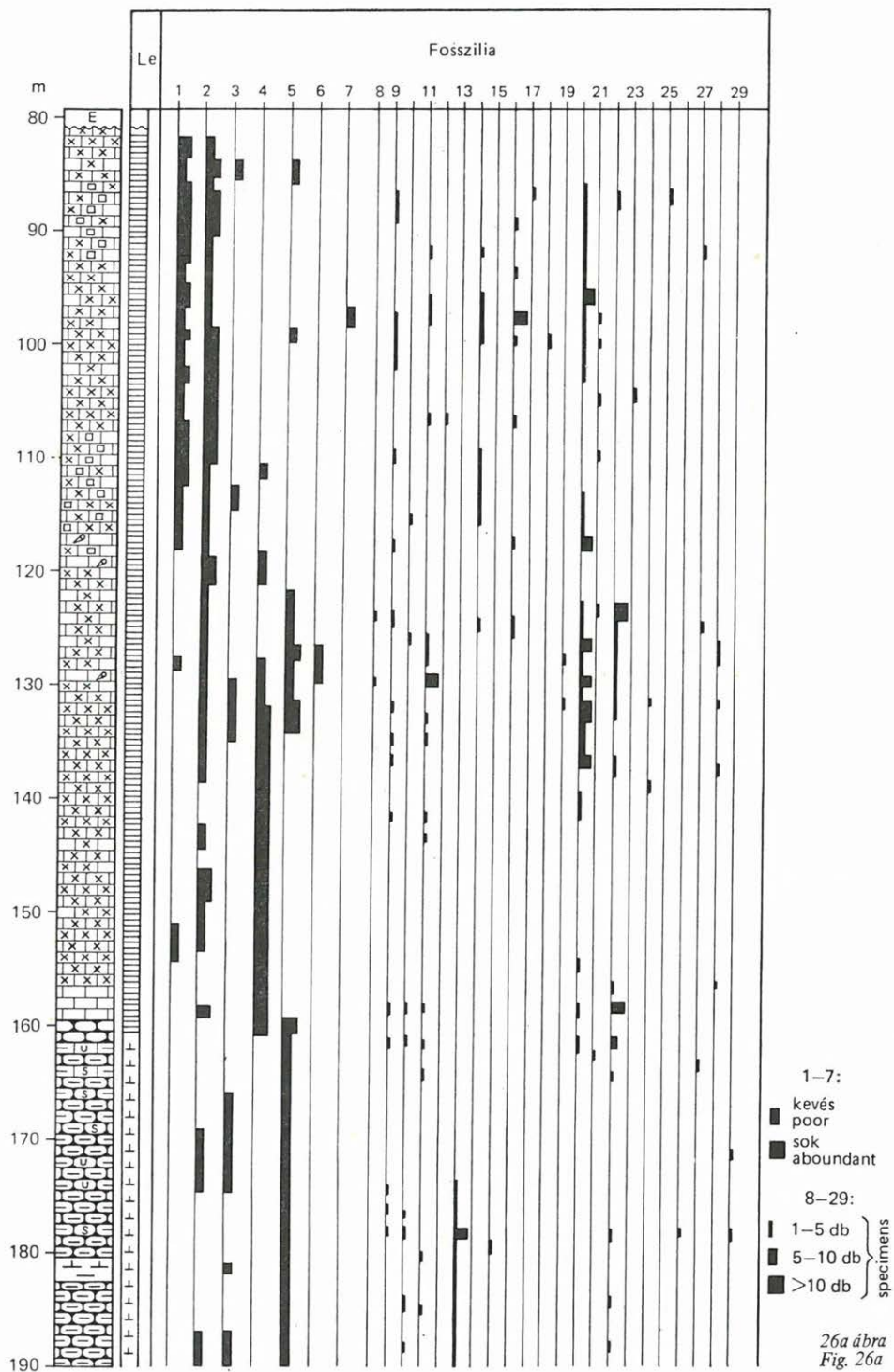
Az alsó részen (131—160 m) fehér, finomkristályos alapanyagú, apró, ritkán közepes szemcseméretű kalkarenit kőzettípus jellemző. A kőzet-szövet biopátit, biomikropátit összetételű. Gyakran apró rögöket, intraklasztokat is tartalmaz. A legfelső részén biointrapátit típusú szövet is megfigyelhető. A bioklaszt elemek mennyisége igen jelentős (50—90%). A szemcsék mérete 30 μ —1 mm-ig változik, nem vagy alig koptatottak, a szakasz felső részén gyakran mészsizappal bekéregeszettek. Néhány onkoid szemcse is előfordul. A bioklaszt legnagyobb része Echinoidea és Mollusca töredék. A Foraminifera mennyisége általában csekély. A szakasz felső részén dominánssá válnak a Miliolina-félék és a Dicyclina is megjelennek. A rétegsor középső szakasza (120—131 m) kissé rózsaszínes árnyalatú finomkristályos, illetve afanerites mészkő. Csak egészen gyéren tartalmaz Rudista vázakat. A kőzetek szövete biopelmikrit, illetve biopelmikropátit.

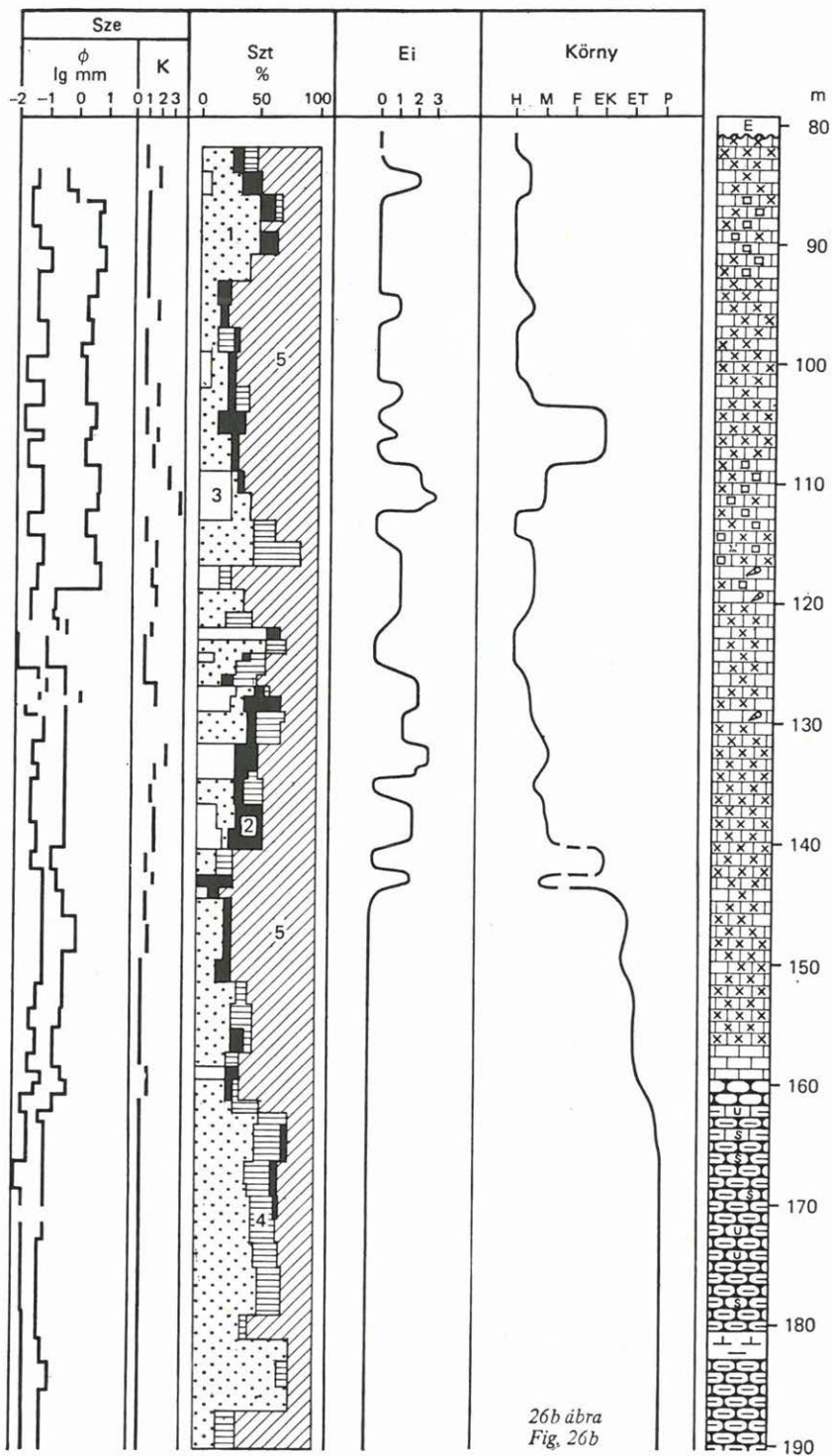
26a—26b. ábra. A Csabrendek Ck-168. sz. fúrás szelvénye és vizsgálati eredményei

Le = litosztratigráfiai egység; *Sze* = szemcse: nagyság, koptatottság; *Szt* = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília, 5. pellet; *Ei* = energiaindex; *Körny* = környezet: H = háttér, M = mozgó homok, F = front, EK = közeli előtér, ET = távoli előtér, P = pelagikus medence. Egyéb jelkölcsöt lásd az I. mellékleten. — *Fosszília*: 1. Rudista detr., 2. Mollusca detr., 3. Ostracoda, 4. Crinoidea, 5. Echinodermata, 6. Holothurioidea, 7. Globochaete. Foraminifera: 8. Lituola, 9. Spiroplectammina, 10. Textularia, 11. Dorothis, 12. Ataxophragmium, 13. Bulimina, 14. Cuneolina, 15. Accordiella, 16. Dicyclina, 17. Valvulinaria, 18. Valvulammina, 19. Meandrospira, 20. Miliolidae, 21. Rhapydionina, 22. Nodosaria, 23. Lenticulina, 24. Orbitoides, 25. Gyroidina, 26. Stensioina, 27. Rotaliidae, 28. Nummofallotia, 29. Goupillaudina

Figs. 26a and 26b. Section of borehole Csabrendek Ck-168 showing results of laboratory tests

Le = lithostratigraphic unit; *Sze* = grains: size, roundness; *Szt* = texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil, 5. pellet; *Ei* = energy index; *Körny* = environment: H = backreef, M = moving sand, F = front, EK = near foreslope, ET = farther-situated foreslope, P = pelagic basin. Other symbols as in legend of Supplement I





26b ábra
Fig. 26b

A bioklaszt anyag mennyisége 35—50%, a szemcsék többnyire koptatottak. Általában két szemcsenagyság-frakció van jelen a kőzetekben; egy 20—80 μ méretű és egy 200—800 μ -os. A bioklaszt szemcsék nagy része Mollusca (elsősorban Rudista) váztöredék. Jelentős a Foraminiferák egyedszáma. A nagy termetű Miliolidaek s a felsőbb rétegekben a Dicyclinák dominálnak, gyakoriak a Dorothis- és Spiroplectamina-félék. A *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) és a *Rhapydionina liburnica* (STACHE) faj néhány példánya is előfordul.

A rétegsor felső szakaszán (79—120 m) sárgásfehér színű afanerites alapanyagú, jelentős mennyiségű aleurit, arenit és rudit méretű bioklaszt anyagot tartalmazó mészkő található. A kőzetben apró Rudisták teknői gyakoriak. A kőzetszövet uralkodóan biomikrit. A fossziliatörmelék mennyisége általában 50—80%. Rosszul osztályozott az anyag, többnyire két, illetve 3 szemcseméret-frakció különül el. A szemcsék többnyire nem vagy alig koptatottak, egyes szakaszokon azonban jól koptatottak ($K=2-3$). Itt a szemcsék között rendszeresen pát kötőanyag figyelhető meg. A bioklaszt anyag uralkodóan Rudista és egyéb Mollusca törmelék. A Foraminiferák mennyisége a szakasz alsóbb részén csekély, felsőbb részén több, itt a Miliolidaek, Dicyclinák, Cuneolinák dominálnak.

A típusként kiválasztott *Ck-168. sz. fúrásban tehát a Rendeki Tagozat fedőjében települő Ugodi Mészkő Formáció három szakasza különíthető el*: egy alsó finom biokalkarenites; egy középső, kevés Rudista vázat tartalmazó afanerites; és egy felső biokalkarenites—ruditos szemcseméretű.

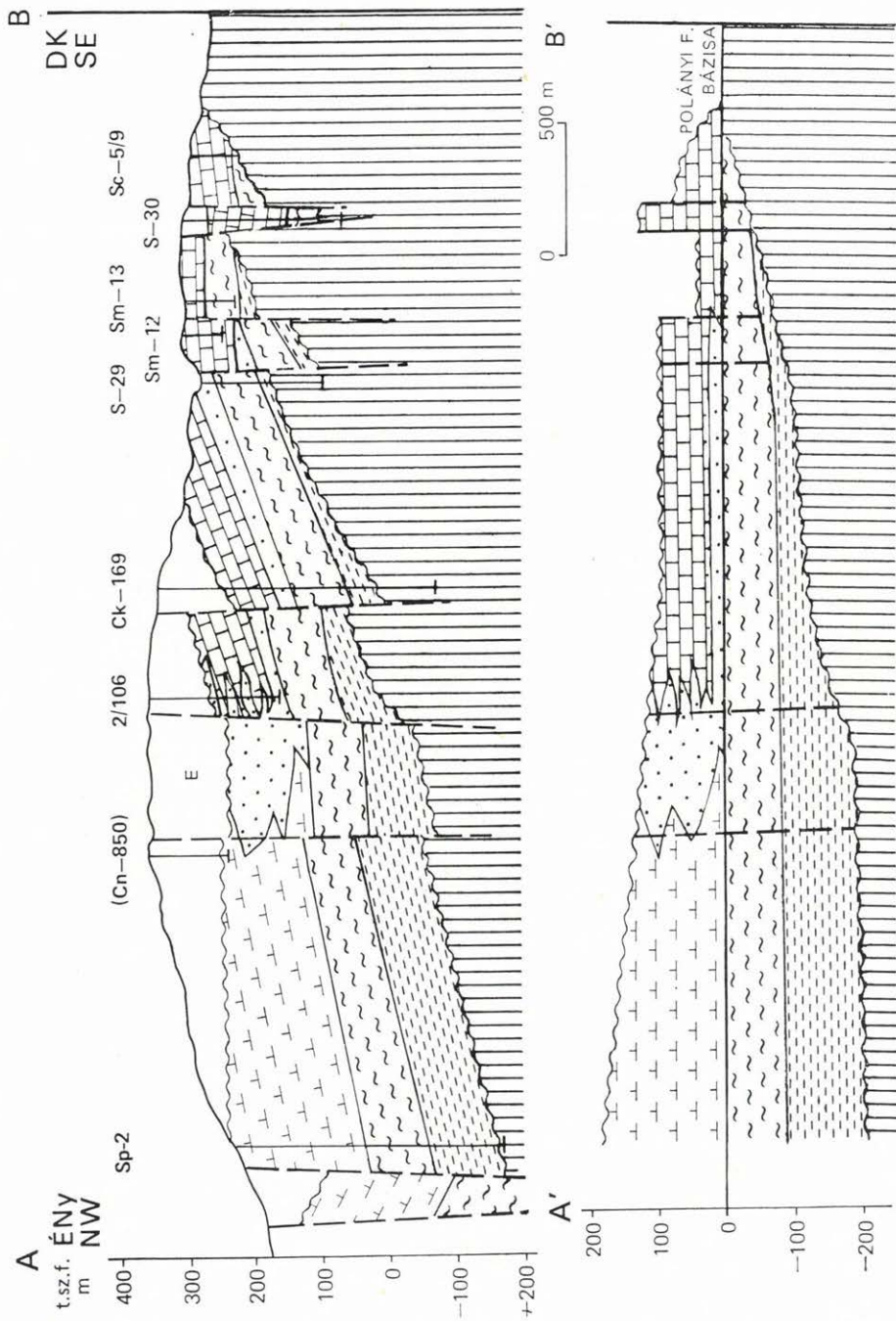
A Sümegtől ÉK-re levő Haraszt legelőn (V. melléklet: 4. pont) a Polányi Formáció rétegei között a breccsa tagozatba sorolható kőzetek ismerhetők fel. A breccsaszemcsék anyaga általában a szemcsék közti kőzetanyaghoz hasonló (autigén breccsa), de egyes rétegekben itt is gyakoriak az Ugodi Mészkő Formáció törmelékei. A törmelék szemcsék mérete néhány mm-től 30 cm-ig terjed, általában nem vagy alig koptatottak. A breccsás rétegek között — az északi-bakonyi breccsás rétegsorokhoz hasonlóan — Rudista törmelékanyagot tartalmazó biokalkarenit rétegek is megfigyelhetők, amelyek az Ugodi Formáció távolra benyúló nyelveiként értelmezhetők.

A fúrások tanúsága szerint a breccsa tagozat vastagsága Sümeg környékén jóval csekélyebb, mint a magyarpolányi és bakonyjákói feltárásokban.

Összegezés

A Sümegtől K-re húzódó hegyvonulat területén az Ugodi Formáció települési helyzete és kifejlődési jellege rövid távon belül jelentősen változik. A települési helyzet ÉNy—DK-i irányban bekövetkező változásait és a formációnak a szeton összleten belüli helyzetét mutatják a 27. ábra szelvényei. A változások lényege a következő: az Ugodi Formáció elterjedésének DK-i, legkülső övében durva bioklasztos, helyenként telepszerűen összenőtt és óriás termetű Rudistákat tartalmazó kifejlődés jellemző, amely általában közvetlenül a triász dolomit aljzatra települ.

ÉK felé haladva az Ugodi Formáció alsó részének rétegei között nyelvszerű vagy lencsés előfordulásban, illetve a formáció alá települve, megjelenik a Csingervölgyi Tagozat csökkent vastagságú, a típusosnál valamivel karbonátosabb, peremi kifejlődése. Ebben a zónában az Ugodi Mészkő Formáció álta-



27. ábra. Földtani szelvény a Hárs-hegyen és a Rendeki-hegyen keresztül (A—B) a későbbi szerkezeti mozgások előtti állapot rekonstrukciójával (A'—B'). Jelkölcsöt lásd az I. mellékleten

Fig. 27. Geological section through Hárs-hegy and Rendeki-hegy (A—B) showing a reconstruction of the situation that had existed prior to tectonic movements (A'—B'). Symbols as in legend of Supplement I

lában finom bioklasztos kifejlődésű, egyes szakaszokon azonban rudit méretű szemcséket is tartalmaz. A rétegsor középső szakaszán a Rendeki Tagozat befogazódása észlelhető (S-30. sz. fúrás).

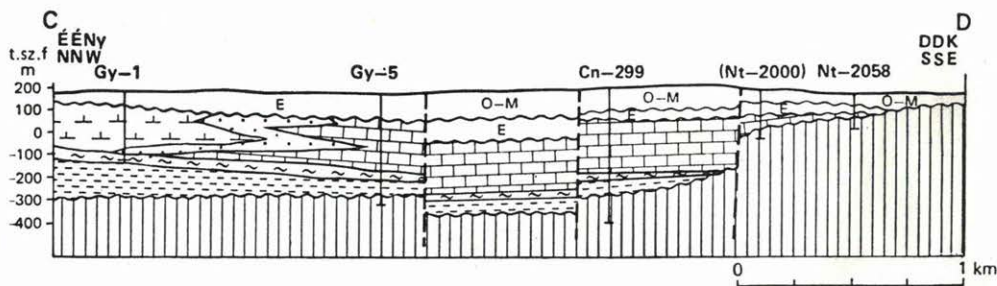
Tovább ÉNy felé az Ugodi Formáció alatt megjelenik az Ajkai, a Jákói Formáció, sőt a Polányi Formáció Rendeki Tagozata is (Ck-168. sz. fúrás). Az Ugodi Mészke Formáció bioklaszt komponensének mérete csekély mértékben tovább csökken és egyes rétegekben szemiautigén breccsa is megfigyelhető.

A vonulat ÉNy-i kb. 1 km-es zónájában, az Ugodi Mészke Formáció lényegében kimarad a rétegsorból és csupán vékony, finom bioklasztos rétegei nyúlnak be a heteropikus Polányi Formáció breccsás kifejlődésű szakaszába. Az északnyugati hegyperemen, illetve a vonulat előterében mélyült fúrások rétegsorából pedig már a breccsa tagozat is kimarad és a Jákói Formáció felett a Rendeki Tagozat, illetve a típusos Polányi Formáció kifejlődése jelentkezik.

7. Csabrendek és Gyepükaján

A csabrendek—gyepükajáni felsőkréta elterjedési terület a sümegetől tulajdonképpen csak a sümegi hegyvonulatot ÉK felé lezáró, a kréta képződményeket lezökkentő vető választja el. Számos bauxitkutató fúrás alapján bizonyítható, hogy az *Ugodi Formáció települési helyzetének fő jellegei megegyeznek a sümegi hegyvonulat tárgyalásánál bemutatottal*. A kőzetek kifejlődésében, a formáción belüli fáciesek viszonyában azonban jelentős különbségek mutathatók ki.

A szenon képződmények DK-i elterjedési kontúrja mentén tovább követhető az a zóna, amelyben az Ugodi Mészke Formáció közvetlenül, illetve helyenként vékony törmelékes alapréteggel a triász dolomitra települ (V. melléklet: Cn-336, -566, -567, -597, -599, -669, -676, -789, -930, -939, -943. stb., valamint a 28. ábra szelvénye). Az eocén előtti lepusztulás következtében, e peremi helyzetű rétegsorokban az Ugodi Formáció vastagsága többnyire csekély (0—50 m), ÉNy felé általában fokozatosan növekszik a vastagság. A 28. ábrán bemutatott szelvény DK felé legkülsőbb helyzetű Nagytárkány Nt-1955. sz. fúrása a mészke és a triász dolomit aljzat között vékony bauxitréteget harántolt. A csupán néhány méter vastagságban megmaradt Ugodi Mészke Formáció, GELLAI M.



28. ábra. Szelvény a Nagytárkány Nt-2058. sz. és a Gyepükaján Gy-1. sz. fúrások között
Jelkulcsot lásd az I. mellékleten

Fig. 28. Section plotted between wells Nagytárkány Nt-2058 and Gyepükaján Gy-1
Symbols as in legend of Supplement I

vékonycsiszolatos vizsgálata* alapján, biomikrit szövetű, jelentős mennyiségű bentosz Foraminiferát és kevés Rudista törmeléket tartalmaz.

Az ettől mintegy 0,5 km-re ÉNy-ra mélyített Nt-2000. sz. fúrásban a formáció még mindig közvetlenül a triász dolomitra települ. Vastagsága eléri az 50 m-t.

A rétegsor GELLAI M. vizsgálata* alapján két szakaszra különül. Az alsó szakasz bázisán gumós kifejlődésű, agyagos mészkő rétegekkel kezdődik a szenon összlet, majd afanerites mészkő rétegek következnek, szórványosan arenit—rudit méretű Rudista törmelék szemcsékkel, az Ugodi Mészkő Formáció alsó szakaszán általánosan jellemző bentosz Foraminifera együtessel (Miliolina, Dicyclina, Cuneolina, Accordiella, Nummofallotia, Pseudosiderolites). A felső szakaszt a kalkarenit—kalcirudit bioklaszt szemcsékből felépülő kőzetfajták jellemzik.

A DK-i peremi zónától ÉNy-ra néhány fúrás leírás alapján valószínű, hogy egy keskeny övben a Csingervölgyi Tagozat peremi kifejlődésű rétegeire települ az Ugodi Mészkő Formáció (Csabrendek Cn-420, Nagytárkány Nt-2203, -2200.).

A következő ÉNy felé eső zónában az Ugodi Mészkő Formáció alatt megjelenik az Ajkai Formáció, valamint a Jákói Formáció normál vastagságban és kifejlődésben. Ebben az övben számos bauxitkutató fúrás harántolta nagy vastagságban az Ugodi Formációt (V. melléklet) a vastagság egyes feltárásokban a 200 m-t is meghaladta. (A 28. ábra ezek közül a Csabrendek Cn-299. és a Gyepükaján Gy-5. helyzetét mutatja.)

A legteljesebben megőrzött és az Ugodi Formáció kifejlődését illetően a területre jellemző rétegsor a Gyepükaján Gy-7. sz. fúrásé, ezért legrészletesebben ezt a helyi típusnak tekinthető szelvényt vizsgáltam (29. ábra).

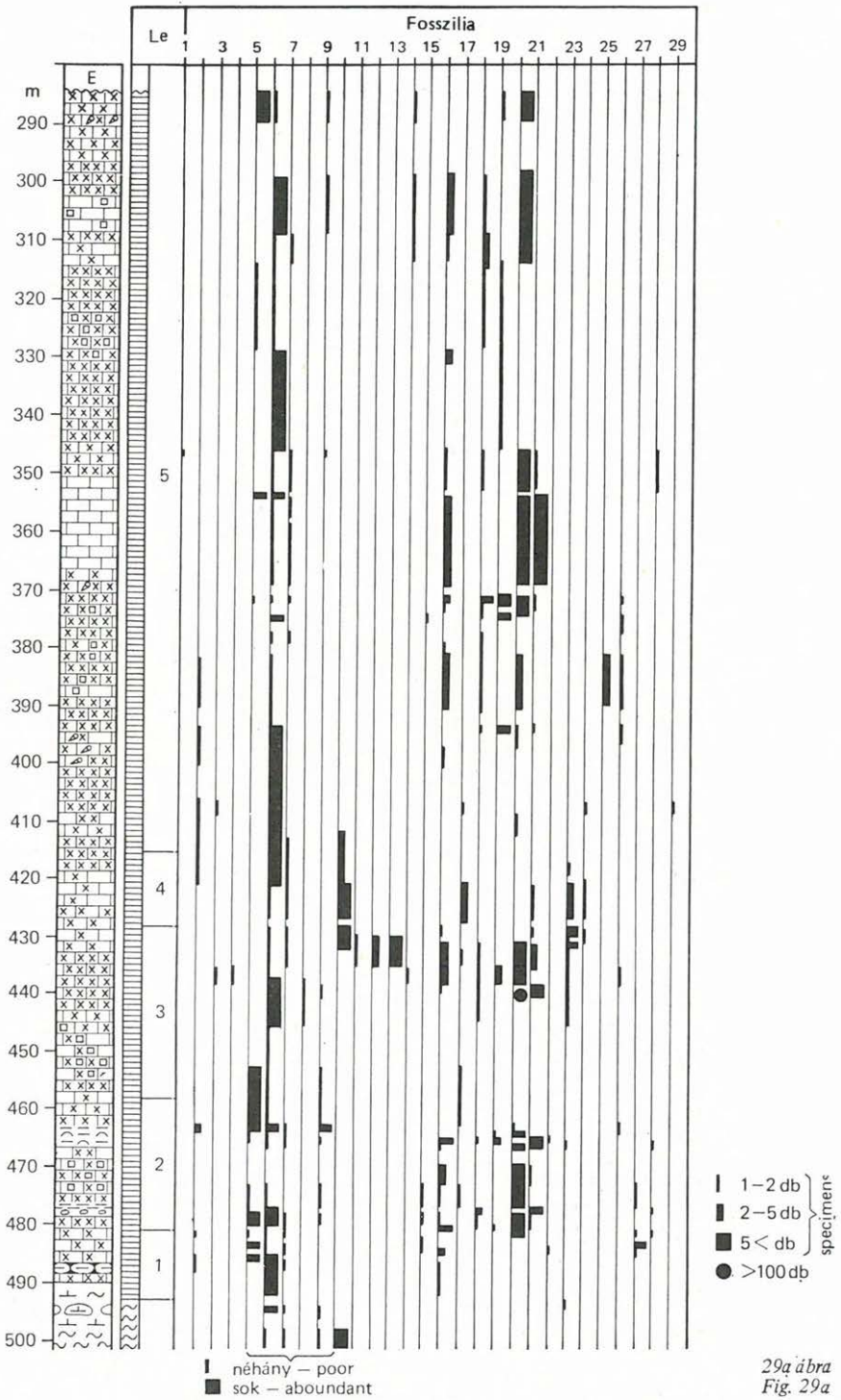
* Kézirat a BKV Adattárban.

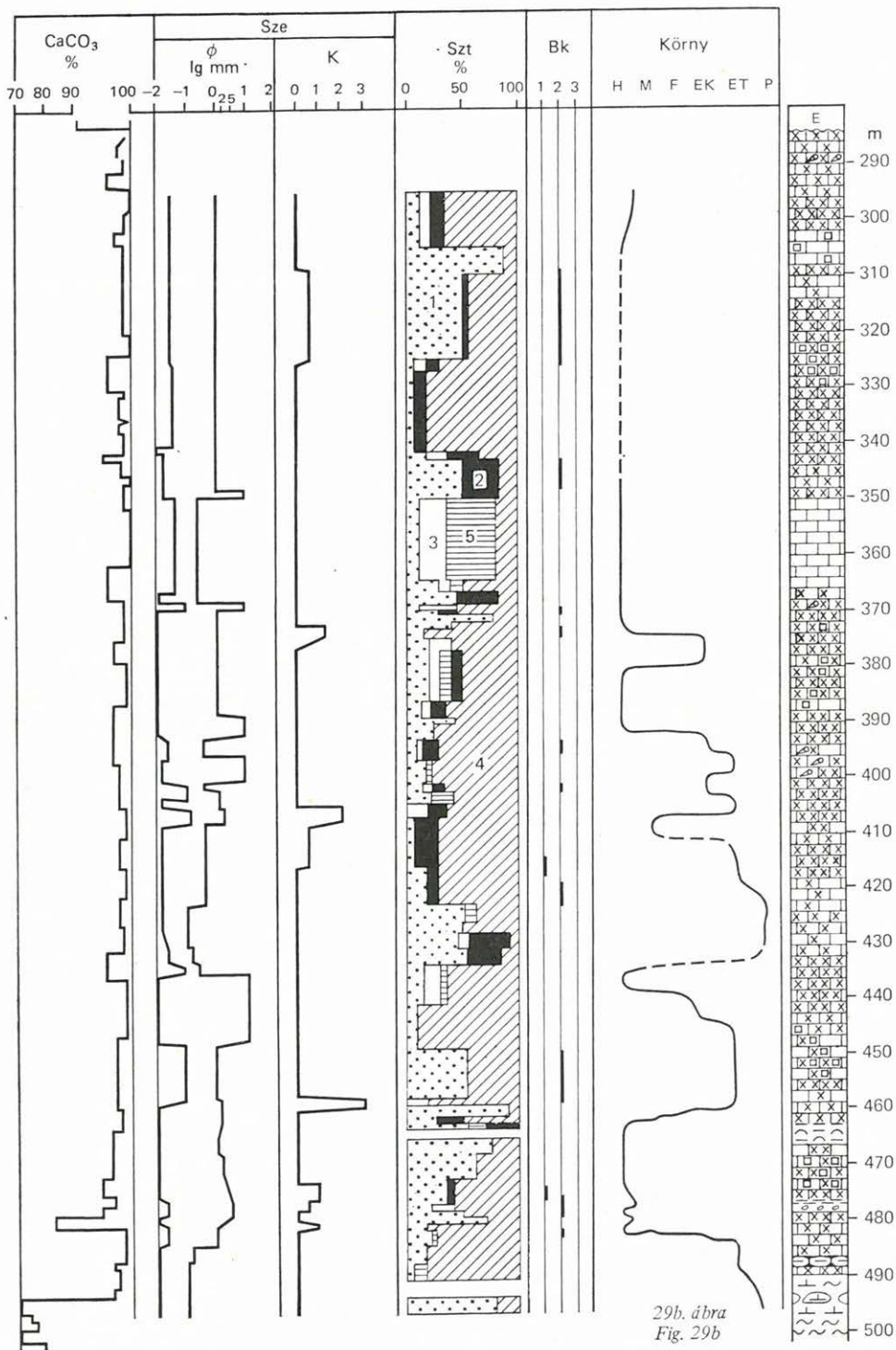
29a—29b. ábra. A Gyepükaján Gy-7. sz. fúrás szelvénye és vizsgálati eredményei

Le = litosztratigráfiai egység; *Sze* = szemcse: nagyság, koptatottság; *Szt* = szöveti összetétel: 1. mikrit, mikropát, 2. intraklaszt, 3. pát, 4. fosszília, 5. pellet; *Bk* = bekérgezés; *Körny* = környezet: H = háttér, M = mozgó homok, F = front, EK = közeli előtér, ET = távoli előtér, P = pelagikus medence. Egyéb jelkulcsot lásd az I. mellékleten. — *Fosszília*: mikroszkópos megfigyelés: 1. Thaumtoporella, 2. Pienina, 3. vörösalga (red algae), 4. Bryozoa, 5. Rudista detr., 6. Mollusca detr., 7. Ostracoda, 8. Crinoidea, 9. Echinodermata, 10. Calcisphaerulidae, 11. Pithonella, 12. Conocella, 13. Cadosina, 14. Spiroplectammina, 15. Lituola, 16. Textularia, 17. Dorothis, 18. Cuneolina, 19. Dicyclina, 20. Miliolidae, 21. Nodosaria, 22. Dentalina, 23. Bulimina, 24. Discorbidae, 25. Valvulamina, 26. Rotalia, 27. Nummofallotia, 28. Gyroidina, 29. Monolepidorbis

Figs. 29a and 29b. Section of borehole Gyepükaján Gy-7 showing results of laboratory tests

Le = lithostratigraphic unit; *Sze* = grains: size, roundness, *Szt* = texture: 1. micrite, microsparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil, 5. pellet; *Bk* = encrustation; *Körny* = environment, H = backreef, M = moving sand, F = front, EK = near foreslope, ET = farther-situated foreslope, P = pelagic basin. Other symbols as in legend of Supplement I. — *Fossils* (microscopical observation)





29b. ábra
Fig. 29b

A fúrásban a szenon képződmények a triász „kösszeni rétegek” mészkő kifejlődésű szakaszára települnek. Különösen az Ajkai, de némileg a Jákói Formáció is csökkent vastagságú az általánoshoz képest (16, ill. 33 m). A csaknem 200 m vastagságú Ugodi Formáción belül a makroszkópos és mikroszkópos megfigyelések alapján hat jellegzetes szakaszt állapítottam meg:

1. A formáció legalsó szakaszát szürke, barnásszürke, agyagos mészkő alkotja, helyenként agyag-réteggözös szerkezettel. A kőzetszövet biomikrit (wackestone). A bioklaszt szemcsék egészen apró méretűek (20—200 μ), nem koptatottak és elsősorban Mollusca töredék és Ostracoda teknő eredetűek. Ez a szakasz tulajdonképpen a Jákói Formáció és az Ugodi Formáció közti átmenetnek tekinthető.

2. A következő szakasz szürke, barnásszürke, világosbarna agyagos mészkő, ill. mészkő rétegekből áll. Alul néhány gyengén koptatott extraklaszt (triász? mészkő) szemcsét és szenesedett növénymaradványokat lehetett megfigyelni a finom biokalkarenit szemcsékből álló kőzetben. A szakasz felső részén durva arenit és rudit méretű bioklaszt szemcsékből álló rétegek is előfordulnak. A szövet biomikrit, intramikrit (wackestone—packstone). A fő bioklaszt-alkotó elem a Rudista váztöredék. Az alsó szakasz alsó részén szinte teljesen zöldalga maradványokból álló kőzet volt megfigyelhető. A Foraminiferák egyedszáma számottevő, főleg a Miliolina-felék, valamint a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) faj egyedei gyakoriak.

3. Szürkésfehér mészkő, finomkristályos alapanyagban változó mennyiségű arenitszemcsével és 10—20% rudit méretű Rudista törmelékkal. A szövet általában biomikrit (wackestone), a szakasz legalsó rétegeiben jól koptatott bioklaszt szemcséket tartalmazó biopátit (grainstone) típus is megfigyelhető. Az alsó szakaszhatárnál a Foraminifera együttesből a Nummofallotiák eltűnnek. A Foraminiferák száma egyébként is erősen megcsappan. A legfelső métereken azonban óriási egyedszámban (kb. 50 db/cm²) jelentkeznek a Miliolinák.

4. Barnásszürke, szürkésbarna afanerites mészkő, kevés arenit méretű bioklaszt szemcsével. Jellemző az agyaghártyás, agyag-réteggözös szerkezet. Szórványosan Exogyra teknők észlelhetők. A szövet biomikrit (wackestone). A bioklaszt szemcsék uralkodó része egészen apró méretű (20—100 μ). Megjelennek a plankton Calcisphaerulidaek (Stomiosphaera, Pithonella, Conocella) és az ezekkel gyakran együtt jelentkező Buliminiidae, Discorbidae családba tartozó Foraminiferák.

5. Szürkésfehér mészkő. Uralkodóan biokalkarenitből álló rétegek és kis méretű Rudistákat tartalmazó afanerites rétegek váltakoznak. E változásnak megfelelően változatosak a szöveti típusok, biomikrit, biointramikrit, biointrapátit egyaránt előfordul. Hasonlóképpen változó az egyes rétegekben a szemcsék mérete és a koptatottsága, bekérgezettségük mértéke is. A mikrofossziliák közül a *Pienina oblonga* BORZA — MISIK faj rendszeres előfordulása érdemel említést.

6. A felső, nagy vastagságú szakasz fehér, barnásfehér mészkő, a szakasz alsóbb részén durvább, felfelé finomabb méretű bioklaszt szemcsékkel, szórványosan apró teknőjű Rudistákkal, illetve Rudista töredékekkel.

A kőzet az utólagos részleges oldódás következtében helyenként erősen pórusos. A szövet biomikrit, egyes mintákban intrabiomikrit (wackestone). Az uralkodóan Rudista törmelék eredetű bioklaszt szemcsék nem koptatottak. A Foraminiferák sorában nagy egyedszámmal jelentkeznek a Miliolina-félék és viszonylag gyakoriak a Rotalia, a Dicyclina és a Cuneolina genusok egyedei.

Az elkülönített szakaszok azonosíthatók voltak mindazokban a fúrásokban, amelyek ebben a területi egységben mélyültek és amelyek rétegsora megfelelő mértékben vizsgálható volt. Természetesen az egyes szakaszok vastagsága változó és egyedi eltérések is mutatkoznak az egyes rétegsorok kifejlődési jellegei között. A formációk vastagságának térbeli változása és a sümegei analógia alapján ÉNy-i irányban lehetne várni valamilyen változási tendenciát, a kifejlődési jellegekben ez azonban nem volt kimutatható. Korrelációs szempontból figyelmet érdemel a 4. szakasz agyaghártyás afanerites rétegeinek általános felismerhetősége.

A Gy-5. sz. fúrástól KÉK-i irányban 700 m-re mélyült HgN-63. sz. hidrologiai célú fúrás tárta fel mind ez ideig az egyetlen olyan rétegsort, amely Ugodi Mészke Formáció rétegei felett a Polányi Formáció típusos kifejlődésű, szürke agyagos mészke rétegeit is harántolta. A szakaszos magmintavétel miatt azonban a rátelepülés jellege és a mészke rétegeket tartalmazó szakasz pontosabb szelvénye nem volt megállapítható. Az bizonyosnak látszik, hogy a típusos Polányi Formáció alatt nem a típusos Ugodi Mészke-, hanem az Ugodi és Polányi Formáció közötti átmeneti, összefogazódó rétegsor jelentkezik, amelyben világosbarna színű afanerites alapanyagú, szórványosan Rudista vázakat tartalmazó kalkarenites mészke váltakozik agyaghártyás szerkezetű, Rudistákat is tartalmazó, agyagos mészke rétegekkel és világosszürke, lemezes elválású, agyag-réteggözös, agyagos mészke rétegekkel.

A Gy-5. sz. fúrástól ÉÉNy-ra 1,7 km-re mélyült Gy-1. sz. fúrás (28. ábrán a szelvény ÉNy-i végpontjánál) a leírás szerint eocén alatt 220 m vastagságban szürke márgát tárt fel, majd ezalatt néhány méter szürke mészkevet harántolva állt le. A márga felsőbb szakasza a Polányi, alsóbb része és valószínűleg a mészke szakasz is a Jákói Formációval azonosítható. Nagyon valószínű tehát, hogy ezen a területén az Ugodi Mészke Formáció már teljesen kimarad a szenon rétegsorból.

Összegezés

A Csabrendek és Gyepükaján közötti területen az Ugodi Formáció települési viszonyának szabályszerűségei általában megegyeznek a Sümegtől K-re húzódó vonulatban megfigyelttel, a kifejlődési jellegek azonban jelentősebben eltérnek. Megegyező vonás az, hogy a DK-i peremi zónában az Ugodi Formáció közvetlenül a preszenon aljzatra települ. Többnyire eltérés mutatkozik viszont a rátelepülő rétegek sajátságaiiban, Sümegnél durva bioklasztos-, itt agyagos, afanerites mészke a jellemző. Hasonló települési jelleg az is, hogy ÉNy felé haladva a preszenon aljzat és az Ugodi Mészke Formáció közé sorra lép a Jákói, majd az Ajkai Formáció. Eltérés azonban, hogy a sümegei hegyvonulaton az Ugodi Formáció alatt a Rendeki Tagozat jelentős vastagságú szakasza települ, míg itt közvetlenül a Jákói Márga Formáció. A Rendeki

Tagozat jellegeihez közelálló kifejlődésű kőzetszakasz jelentkezik viszont, kis vastagságban, az Ugodi Formáció bázisa fölött 60—80 m-rel (4. szakasz). Az e szakasz alatti formációrészen szürkés, barnás színű, gyakran pelites, változatos kifejlődésű, általában nem típusos kifejlődésű mészkő jelentkezik (1., 2., 3. szakasz). A 4. szakasz fölötti részen jelenik meg a formáció típusos kifejlődése.

Tovább ÉNy felé haladva, az Ugodi Formáció valószínűleg a Sümegnél megfigyelthez hasonló módon, kis távolságon belül kiékelődik.

8. A Bakony északi előtere

A Bakony északi előterének kainozóos rétegekkel fedett szenon képződ-ményeit csak igen csekély számú mélyfúrás érte el. E fúrások közül csupán az Ukk-1. és -2. sz., valamint a Dabrony-1. sz. kőolajkutató fúrás tárt fel Ugodi Formációba tartozó kőzeteket. A szakaszos mintavétellel mélyült fúrások leírása sok bizonytalanságot mutat és részletesebb elemzésre, fáciesértékelésre nem újít lehetőséget.

Az ukki fúrások esetében a települési helyzetben levő különbség érdemel kiemelés. Az északabbra telepített Ukk-1. sz. fúrásban a karottázs alapján a földolomitra közvetlenül mészkő települ, amely az ebből a szakaszból vett magok leírása szerint Ugodi Mészkő Formációnak valószínűsíthető. A mészkő szakasz vastagsága 90 m, fedőjében a Polányi Formáció következik, amelynek alsó részén Rudista törmelék is tartalmazó autigén breccsát említ a leírás. A délebbre levő Ukk-2. sz. fúrásban viszont az Ugodi Mészkő Formáció fekéjében a Jákói, Ajkai, Csehbányai Formációk is azonosíthatók, összesen 200 m vastagságban. Az Ugodi Formáció vastagsága mintegy 80 m, felette szintén 80 m vastagságban az Ugodi és Polányi Formáció közti átmeneti kifejlődés ismerhető fel a leírás alapján, majd ezt a típusos Polányi Formáció fedi.

A dabronyi fúrásban a 100 m vastag Ugodi Mészkő Formáció a Csehbányai Formációba sorolható 120 m vastag törmelékes összletre települ. Fedőjében a Polányi Formációt 900 m vastagságban harántolták.

A dabronyi fúrástól északra mélyített celldömölki, vinári, illetve a pápai fúrásokban a szenon rétegsorokból az Ugodi Mészkő Formáció kimarad, csakúgy mint a magyarpolányi és devecseri fúrásokban, melyekről a breccsa tagozattal kapcsolatban, Bakonyjákó környékének tárgyalásánál már említést tettem.

KRONOSZTRATIGRÁFIAI BESOROLÁS

Az Ugodi Formáció kronosztratigráfiai helyzetének a korszerű rétegtani felfogás által megkövetelt módszerekkel való megállapítását, illetve pontosítását számos elvi és gyakorlati nehézség korlátozza.

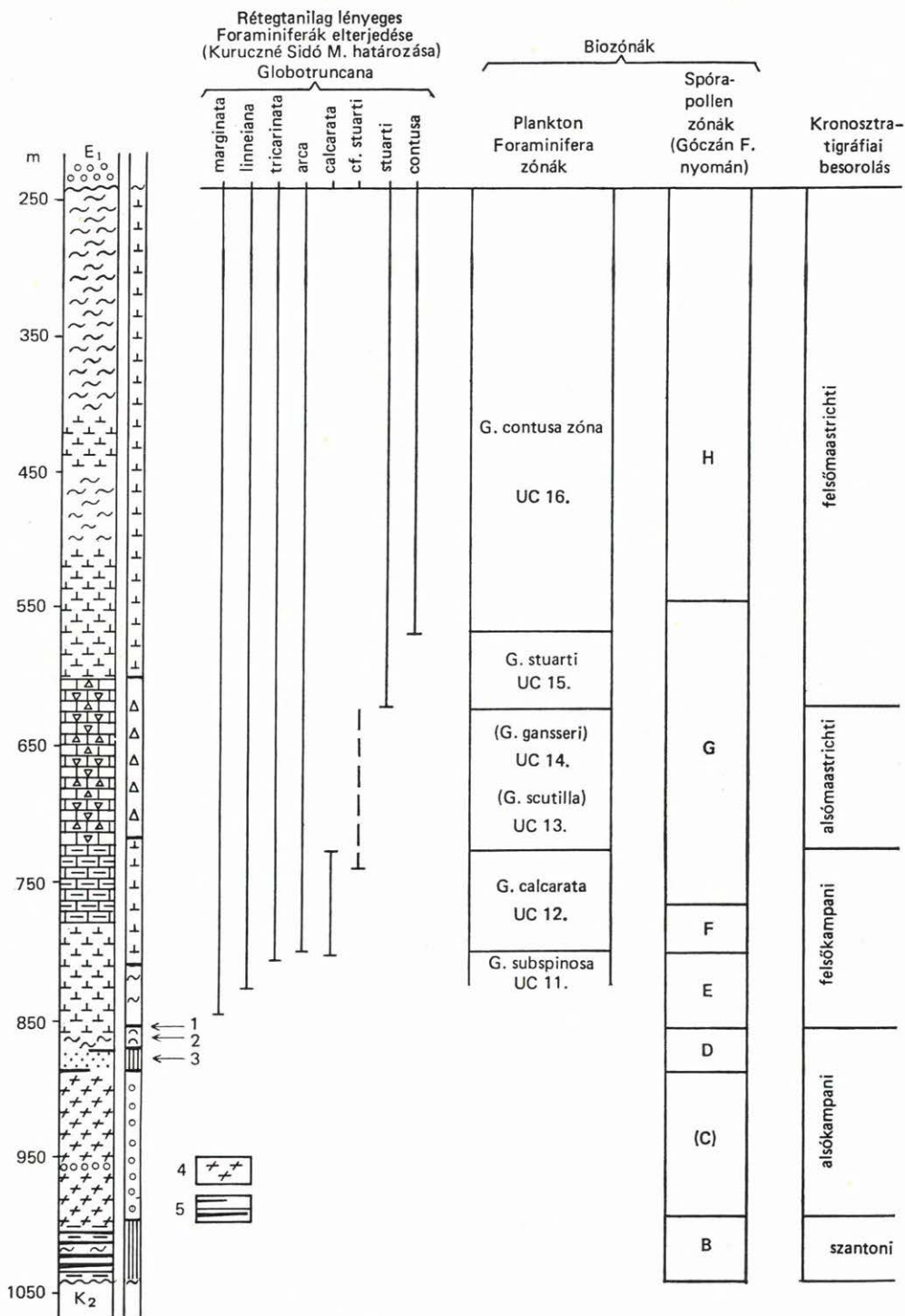
A legsúlyosabb általános probléma a szenon emeletek egység-sztratotípusainak nem kielégítő volta és a határ-sztratotípusok hiánya. A Rétegtani Irányelvekben javasolt eljárás, a nemzetközileg elfogadott határ-sztratotípusra alapozott emeletbe sorolás tehát jelenleg nem valósítható meg, ami az emeletnevek jogos használatát minden esetben meg is kérdőjelezi.

*Ezt a nehézséget úgy próbáltam áthidalni, hogy a jelenleg rendelkezésre álló, legsokoldalúbban és legrendszeresebben vizsgált és jól dokumentált, a rétegsor legnagyobb részében üledékfolytonos, tengeri, pelágikus kifejlődésű szenon szelvényt, a Deveser Dv-3. sz. fúrását (244,4—1035,8 m) vettem korrelációs alapul. Ez azt jelenti, hogy a Dv-3. sz. fúrásban biosztratigráfiai módszerekkel kijelölt emelet-határhoz (regionális kronosztratotípus) próbáltam különböző korrelációs módszerekkel az egyes szelvényeket viszonyítani.**

A Dv-3. sz. fúrás lito-, bio- és kronosztratigráfiai tagolását a 30. ábra mutatja. A részletes palinológiai vizsgálatokat GÓCZÁN F. végezte és dominancián alapuló biozónákat jelölt ki (in: OFKFFV 1970). Mivel a felsőkrétában a felgyorsult növényi evolúció miatt a spóra—pollen együttes kiváló korrelációs lehetőséget ad és az egyes területi egységekről általában rendelkezésre is állnak vizsgálati eredmények, *fő korrelációs eszközként a palinológiai zonációt használtam.*

A távkorreláció legáltalánosabban elfogadott, legszélesebb térbeli elterjedésben alkalmazható eszközének a szenon képződmények esetében jelenleg a plankton Foraminiferák tekinthetők. Az általánosan használt plankton Foraminifera zónák tartamát megkísérelték korrelálni a régi emelet-sztratotípusokkal és egyeztették a Cephalopoda zónákon alapuló kronozónákkal is (J. E. VAN HINTE, 1972). Mindezek miatt *célszerűnek láttam, hogy a helyi kronosztratotípus szelvényben az emelethatárokat a plankton Foraminiferák (Globotruncana-félék) alapján próbáljam kijelölni* (ami természetesen nem kisebbíti a spóra—pollen zónák értékét a regionális korrelációban).

* Ezt a módszert a jelenlegi helyzetben azért látom célszerűnek, mert ha a későbbiek során a nemzetközi határ-sztratotípusok kijelölése és megfelelő feldolgozása megtörténik és ennek alapján a határok helyzete esetleg módosul, akkor, bár az emeletbesorolások változni fognak, a névkorrekció a helyi sztratotípuson egyszerűen megoldható lesz és ez a helyi korreláció érvényén semmit sem változtat.



A Dv-3. sz. fúrás részletes Foraminifera vizsgálatát KURUCZNÉ SIDÓ M. végezte el (in: OFKFFV 1970). Közvetlenül a Jákói Formáció felett, a Polányi Formáció legalsó rétegeiben észlelte a plankton formák első megjelenését. A távkorrelációs szempontból döntő fontosságú Globotruncanák első jelentkezését 850 m-nél rögzítette. 800 m-ig csak a viszonylag tág fajöltőjű, nem zónajelző alakok, mint a *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *G. marginata* (REUSS) fajok fordultak elő. A *G. linneiana* BRÖNNMANN és RIGASSI (1963), R. K. OLSSON (1964) szerint, az Atlanti-óceán K-i partjainál a legtípusosabb kampani alak. A környező területek közül az ausztriai Gams teljesnek tekinthető szenon szelvényében H. A. KOLLMANN (1964) a szantonitól a legalsó maastrichtiig említi. A Nyugati-Kárpátokban J. SALAJ és O. SAMUEL (1966) szerint a szantonitól az alsó-kampaniig fordul elő. Még jobban szórnak a másik fajra vonatkozó fajöltő-adatok.

800 m-nél jelennek meg (bár kis példányszámban) a *Globotruncana calcarata* CUSHMAN faj egyedei és 730 m-nél észlelték utolsó előfordulását. A hivatkozott, egyeztetett zonáció szerint ezt a szakaszt a *Globotruncana calcarata* Tartomány-zónába (UC 12) kell besorolni, amely a felsőkampani legfelső zónája, és felső határa egyben a kampani—maastrichti közötti határ is.

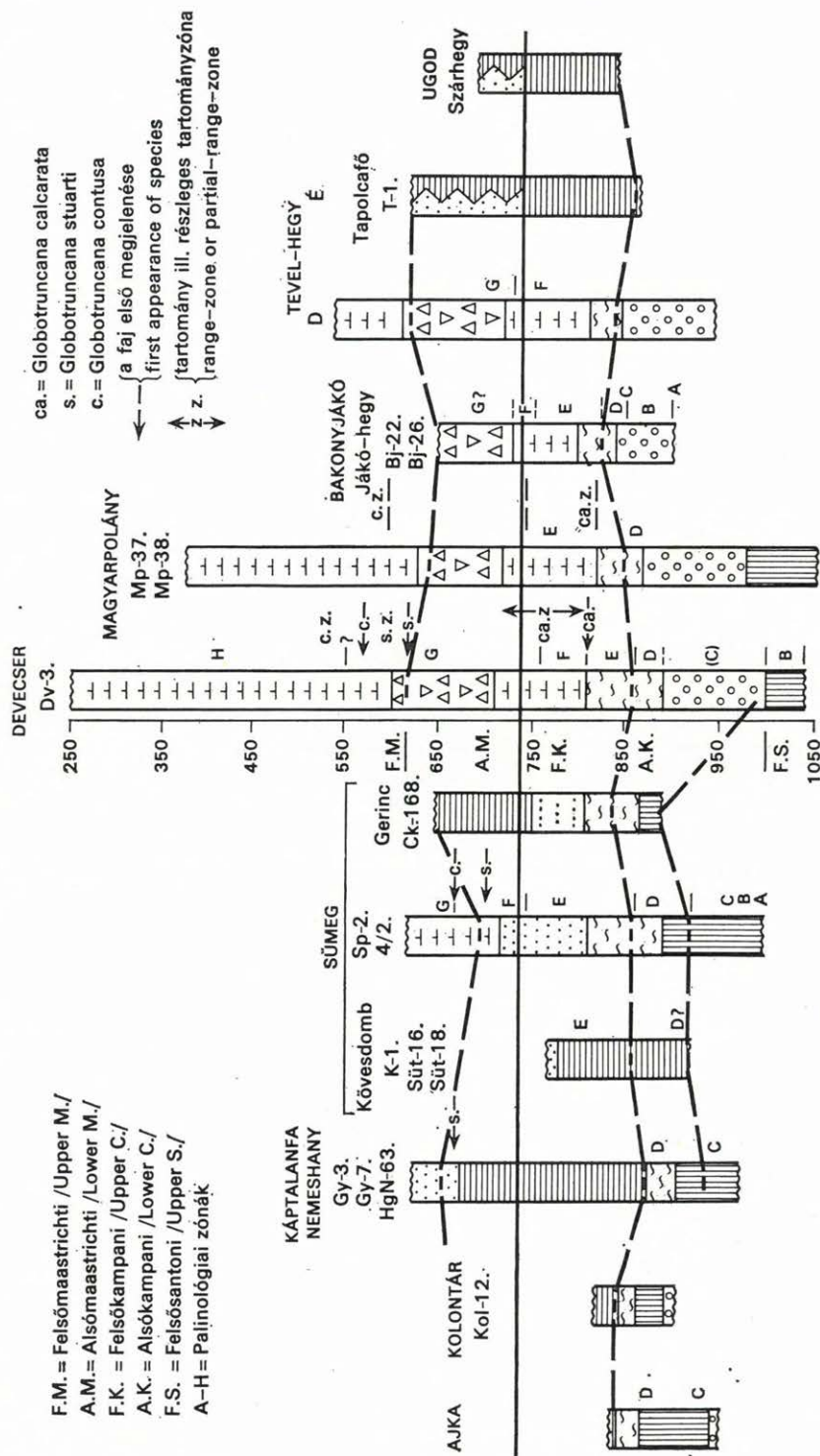
A zóna felső határa a Dv-3. sz. fúrásban csaknem megegyezik a breccsa tagozat alsó határával, amelyben érthető módon, a Globotruncanák faj- és egyedszáma jelentősen lecsökken. Feltehetően ez az oka annak, hogy a *Globotruncana calcarata* zóna fölötti *Globotruncana scutilla* (UC 13) és *Globotruncana gansseri* (UC 14) alsómaastrichti zónák index-fajait nem mutatta ki a vizsgálat. A breccsa tagozat felsőbb részén viszont már a *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT) faj is előfordul, amely a hivatkozott beosztások szerint a *Globotruncana stuarti* Részleges-tartomány-zóna (UC 15) névadó alakja, s a felsőmaastrichti alsó határán lép fel.

A breccsa tagozat felett, 575 m-nél a Globotruncanák faj- és egyedszáma jelentősen megnő és számos faj, köztük a *Globotruncana stuarti* mellett megjelenik a *Globotruncana contusa*, amely a *Globotruncana contusa* Részleges-tartomány-zóna (UC 16) meglétét jelzi. 450 m felett újabb jelentős mennyiségi növekedést mutatott ki a vizsgálat, amely a szelvény végéig (250 m) megmarad, de újabb fajok nem lépnek fel és a *G. stuarti*, valamint a *G. contusa* továbbra is szerepel. A legfelsőbb maastrichti Foraminifera zóna, a *Globotruncanella mayaroensis* Tartomány-zóna (UC 17) index-fossziliáját nem mutatta ki KURUCZNÉ SIDÓ M. részletes vizsgálata.

30. ábra. A Devecser Dv-3. sz. fúrás (helyi kronoztratotípus) rétegoszlopa, valamint lito-, bio- és kronoztratigráfiai tagolása

1. Plankton belépés, 2. tengeri alakok megjelenése, 3. Foraminiferák megjelenése; 4. tarka agyag, márga, 5. kőszenes agyag, kőszén. Egyéb jelkulcsot lásd az I. mellékleten
Fig. 30. A sequence drilled by borehole Devecser Dv-3 (regional chronostratotype) illustrating also a lithostratigraphic, biostratigraphic and chronostratigraphic classification

Distribution of foraminifers of stratigraphic importance (according to M. KURUCZ-SIDÓ); biozones: zones of planktonic Foraminifera, spore-pollen zones (after F. GÓCZÁN); chronostratigraphic assignment. — 1. The setting-in of plankton, 2. appearance of marine forms, 3. appearance of Foraminifera; 4. variegated clay and marl, 5. carbonaceous clay, coal. Other symbols as in legend of Supplement I



31. ábra. A szenon képződmények kronostratigráfiai besorolása
 Jelmagyarázatot lásd az I. mellékleten

Fig. 31. Chronostratigraphic assignment of the Senonian formations
 Symbols as in legend of Supplement I

A helyi kronosztratotípus rétegsorában az emelet- és alemelet-határok megállapítását tehát azon a szakaszon, ahol Globotruncanák előfordulnak (Polányi Formáció), a plankton Foraminifera zonációra, az ez alatti szakaszok (Jákói, Csehbányai, Ajkai Formáció) beosztását Góczán F. palinológiai besorolására alapoztam.

A kronosztratigráfiai azonosítás a helyi kronosztratotípuséhoz hasonló pelágikus kifejlődésű szenon rétegsorokkal közvetlen korrelációs módszerek segítségével viszonylag egyszerűen megoldható (31. ábra: Mp-38, Sümeg Sp-2. sz. fúrás stb.). Az Ugodi Formáció szelvényeinek besorolásánál azonban, mivel ezek teljesen eltérő fácieseket képviselnek, újabb nehézségek lépnek fel. A biosztratigráfiai alapú közvetlen korrelációra (azonos fajok, dominanciák) ritkán nyílik lehetőség. Az Ugodi Mészki Formáció palinológiai vizsgálatra kevésbé alkalmas, alig található benne jellegzetes plankton Foraminiferák, hiányoznak az Ammonitesek, Belemnitesek, Inoceramus-félék stb. Az itt jellegzetes Rudista kagylók, bentosz Foraminiferák stb. viszont a kronosztratotípusban hiányoznak. Ezeket a fossziliákat tehát csak távolabbi, hasonló kifejlődésű kőzetekből ismert faunaképpel való összevetés útján lehet kronosztratigráfiaileg értékelni, de ezeket az adatokat éppen az egységes hivatkozási alap hiánya miatt megfelelő óvatossággal kell kezelni. Természetesen regionális vagy helyi korrelációra ezek a fossziliák alkalmasak lehetnek.

Az említett okok miatt a kronosztratigráfiai korrelációnál alapvetően a közvetett eljárásokra kényszerültem, ami azt jelenti, hogy a formációnak a kronosztratotípusával megegyező fáciesű fekvő, fedő képződményeit, valamint a közbefogazódó heteropikus egységeket próbáltam kronosztratigráfiaileg korrelálni és ennek alapján következtettem a merőben eltérő kifejlődésű Ugodi Mészki Formáció helyzetére. A közvetett módszerek közé tartoznak azok a következtetések is, amelyeket az Ugodi Formáció képződési környezetéből a pelágikus környezetbe beszállított bioklaszt és diagenetizálódott kőzettörmelék-anyag helyzete alapján tettem.

A rövid távú korrelációhoz természetesen a litológiai hasonlóságot, a mikrofaciés rokonságot is felhasználtam. Nem volt elhanyagolható a diasztrófikus szemléletű korrelációs módszer sem, hiszen egy-egy régióon belül feltételezhetjük bizonyos transz- és regressziós jelenségek egyidejűségét (bár a paleomorfológia hatására végbemenő időbeli fácieseltolódással számolni kell).

A fenti szempontok szerint elvégzett kronokorreláció eredményét összefoglalóan a 31. ábra tartalmazza, amelyen a lito-, bio- és kronosztratigráfiai egységek viszonyát is bemutatom egyes konkrét szelvényeken, illetve az azokból összeállított, a területre jellemző elvi rétegsorokon. Természetesen a biozóna beosztást csak azoknál a szelvényeknél, ill. szelvényrészeknél tüntethetem fel, ahol erre a vizsgálatok lehetőséget adtak.

A területi ismertetés során mindig a centrális helyzetű regionális kronosztratotípussal való korrelációból indulok ki, ezt közvetlen módszerrel párhuzamosítom az egyes területi egységek hasonló kifejlődésű rétegsoraival, majd az összefogazódások, laterális átmenetek értékelésével főleg közvetett úton következtetek az Ugodi Formáció helyzetére.

É s z a k i - B a k o n y

A magyarpolányi és bakonyjákói rétegsorok közvetlen korrelációja a devecseri Dv-3. sz. fúrásával nem jelent komoly problémát a kifejlődés alapvető hasonlósága miatt. A korreláció eredményét, a bizonyítás részletezése nélkül, a 31. ábrán közlöm.

Az Ugodi Formáció besorolását illetően a breccsa tagozat helyzete érdemel külön említést, hiszen ez az Ugodi Mészke Formáció törmelékét tartalmazza, továbbá a Tevel-hegy (7. ábra) és a Szár-hegy (12. ábra) szelvényei alapján össze is fogazódik a típusos Ugodi Mészke Formáció feletti átmeneti rétegsorral. Megállapítható, hogy a breccsa tagozat a Dv-3. sz. fúrás rétegsorában a *Globotruncana calcarata* Tartomány-zóna felett, a *G* palinológiai zónában jelenik meg és a magyarpolányi, bakonyjákói fúrási szelvények vizsgálata alapján ezeken a területeken is a *G* zónához kötődik, ami kronosztratigráfiai értékelésünk szerint az alsómaastrichtit jelenti.

A tapolcafői Tevel-hegy D-i része litosztratigráfiailag és biosztratigráfiailag is jól párhuzamosítható a devecseri, magyarpolányi és bakonyjákói rétegsorokkal. A breccsás rétegek fekéjében levő Polányi Formáció (alsó szakasz) GÓCZÁN F. vizsgálatai szerint az *F* és *G* zóna határát képviseli. A breccsarétegek helyzete tehát megegyezik a kronosztratotípus rétegsorában megállapítással.

A Tevel-hegyen ÉNy felé haladva, mint azt a 7. ábra mutatja, a breccsa tagozatból összefogazódásos, laterális átmenet mutatkozik az Ugodi Formáció és a Rendeki Tagozat váltakozásából felépülő rétegsor felé (*Tapolcafő T-1. sz. fúrás* felső szakasza). Ez tehát közvetett bizonyíték arra, hogy a T-1. sz. fúrás rétegsorának felső szakasza az alsómaastrichtit, esetleg a felsómaastrichti leg-alját foglalja magába. Közvetlen bizonyítékot jelent, hogy az átmeneti egység felső részéből származó mintákból (Tevel-hegy D-i lejtője) KURUCZNÉ SÍDÓ M. *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT) fajt határozott meg. Lényeges biosztratigráfiai adat, hogy az Öregkőhányás kőfejtő legfelső szintjének vékonyréteges, féregjáratnyomos mészkővéből *Pachydiscus neubergicus* SCHLOTTHEIM példányok kerültek elő, hiszen ez a faj a felsómaastrichti egyetlen Ammonites zónájának névadó index-fossziliája.

Az Ugodi és a Polányi Formációk közti átmeneti egységnek a — „Kőhányás kőfejtők” által feltárt, alsómaastrichtibe sorolható — legfelső szakasz alatti részét és a típusos kifejlődésű Ugodi Formációt harántoló Tapolcafő T-1. sz. fúrásban lehetőség nyílt a Pachyodonták szelvényeszerű vizsgálatára, amelyet MÓRÁNÉ CZABALAY L. végzett el. Megítélése szerint az összefogazódó felső rétegsorszakasz mészkő rétegeiben uralkodóan a felsőkampanira jellemző fajok fordulnak elő: *Radiolites squamosus* D'ORB., *Agria* cf. *moroi* VIDAL, *Radiolites spongicola* ASTRA. Megállapítja azonban, hogy ez utóbbi faj a rokon kifejlődésű és faunaegyüttesű pireneusi szelvényekben is maastrichtiben is megtalálható, az ezen a szakaszon ugyancsak előforduló *Biradiolites frontiscaldi* ASTRA faj példányszáma pedig a maastrichtiben éri el a maximumot. A fúrási rétegsor felső szakaszán a Rudisták közt feltűnően sok összetört, koptatott, áthalmazottnak tekinthető példányt, valamint az Ugodi Formációból származó (szemiautigén) törmelékzemcséket lehetett észlelni. Mindezek a megfigyelések azt valószínűsítik, hogy számolni kell a fossziliák egy részének idősebb rétegekből való áthalmazottságával is, és ebben az esetben a kevertnek látszó faunában a legfiatalabb elemek utalhatnak a kőzet korára. *Így szemlélve, a Rudista fauna nem zárja ki az alsómaastrichti besorolást.*

A fúrás alsóbb szakaszán feltárt Ugodi Formáció a magból nem meghatározható, nagy termetű Hippuritesek és Radiolitesek mellett igen gazdag, kis termetű alakokból álló Biradiolites, Praeradiolites, Radiolites faunát tartalmaz, mely MÓRÁNÉ CZABALAY L. szerint a felsőkampanira utal.

A fúrás rudistás mészkő rétegeinek mikrofaunája általában szorosán fácieshez kötődő és meglehetősen tág fajöltőjű alakokból áll, tehát elsősorban a helyi korreláció szempontjából vehető számításba. A legjellegzetesebb Foraminiferák közül is csak néhány ad közvetlen kronosztratigráfiai utalást.

A fúrás felső szakaszán *Siderolites* sp. és *Orbitoides* sp. példányokat figyeltem meg, amely genusok a kampani és maastrichti emeletben fordulnak elő. Az alsóbb szakaszon megjelenő *Accordiella conica* FARINACCI a kampani emeletre utal. Az ugyanezen a szakaszon gyakori Cuneolina és Dicyclina-félék már a középsőkrétában megjelennek, a ritkábban előforduló *Rhipidionina liburnica* (STACHE) és a *Rhapydionina liburnica* (STACHE) fajöltője a cenomántól a lutéciig terjed. A legalsó métereken fellépő *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) faj, bár szélesebb fajöltőjű (*santoni—maastrichti*), a bakonyi szenon rétegsorokban következetesen a *D* és *E* zónák szakaszán (*alsó-felsőkampani határ* közelében) fordul elő.

A sztratotípus rétegsorból kiinduló kőzettani és mikrofaciás hasonlóságon alapuló helyi párhuzamosítással a területi leírásnál foglalkoztam. Az ott közölt megfigyelések alapján a *bótakői rögben felszínre kerülő rudistás mészkő rétegeket a T-1. sz. fúrás felső szakaszának rétegsorával azonosítom és az alsómaastrichtibe sorolom.* Meg kell azonban jegyezni, hogy az innen előkerült Rudista fauna [*Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum* BRONN, *H. (V.) colliciatum* WOODWARD, *H. (V.) gosaviensis* DOUVILLE, *H. (V.) santoniensis* KÜHN] a kampanira utal. Minthogy azonban a fossziliákon áthalmozásra utaló nyomok is megfigyelhetők, nem elképzelhetetlen, hogy e durva teknőjű, nagy termetű Rudisták törmelék-ként kerültek a fiatalabb kőzetanyagba.

Az Attya-major közelében levő kibúvásokat a mikrofaciás analógia alapján a T-1. sz. fúrás alsóbb szakaszával párhuzamosítom és ennek megfelelően a kampaniba sorolom.

A Tevel-hegy és az említett kimelt rögök közötti területen felszínre bukkanó, illetve a mezozoós felszínen levő szenon képződmények a Polányi Formációba tartoznak. Közvetlen bizonyítékok alapján (a térképezés során BIHARI D. által gyűjtött felszíni mintákon, továbbá a Tat-1. sz. fúrás anyagán GÓCZÁN F. és KURUCZNÉ SIDÓ M. által végzett palinológiai, ill. foraminiferológiai vizsgálatok) a felsómaastrichti alsóbb részét (*G* — ill. *Globotruncana stuarti*-zóna) képviselik. Nagy valószínűséggel feltételezhető, hogy ezen a területen is a Polányi Formáció alatt a Tevel-hegyéhez hasonló kifejlődésű alsómaastrichti átmeneti rétegsor, majd a típusos kifejlődésű felsőkampani Ugodi Formáció található, amely közvetlenül a preszenon aljzatra települ.

A Tevel-hegytől K-re levő Szár-hegy és Durrogos-tető szenon képződményei litosztratigráfiailag megfelelően azonosíthatók a Tevel-hegy környékivel és az egyes egységek térbeli kapcsolatában is alapvető hasonlóság létezik (vö.: 7. és 12. ábra).

A Szár-hegy DK-i oldalán az Ugodi és Polányi Formáció közti átmenetet képviselő, vékonyréteges agyagos mészkövet (Rendeki Tagozat) a mikrofaciás jelegek és a gazdag Calcisphaerulidae együttes alapján közvetlenül párhuzamosítani lehet a T-1. sz. fúrás felsőbb, átmeneti egységének legalsó pelágikus

kifejlődési szakaszával. Az ugyanitt betelepülésként jelentkező breccsás kifejlődésű rétegek mintáiban *Globotruncana gansseri* BOLLI faj (alsómaastrichti zónajelző), míg az ezt fedő rétegsorban *G. stuarti* (LAPPARENT) volt megfigyelhető. Mindezek alapján a típusos Ugodi Formációt fedő, illetve ezzel lokálisan érintkező átmeneti rétegsort itt is az alsómaastrichtibe, ill. a felsómaastrichti alsó részébe lehet sorolni.

A Szár-hegy fő tömegét alkotó és a Durrogós-tető É-i részén kibúvó típusos kifejlődésű Ugodi Mészke Formáció kronosztratigráfiai helyzetére vonatkozó fontos közvetlen korrelációs adat, hogy a vonulat Ny-i oldalán levő kőfejtőben (III. melléklet: 3. pont, ill. 9. ábra) a mészke alatt feltárt, a Jákói Formációt képviselő homokos márga réteg a palinológiai vizsgálat szerint az E zónába, vagyis a felsőkampani alsóbb részébe sorolható.

Az Ugodi Mészke Formáció alsó részén (tömeges, vastagpados mészke szakasz legalján) található Rudisták közül a *Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum* BRONN, a *H. (V.) atheniensis* KTENAS, MÓRÁNÉ CZABALAY L. szerint felsőszantoni—kampani fajöltőjű, míg a rétegsor legfelső részén gyűjtött *Angaria (Angaria) radiata* ZEKELI, *Lapeirousia juanetti* (DES MOULINS) fajok felsőkampani—maastrichti elterjedésűek.

A fentiek alapján, továbbá a T-1. sz. sztratotípus szelvény alsó szakaszával való mikrofácies-egyezést figyelembe véve, a Szár-hegy és Durrogós-tető típusos kifejlődésű Ugodi Mészke Formációját a felsőkampaniba sorolom.

D É l i - B a k o n y

A Sümegtől É-ra feltárt, a szenon felsőbb részén végig pelágikus kifejlődésű rétegsorokat (Sp-2, Sp-3.) közvetlen biosztratigráfiai módon (plankton Foraminiferák, spóra—pollen együttes, Inoceramus fauna stb.) megfelelően korrelálni lehet a Dv-3. sz. fúrásával, továbbá az észak-bakonyi hasonló kifejlődésű rétegsorokkal (31. ábra).

A pelágikus kifejlődésű Ugodi Formációt nem tartalmazó és a formációt tartalmazó (medenceperemi) rétegsoroknak az összefogazódások révén felderíthető kapcsolata pedig számos esetben támpontot adott a kronosztratigráfiai értékeléshez.

A Köves-dombon kis területen belül jelentősen eltérő szenon rétegsorokat, s az Ugodi Formáción belül is különböző fáciesű képződményeket ismerünk. A VI. mellékleten bemutatott szelvény alapján nagyon valószínű, hogy az Ugodi Mészke Formáció képződése (a tagolt paleomorfológia következtében) nem egyidőben indult meg a köves-dombi területen. A S-7. sz. fúrás alsó szakaszán harántolt, rendkívül korlátozott elterjedésű, extraklasztos mészke egység és a fekü barrémi rétegek között feltárt 20 cm vastagságú kőszénzinórokat tartalmazó rétegből GÓCZÁN F. D zónába tartozó spóra—pollen együttest határozott meg. Itt tehát az Ugodi Formáció egy speciális fáciesének képződése már az alsókampaniban megindult, egyidőben a Süt-15. sz. fúrásban feltárt Csinger-völgyi Márga Formáció, illetve a Köves-dombtól É-ra levő területen a Jákói Formáció felsőbb szakaszának képződésével. Az extraklasztos mészke Gastro-poda faunája [*Nerinea buchi* (KÉFERSTEIN), *Trochactaeon giganteus subglobosus* (MÜNSTER), *T. goldfussi* (D'ORBIGNY), *T. lamarcki brandenbergensis* (KOLLMANN)] MÓRÁNÉ CZABALAY L. szerint alátámasztja az alsókampani besorolást.

Az extraklasztos mészke fölötti rétegekben (elsősorban a hippuriteses,

bioklasztos egységben) található gazdag Rudista faunában (részletesen feldolgozta MÓRÁNÉ CZABALAY L.) felsőszantoni—kampani, továbbá kampani fajöltőjű alakok jellemzők [*Hippurites (Vaccinites) carinthiacus* REDLICH, *H. (V.) oppeli santoniensis* KÜHN, *H. (V.) atheniensis* KTENAS, *Lapeirousia angeoides* PICOT DE LAP., *H. (V.) cornuvaccinum gaudryi* (MUNIER-CHALMAS), *H. (V.) colliciatu*s WOODWARD, *H. (V.) sulcatus* (DEFRANCE)]. A felsorolt fajok a Tethys területen általánosan elterjedtek, a Pireneusoktól az alp—kárpát-dinári vonalaton keresztül Kis-Ázsiáig nyomozhatók. A Rudista fajöltők alapján tehát a Köves-dombon az extraklasztos mészkő fölött megfigyelhető rudistás rétegek az alsókampani felsőbb részét és a felsőkampani alsóbb szakaszát képviselhetik.

A Köves-domb É-i részén, a Sintérlapi-kőfejtőben, az apti Tatai Mészkő Formációra települő Ugodi Mészkő Formáció az S-7. sz. fúrás legfelső szakaszával, ill. a robbanóanyag-raktár melletti feltárással, felszíni réteggövetéssel azonosítható (VI. melléklet). A kőfejtőben a szenon rétegsor bázisa fölött 10 m-rel települő apró Radioliteseket tömegesen tartalmazó márgarétegből GÓCZÁN F. az *E* zónára jellemző spóra—pollen együttest határozott meg. Ugyanebben a rétegben a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) Foraminifera faj gyakori jelenlétét regisztráltam, amely a medence kifejlődésű rétegsorokban a *D—E* zóna szakaszán gyakori. Mindezek azt bizonyítják, hogy a Köves-domb É-i oldalán (feltehetően egykori morfológiai kiemelkedésen) az üledéklerakódás, pontosabban a lerakódott üledék megőrződése csak a felsőkampaniban kezdődött meg. A domb É-i előterében a Süt-16. sz. fúrás Rudista törmelékből álló néhány méter vastag réteget tárt fel a Jáki Marga Formáción belül (a Csingervölgyi Tagozat felett), a *D—E* palinológiai zóna határánál. Ez az adat arra utal, hogy a Rudisták a Köves-domb É-i részének egykori kiemelkedésén talán már az alsókampaniban megtelepedtek, de ezen a területen ekkor tartós üledékfelhalmozódás nem folyt, s a bioklaszt anyag az előtér-süllyedékbe szállítottott.

A Sintérlapi-kőfejtő É-i falában megfigyelhető, hogy a már kivékonyodó Ugodi Mészkő Formációra a Rendeki Tagozat féregjáratnyomos mészmarga, agyagos mészkő rétegei települnek, amelyek mikrofációsuk alapján jól korrelálhatók a medence kifejlődésű rétegsorokban (Süt-18, -19, -22, Sp-1, -2, -3. sz. fúrás stb.) megállapított felsőkampani felsőbb részével. Hasonló kifejlődésű és mikrofációsú agyagos mészkő szakasz fedi a Városi-erdő peremén telepített Süt-14. sz. fúrásban, a köves-dombihoz hasonló kifejlődésű Ugodi Mészkő Formációt.

Némileg eltérő az Ugodi Formáció rétegtani helyzete a Sümegtől *K-re* húzódnó vonulat területén. Itt is valószínűsíthető, hogy a morfológiai viszonyok által megszabva, különböző időben indult meg a formáció képződése és a környezeti viszonyok változásait tükrözve, egyes részeken folyamatosan, máshol a Polányi Formáció betelepüléseitől megszakítva folytatódott (27. ábra).

A *DK-i peremi területen valószínűleg már az alsókampani végén megindult a rudistás mészkő rétegek képződése*. Ezt bizonyítja, hogy az Sc-5/9. sz. fúrásban az Ugodi Mészkő Formáció néhány méter vastag bázisrétegből BÓNA J. a *D* zónára jellemző spóra—pollen együttest határozott meg. Az Sg-192. sz. fúrásban, a közvetlenül a preszenon aljzatra települő Ugodi Mészkő Formáció alsó részén a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) Foraminifera faj a *D—E* zóna határának megfelelő szintet jelez.

A Gerinci-kőfejtőben az Ugodi Mészkő Formáció rétegei közé települő márgalencse GÓCZÁN F. szerint a *D—E* zóna határára jellemző spóra—pollen flórát

tartalmaz, az alatta levő formációs szakasz az alsókampaniba, a felette levő rétegek (felső bányaudvar) a felsőkampaniba sorolhatók. MÓRÁNÉ CZABALAY L. szerint ezt a besorolást a Rudista fauna megerősíti.

A *Gerinci-kőfejtő* közelében levő S-30. sz. fúrás rétegsorában néhány méter vastagságú, pelágikus jellegeket mutató szakaszok betelepülése figyelhető meg a rétegsor középső részén. Az ettől *É-ra levő rétegsorokban* pedig (V. melléklet) a Rendeki Tagozat 20–30 m vastag szakasza felett jelenik meg az Ugodi Mészke Formáció. A rövid távú litosztratigráfiai korreláció (a medence területén a Rendeki Tagozat megjelenése), illetve a mikrofácies azonosítás alapján (gaupillaudinás—gavelinellás Foraminifera együttes) ebben a kifejlődési övben *a formáció képződésének kezdete a felsőkampani felsőbb részében rögzíthető*. Alátámasztja ezt a megállapítást az a fossziliaegyüttes, amelyet a Hárs-hegy és a Rendeki-hegy közti völgyben gyűjtöttem, a Rendeki Tagozat és az azt fedő Ugodi Mészke Formáció átmenetét feltáró szelvényben. Az anyagból MÓRÁNÉ CZABALAY L. a következő, felsőkampanira jellemző, de részben az alsómaastrichtibe is átmenő alakokat határozta meg: *Agria cf. moroi* VIDAL, *Lapeirousia angeoides* PICOT DE LAP., *L. cf. subtoucasi* TOUCAS, *L. cf. orientalis* MILANOVIC, *Hippurites (Hippuritella) maetrei* VIDAL, *H. (Orbignia) exaratus* ZITTEL, *H. (O.) lapeirousia* (GOLDFUSS), *H. (O.) castroi* VIDAL.

A *Rendeki-hegy* területén meg végbe az Ugodi Mészke Formáció laterális átmenete (összefogazódás, kiékelődés) a Polányi Formáció alsóbb, közvetlen korreláció szerint felsőkampani—alsómaastrichti rétegeivel. Ebből a szempontból figyelmet érdemlő adat, hogy a Sc-4/2. sz. fúrásban szórványosan Rudista eredetű bioklasztok voltak megfigyelhetők a Polányi Formációban, az *E—F* zóna határára jellemző spóra—pollen flórával együtt.

A csabrendek—gyepükajáni területen a formáció kronosztratigráfiai helyzete a sümegi hegyvonulathoz hasonló. *A formáció peremi és belsőbb fáciesöveiben valószínűleg közel egyidőben, az alsókampani végén vagy a felsőkampani legelején indult meg az Ugodi Mészke Formáció képződése*. Erre utal a rétegsorok alsó szakaszán következetesen előforduló nummofallotiás Foraminifera együttes. A különbség annyi, hogy a belsőbb zónákban a Jákói Formáció felé átmeneti jellegeket mutató kőzetfajták képződtek ebben a kezdeti periódusban (Gy-7. sz. fúrás, 29. ábra 1, 2. szakasz). *A képződés szinte megszakítás nélkül folytatódott, feltehetően még az alsómaastrichtiben is*. A rétegsorok középső részén befogazódó, pelágikus kifejlődésű szakaszban (29. ábra 4. szakasz) ugyanis a kampani—maastrichti határ közelére jellemző Calcisphaerulidaek fordulnak elő (*Conocella ugodensis* HAAS a Gy-3, -7. sz. fúrásban), továbbá a rétegsorok felsőbb részén olyan Foraminifera együttes (Orbitoides, Monolepidorbis, Siderolites, Keramosphaerina genusok), amelyek a Tapolcafi T-1. sz. fúrás rétegsorában a maastrichtibe sorolt részen lépnek fel.

Említést érdemel, hogy a Gyepükaján közelében mélyült HgN-63. sz. fúrásban az Ugodi Mészke Formáció fedőjében levő Polányi Marga Formációban — KNAUER J. előadási bejelentése szerint — számos plankton Foraminifera közt a *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT) fajt határozták meg, amely a fedő rétegsor felsőmaastrichti aljába való sorolását támasztja alá.

Az ajka—padragi területen kevés adat áll rendelkezésünkre. Az ismeretes, hogy a területen az Ajkai Formáció képződése a *C* zóna végén, azaz az alsókampaniban fejeződött be (GÓCZÁN F. 1964), a Jákói Formáció pedig, amely a kőszénmedencék területén az Ugodi Mészke Formáció közvetlen fekéje, valószínűleg itt is az alsókampani végét képviselheti. Az Ugodi Formáció leg-

alsó szakaszán észlelt *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) példányok alapján a teljesebb kifejlődésű területeken az egység képződésének kezdete az alsó- és felsőkampani határa közelében valószínűsíthető. A preszenon aljzatra közvetlen rátelepülést feltáró gyűr-hegyi szelvényben az alapbreccsa fölött közvetlenül dicyclinás kifejlődés jelentkezik, ami a mézskő szedimentáció valamivel későbbi (felsőkampani) megindulására utalhat.

Ö s s z e g e z é s

A kronosztratigráfiai helyzetre vonatkozó adatok értékelése alapján megállapítható, hogy a Bakony területén az Ugodi Formáció képződése egyes morfológiailag meghatározott területeken, övekben már az alsókampaniban megindult. A képződés fő fázisa a felsőkampanira esett, de folytatódott még az alsómaastrichtiben is, bár a jelenleg ismert területeken általában ekkor a Polányi és az Ugodi Formáció szakaszainak ciklusos váltakozása, átmeneti kőzet-típusok megjelenése jellemző. A pelágikus kifejlődésű (egykori medence) rétegsorok egy részében (főleg az Északi-Bakonyban) az Ugodi Formáció törmelékét tartalmazó breccsa tagozat jelentkezik a Polányi Formáción belül ebben az időszakaszban. A felsómaastrichtiben már a vizsgált terület egészen a pelágikus kifejlődésű Polányi Formáció regisztrálható.

KÉPZŐDÉSI KÖRNYEZET

Az Ugodi Formáció, mint azt a leíró részben bemutatam, biogén karbonátos kőzetfajtákból felépülő kőzettest, amely meghatározott zónákban jelentős vastagságban jelentkezik, de e zónák peremén, kis távolságon belül pelites—karbonátos kőzetekből álló formációk felé összefogazódva kiemelkedik. Mivel jelenleg hasonló produktumot szolgáltató üledékképződés a trópusi tengerek sekély selfplatóin folyik, ahol a környezeti jellegeket elsősorban a korallzátonyok hatása szabja meg, a földtani gyakorlat az ilyen típusú kőzetegyüttest általában zátonyképződménynek nevezi, még akkor is, ha nem koralléptímenyhez kapcsolódó képződési környezetről van szó. Ily módon, az 1950-es évek közepétől a hazai irodalomban az Ugodi Mészke Formációt is általánosan zátonykörnyezetben képződöttnek értelmezték (NAGY E. 1957b).

Az Ugodi Formáció környezeti értékelésénél tehát a zátony (reef) terminus használatát aligha lehet elkerülni, jóllehet e fogalom földtani értelmezése jelenleg is problematikus. Ezért a képződési környezet értelmezésének tárgyalása előtt, a későbbi egyértelmű fogalmazás érdekében szükségesnek tartom a zátony fogalma, illetve az ehhez kapcsolódó fogalmak korszerű értelmezésének összefoglalását.

A zátony fogalmkörének áttekintése

Maga a zátony (reef) szó a hajózási gyakorlatból átvett kifejezés, amely eredetileg a tengerszintig kiemelkedő és így a hajózást akadályozó kőzetszirtet, durva törmelék- vagy homokdombot jelentett. Ilyen változó tartalommal került be a terminus a földtani irodalomba. A múlt században, elsősorban CH. DARWIN (1837, 1842) munkássága nyomán a geológusok körében általánosan ismertté váltak a recens korallzátonyok fő jellegei. Amikor azután a földtani megfigyelések során felismerték, hogy egyes kőzetek dominánsan korall, illetve szivacs Bryozoa, Crinoidea, Mollusca vázmaradványokból épülnek fel, a jellegekben mutatkozó hasonlóságok alapján ezeket a kőzettesteket is zátonyoknak kezdték nevezni és a jelenkori zátonyokhoz hasonlóan, a fosszilis képződmények esetében is feltételezték, hogy a biogén tömeg topográfiai kiemelkedést alkotott.

L. S. LADD (1944) vezette be a hullámveréssel szemben való ellenállás kritériumát a reefeknek a biohermáktól való megkülönböztetésére.

H. A. LOWENSTRAM (1950), továbbá N. D. NEWEL *et al.* (1953) a reef terminus értelmezését leszűkítették az olyan képződményekre, amelyeket hullám-ellenálló szerkezet létrehozására képes szervezetek építenek fel.

Még az 1950-es években néhány szerző (F. R. S. HENSON 1950; P. C. CLOUD 1952) a zátonyegyüttesen (reef complex) belül elkülöníti magát a szerves szerkezetet („zátonymag”, „zátonyfal”, ill. „valódi zátony”) — és a zátonyokhoz kapcsolódó egyéb üledékfelhalmozódási környezeteket („zátonyszárny”, „törmeléklet”, „háttér”).

LOWENSTRAM (1950) a „reef” terminus mellett a pad (bank) fogalmat is meghatározta. Azon szervezetek által létrehozott képződményeket nevezte így, amelyek lehetnek ugyan magasabb térszíni helyzetben, de nem képeznek hullám-ellenálló szerkezetet, és — szemben a zátonyokkal — nem eredményeznek aktív aljzatemelkedést. Meredek zátonyfal helyett lankás lejtők képződése jellemző a padok esetében. Meghatározása szerint csak a korallok lehetnének zátonyépítők és reefek is csak a korallzátonyok. A geológusok jelentős része (pl. J. W. HARRINGTON és E. L. HAZLEWOOD 1962, L. S. KORNICKER és D. W. BOYD 1962), a már meggyökeresedett földtani használatból kiindulva, nem tartotta célszerűnek, hogy kizárólagos meghatározó szerepet tulajdonítson a hullám-ellenállás kritériumának. Nézetük szerint zátonynak nevezhetők a karbonátos vázak növekedési helyzetben való felhalmozódásával létrejövő, pozitív morfológiájú képződmények, amelyek alapvetően megszabják a környezet üledékképződését.

A különböző értelemben való használat kiküszöbölésére R. J. DUNHAM (1970) a reef terminus két fajtájának megjelölését javasolta: 1. „sztratigráfiai reef”, 2. „ökológiai reef”. A „sztratigráfiai reef” meghatározása: „teljesen, vagy csaknem teljesen karbonátos kőzetekből álló, vastag, laterálisan korlátozott kiterjedésű kőzettömeg”. Az „ökológiai reef” meghatározása: „szilárd, hullám-ellenálló topográfiai szerkezet, melyet aktív zátonyépítő és üledékmegkötő szervezetek építenek fel”. B. H. HECKEL (1974) bevezette a karbonátos építmény (buildup) fogalmát, mégpedig egészen tág értelemben, mindazokra a karbonátos képződményekre, amelyek képződésük idején pozitív morfológiát mutattak. Nem tartoznak ide tehát a biosztrómák, viszont idesorolta a reefeket, amelyekre a következő fogalmi meghatározást adta: „olyan építmény, amelynél bizonyítható: 1a) a hullám-ellenálló képesség, vagy b) a turbulens vízben való növekedés, amely jelzi a hullámveréssel szembeni ellenállást és 2. az, hogy alapvetően megszabta a környezet jellegeit”. Ez a környezetet meghatározó hatás általában az építmény különböző fáciéseinek kialakulását eredményezi, amelyek a hullámzás és/vagy áramlás és az építmény kölcsönhatását tükrözik (zátonyelőtér, zátony-perem, zátony-háttér stb.).

J. L. WILSON (1975) még általánosabb közelítést ad, amikor a sekélytengeri karbonátlerakódás regionális és lokális formáit definiálja. Az *Ugodi Formáció környezeti értékelése szempontjából elsősorban egyes regionális alakulatok lényegesek. Ezért ismertetem ezek WILSON szerinti meghatározásait.*

Karbonátos lejtő (ramp): nagyméretű karbonátos kőzettömeg, amely pozitív morfológiájú részből és enyhe lejtőből épül fel. A lejtőszögben lényeges változás nem mutatkozik és a fáciések széles, szabálytalan zónákat képeznek. A legnagyobb energia öve a parthoz viszonylag közel van.

Karbonátos plató (platform): nagyméretű karbonátos test, többé-kevésbé vízszintes tetőrészsel, éles selfperemmel, ahol a nagy energiájú közegben képződött üledékek találhatóak.

A lejtő és plató környezet közti átmeneti jellegű környezetek is léteznek és előfordulhat, hogy az üledékképződés során következik be a két típus váltása.

Mind a lejtőn, mind a platón képződhetnek helyi alakulatok: üledékdombok, kúpok, folt-zátonyok (patch reef), hullámbázis alatti felhalmozódások (knoll), atollok, sánc-zátonyok (barrier reef), peremi zátonyok (fringe reef) stb.

A karbonátos selfképződmények összetétele alapján WILSON megkülönböztet mechanikai felhalmozódással létrejött üledékhalmokat (pile), biológiai csapda hatásra felhalmozódott, detritusból álló padokat (bank), in situ biogén felhalmozódással képződött biohermákat és mészszipal felhalmozódásokat, továbbá ökológiai zátonyokat (DUNHAM 1970-es értelmezése szerint).

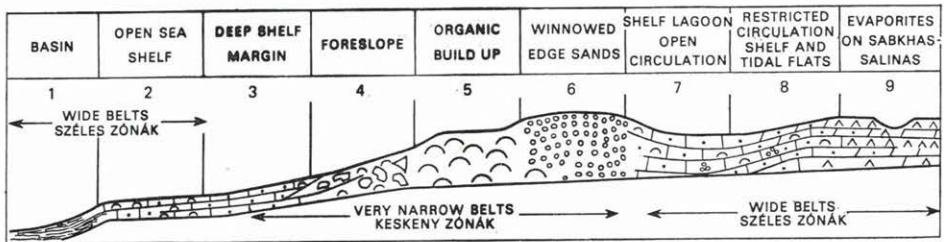
A következőkben az Ugodi Formáció képződési környezetének elemzésével a HECKEL (1974) és WILSON (1975) által javasolt terminusokat használok. A WILSON szerinti környezeti zónákat („Standard Facies Belts”) és ezek legfontosabb jellegit a 32. ábra és a 2. táblázat mutatja [WILSON (1975) nyomán].

Környezeti tényezők

A jelenkori üledékképződési analógiák szerint az *Ugodi Formáció jelentős tömegű biogén karbonátos közettömege kétségkívül egészen sekély, melegtengeri környezetben képződött. A sekélytengeri biogén karbonát-akkumulációs környezet kialakulása, fennmaradása számos feltételhez kötött (térzíni, éghajlati, üledékképződési, vízmozgási, vízkémiai, biológiai stb.).*

Mivel meglehetősen szűk a környezeti tényezőknek az a tartománya, amely e speciálisnak tekinthető környezeti komplexum kialakulását lehetővé teszi, az ilyen típusú kőzetek előfordulása önmagában is több tényező viszonylag pontos interpretálására ad lehetőséget. A paraméterek pontosabb rekonstruálásához azonban egyéb megfigyeléseket és anyagvizsgálati eredményeket is felhasználtam. A következőkben a legfontosabb tényezőkre vonatkozó értelmezéseket közlöm:

1. *Hőmérséklet.* A selfterületeken intenzív biogén karbonát-akkumuláció jelenleg nagyjából a térítők közötti szubtrópusi—trópusi övben folyik, ahol a



32. ábra. „Standard” fácieszónák (1–9.) (WILSON 1975)
Részletesen lásd a 2. táblázaton

Fig. 32. “Standard” facies zones (1–9) (WILSON 1975)
For details, see Table 2

„Standard” fácies zónák WILSON (1975) nyomán
(lásd a 41. ábrát is)

Fáciesek	Kőzetösszetétel	Szerkezet	Szövet	Szervezetek
1. Medence	Palit, aleurit, mészkő	Vékonylemez, ritmosos, hullámos keresztretegzéses	Mésiszap (mudstone), kalkaleurit	Nekton – pelágikus
2. Nyílt self	Fossziliadús mészkő márga-betelepülésekkel	Vékonyréteges, hullámos rétegfelszínnek, bioturbáció	Bioklasztos wackestone, kalkaleurit	Változatos in- és epifauna
3. A lejtő lába	Finomszemcséjű mészkő, olykor tűzköves	Lemezestől a vastagpadosig, lencsés vagy gradált, ritmosos litoklasztók, exotikus blokkok	Mudstone, kalkaleurit	A bioklaszt anyag uralkodóan a lejtő felsőbb részéről származik
4. Előtér-lejtő	Mészhomokkő, üledékes breccsa	Izapasúsásos – rogyásos jellegű, lejtő biohermák, exotikus blokkok	Kalkaleurit és változó méretű bioklasztos wackestone, packstone	Bioklaszt törmelék és ép telepes fossziliák
5. Szerves felépítmény (reef)	Mészkő, dolomit	Tömeges szerves szerkezet, esetleg nyílt üregekkel	„Boundstone” és ennek üregeiben grainstone, packstone	Szerkezetépítő, telepes szervezetek
6. Platóperemi kirostált homok	Kalkarenites ooidos mészhomok vagy dolomit	Közepes, ill. nagy méretű keresztretegződés	Jól osztályozott lekerekített grainstone	A lejtőn élő alakok váztorodékai halmozódnak fel, kevés a helyben élt forma
7. Nyílt cirkulációs self lagúna	Változékonny: karbonát és törmelékanyag	Bioturbációs nyomok gyakoriak	Változó szövet: grainstone – mudstone	A nyílttengeri fauna hiányzik, gyakori a Mollusca, Spongia, Foraminifera, algák. Folt-záttonyok előfordulnak
8. Korlátozott cirkulációs self és árapály öv	Általában dolomit és dolomitos mészkő	Stromatolit, mikrolemezesesség, „mádszerm” szerkezet, dolomit-bekérgezés	Pelletes mudstone és grainstone, lemezes mudstone	Nagyon kevés fosszília, főleg Gastropodák, algák, Miliolidaek, Ostracodák
9. Szakha típusú evaporitok	Dolomit, anhidrit (esetleg vörös üledékbe átmenet)			Alig van helyi élőlény maradvány, kivétel a stromatolit (alga)

tengervíz felszínének hőmérséklete 20–30 °C (J. O. MILLIMAN 1974) és az éven belüli ingadozás viszonylag csekély. N. D. NEWELL és I. K. RIGBY *et al.* (1957) szerint az intenzív self—karbonát-akkumuláció öve a leghidegebb hónap 18 °C-os izotermái közé esik. Mivel a hőmérséklet és a karbonát kiválasztás között törvényszerű összefüggés van, nagyon valószínű, hogy a vízhőmérséklet a mai értékekkel analóg. Ezeket az értékeket a fosszilis fauna (Rudisták, telepes és magános korallok, nagy-Foraminiferák stb.) általánosan elfogadott hőmérsékleti tartományai és a palinológiai alapú értelmezések (GÓCZÁN F. 1961, 1973) megerősítik.

Néhány kőzetről és ősmaradványhejéről oxigén- és szén-izotópos őshőmérsékleti vizsgálatok készültek (CORNIDES I. *et al.* 1978). Rudista és *Alectryonia* héjon és a befoglaló finom bioklasztos kőzeten a vizsgálat 35–38 °C-os értéket adott (ezek az értékek, bár irreálisan magasnak tűnnek, kétségtelenül valós tendenciát tükröznek, hiszen a mintegy 100 mintás mezozóos sorozatban következetesen a legmagasabbak).

2. *Terrigén anyag beáramlása.* Ez a tényező azért tekinthető lényegesnek a vizsgált esetben, mert nagyobb mennyiségű terrigén törmelékanyagának a selfre szállítódása a jelenkori tapasztalatok szerint megakadályozza a biogén mészkőanyagot szolgáltatató szervezetek tömeges megtelepedését. Ez az Ugodi Formáció képződési környezetében nyilván nem következett be, aminek oka a mállási viszonyokban, a morfológiai jellegekben, a környezet földtani felépítésben és a szállítási feltételekben kereshető. A földtani környezetről tudjuk, hogy uralkodóan karbonátos kőzetekből épült fel (triász mészkő, dolomit). A ciklus kezdete óta már viszonylag kiegyenlített felszínen, az adott trópusi—szubtrópusi klímán intenzív kémiai mállás, karsztos oldódás folyt, ami magyarázatot ad a terrigén törmelék minimális mennyiségére. Ehhez hozzátehető, hogy a fő kőzetképző Hippuritesek valószínűleg védőberendezésként szolgáló szűrőszerkezettel rendelkeztek és kisebb mértékű finom törmelékes (mésziszapos) üledékképződést elviseltek.

3. *Vízmélység.* (Itt tárgyalom a mélységgel szoros összefüggésben levő fényviszonyokat is.) A bentosz fossziliák alapján, a karbonátanyag elsődleges akkumulációjának zónájában (ez a Rudisták növekedésének környezete) a mélység az apályszinttől 15–20 m-ig terjedhetett. Nem valószínű ugyanis, hogy a Rudisták az időszakos szárazra kerülést elviselték [bár WILSON (1975) szerint a Rudisták felső teknőjének szoros zárhatósága az időszakos szubaerikus környezethez való alkalmazkodás eredménye]. Az alsó mélységhatár a fotoszintetizáló zöldalgák előfordulása alapján rögzíthető. A nagy termetű Hippuritesek zöldalga (*Zooxantella*)-szimbiózisát, recens analógiák alapján (zátonyépítő korallok, *Tridacna*) feltételezik (O. KÜHN 1967). Hasonló szimbiózist lehet feltételezni a nagy méretű Foraminiferák esetében is, hiszen a nagyobb mérválzával rendelkező alakoknál ma is megfigyelhető ez (B. M. FUNNEL 1967). Közvetlen bizonyíték, hogy zöldalga maradványok is kimutathatók voltak a kőzetben, de az eufotikus övre utal a telepes korallok, bekérgező Hydrozoák, vörösalgák, marószivacs-nyomok előfordulása is. Az intenzív hullámverés öve mögötti védett háttérterületen a vízmélység viszonylag nagyobb lehetett, de a zöldalga-szimbiózisban élt szervezetek, illetve a fosszilis zöldalgák alapján itt is 20 m-t meg nem haladó mélység valószínűsíthető.

Az előtér-lejtő üledékei a hullámverési öv alatt rakódtak le, fokozatosan mélyülő térszínen.

A vízmélység (aljazatmorfológia) változása a formáción belüli fáciesek elsődleges meghatározója, így a részletesebb ismertetésre az egyes környezeti részegységek tárgyalásánál visszatérnek.

4. *Vízmozgatottság.* A lerakódási közeg vízmozgatottságára az üledékszemcsék koptatottsága és a mésziszap matrix hiánya, továbbá paleobioökológiai megfigyelések utalhatnak. Mindezek alapján az Ugodi Formáció képződési környezete a vízmozgatottság szempontjából nem tekinthető egységesnek. Egyes kifejlődések intenzív vízmozgás környezetében képződöttként értelmezhetők. Például azok a kőzetek, amelyekben szorosan, szinte telepszerűen egymáshoz nőtt és megnyúlt, vagy igen vastkos és sejtes falszerkezettel rendelkező teknőjű, feltehetően a hullámmozgáshoz alkalmazkodott Rudisták találhatók növekedési helyzetben (front), illetve az erősen koptatott bioklasztról felépülő és gyakran teljesen iszapmentes kifejlődések (mozgó homok fácies). Ismertek viszont mésziszapos fáciesek is, amelyek képződése a hullámvédett háttér-lagúnákban, illetve az előtér-lejtő hullámverési öv alatti mélységeiben folyhatott.

Természetesen szoros kapcsolat lehetett a hullámmozgás és a víz oxigénellátottsága között, továbbá várható, hogy az intenzív vízmozgás övében a karbonátkicsapódás lehetősége jelentősen növekedett.

5. *Biológiai tényezők.* A sekély selfeken végbemenő karbonát-akkumulációban a döntő szerepet a szerves CaCO_3 -kiválasztás játssza. Az egyes földtani időszakokban általában léteztek a melegtengeri self platókon olyan szervezetek, amelyek a kiválasztás uralkodó részét elvégezték és így e környezetek jellegének fő meghatározóivá váltak. A konkrét környezeti helyzet megítélése szempontjából lényeges, hogy milyen típusú szervezetek a domináns karbonát-akkumulálók. A krétában ilyen funkciójú szervezetek az általánosan elterjedt Rudisták. Ökológiai lehetőségeik megteremtődése esetén meghódították a számukra kedvező környezeti tartományokat és sajátos szedimentációs rendszert hoztak létre, amelynek jellegei nem analógok teljesen sem a mai korallzátonyokkal, sem a fosszilis alga, Bryozoa, Brachiopoda stb. felépítményekkel. Bizonyos, hogy a rudistás közösségek aktív morfológia- és környezetalkotók voltak, de az is nyilvánvaló, hogy kevésbé, mint a mai zátonypítő korallak. Ebből következik a típusos háttérszedimentáció alárendeltsége, továbbá a plató- és főleg az előtér-fáciesek jelentőségének megnövekedése.

Az építésen kívül jelentős a biológiai tényezők szerepe a szervezetek vázainak intenzív aprózódásában is, a marószivacsok nyomai Rudistákon és *Ostrea*-féléken is erről tanúskodnak. Az oxigénellátásban is jelentős szerepet kaphattak a vízinövények, elsősorban a háttér-lagúnákban.

Paleomorfológiai rekonstrukció

Az általános környezeti tényezők értelmezésének eredményei arra utalnak, hogy a sekélytengeri karbonát-akkumuláció lehetősége a vizsgált időközben fennállt.

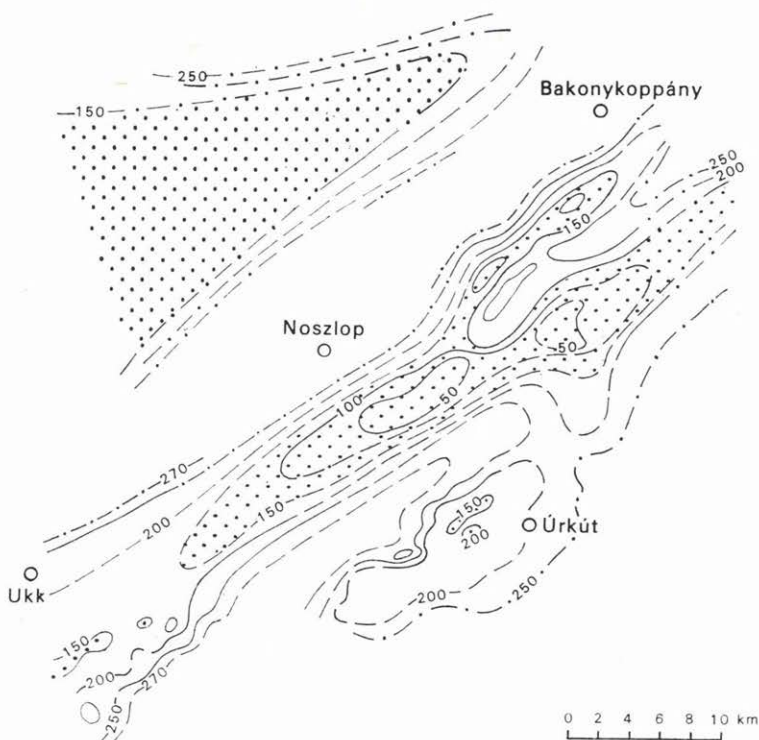
Az akkumuláció konkrét helyét és ezen belül a különböző jellegű üledékfelhalmozódási részterületeket (fáciesek) a jelenkori tapasztalatok szerint elsősorban az egykori morfológia szabhatta meg.

A fő morfológiai elemek kialakulása (selfplató, perem stb.) a tektonikai helyzettel szoros kapcsolatban van. WILSON (1975) szerint a pre- és szín-

tektonikus aljzati blokkmozgások a karbonátos építmények, építményrendszerek képződésének elsődleges meghatározói lehetnek. Példaként a Brit Honduras—Yucatan környéki felsőtercier—holocén sánc-zátony vonulatot említi.

A sekély self területén belül egyes kisebb morfológiai elemek is fontos meghatározói a helyi fácieseloszlásnak. Karbonátos aljzat esetén — mint azt E. G. PURDY (1974) recens és kvarter példákkal igazolta — egyes zátonytípusok kialakulása az aljzati karsztformákra vezethető vissza. Ugyanezt tapasztaltam kubai tanulmányutam során, ahol miocén—óholocén zátonymészkövek karsztos felszínén települ a recens korallzátony.

E megfigyelési tapasztalatok alapján feltétlenül szükségesnek véltem az egykori morfológiai helyzet rekonstrukciójának elvégzését és az erre alapozott konkrét fáciesértékelést. A paleomorfológiai térkép szerkesztési lehetőségének gondolatát azok a megfigyelések, szelvények és formációtérképek vetették fel, amelyek szerint a Bakony területén bizonyos övekben korábban indul a szenon üledékképződés, és teljes fáciesort képez a szárazföldtől a pelágikus kifejlődés felé az Ugodi Mészkö Formáció hiányával, más övekben viszont csak később és közvetlenül az Ugodi Formációval indul a sedimentáció. A két zóna közötti keskeny pásztában pedig a fiatalabb és egyre inkább tengeri fáciesű litosztratiográfiai egységek közel párhuzamos sávokban terjednek túl az idősebbeken.



33. ábra. Paleomorfológiai térkép
Fig. 33. Palaeomorphological map

Ezek a jellegek ugyanis egy meredekebb lejtőszakaszokkal elválasztott magasabb és alacsonyabb térszínű részekből álló terület nagyjából egységes süllyedésére, tengerrel elborítódására és feltöltődésére utalnak.

A szerkesztés alapja tehát az lehet, hogy kiválasztjuk a ciklusnak azt a képződményét, melynek lerakódása már a nagyobb morfológiai különbségek kiegyenlítődése után, közel sík aljzaton és jó közelítéssel egyidőben történt. Ennek valamely jól korrelálható részét síknak tekintve, a ciklus ez alatti, idősebb képződményeinek vastagsága számszerűen is utal a kezdeti morfológiai különbségekre (természetesen általában csak a nagyobb elemek rekonstruálására van mód). Jelen esetben ez a szint a Jákói Formáció bázisa.

Fentiek szerint a ciklus előtti térszín feltételezhetően legmélyebb pontját a legnagyobb üledékvastagságú terület jelzi; ezt vettem 0-nak és a csökkenő vastagságértékeknek megfelelően szerkesztettem meg a növekvő szintvonalértékeket (33. ábra).

E rekonstrukcióból kiindulva — a paleogeológiai helyzetet és a feltöltődési viszonyokat is értékelve — a kampani kezdetére (az Ugodi Mészke Formáció képződésének megindulása) a 34. ábrán bemutatott morfológiai, öskörnyezeti helyzetet veztettem le.

A morfológiai kép alapvető vonása az, hogy 50—100 m mélységű tengerrel elborított medencék és az ezekből csekély mértékben kiemelkedő, szárazulati hátaik, platók alakultak ki. A szárazulati zónák és a közéjük benyúló keskeny tengernyelvek általánosan ÉK—DNY-i orientációt mutatnak. Az elegyengetett aljzatú medencék és a kiemelt lapos hátaik közötti lejtők szöge a paleomorfológiai térkép alapján 3—5°-osnak adódik.

A paleogeológiai értékelés alapján a kiemelt hátaik területén jól karsztosodó karbonátos kőzetek, elsősorban felsőtriász dolomit alkotta a felszínt és így erősen tagolt, trópusi karsztos formakincs jellemezte a morfológia részleteit.

F á c i e s z ó n á k

A paleomorfológiai elemzés alapján az Ugodi Mészke Formáció képződését közvetlenül megelőzően 3 fő környezeti egység körvonalazható: 1. a medence, ahol már a szantonitól folyik az üledékképződés, az Ugodi Formáció képződését közvetlenül megelőző időintervallumban neritikus tengeri fáciessel; 2. a medenceperemi lejtő, sekély neritikus és parti mocsári szedimentációval; 3. kiemelt karsztplató. A kampani kezdetén a transzgresszió előrehaladásával ez a helyzet úgy módosul, hogy 1. a medencében fokozódó vízmélység mellett pelágikus iszap rakódik le, 2. a peremi lejtő tenger alatti selflejtővé alakul, 3. a karsztplató pedig biogén karbonát-akkumuláló sekélytengeri platóvá válik. Ez a konfiguráció alapvonásaiban jó egyezést mutat a WILSON (1975) által a selfterületekre dolgozott általános fáciés-sémával (32. ábra) és ezért a részletesebb fáciestagolást is WILSON kategóriái szerint tárgyalom, természetesen bizonyos módosításokkal, melyek azonban a modell lényegét nem érintik.

1. Medencefácies

A Polányi Formáció kőzetei típusos medencefáciesként értelmezhetők, hiszen egy reduktív környezetben leülepedett nannoplankton iszapról van szó, amely többnyire jelentős mennyiségben tartalmaz plankton Foraminiferákat és

Calcisphaerulidaeket, míg a bentosz elemek alárendelt szerepet játszanak csupán.

A képződési környezet az epikontinentális tenger pelágikus, 100—200 m mély belső öve lehetett.

A pelágikus medencefáciás üledékei a felsőkampaniban jelennek meg, először a kiemelt hátaik közötti keskeny medencékben (Sümeg Sp-2, -3, Devescer Dv-3, Magyarpolány Mp-1, -2, -38, bakonyjákói feltárások, Tevel-hegy D, Szár-hegy D, Pápa Pa-2. stb.), majd a felsőmaastrichtitól kezdve általánosak, elborítva a karbonátos platókat is.

2. Nyílt self fációs

A Rendeki Tagozat kőzetei képviselik ezt a képződési övet, vagyis szürke, szórványosan arenit méretű Echinodermata és Mollusca törmelékot tartalmazó, kalkarenit—mikrit (wackestone, mudstone) szövetű, vékonyréteges agyagos mészkő fajták. A hullámos és gyakran agyagfilmes rétegfelszíneken és a rétegeken belül is gyakoriak az életnyomok. Egyes rétegekben jellemző a bioturbáció, a gumós, pasztos, ill. iszapcsúszásos szerkezet. A Calcisphaerulidaek általában gyakoriak, a bentosz és a plankton Foraminiferák közel egyenlő arányúak (I, II. tábla).

A képződési környezet a medencét a selfplatóval összekötő lejtő külső, még pelágikusnak tekinthető, egészen kis lejtésszögű szakasza. Az aljzat a hullámverési öv alatt volt, mélysége 40—100 m közt változhatott.

Ilyen pelágikus lejtőfáciések ismerhetők fel az Ugodi Mészkő Formációval több szintben összefogazódva Sümeg környékén, a Köves-dombon a kampani Ugodi Mészkő Formáció felett, a Sümegtől K-re húzódó vonulatban a felsőkampani—alsómaastrichti rudistás egység alatt.

Az átmenet mindkét irányban a medence, ill. a rudistás plató előtérkifejlődése felé is teljesen folyamatos és ez a rétegsorok alapján nyomon is követhető (27. ábra).

Hasonló kifejlődésű és nyilván hasonló környezetben képződött kőzetek ismertek a Tevel-hegy környékén, a Szár-hegy és a Durrogós-tető DK-i oldalán.

3. A karbonátos plató előtér-lejtőjének fáciasei

Az epikontinentális medencét és a kiemelt helyzetű sekélyplatót összekötő lejtő meredekebb felső szakasza képezi az előtér környezetét, mivel *sedimentációját uralkodóan a plató karbonátos építményeiből származó törmelékanyag felhalmozódása szabja meg. A lejtőre beszállító anyagoknak két alaptípusa van: a) bioklaszt és b) litoklaszt, amely a karbonátos építmények és olykor a korábbi lejtőzónák kőzetté vált anyagából képződött törmelék (mérete az arenitől a méteres blokkokig terjed). A két típus gyakran együtt fordul elő a kőzetekben, máskor váltakozva vagy teljesen elkülönülve jelennek meg. Mind a bioklasztos, mind a litoklasztos kifejlődés összefogazódik, váltakozik a pelágikus (külső self, medence) rétegekkel. A genetikai kapcsolat meglehetősen szoros tehát a lito- és bioklasztos kőzetek közt, a jelentős litológiai eltérések miatt mégis célszerű volt külön litosztatigráfiai egységekbe sorolni ezeket a kőzeteket. A bioklasztos előtérfáciések üledékei a formációkritériumok szerint az Ugodi Formációba sorolhatók, míg a többnyire a Polányi Formáció jellegét mutató alapanyagba ágyazott litoklasztokból álló kőzetek a Polányi Formáció breccsa tagozatát képezik.*

a) *Litoklaszt-akkumuláció.* A litoklasztos kőzetekben levő törmelék anyaga, mérete, mennyisége rendkívül változatos. Ami az anyagot illeti, az Ugodi Formáció legkülönbözőbb fáciesének (bioklasztos előtér, plató, háttér) törmeléke uralkodik, de emellett gyakran helyi vagy közel helyi eredetű iszapfelszakadásból származó autigén breccsa is megfigyelhető. Általában teljesen osztályozatlan a törmelék. A szemcsék nem vagy alig koptatottak. A befoglaló anyag a típusos Polányi Formáció vagy a Rendeki Tagozat jellegeit mutatja. Hullámos, agyagos rétegfelszínek, iszapcsúszási nyomok előfordulnak (III. tábla).

A törmelékanyag időszakos, helyi kiemelkedések során konszolidálódott karbonátanyag [a konszolidáció lehetőségét sánc-zátonyok esetében W. G. H. MAXWELL (1968) tárgyalja] epizodikus események (viharhullámszás, földrengés) által történő felaprózódásával képződhetett és a meredek lejtőn való szállítódás után, a lejtő lábánál halmozódhatott fel. A jelenség epizodikus jellegét a normál pelágikus üledékekkel való megszakíttottság jelzi és a koptatatatlanság, az osztályozatlanság is gyors lefolyású, időszakosan ismétlődő folyamatra utal. A karbonátos self építmények előterében jellegzetes és gyakori a konszolidálódott karbonátanyagú törmelék felhalmozódása és ez mindig meredek lejtőkhöz kötődik. WILSON (1975) szerint a jelenkori esetekben a lejtők szöge a 30° -ot is eléri. A litoklaszt felhalmozódás tehát a meredek lejtőszakaszok báziszonáját jelzi.

Ilyen lejtőt tételezhetünk fel a breccsa tagozat jelentős vastagságú előfordulása alapján a Szár-hegy—Tevel-hegy—Bakonyjákó—Magyarpolány—Devecser vonalban. Sümegnél is kimutatható litoklaszt-akkumuláció, de itt a platófáciesű törmelékanyag ritkább, az autigén breccsa típusú törmelék dominál, ami kevésbé meredek lejtőre utalhat.

Az, hogy a breccsa tagozat jelentkezése egy jól lehatárolható területhez és kronosztratigráfiai szakaszhoz kötődik (alsómaastrichti), azt jelzi, hogy a feltételek (lejtőmeredekség, viharhullámszási zóna) meghatározott területen és egy bizonyos transzgressziós fázisban valósultak meg. Alárendelt mennyiségben azonban e zónán kívül és más időszakaszhoz kötve is előfordulnak litoklasztok.

Az Ugodi Formáció bázisán kisebb területekre korlátozva idősebb kőzetek törmelékének (extraklaszt) felhalmozódása volt megfigyelhető (Sümeg: Köves-domb, Városi-erdő, Cn-211. sz. fúrás stb.). Ezek a törmelékfelhalmozódások azonban az eddig megfigyelt esetekben nem előtér-, hanem háttérfácieshez kötöttek és anyaguk idősebb földtani ciklusok lepusztulásából származik, így genetikailag nem hozhatók kapcsolatba a tárgyalt litoklaszt-felhalmozódásokkal.

b) *Bioklaszt-akkumuláció.* Az Ugodi Formáció kőzeteinek azt a csoportját értelmezem előtér-lejtőn képződöttnek, amelyet a következő sajátságok jellemeznek: biomikrit, ritkábban bioinframikrit (wackestone, packstone) szövet, 60—80% allokémiái elegyrész (dominánsan fossziliatörmelék) tartalommal. A fosszilia törmelékanyag-mérete gyakran rendkívül széles skálán mozog (20 μ -tól 10 cm-ig), osztályozatlan, ill. gyakran több frakcióra különül (20—60 μ -os kalkaleurolit, 0,06—2,0 mm-es kalkarenit és 2—10 cm-es rudit tartomány). Az apróbb szemcsék általában nem koptatottak, a ruditszemcsék gyengén koptatottak. Bekérgezés ritkán fordul elő.

A kőzetalkotó fossziliaelemek nagy része a rusdistás platóról származik (Rudista, egyéb Mollusca), a többinek (valószínűleg az Echinodermaták egy részének) az élettere a felhalmozódás környezete lehetett. A Foraminiferák faj- és egyedszáma csekély. A bentosz alakok uralkodnak (Textulariidae). Egy

részük szintén a platóról szállíthatott be (*Dicyclina*, *Cuneolina* stb.). Ritkábban plankton alakok is megfigyelhetők. Az előtér-lejtő üledékeit — elsősorban a bioklaszt szemcsék mérete alapján — célszerűnek véltem további két csoportra bontani. A durva bioklasztot (durva arenit—rudit) jelentős mennyiségben tartalmazó kőzeteket a lejtő felsőbb, a karbonát építményekhez közelebb eső részén, míg az uralkodóan kalkaleurit—kalkarenit szemcséket tartalmazó kőzeteket a lejtő medenceközeli részén képződöttnek értelmeztem. Ez a szemcseméret szerinti elkülönülés az áramlási rendszerekkel történő szállítás—szedimentáció során alakul ki, és a bioklasztos lejtő szedimentációjában ez a tényező játszotta a fő szerepet. Ugyanekkor az epizodikus jelenségek által kiváltott gravitációs iszapcsúszások, rogyások során a durva bioklaszt anyagnak (akár csak a litoklasztoknak) a lejtő lábánál való felhalmozódása is lejátszódhatott. Ez eredményezhette a breccsa tagozattal együtt megjelenő bioklaszt rétegeket (IV. tábla).

Az előtér-lejtő környezet az akkumuláció jellege alapján tehát 3 egységre osztható. A lejtő legfelső szakaszán, amely a karbonátos plató közvetlen előterét képezte, a platóról a hullámverés során besodródó bioklaszt anyagból a legdurvább méretűek akkumulálódtak. A terület már a hullámverési zóna alatti helyzetben volt. Az alacsony energianívót jelzi a koptatatlanság és a mésziszap (mikrit) matrix. A vízmélység 15—30 m lehetett. Az átvilágított-ságot az állandó törmelékbeáramlás erősen korlátozhatta. Elsősorban e tényező miatt a szesszilis bentosz szervezetek számára nem lehetett megfelelő az élettér.

A lejtő alsóbb szakaszán, a már szelektálódott finom bioklaszt gyors szedimentációja folyt, 30—50 m aljzattmélységben. Az aljzatra jutó fény már csekély és a hőmérséklet is valamelyest lecsökkent (a 30°-os felszíni hőmérséklet esetén a mélység alapján 24—26 °C tételezhető fel — M. L. RIERA 1972). Ezek a körülmények a sekélyplató jellegzetes bentosz élőközössége számára már nem voltak kedvezőek.

Meredek lejtő (vagy lejtőszakaszok) esetén a lejtő lábánál epizodikusan durva lito- és bioklaszt felhalmozódás történt és közben normál medence, nyílt self vagy lejtő szedimentáció folyt. Kis meredekség esetén természetesen a gravitációs szállítási mód háttérbe szorult és az előtér-lejtő lényeges szögváltozás nélkül mehetett át a nyílt self területére.

A lankás, kis hajlásszögű lejtők típusát példázza a sümegei hegyvonulat feltárásainak elemzése során megfigyelt fácieseloszlás. Az Ugodi Formáció előfordulásának DK-i övében a durva kalkarenit—rudit összetételű közeli előtér-fácies uralkodik, míg ÉK felé haladva a bioklaszt szemcseméret általános csökkenésével a távoli előtér jellegei tűnnek fel.

A szár-hegyi területen viszont úgy tűnik, hogy a kampani építmények közvetlen platóelőtere jóval meredekebb lehetett, mivel a bioklasztos előtér-fáciesek kiterjedése csekély.

A Tapolcafi környéki területen az alsó maastrichti rétegsorokban nyílt self fáciesű kőzetekkel váltakozva jelentkeznek a bioklasztos előtér képződésményei. Ez nagy kiterjedésű előtér-lejtőkre utal, mégpedig feltehetően a biogén építmények képződésének fő periódusa után, amikor az egyensúly az elsődleges biogén kiválasztás helyett a korábban létrejött építmények pusztulása, klaszticizálódása felé tolódott el. Ugyanehhez a periódushoz és ehhez a jelenséghez kapcsolódik a lejtőalji lito- és bioklaszt felhalmozódása, amelynek példáit korábban említettem.

4. Plató-peremi fácies

Az Ugodi Mészkö Formációnak azokat a kőzettípusait értelmeztem plató-peremi fáciesként, amelyek helyben beágyazódtott, telepszerűen összenőtt Rudista vázából állnak. Jellegzetes kísérő elemek a telespek korallok, Hydrozoák, vörösalgák, nagy termetű Ostrea-félék. A vázakon gyakran maró szivacsok nyoma látható. Az ép vázak mellett a rudit—arenit méretű bioklaszt mennyisége is jelentős. A rudit méretű törmelék általában alig koptatott, az arenitszemcsék koptatottsága változó: mikrit alapanyagban általában nem koptatottak (de mikritfilmmel burkoltak), biopát szövettípus esetén pedig erősen koptatottak (V, VI. tábla).

A képződési környezet a plató hullámverési övbe eső pereme (hullámtörő front). A vízmélység néhány méter, apály idején néhány deciméter lehetett. A lejtő feláramló víz oldott CO_2 -tartalma magas, gazdag szerves tápanyagban és a hullámtörés következtében oxigéndús. Itt a karbonátkiválasztás lehetősége maximális, biztosíthatta az erős hullámzáshoz alkalmazkodott, sejtis falszerkezetű óriás termetű Molluscák vázépítését és életlehetőségeit. A Rudisták természetesen nem alkothattak olyan kompakt, hatékony hullámtörő frontot, mint a recens korallzátonyok korallós—algás pereme. Bizonyos fokú hullámfékeződést azonban biztosíthattak. Nem jött létre ugyan a korallzátonyokra jellemző meredek (csaknem függőleges) zátonyhomlok (fal), de valamiféle morfológiai maximumot létrehozhattak a gyorsan növekedő, nagy termetű szervezetek, amelyek előtér-lejtője jóval lankásabb lehetett a mai korallzátonyokénál, de meredekebb, mint a normál self lejtő. Ez a biogén gát nem alakult ki mindenütt, csak ott, ahol a morfológiai és egyéb tényezők kedvezőek voltak. Olyan helyzet is előállhatott az Ugodi Mészkö Formáció képződése során, hogy nem volt éles plató-perem és így a peremi fácies sem jött létre és ezzel együtt természetesen a hullámtörő front mögötti, általa meghatározott zónák sem különültek el.

Az egyébként is keskeny plató-peremi fáciesek megmaradása ritka, hiszen éppen az intenzív hullámverési övben képződnek, így a gyors épülést többnyire gyors pusztulás követi. Ily módon a peremi fácies környezetmeghatározó szerepe jóval nagyobb jelentőségű, mint azt a konkrét fosszilis előfordulások gyakorisága alapján feltételezni lehetne. Egykori létre gyakran csak az általa meghatározott fáciesek utalnak (háttér-lagúna fácies).

A plató-peremi fácies legjobban feltárt, de bizonyos mértékig speciális példája a sümegi Köves-dombon ismert. (Részletes ősföldrajzi elemzését I. HAAS 1972).

A köves-dombihoz nagyon hasonló kifejlődés ismert a felszínen a Sümegtől DK-re levő kozmatagi területen. In situ beágyazott, telepszerűen kapcsolódó Rudistákat figyeltem meg a csabrendek—gyepükajáni szelvények felsőbb szakaszán (Gy-3, Cn-299. sz. fúrás).

A Hippuritesek több populációja egymás fölötti elhelyezkedésének legszébb példáját a Szár-hegy Ny-i oldalának egyik feltárása (III. melléklet: 4. pont) szolgáltatja.

5. A plató mozgó mészhomokfácies

Az Ugodi Formáció kőzetei közül azokat a világos színárnyalatú mészkőfajtákat soroltam ebbe a fáciesbe, amelyek szövetét a jól osztályozott, közepes—durva kalkarenit méretű, erősen koptatott, gyakran mikritfilmmel bevont szemcséket

tartalmazó biopátit, biointrapátit (*grainstone*) összetétel jellemzi. A szemcsék 70–80%-a bioklaszt, uralkodóan Rudista, ritkábban egyéb Mollusca és Crinoidea váztöredék. Nagyon jellegzetes fossziliaelem a *Pienina oblonga* BORZA—MISIK algamaradvány. Foraminiferák általában ritkán fordulnak elő és kizárólag bentosz alakok. Megfigyelhető azonban egy olyan biopátit szövetű mikrofaciás típus is, amelynek szemcséit csaknem kizárólag bentosz Foraminiferák (*Textularia*, *Dorothia*, *Nodosaria*, *Miliolina*-félék) képezik. Az allokémiái elegyrészek közül a koptatott, arenit méretű intraklasztok említhetők (0–20%). A szemcsék közti pórusokat kitöltő pát mennyisége 10–20% (VII, VIII. tábla).

A képződési környezetet a hullám-mozgatott, egészen sekély platórészek képezhették, ahol a vízmozgás állandóan mozgatja a bioklaszt szemcséket, egymáshoz dörzsölve koptatja őket, a mésziszapot pedig kirostálja közülük. Az árapály zónában a hullámzási, áramlási modellnek megfelelően állandóan változó alakú partmenti mészhomok dombok, dűnék, illetve lapos homokos partszakaszok alakulnak ki az ilyen típusú üledékképződés során.

Típusos mozgó homok fáciesként értelmezhető kőzetek gyakoriak a kövesdombi rétegsor felsőbb szakaszán (pl. az S-7. sz. fúrásban 20 m fölött), továbbá a csabrendék—gyepükajáni szelvényekben több szintben, de főleg a rétegsorok felsőbb szakaszain.

6. A plató háttérfáciése

Az *Ugodi Formáció* kőzetei közül azokat értelmeztem háttérfáciésűnek, amelyek jellemzői a következők: egészen finomkristályos, általában aphanerites mészkő, fehér, esetleg sárgás, rózsaszínes árnyalatú, ritkábban sötétebb szürke. Szöveve mikrit, pelmikrit, vagy osztályozatlan (aleuritől rudit méretig), nem vagy gyengén koptatott, bioklaszt szemcséket is tartalmazó biomikrit (mudstone, wackestone). A makrofossziliák közül az apró termetű Rudisták (*Agria*, *Biradiolites*, *Praeradiolites*), valamint a *Nerinea*-félék, továbbá *Decapoda* olló maradványok előfordulása jellemző. A mikro-fossziliák közül elsősorban egyes bentosz Foraminiferák jellemzők, különösen a *Miliolina*-félék, melyek gyakran igen nagy mennyiségben és nagyméretű vázzal jelentkeznek. Jellemzők továbbá egyes nagyméretű *Porcellanea* típusok: *Dicyclina*, *Cuneolina*, *Rhipidionina*. Az egyéb mikro-fossziliák közül az *Ostracodák*, továbbá zöldalga maradványok említhetők mint jellegzetes, de általában nem gyakori elemek (IX, X, XI. tábla).

E fácies lerakódásának helye a plató hullámvédett, perem vagy dűnék mögötti része, ahol a hullám-mozgatott területekről kirostálódott mésziszap le tud ülepedni. Természetesen viharok alkalmával durvább bioklaszt anyag is bekerülhet a háttérzónába, de minthogy tovább nem mozgatódik, nem lesz koptatott. A háttérlagúnak mélysége 10–20 m-nek becsülhető. Kétségtelenül a normál hullámbázis alatt volt az aljzat, de még a jól átvilágított zónában (zöldalgák, alga-szimbionta). A víz hőmérséklete a korlátozott cirkuláció miatt erősen felmelegedhetett, a jelenkori adatok (RIERA 1972) és a paleohőmérsékleti eredmények alapján a 30–32 °C-ot is elérhette. A sótartalom általában normál tengeri volt, de egyes területeken és bizonyos periódusokban gyenge kiédesedés is előfordulhatott. Erre utalhat a *Miliolinák* helyenkénti domináns és tömeges fellépése, és a rétegsorok alsó szakaszán a *Miliolinákkal* együtt előforduló *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) alak is, amely különben a

Csingervölgyi Marga Tagozat felsőbb szakaszára jellemző. A szerves élet gazdagsága messze elmaradt a plató-peremtől, de a feltételekhez alkalmazkodott Rudisták a háttér-lagúnákban is élhettek.

A háttérfaciesek legtipikusabb példáit a sümegi Köves-domb és a Süt-14. sz. fúrás szolgáltatta. Gyakoriak a háttérfaciesek a csabrendek—gyepükajáni terület rétegsoraiban is, bár kevésbé típusos kifejlődésben, ami a hullámvédő zóna kevésbé kifejlett voltára utal. Jelentős részben háttérfáciest képvisel a Tapolcafő T-1. sz. fúrás rétegsorának alsó szakasza (115 m alatt).

KÉPZŐDÉSTÖRTÉNET

Az Ugodi Formáció képződésének folyamatát a paleomorfológiával szoros kapcsolatban levő fácieskombinációk konkrét tér- és időbeli elemzésével próbáltam rekonstruálni.

A Dunántúli-középhegység zónájában a fiatal mezozoikumban általánosan jellemző teknőszerkezet kialakulása már a jurában megkezdődött, de létrejötté alapvetően a középsőkréta ausztriai fázishoz kapcsolódik. A zóna ÉNy-i részén az albai—cenomán során epirogén süllyedési—emelkedési folyamat zajlott le tengeri üledékfelhalmozódással, majd a szantoniig a zóna egésze szárazulati lepusztuló terület volt.

A denudáció során nagy területen felszínre kerültek a triász karbonátos kőzetek, a szárnyakon pedig az idősebb kristályos—metamorf kőzetek. A teknő centrális övében, jelentős mértékben a tektonikai helyzet által meghatározott, tagolt morfológia alakult ki (33. ábra). A *szantoni* során a fokozódó süllyedés hatására a legmélyebb területek szárazföldi üledékgyűjtővé váltak, és folyóvízi, mocsári szedimentációval megkezdődött az üledékkel való feltöltődés folyamata (Csehbányai Formáció). A további süllyedés során a *felsőszantoni végén* a D-i medencerészen tartósan a talajvízszint alá kerültek a legmélyebb helyzetű területek és e zónákban tavi—lápi üledékfelhalmozódás indult meg (Ajakai Formáció). Az *alsókampani kezdetén* DNy-ról ÉK felé haladva folyamatosan létrejött a tengeri kapcsolat a csökkentsósvízi peremi—lagúna mocsári (Ajakai Formáció felsőbb része) és medencebelseji sekély szublitorális márga szedimentációval (Csingervölgyi Tagozat). A még csekély mértékben a tengerszint fölé emelkedő, a medencerészeket elválasztó hátakon, peremi platókon tovább folyt az intenzív karsztosodás. Ezt a helyzetképet mutatja a 34a. ábra ösföldrajzi vázlata. A legnyugatibb részeken (Sümege) már ekkor létrejött a normál sósvízi környezet és speciális esetekben a rudistás környezet is kialakulhatott (Köves-domb).

Az *alsó- és felsőkampani határa közelében* bekövetkezett az elöntött területek uralkodó részének normál tengeri sótartalmúvá válása, ami döntő fontosságú a rudistás környezetek kialakulása szempontjából. A tengerperemi 0—20 m vízmélységű területeken létre is jöttek a rudistás környezetek, de az általános morfológiai helyzet miatt (a meredek lejtőszakaszok elborítódása folyamatban van) a kedvező lehetőségű területek elterjedése többnyire a keskeny felső lejtőszakaszokra és a kiemelkedő belső szirtekre korlátozódhatott (34b. ábra). A medencezónákban, sekély szublitorális környezetben folyt a márga—iszap lerakódás (Jákói Formáció).

A *felsőkampaniban* a medence tovább süllyedt, a mélyebb zónákban nyílt epikontinentális medenceüledékek képződtek (Polányi Formáció alsó része).

A süllyedés során a tenger szintje elérte, majd elborította a részmedencéket elválasztó lapos hátakat és a D-i medenceperem karsztplatóját. Ezek a korábbi karsztplatórészek sekélytengeri platókká váltak, amelyek a karbonát-akkumuláló rudistás építményrendszer kialakulásához optimális feltételeket biztosítottak. Az eddigi parti lejtők bioklaszt-akkumulációs előtérlejtökké alakultak és az előtér-üledékek korábbi medenceterületeket is elborítottak. A plató-peremen a lejtő—plató átmenet meredekségének megfelelően hullámtörő frontfácies, illetve mozgó homok dűnesor alakulhatott ki. A frontok mögött háttérfáciesek jöttek létre. A képződési területeket és a mélységviszonyokat a 35. ábra mutatja.

Az észak-bakonyi megfigyelések alapján az ÉNy—DK-i medencerész elválasztó platón a *felsőkampani végén* a süllyedési—feltöltődési egyensúly felborult, a mélységre nagyon érzékeny rudistás közösségek életlehetősége megszűnt és a platót elborította a nyílt self-, illetve a lejtőüledék (Rendeki Tagozat), majd az *alsómaastrichti folyamán* tengerelönyomulások és visszahúzódások többször váltották egymást. A regresszív fázisokban a karbonátos platók egyes részei szubaerikus körülmények közé kerülhettek és a karbonátos üledékek közötté válhattak, majd időszakos pusztító tényezők hatására felaprózódtak és a meredek lejtők lábánál halmozódtak fel (breccsa tagozat).

Természetesen ezekben a fázisokban ismét megteremtődtek a platókon a rudistás környezetek kialakulásának feltételei, és a morfológiai állapotnak megfelelően uralkodóan a kiterjedt előtér-lejtőkön folyt a bioklasztos szedimentáció (35. ábra).

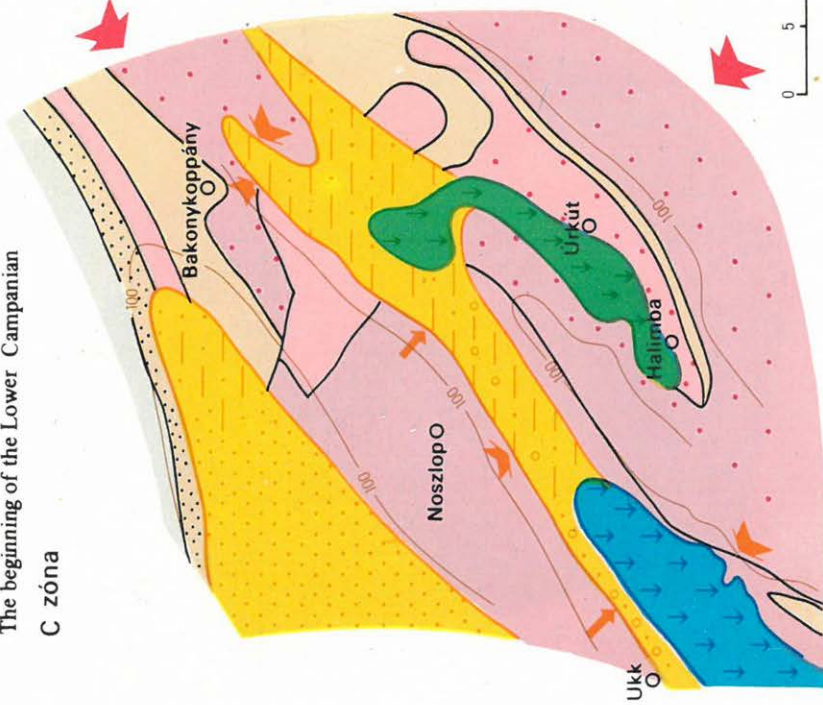
Az üledékgyűjtő D-i peremén, ahol kevésbé volt meredek a platót a medencével összekötő lejtő, változatosabb képet mutat a környezetek időbeli változása. A Sümeg környéki részen a felsőkampani végén észlelhető egy tengerelőnyomulási folyamat (ez vetett véget a rudistás környezetek fennmaradásának a Köves-dombon), majd ezt a kampani—maastrichti határ közelében regresszív fázis követte (a Sümegtől K-re levő vonulatban az Ugodi Mészki Formáció előtérlejtő fáciése nyílt self fáciésre települ több kilométer széles övben). A csabrendek—gyepükajáni területen is észlelhető ugyanez a tendencia (lásd: Gy-7. sz. fúrás fáciességörbéje: háttér—előtér—nyílt self, majd plató), de csak kisebb szedimentációs következményekkel járt, hiszen a plató—platóközeli fáciések a felsőkampani kezdetétől az alsómaastrichti felé folyamatosan jelentkeznek.

A *felsőmaastrichti kezdetére* a rudistás sekélyplatók fennmaradásának lehetősége a tanulmányozott területen végképp megszűnt (a transzgresszió maximuma) és a terület egészen nyílt epikontinentális környezetben, pelites—mésziszapos (nannoplankton iszap) üledékfelhalmozódás ment végbe (Polányi Formáció).

A felsőkréta után általános kiemelkedési, lepusztulási fázis következett, amelynek eredményeként a Polányi Formáció, főleg a Bakonyban és közeli előterében jelentősen lepusztult. Így az Ugodi Mészki Formáció jelentős területeken már az eocén előtt felszínre került, változó mértékben lepusztult és eocén rétegekkel fedődött be.

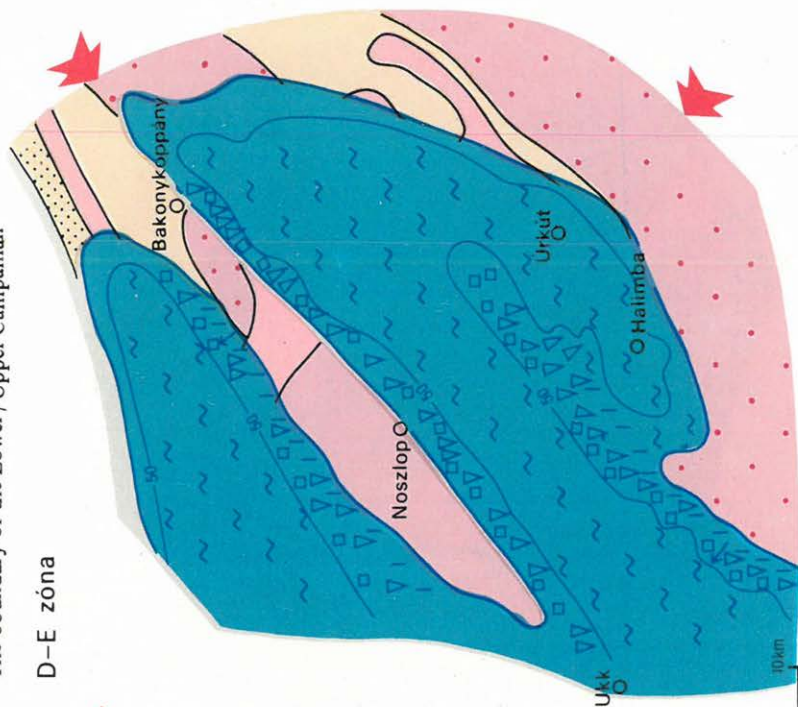
Alsókampani eleje
The beginning of the Lower Campanian

C zóna



Alsó-felsőkampani határ
The boundary of the Lower / Upper Campanian

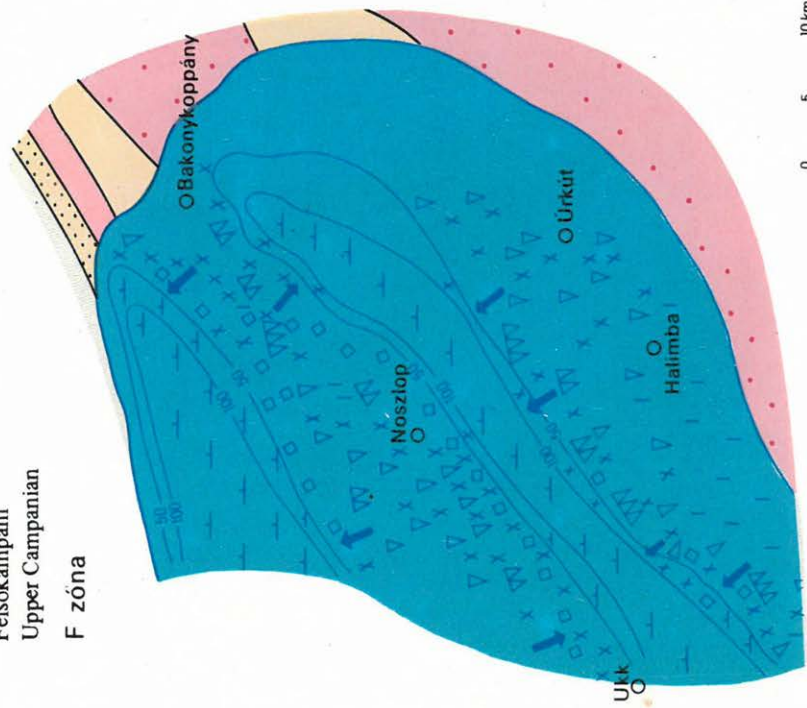
D-E zóna



34–35. ábra – Figs 34–35. Ősföldrajzi térképek – Palaeogeographic maps
34. ábra – Fig. 34

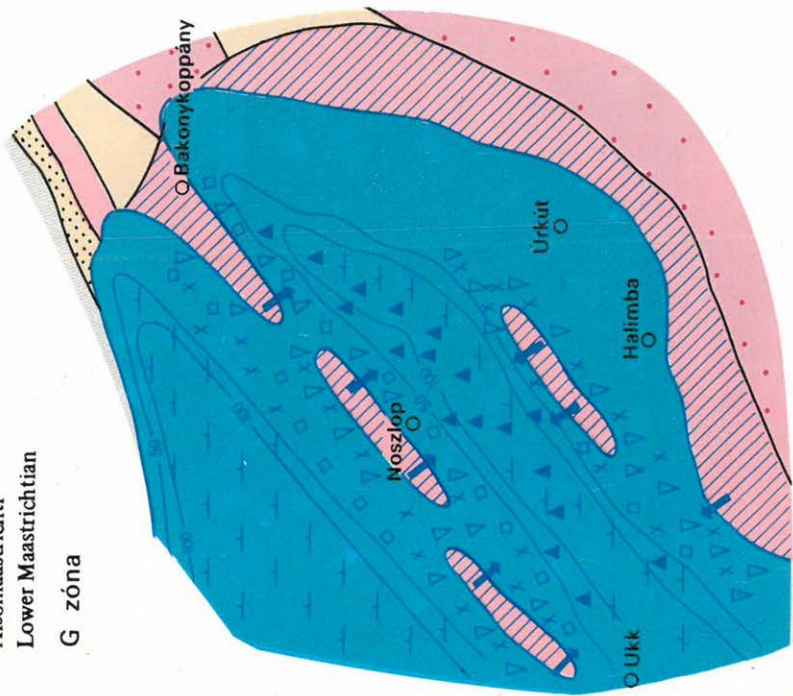
Felsőkampani
Upper Campanian

F zóna



Alsómaastrichti
Lower Maastrichtian

G zóna














35. ábra — Fig. 35

1.		Szárazulat
2.		dolomit
3.		mészkö
4.		szenon zátonymészkö
5.		vízáró kőzet
6.		nem karsztosodó (homokkő-konglomerátum)
7.		magmás és metamorf
8.		a domborzat abszolút magassága (m-ben) a helyi erózióbázishoz viszonyítva
9.		Szárazulati üledékgyűjtő
10.		éles törmelék (lejtőtörmelék)
11.		kavics (folyó)
12.		homokkő-kőzetliszt (folyó, areális)
13.		pelit (folyó, areális)
14.		laterit felhalmozódás
15.		laterit szállítás
16.		lineáris törmelék szállítás
		areális törmelék szállítás

Continent
dolomite
limestone
reef-limestone of Senonian age
impervious rock
rock not liable to karstification (sandstone – conglomerate)
igneous and metamorphic
absolute height in m of hills as compared to the local base level of erosion

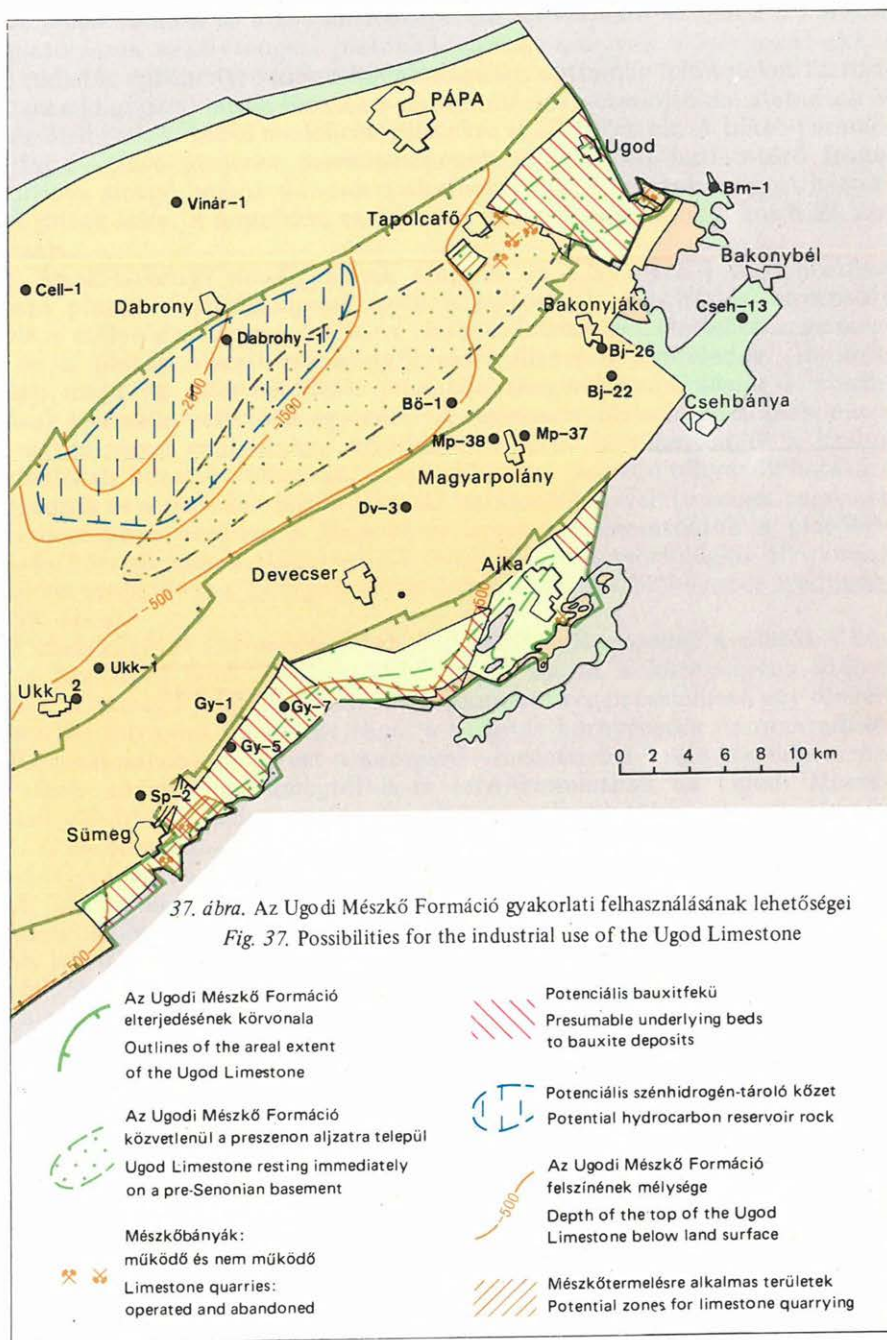
Continental sedimentary basin
detritus (slope-forming rubble)
gravel (fluvatile)
sandstone-silt (fluvatile, sheet-wash)
pelites (fluvatile, sheet-wash)
accumulation of laterite
transportation of laterite
linear transportation of detritus
areal

Vízi üledékgyűjtő	
17. 	édesvízi (tavi-mocsári)
18. 	csökkentsős
19. 	tengeri
20. 	kőszén mocsár
21. 	mésziszap
22. 	márga
23. 	rudistás zátony
24. 	bioklaszt felhalmozódás
25. 	háttér lagúna
26. 	tenger alatti szállítás
27. 	szenon képződmények törmelékének felhalmozódása

Basin with deposition in water
freshwater (lacustrine to swamp)
brackish water
marine
swamp with coal formation
calc tufa
marl
rudist reef
accumulation of bioclastite
backreef lagoon
submarine transportation
accumulation of detritus from Senonian formations

36. ábra. Jelmagyarázat az ősföldrajzi térképekhez

Fig. 36. Legend of the palaeogeographic maps



GYAKORLATI ALKALMAZÁS

Az Ugodi Formáció számos hasznosítható nyersanyag kutatása szempontjából figyelmet érdemel. A fácieselemzés, valamint az ösföldrajzi—fejlődéstörténeti értelmezés gyakorlati alkalmazhatósága abban rejlik, hogy módot adhat egyes, a nyersanyagok szempontjából kedvező jellegek térbeli extrapolálására, illetve a kedvezőtlen területek kizárására.

Dolgozatom befejezéseként csak felvillantani kívánom a gyakorlati alkalmazás néhány lehetőségét és az elemzések alapján vázolni szeretném a prognózisok elkészítéséhez alapot szolgáltató következtetéseket.

A formáció bizonyos közettípusai közvetlenül is felhasználhatók, elsősorban építőipari nyersanyagként: mészegetésre (sümegei kőfejtők), zúzalékként útépitéshez (Sümeg, Szár-hegy, Tevel-hegy), korábban díszítőkönek is alkalmazták, és szóba jött a cementipari felhasználás is (Sümeg). Ezen kívül használják timföldgyártásnál, továbbá a nagyüzemi állattenyésztésben tápszeradalékként (Tapolcafő—Bótakő). A közvetlen felhasználásra természetesen a felszíni előfordulások anyaga hasznosítható, de a különböző célú felhasználás különböző tulajdonságú anyagot kíván. *Mészegetéshez, timföldipari felhasználáshoz és takarmányadalékként* a nagy tisztaságú CaCO_3 -összetételű kőzetfajták felelnek meg. Ilyenek a háttérfácies kőzetei közül a világos színű afanerites kőzetek, továbbá általában a mozgó mészhomok és frontfáciesek kőzetei. A Jákói Formáció felé átmenetet mutató háttér-lagúna képződmények, illetve a távoli előtér és nyílt self fáciesek esetében agyagos mészkő összetételű rétegekkel is számolni kell. *A cementipari felhasználást* a pelites szennyezés általában nem zavarja, így e célra a formáció egésze, sőt az átmeneti kőzetfajták is alkalmasak. *Útépitéshez zúzalékként* a porózus kőzetek nem megfelelőek, ezek többnyire a mozgó mészhomok és a bioklasztos előtér-fáciesekhez kötődnek. *Kőbányászat* szempontjából perspektivikusnak tekinthető a sümegei Városi-erdő É-i oldala és a településtől K-re levő hegyvonulat (Kozmatag, Hajnal-hegy), az Északi-Bakonyban pedig az ugodi Szár-hegy és Durrogós-tető ÉNy-i része, továbbá a Tapolcafő közelében levő Attya-major területe (37. ábra).

A közvetlen hasznosításnál is fontosabb talán az Ugodi Mészkő Formáció kőzeteinek nyersanyagtároló szerepe. Ez a formáció egyes közettípusainak jelentős elsődleges porozitása és jó oldhatósága következtében létrejött nagy porustérfogat és erős karsztosodás következménye.

Jó karsztosodási képessége miatt a formáció *potenciális bauxitfekünek* minősíthető és számos példa van rá, hogy valóban fekü (Csabrendek—Nagytárkány—Gyepükaján; Kolontár). A fekü szempontjából történő prognosztikus megítélés alapkövetelménye, hogy ismerjük a potenciális fekü elterjedésének törvényszerűségeit, és azt, hogy a bauxitfelhalmozódás idejére milyen területe-

ken pusztult le a formáció — karsztosodásra alkalmatlan — szenon fedője. Természetesen a bányászati mélységhatár is figyelembe veendő. Mindezek mérlegelésével a fekü szempontjából figyelmet érdemlő terület a Sümeg és Ajka között húzódó zóna és esetleg a Tapolcafő—Ugod közti terület is (37. ábra). Itt említem meg, hogy *potenciális bauxitfedőként az Ugodi Mészke Formációnak csupán a háttérfáciessel induló kifejlődései jönnek számításba* (KNAUER J. előadása bejelentése, 1975), míg a mozgó mészhomok- és frontfáciessel induló üledékképződés (lejtőfáciessel ritkán indul) az intenzív abrázió miatt inkább kizáró jellegként érdemel figyelmet. Hasonlóképpen *kizáró jellegnek tekinthető a rudistás platófáciések jelenléte a rétegsorban a kőszén-előfordulások prognosztizálása szempontjából* is, mivel ezek a fáciések a paleomorfológiai maximumokhoz kapcsolódnak, míg a szénképződés a cikluseleji mélyebb zónákat követte. Nem lehet kizárónak tekinteni azonban az előtérfáciéseket, sőt mint az ajkai példa mutatja, egyes esetekben háttérfáciessel is számolni lehet az Ajkai Formáció fedőjében.

Vízföldtani szempontból azt a jelenséget szeretném kiemelni, hogy a formáció több száz méter vastag víztartó karbonátos kőzetei egyrészt az egykori plató területén az idősebb mezozóos karbonátos kőzetekre közvetlenül rátelepülnek és így vízföldtanilag azokkal összefüggő egységet képeznek, másrészt viszont az egykori medence felé benyúló előtérfáciések területén már jelentős vastagságú pelites vízzáró képződmények választják el azokat a preszenon fektől.

Közismert, hogy a rudistás mészke képződmények mennyire kedvezőek lehetnek *szénhidrogén-tárolás* szempontjából és az Észak-Zalai-medence előfordulásai közvetlenül is bizonyítják az Ugodi Formáció ilyen jellegű perspektivitását. Kedvezőnek ítéltető a helyzet a litológiai és rétegtani csapadék kialakulása szempontjából is, a formáció laterális és vertikális környezetének általában pelites kifejlődése miatt.

Természetesen szénhidrogén-előfordulással csak bizonyos mélység (mintegy 1500 m) alatt számolhatunk. *Mindezek a feltételek együtt véleményem szerint a Bakony ÉNy-i távolabbi előterében állnak fenn, az egykori medencerészeket elválasztó hátság övének (Tapolcafő—Dabrony—Ukk) mélyebb részein* (37. ábra) és a kedvezőnek látszó terület feltehetően tovább is folytatódik az ismert zalai terület felé. E területeken szénhidrogén-kutatás — az egyetlen dabronyi meddőnek bizonyult fúrás kivételével — nem folyt, tehát a Bakony és a Keszthely-hegység ÉNy-i előtere az Ugodi Formáció szénhidrogén-lehetőségeire nézve lényegében még megkutatatlan perspektivikus területnek tekinthető.

**THE UGOD LIMESTONE FORMATION (SENONIAN RUDIST
LIMESTONE) IN THE BAKONY MOUNTAINS**

INTRODUCTION

In Hungary, the work of regular definition and description of most geological formations is being carried out nowadays. This fact enable their relevant distinctive features to be determined on the basis of the same principles.

On a detailed investigation of the *Ugod Limestone Formation*, this study is intended to provide a scope of generalizable and particular considerations for analysing a rock body of complicate makeup, which shows evidence of also original breaks in spatial distribution, and displays a considerably changing chronostratigraphic position.

Besides the definition of formation, the re-interpretation and specification of the knowledge regarding the relationships in space and time of the unit concerned, moreover observations on changes with their trends therein and the examination of the transitions from one lithostratigraphic unit to another, are to be enfocused here.

The knowledge of the laws that hold on the development and variations of rock peculiarities is fundamental in forecasting the presence of economic deposits. By studying the properties relevant to the unit in concern, it is possible to make predictions about the existence of included construction materials, bauxite deposits and even potential reservoir bodies for subsurface waters and hydrocarbons.

POSITION OF THE UGOD LIMESTONE FORMATION IN THE EARTH-HISTORICAL CYCLE

In the western part of the Transdanubian Central Mountains' tectonic belt, a varied sequence of sedimentary rocks was produced by the subsidence that took place at the end of late Cretaceous time (Senonian). On a lithological basis, this succession can be divided into markedly distinguishable units. According to our present-day knowledge, these units can be referred to as settled down in the most characteristic environments of deposition represented by the Senonian sedimentary cycle. Relying upon the traditional understanding but dealing also with genetic points of view, the following lithostratigraphic division can be outlined now:

1. *The Halimba Bauxite Formation.* This unit consists of bauxite and bauxitic clay. The deposition of material of lateritic origin took place in tectonically preformed and karstified carbonate-bottomed depressions of a continental sedimentary basin during the initial phase of a regional subsidence.

2. *The Csehbánya Formation.* The Csehbánya Formation is composed of alternating varicoloured argillaceous, argillaceous-carbonate, silty and finely to coarsely-grained elastic rocks. The accumulation of these beds must have been joined with the beginning of the subsidence of a larger continental sedimentary basin. Periodically and partially, the basin was covered by freshwater and to the area the sedimentary materials were supplied by linear and areal transportation.

3. *The Ajka Coal Formation.* This Formation is built up of a cyclic alternation of brown coal deposits and dark grey to brownish-grey-coloured carbonaceous-argillaceous or argillaceous-carbonate—fine-detrital rock types frequently joined with lumachelle banks. These beds were deposited in freshwater to brackish water coastal swamps of rich vegetation formed, directly or indirectly, by the advancing sea during subsidence.

4. *The Jákó Marl Formation.* Under this name, rock types as grey argillaceous-carbonate (marl) and silty marl are concerned. Lumachelle beds are frequent and characteristic. The lower part of the unit (the *Csingervölgy Marl Member*) shows markedly abundant molluscs and solitary corals, while the higher-situated part displays beds lacking almost entirely in megafossils but others, on the contrary, appear as crowded with rock-building Pycnodonts and Exogyrae ("Gryphaea Marl"). The deposition took place in the brackish water-lagoonal part of the marine sedimentary basin (*Csingervölgy Member*) or in a shallow neritic shelf (shallow sublittoral) environment of sedimentation.

5. *The Ugod Limestone Formation.* This unit is constituted by limestones deposited in the environment of shelf plateau and continental slope belonging to the marine sedimentary basin.

6. *The Polány Marl Formation.* Light grey marl, silty marl, calcareous marl and argillaceous limestone are dealt with here. The lower part of the sequence is characterizable by higher carbonate content together with clay-covered bedding planes showing, on the whole, evidences of bioturbation and mud slumping. Part of the Polány Formation, made up of limestones, is interfingering with the Ugod Formation, may be treated separately as *Rendek Member*. In some areas a lower-situated member, which contains detritus from the Ugod Limestone and abundant fragments of authigenic *breccia*, is known. In higher parts of the Formation a decrease in carbonate content is joined with the appearance of interbedding sandstones.

The Polány Marl Formation suggests a pelagic basin of epicontinental sea to be the pertinent environment of deposition. Its boundary in areal extent indicates the farthest advance of the marine transgression marked by the maximum achievement of subsidence. The more arenaceous character of the upper part is considered as evidence for regression, however, the increased accumulation of detritus of non-carbonate origin may be explained by climatic change rather than by a presumable regression.

The areal extent on Mesozoic rock surface of each formation occurring in the area of study is presented by the map of Supplement I showing outcrops and stratotypes for the concerned formations with the necessary omission of younger sediments.

With the exception of the Polány Marl, these formations are more restricted in areal extent than the Senonian layers, however, in this peculiarity they show a certain regularity. On a formation-compositional basis, some areally delimited units of the Senonian sequence can be distinguished:

a) A succession in which the Csehbánya and/or Ajka Formation is followed by the Jákó Formation and then by the Polány Formation, is observable.

b) The Ugod Formation rests immediately on rocks older than Senonian and underlies, with an inserted transitional unit, the Polány Formation.

c) Between the above-mentioned two extreme types there is a transitional zone comprising the presence of the lower-situated members of type a), which mostly display, however, a reduced thickness and also somewhat divergent features, together with the Ugod Limestone composed of an interfingering sequence of facilogically peculiar beds.

DEFINITION OF THE FORMATION

The unit Ugod Limestone Formation is demanded to have been defined with the expedient inclusion of the carbonate rock types built largely of rudistid fragments, formed on shelf plateau and slope during the Senonian cycle of the Transdanubian Central Mountains' geological evolution. Upon such a definition, the concerned unit is genetically well interpretable and, additionally, more or less correlable with the "Homokbödöge Beds" described by F. HAUER (1862), moreover with the "Rudista Limestone" or "Hippurites Limestone" by A. KOCH (1872 and 1875, respectively). This, after some re-interpretations, was considered as a unit in geological mapping up to the recent past.

The Ugod Limestone Formation is characterizable by the following petrographic properties:

1. Its being limestone-type. The CaCO_3 content varies between 85.0 and 99.6% (Fig. 2);
2. Light colour (white, greyish-white, yellowish-white and pale pink colours are commonest);
3. Thick-bedded or bulky character;
4. Rock texture built of prevailingly rudistid-type *Bivalvia* i.e. of their diversely grained debris (aleurite-rudite);
5. A predominant microscopical texture given by biomicrite and bio-intramirite (R. FOLK's system) or "wackestone" and "packstone" (R. J. DUNHAM's system, Table 1).

The above features are characteristic of the overwhelming part of the rock body distinguishable as Formation. Subordinately i.e. in a restricted distribution in space, there are somewhat diverse properties shown by rocks intercalated in the sequence of rocks of common features. Owing to their being subordinate, they must not be separated as lithostratigraphic units. The commonest divergencies are as follows:

1. In various horizons, notably at the base of the Formation argillaceous limestone of clay-film structure occurs (in the Csabrendek-Gyepükaján area this horizon attains to a more considerable thickness). Some beds of basal situation are composed largely of rock debris originating from older rocks than Senonian as well as, in the known cases, from limestone, dolomite and calcareous marl (Sümege: Köves-domb and drill Süt-14 at Városerdő, Ajka-rendek: drill Ak-6, Tapolcafő: drill T-1). In a few cases, limestone sequence includes beds of marl (Sümege: Köves-domb).

2. Beside the prevailing light colours, there are darker grey (Gyepükaján—Csabrendek) and dark red, lilac-reddish or greyish-coloured rocks too (Sümege: Köves-domb, Ugod: Szár-hegy).

3. Thin-bedded argillaceous limestones also occur.

4. In the aphaneritic limestone types (backreef facies) rudistid skeletons or fragments can be found only sporadically.

5. Among the texture types in question the sparite is also present, however, partly as secondary product after micrite, formed by a late diagenetic process of solution to precipitation.

Stratotype

(Type section, borehole Tapolcafő T-1)

Borehole Tapolcafő T-1 has drilled a 223-m-thick Upper Cretaceous sequence that lies on Upper Triassic Dachsteinkalk.

Lithologically, a three-fold division of the Senonian sequence is feasible:

1. *The lowermost part (234.0—235.0 m) is constituted by a basal breccia which is found with a small amount of matrix; 2. The middle part (102.0—234.0 m) represents the typical Ugod Limestone; 3. The upper part (11.7—102.0 m) displays Ugod Formation-type biocalcarenite and calcirudite alternating with horizons of aphaneritic argillaceous limestone, which are assignable to the Rendek Member.*

The Senonian part of the section as drilled and tested is shown by Supplements VII and VIII. Here the most important features are to be dealt with.

1. The breccia bed (234.0—235.0 m) that overlies the Dachsteinkalk consists of slightly rounded ($K=1-2$) particles ranging in size from 0.5 to 8.0 cm (on the average 3—4 cm), which upwardly turn to be quite angular and unoriented, moreover cemented with a small quantity of reddish-brown marly matrix. The grains are weakly compressed and the surface between them is frequently stylolitic. The detrital material is made up of fragments of pre-existing Triassic rocks, such as typical greyish-white Dachsteinkalk, ochre-coloured argillaceous limestone, furthermore kinds of reddish and dark grey limestone.

It is noteworthy that smaller but more rounded extraclast grains still appear sporadically in bioclastite up to a depth of 233 m.

2. The breccia is immediately overlain by limestone of greyish-white or pinky colour (102.0—234.0 m). This limestone is formed of biogenic debris of changing quantity, grain size and sorting, set generally in aphaneritic matrix (showing rare proofs of sparitic recrystallization). A non-rhythmic alternation of fine calcarenite with small-grained calcirudite and medium-grained to coarse calcarenite with larger rudite grains can be recorded. Beside completely unsorted grain composition, in some cases, two or three comparatively well distinguishable grain size fractions are prevailing (20—60 μ , 0, 2—3 mm and 1—5 cm). Components of rudite size are usually rudistid valves (Hippurites, Radiolites, Praeradiolites, Biradiolites) or skeletal fragments, partly attacked by leaching and partially refilled with secondary coarse spary calcite.

Under microscope, the most common texture-types are biomicrite and bio-intramicroite (wackestone), with 20 to 50% micrite, 30 to 70% biogenic fragments, 0 to 5% intraclasts and, more rarely, with a few per cent lime mud

nodules (non-faecal pellets). Primary biosparite (grainstone) is scanty but somewhat more frequent in the lowermost and uppermost quarters of the horizon. The grains are usually angular or weakly rounded ($R=0-1$)*, nevertheless, in the "grainstone" portions values of $R=2-3$ can also be recorded. Micritic film-like crusts can be observed on rounded grains.

Among the microscopical organic remains molluscan shell fragments (rudistids and others) prevail. Parts of Echinodermata skeletons (Crinoidea and Echinoidea plates and spicules) are quite rare in the lower third part of the horizon but upwardly they become generally distributed, even if not numerous. Ostracods are comparatively common in the lower third part. In an interval of 145 to 158 m the occurrence of *Thaumatoporella*-type green algae is characteristic. *Pienina oblonga* BORZA—MISIK, which may belong to the Codiaceae algae according to the authors, as microfossil is persistent throughoutly. The appearance of Foraminifera is changing but significant in quantity. Miliolinae (Quinqueloculina, Triloculina, Massilina) are particularly frequent, up to 50 specimens per 1 cubic centimetre. In various horizons, specimens larger than 1 mm occur. Usually small-sized forms of the Textulariidae and Nodosariidae families often appear in large numbers. A larger form by *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, moreover species of Cuneolina are frequent and typical, while *Rhapydionina liburnica* (STACHE) and *Rhipidionina liburnica* (STACHE), moreover *Accordiella conica* FARINACCI, *Keramosphaerina tergestina* (STACHE) and *Raadshoovenia* sp. are rarer but also characteristic. A mean frequency is peculiar to some smaller but invariably typical skeletons of the species *Valvulineria*, *Valvulammina*, *Ataxophragmium*, *Gavelinella*, *Lituola* and *Rotalia*. *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) specimens are abundant in the lowermost part of the horizon (up to 216 m).

3. It has already been revealed by the microscopical study that the bioclastic beds (calcarenite, calcirudite) of the upper part of the drilled section (above 101 m) are interbedded with calcipelitic layers at various levels. Moreover, it has also been recorded that there is a regularity observable in the succession of calcipelite, calcarenite and calcirudite subhorizons. Minor horizons or cyclic unit members distinguished megascopically are denoted in Supplements VII and VIII as follows: *A*=calcipelite, *B*=finely to medium-grained calcarenite, *C*=coarse calcarenite-calcirudite. According to such a marking, from 110 m upwards the series of changes can be made appreciable by the following succession: *C-B-A-B-C-B-A-C-B-C-B-A*.

The diagnostic features of the individual members of cycle are treated below:

A) Light brown and thin-bedded (5–25 cm) aphaneritic limestone. The bedding planes are covered with clay film showing, at places, filling materials in surface irregularities after worm tracks, which can be detected by their unlike shade of colour (yellowish-pink, brown).

The matrix is pelletal biomicrite (packstone) formed by grains of calcaleurite or fine calcarenite. The rock is made up of 60–70% biogenic detritus, i.e. fragments of Mollusca and Echinodermata skeletons showing angular grains sized from 20 to 100 μ , in company of microfossils (Calcisphaerulidae

* *R* (on the Figs. marked in Hungarian: *K*)=roundness — after RUHN's definition.

with subordinate Foraminifera). The micrite matrix takes up 20–30%. Beside these, 5 to 10% pellet and small intraclasts (mud lumps) can also be found.

In the fauna assemblage planktonic Calcisphaerulidae (Table I: 2) prevail, as well as species like Stomiosphaera, Pithonella, Cadosina, moreover a conspicuous cone-shaped remain of fibrous test which has been described by us as *Conocella ugodensis* n. sp. (J. HAAS, 1978). The Foraminifera assemblage is poor: both planktonic (*Globotruncana*, *Hedbergella*) and benthonic forms (*Bulimina*, *Stensiöina*, *Dorothia*) occur.

B) Greyish-white to yellowish-white limestone, fine to medium-grained calcarenite. Rudite-sized bioclasts are very rare. Stratification is observable. The rock is partly leached out to a considerable extent: the porosity of such parts is striking.

The typical texture is constituted by biomicrite (packstone) or, less frequently, bioclastite that contains a quite small proportion of matrix (micrite). Skeletal fragments take up 60–90%. Intraclasts are seldom observable and by small proportions. The particle size is ranging from 20 μ to 1 mm. Between calcareurite (20–60 μ) and the coarser-grained arenite fraction, no transition given by a distinct grain-size category can be recorded. The particles are usually angular and free of any crust.

The prevalingly biogenic components are molluscan fragments (often rudistids). Particles after Echinodermata skeletons are numerous in certain portions. Foraminifers are absent almost completely: from a depth interval of 47.0 to 80.5 m only 3 foraminifers could be detected by means of a sample collecting interval of 0.5 m.

C) Greyish-white, yellowish-white, at places pinky limestone. The rock is calcarenite-grained bioclastite (1–2 mm) with varying proportions (10–40%) of rudite-sized components (3–15 cm). The rudite particles are mostly formed of *Rudista* valves (*Hippurites*, *Radiolites*, *Præradiolites*, *Biradiolites* and *Lapeirousia*, according to L. CZABALAY). Their fragments often show a high-degree roundness. In the upper part of the section, this rock type includes also 1-to-6-cm-sized grains of aphaneritic limestone (authigenic breccia).

The porosity upon leaching of the rock here also is extensive. Solution tracks can well be appreciated on the individual fragments of coarse bioclastite.

Under microscope, the rock texture seems to be composed dominantly of material of biomicrite (wackestone, packstone) with comparatively frequent biosparite (grainstone).

Bioclasts amount to 30–70% and are associated with pellets or intraclasts (0–15%). The grain-size is changing on a broader scale, the particles are here well-sorted and there even unsorted. The grains belonging to arenite are the best-rounded ones in this type (up to 3). Enerustations by micritic film are widespread. The biogenic components are composed of elements of *Rudista* and Echinodermata skeletons. Foraminifers are poor in species and very scanty.

For a better environmental reconstruction, the mineral composition and trace elements content of the individual rock types have been analysed.

According to X-ray diffractometry, the only mineral of CaCO_3 composition is calcite. Values of the Sr content (610–270 p.p.m), fall into an interval between recent aragonite and calcite. Accordingly, an originally mixed deposit is dealt with.

CHARACTERIZATION OF THE AREAL UNITS STUDIED

Tapolcafő

The position and extent of the Ugod Formation in the neighbourhood of Tapolcafő are shown on map and sections which have furnished data on field observations and examinations (Supplement II: map and section lines A—B, C—D, E—F and G—H; Figs. 4, 7 and 8: sections).

The relevant statements are as follows:

1. Typical Ugod Limestone cropping out at the NW part of Tevel-hegy (Fig. 4), which has been drilled through by borehole Tapolcafő-1, can be detected in an about 5-km-broad zone as resting on the Triassic directly or after a very thick bed of basal breccia.

2. Towards NW and SE, between the occurrences of Ugod Limestone and Polány Formation, there is a vertically and also laterally developed zone of interfingering transitional beds (Fig. 7: section A—B).

3. Vertically, the typical Ugod Formation is overlain by a group showing rhythmic alternation of fine-grained, thin-bedded, pelagic-type fossils containing argillaceous limestone and other kind of limestone richer in fine to coarse bioclasts originating, to a considerable extent, from rudistids. The latter rock is poor in foraminifers and other microskeletons (borehole T-1, quarries of "Kőhányás", Fig. 3). This transitional unit includes also beds of local extension packed with chert nodules and sponge spicules (Fig. 5).

4. In the zone of the lateral transition, brecciated beds (breccia member) including also fragments of rocks belonging to the Ugod Formation can be detected on the surface or by drills in the direction of Bakonyjákó.

5. SW of Tevel-hegy, beds of the Ugod Formation (Attya-major) and the Ugod—Polány transitional unit (Tapolcafő, Bótakó, Fig. 6) appear by a few uplifted blocks amongst rocks pertaining to the Polány Formation (Fig. 8: section E—F).

Ugod

The most important outcrops of the Ugod Limestone are known at the localities Szár-hegy and Durrogós-tető near Ugod. In this zone some hundred metres wide, close to the boundary of the NW extent of Senonian beds, the Dachsteinkalk is directly overlain by layers of the Ugod Limestone of a poorly argillaceous and fine-bioclastic constitution (Fig. 9: A). Upwardly the Ugod Limestone is followed by bulky to thick-bedded limestone made up of coarse-grained bioclastic material, which includes colony-like *Rudista* assemblages preserved in a state resembling the life-position of these organisms. This

member of sequence is supposed to be 80—100 m thick. It forms, essentially, the south-eastern third part of these ranges, showing a quite close similarity to the type section part of the sequence penetrated by drill Tapolcaő-1. South-eastwardly, between the Dachsteinkalk and the Ugod Limestone, grey-coloured beds of argillaceous limestone are intercalated (Fig. 9: B). These beds consist of non-carbonate detrital material, and they are presumed to have been developed more thicker in a south-east direction. Farther in the same direction, towards the central zone of the ranges, rocks of another sequence break surface: bioclastic limestone grained as calcarenite and calcirudite alternating with quite finely grained argillaceous limestone which contains pelagic-type fossils (Fig. 11). This transitional sequence between the Ugod and Polány Formations is correlable with the upper part of the section drilled (Tapolcaő-1). The transition between the two Formations is continuous in both horizontal and vertical directions.

In the SE zone of the ranges rocks of the Polány Formation are cropping out at the surface. At Szár-hegy brecciated beds are also observable, which can be assigned to the breccia member.

The position in space and interrelation of the lithostratigraphic units are shown on the map included by Supplement III. Furthermore, two geological sections (NW—SE and NE—SW) set up through the whole area of study are also illustrative in this respect (Fig. 12).

Bakonyjákó

This area offers us the possibility to study a some-metres-thick layer of the Ugod Formation as intercalation in the breccia member. Upon the testimony by geological profiles (Fig. 13), the breccia member is 90—100 m thick, and it is overlain by rocks characteristic of the Polány Formation. Similar rocks are found as interbedded in the breccia sequence (Supplement III.).

Matrix material in the brecciated beds is mostly a very fine-grained bioclastite (calcaeurite), which contain fossils derivable from a pelagic environment of deposition, accompanied sporadically by skeletal fragments characteristic of the Ugod Formation. The detritus itself originates from the Ugod Limestone, and likewise from rocks of transitional type developed between the Ugod and Polány Formations, moreover the Polány Formation also is a source of detrital accumulation. These rocks had been consolidated well before their wearing away. The size of the fragments is extremely varied. A few blocks may attain to 1 m.

In the breccia member there are banks in which detritus is scanty or absent. This rock type is predominantly arenite formed frequently of bioclastite derived from rudistids. According to their lithological features, these rocks can be assigned to the Ugod Formation.

As it has been attested to by drilling, the breccia member is stretching farther towards SW. Several boreholes sunk in the Magyarpolány area (Mp-1, Mp-2 and Mp-38, the latter's section and diagrams are seen in Fig. 14), moreover Devcser Dv-3 (Fig. 14) have drilled these rocks between breccia-free portions of the Polány Formation. Drill cores testify to the presence of bioclast-bearing limestones some metres thick, however, it is not known whether these are transported blocks or stand-up "tongues" of the Ugod Formation.

Ajka—Padragkút

In the Ajka Coal Basin only minor erosional remnants of the Ugod Formation are sporadically exposed at the surface or drilled frequently below it. Upon drilling data, a major and coherent but also thinner occurrence is presumed to exist north of Gyűr-hegy. The areal extent of the Formation, together with well logs and the lines of summarizing profiles are found in Supplement IV: subsurface map of the Mesozoic formations.

Comparatively well studiable outcrops come into our focus at Gyűr-hegy, 1 km north of Padragkút. On the northern hillside the Ugod Limestone, with a thinner bed of basal conglomerate built of well-rounded dolomite detritus, is seen to rest immediately on the Upper Triassic dolomite.

There is an about 1-km-broad belt in the Ajka Coal Basin where exploration drills have recovered rocks assignable to the Ugod Formation showing here a thickness of a few metres. Towards SE, the Formation was obviously eroded off.

The distribution of the erosional remnants of the Ugod Formation, which are bound to fault blocks of extremely restricted areal extent, is shown by the geological section A—B in Fig. 15.

Section C—D in Fig. 15 illustrates a north-westward pinching out of the Ajka and Jákó Formations lying under the Ugod Limestone. The situation presented is very similar to that experienced on the SE side of Szár-hegy.

Sümege

The most excellent and best-studied exposures of the Ugod Limestone are known in the vicinity of Sümege (Supplement V). Southwardly from the town, on the northern side of Köves-domb, the Ugod Formation rests on the Csingervölgy Marl Member (borehole Süt-16, Fig. 30). In the middle part of the area, represented by the well-defined close surroundings of the Sintérlap quarry, however, the Formation is overlying directly the pre-Senonian basement (Supplement VI).

In the quarry of Sintérlap, a 10-metre-thick sequence can be found over the Aptian Tata Limestone (Fig. 21). This sequence of bioclastic limestone includes colony-like crowds of vertically oriented Hippurites valves. Its outcrops are detectable farther towards the south. In borehole S-7 and various exposures, the underlying Ugod Formation is thicker (up to 70 m). Similarly, the Hippurites-bearing bioclastic limestone too is thicker here, and this rock passes downwards at first into aphaneritic limestone and then into an extraclast-bearing one (Figs. 16—20). The last-mentioned rock resembles a southward-stretching mantle, which borders the Aptian Tata Limestone cliff. The latter, in its turn, is covered by bioclastic limestone some metres thick only. The setting and interrelation in space of the concerned lithostratigraphic units are shown by the section in Supplement VI.

In the extreme part of Városi-erdő, 2 km south-east of Sümege, the Ugod Formation was recovered by survey drilling Süt-14. and several bauxite exploration wells (Supplement IX). The facial features of these rocks show a resemblance with those of the Köves-domb area.

In a range stretching east of Sümege, the position and character of the Ugod Formation show a strong change in no distance. NW—SE directed changes in

the formation's setting in general and position inside the Senonian complex can be estimated by the section of Fig. 27. As for the changes, they can be resumed as follows:

In the SE outermost belt of the areal distribution of the Ugod Limestone, the typical formation is a coarse bioclastic limestone containing giant rudistids grouped in colony-like assemblages, which usually overlies immediately the Triassic dolomite basement (Fig. 23).

Towards NE, in the lower part of the Ugod Formation or under it, a marginal sort of the Csingervölgy Member appears. As having been compared with the main type, this rock variety is less thick and contains more carbonate (Fig. 24). In this zone the Ugod Limestone is usually of a finer bioclastic-type with rudite-sized grains in various parts. In the middle of sequence the inter-fingering-type joining-in of the Rendek Member is observable.

Farther towards NW, the Ugod Formation turns to be underlain by the Ajka and Jákó Formations and even by the Rendek Member of the Polány Formation (borehole Ck-168, Fig. 26). The trend of moderate decrease in the grain-size of bioclasts continues to be perceptible, and semi-authigenic breccias also appear in various beds.

Regarding a NW zone (about 1 km wide) of the range, the Ugod Limestone practically disappears from the geological setting so that solely its thin and fine bioclastic beds are stretching into the partially brecciated part of the isochronous Polány Formation. According to a profilage based on sections of boreholes set in the zone of the north-western hill edge there the breccia member also is absent, and the Jákó Formation is overlain by the Polány Formation.

Csabrendek—Gyepükaján

Regularities in the geological occurrence of the Ugod Formation encountered between the villages of Csabrendek and Gyepükaján generally recall those recorded in the range situated east of Sümeg, however, there are differences observable in facies pattern (Fig. 28). It is a common peculiarity that in the SE marginal zone the Ugod Limestone rests directly on a pre-Senonian basement. On the other hand, these beds are composed of coarse bioclasts in the Sümeg area, while here an argillaceous, aphaneritic limestone is predominant. A similarity is given again by the fact that in a NW direction firstly the Jákó Formation and then the Ajka Formation too appear between the pre-Senonian beds and the Ugod Limestone. A difference is given by the fact that the rocks that underlie the Ugod Formation belong to a thicker Rendek Member in Sümeg and here, in turn, to the Jákó Marl. On the other hand, a thinner sequence of beds standing closer to the characteristics of the Rendek Member, is situated by 60—80 m above the base of the Ugod Formation (zone 4). Below this zone, the Formation is composed of a variate and not completely typical Ugod Limestone, which is greyish to brownish and frequently argillaceous (zones 1, 2 and 3). The genuinely developed Formation can be encountered over the 4th horizon (Fig. 29).

Similarly to the Sümeg area, here also the Ugod Limestone is likely to be pinched out rapidly towards NW.

The northern foreland of Bakony

In the northern foreland of the Bakony Mountains only a few drills could hit Senonian formations. Out of these, only the petroleum exploratory boreholes Ukk-1 and 2, moreover Dabrony-1 have penetrated rocks of the Ugod Formation.

These holes drilled by coring and reaming have yielded fairly uncertain data which are inadequate for a detailed facies analysis.

CHRONOSTRATIGRAPHIC CORRELATION

The stratigrapher has a theoretically and practically complex problem in attempting to precisely establish the chronostratigraphic age of the Ugod Formation on the basis of up-to-date principles and methods.

The most difficult general problem has emerged from the inadequacy of type sections chosen to be a standard for comparison of stratigraphic stages and, in addition, from the lack of suitable boundary stratotypes.

For a solution, our approach was supported by taking as a basis for correlation the section (Devecser Dv-3) drilled through a depth interval ranging from 244.4 m to 1035.8 m. This marine-pelagic Senonian sequence with an unbroken succession, for its better part, is so far best studied and documented due to a many-sided investigation. Accordingly, the stage boundary traced on a biostratigraphic basis (regional chronostratotype) in borehole Dv-3, has served as standard to which other sections have been compared in line with the use of different methods of correlation.

The litho-, bio- and chronostratigraphic division of the sequence drilled by borehole Dv-3 is shown in Fig. 30. The palynological investigations made by F. GÓCZÁN have led to the setting up of biozones based upon the conditions of dominance. The plant life evolution had accelerated in Late Cretaceous time. Thus the investigation of the fossil spore and pollen assemblages of rocks in the pertinent geological units offers us a disposable key to solution. Consequently, *the palynological zonation was chosen as main tool of correlation.*

For the time being, the most widely accepted and used instrument for a long-distance correlation of the Senonian strata is secured by planktonic Foraminifera. An attempt has been made to find out how the most generally used Foraminifera zones correlate with old stage stratotypes and even with chronozones based on Cephalopoda (J. E. VAN HINTE, 1972). In consequence, it seemed purposeful to *designate stage boundaries in the local chronostratotype section on the basis of Foraminifera (Globotruncana).*

A detailed study on the foraminifers collected from borehole Dv-3 was carried out by M. KURUCZ-SIDÓ.

Focusing attention on the evaluation of chronostratigraphic data (Fig. 31), it can be stated that the deposition of the Ugod Formation must have been started as early as the Early Campanian in various tectonically preformed areas and belts of the Bakony Mountains. With the main phase in the Late Campanian, the deposition persisted during the Early Maastrichtian too, however, the settling down of the cyclic sequences of the Polány and Ugod Formations and their transitional rock types is characteristic of the zones known. Parallely, and partially (mainly in the northern Bakony), in the

sequence of pelagic basin deposits the accumulation of the breccia member belonging to the Polány Formation took place, with the embedding of detrital materials derived from the Ugod Limestone. During Late Maastrichtian time, the deposition of the pelagic Polány Formation became quite widespread in the actual area of study.

Facies zones

According to evidences by a palaeomorphological study, the division of the environment that had existed at the beginning of deposition of the Ugod Limestone encompasses three principal areal units: 1. the basin with sedimentation from as early as the Santonian, displaying a neritic marine facies prior to the introduction of the Ugod Formation, 2. the marginal slope of the basin and 3. an uplifted karst plateau. About the beginning of the Campanian, with the advance of transgression the situation was modified: 1. parallel with the deepening of sea pelagic mud began to settle down, 2. the marginal slope was changed into submarine shelf slope and 3. the karst plateau was converted into a submarine plateau inundated by shallow sea with biogenic carbonate deposition. Basically, this configuration agrees with WILSON's facies pattern (1975) generalized for shelf regions (Fig. 32). Consequently, our more detailed facies classification should also be based on WILSON's categories used here with unessential modifications.

1. *Basin facies*. Rocks of the Polány Formation may be interpreted to have formed from nannoplanktonic mud containing a good many skeletons of planktonic Foraminifera and Calcisphaerulidae accompanied by merely subordinate benthonic forms, which had been deposited in a reductive environment of the typical basin facies.

The environment of deposition may have been the pelagic belt (deeper than 100–200 m) of an epicontinental sea.

The sediments of pelagic basin facies appeared in Late Campanian time, first in narrow sub-basins formed between elevated ridges (boreholes Sümeg Sp-2, -3, Devecser Dv-3, Magyarpolány Mp-1, -2 and -38, outcrops of Bakonyjákó, S Tevel-hegy, S Szár-hegy, borehole Pápa Pa-2 etc.). From the Late Maastrichtian on, they have been widely spread all over the carbonate-platforms too.

2. *Open shelf facies*. This belt of sedimentation is represented by the Rendek Member. The pertaining rocks are grey-coloured, thin-bedded argillaceous limestones of calcarenitic-micritic texture (wackestone, mudstone) with sporadically contained arenite-sized fragments of Echinodermata and Mollusca. Sole markings are frequently seen in beds and on the uneven and clay-film-covered top and bottom of strata. Structures such as bioturbation and nodular, plastic or mud slumping phenomena are common in some layers. Calcisphaerulidae are generally frequent, while benthonic and planktonic Foraminifera have an equal share (Plates I and II).

The site of deposition must have been in a zone considered still pelagic,

with a bottom sloping at quite low angles between the basin and the shelf plateau. The depth may have changed between 40 m and 100 m under the zone of waves.

The pelagic slope facies can be recognized by deposits interfingered with those of the Ugod Limestone in the vicinity of Sümeg, above the Campanian Ugod Limestone at Köves-domb. Easterly from Sümeg, such rocks are covered with a rudistid-bearing unit of Late Campanian to Early Maastrichtian age.

The transition towards both the basin and the foreground to the rudistid-bearing plateau environment is quite continuous and detectable on the basis of the rock sequences (Fig. 27).

Rocks of similar composition and, obviously, facies are seen in the surroundings of Tevel-hegy, moreover on the SE slopes of Szár-hegy and Durrogós-tető.

3. *Foreslope facies of carbonate platform.* A more inclined upper zone of the slope connecting the epicontinental basin with the elevated shallow plateau is to be dealt with here, since the concerned sedimentation is characterizable by the accumulation of carbonate detritus proceeding from the rocks of the plateau. The detritus in question can be divided into two principal groups: *a)* bioclasts and *b)* lithoclasts ranging in size from arenite to metre-sized boulders, formed from carbonate rocks and lithified deposits of pre-existing slope zones. The two types may occur together or separately and, in some places, they form an alternating sequence. Both the bioclastic and lithoclastic types are interfingered with pelagic beds (outer shelf, basin). Despite their fairly close relationship, they should be assigned to separate lithostratigraphic units owing to the significant lithological differences recognized between them. In consequence, deposits of the bioclastite facies have to be classified, upon the formations' criteria, into the Ugod Formation, while lithoclasts, embedded in a matrix showing diagnostic features of the Polány Formation, are to be included in the breccia member of the Polány Formation.

a) The accumulation of lithoclasts. The material, size and proportion of detritus in the concerned lithoclastic rocks are highly diversified. As for the material, fragments from widely different facies of the Ugod Formation (foreslope, atform and backreef) prevail, however, authigenic breccia derived from local or quasi-local tearing up of mud, is also observable. The detrital material is usually quite unsorted. The particles are angular or, at the most, poorly rounded. The embedding material shows features indicative of the Polány Formation or the Rendek Member. Undulating and clay-covered bed surfaces, beside evidences for mud slumping, are seen (Plate III).

During local uplifts and owing to episodes like stormy surf and earthquake, the once consolidated carbonate material may have been broken down, then removed on a steep path and finally accumulated at the foot of slope. The rapid duration and very episodic character of such an action can be verified here by the repetitive interstratification of common pelagic sediments. In the foreground of carbonate buildups it is common the accumulation of consolidated carbonate detritus, and this is always indicative of steep slopes. According to WILSON (1975), in modern cases this slope angle may attain to 30°. Hence, the accumulation of lithoclasts indicates the basal zone of steep slopes.

The one-time existence of such slope can be assumed on the basis of a thick accumulation of the breccia member along a line marked by Szár-hegy, Tevel-hegy, Bakonyjákó, Magyarpolány and Devecser. The lithoclastic accumulation can be recognized also near Sümeg, however, here the detritus of platform facies is less common and authigenic breccia-type detritus prevails instead. This is indicative of a less steep slope.

The presence of the breccia member is connected with well defined areas and chronostratigraphic periods (Early Maastrichtian). On this recognition it can be stated that the necessary conditions (slope steepness, storm-waves) had existed in definite areas and in certain phases of transgression. Subordinate proportions of lithoclasts, nevertheless, could have formed elsewhere and in other periods, too.

At base of the Ugod Formation accumulations of detritus from older rocks (extraclast) can be recorded as having been restricted to minor areas (Sümeg: Köves-domb, Városi-erdő, borehole Cn-211 etc.). According to observations done till now, these are bound to the backreef facies instead of the foreslope one. Their material is derivable from rocks of older geological cycles, thus they cannot be correlated genetically with the lithoclast accumulations treated here.

b) Bioclast accumulation. A group of rocks embraced by the Ugod Formation can be interpreted as formed on the foreslope, on the basis of the following features: biomicrite, more rarely bio-intramicrite (wackestone, packstone) with 60–80% allochemical components by predominant organic fragments. The particle size distribution of the latter occupy an extraordinarily wide scale from $20\ \mu$ to 10 cm. The material is unsorted i.e. frequently separated into various grain-size fractions (calcareurite 20–60 μ , calcarenite 0.06–2.0 mm and rudite 2–10 cm). The smaller grains are angular and the rudite-sized particles subangular. Encrustations are seldom seen.

The majority of the rock-forming skeletal components are derived from the rudist buildup (Rudista plus other Mollusca), while the life environment of other organisms may have been identical with the site of accumulation (presumably, part of Echinodermata). The Foraminifera assemblage is poor in species and frequency, too. Benthonic forms (Textulariidae) prevail; part of them (Dicyclina, Cuneolina etc.) may be originating from the platform. Planktonic fossils are rarely observable.

On a main basis by grain-size distribution, sediments of the foreground slope can be subdivided into two additional groups.

On the uppermost part of the slope, which constituted the immediate foreground to the carbonate buildup, the most coarsely-grained part of the bioclastic material that had been removed from the platform by waves, accumulated. Then they must have been submerged under the zone of waves. A low degree of shattering force of the waves is indicated by non-rounded fragments and the presence of lime mud (micrite) matrix. The water depth may have been 15–30 m. Light conditions in the otherwise photic zone were very poor on account of shadowing by detrital inflows, thus this environment could not meet the requirements for life of the sessile benthonic organisms.

In a more lower-situated part of the slope a quick deposition of fine-grained bioclasts took place on a bottom 30–50 m deep. The light that penetrated down to the bottom was very weak and the water temperature also somewhat reduced, presumably to 24–26 centigrades in case of a surface

temperature of 30 °C. These conditions were no longer suitable for the typical benthonic life community of the shallow plateau.

In the case of the existence of steep slopes or slope zones, an episodic accumulation of coarse lithoclasts and bioclasts took place at the foot of slopes, beside a common basin, shelf or slope sedimentation. Low-angle slopelessness implies the reduction of the role played by gravity transport, and the foreslope must have passed into the open shelf area without any essential change in slope angle.

The type of moderate slopes is exemplified by the facies distribution shown by the Sümeg range.

On the other hand, the immediate plateau foreground of the Campanian formations at Szár-hegy must have been markedly steeper, since the bioclastic foreslope facies are very reduced in areal extent.

In the vicinity of Tapolcafő, the Lower Maastrichtian sequence shows a succession of open-shelf-facies rocks alternating with beds of the bioclastic-type foreslope. This is indicative of the pre-existence of extensive foreslopes, presumably formed after the building up of the biogenic accumulation when the balance of sedimentation was shifted from a biogenic primary precipitation towards the splitting up of previously lithified rocks.

4. *Platform margin facies*. Rock types holding "in situ" embedded colony-like close assemblages of rudistid valves are considered to represent a platform margin facies of the Ugod Limestone. Typical accessory skeletons are colonial coral, hydrozoans, red algae and larger *Ostrea*. On these skeletons solution markings after sponges are seen. Beside complete skeletons, proportions of bioclasts of rudite to arenite size are also significant. The rudite particles are poorly rounded, while those of arenite size show a diversified state of roundness, as far as they are angular but covered with micritic film in a micrite matrix, while the constituents of biosparite texture are well-rounded (Plates V and VI).

The environment of deposition comprises the edge of the surf zone adjacent to the plateau (natural breakwater front). The water may have reached a few metres in depth (at low tide some centimetres). Upward-moving currents could carry water rich in CO₂, organic nourishing materials and also in oxygen owing to the breaking of waves. Optimum conditions for the chemical precipitation of carbonate materials were assured together with the existence of giant Mollusca of cellular-type shell adapted for heavily rolling sea. Rudistids as reef builders, however, could not form a "breakwater" so highly compact and protective than the coralline-algal edge of modern coral reefs. Nevertheless, they were able to slow down anyhow the waves breaking against them. Steep i.e. quasi-vertical walls characteristic of coral reefs could not be formed here, however, a kind of morphological elevation must have been erected by the quickly growing giant organisms. The foreground sloping of these masses may have been gentler than that of the modern coral reefs, but it was surely steeper than the common slanting of the continental shelf. This organic barrier was formed on the only condition that the controlling morphological and other factors were favourable in full. It is also imaginable that during the formation of the Ugod Limestone no sharp plateau edge could support the development of the marginal facies. In such a case, the marginal facies and the pertinent zones behind the breakwater front cannot have been formed i.e. separated.

The preservation of these narrow marginal facies zone of the plateau

can hardly be secured, since they are formed in a belt of the most intensive water movement. Consequently, their building up is soon followed by their destruction. Thus, the environment-controlling role of the marginal facies is much more greater than expected upon the frequency of the pertaining fossils to be found. Their one-time existence can be detected, in many cases, only by the reconnaissance of joint facies (backreef lagoon facies).

The best-recovered, even if somewhat peculiar occurrence of the platform margin facies is likely to be encountered at Kőves-domb near Sűmeg. Rudistids, embedded "in situ" in colony-like groups, are seen in the upper zone of the Csabrendek—Gyepűkaján sections (boreholes Gy-3 and Cn-299).

A fine example of the vertical succession of more Hippurites populations is found on the western side of Szár-hegy (Supplement III, point 4).

5. *Unstable sand facies of the platform.* Some light-coloured kinds of limestone of the Ugod Formation have been assigned to this facies type on the basis of the following textural features: biosparite to bio-intrasparite (grainstone) consisted of well-sorted, medium to coarse-grained and well-rounded particles of calcarenite size, frequently encrusted with micritic film. Bioclastic i.e. skeletal fragments (mainly rudistids, less frequently molluscs and crinoids) take up 70—80%. Out of algae, the presence of *Pienina oblonga* BORZA—MISIK is striking. The rarely occurring foraminifers are benthonic forms. There is, however, a biosparite-texture type the grains of which are almost exclusively foraminifers (species of *Textularia*, *Dorothia*, *Nodosaria* and *Miliolina*). From the allochemical components, arenite-sized and well-rounded intraclasts (0—20%) are mentionable. The proportion of pore-filling sparite ranges from 10 to 20% (Plates VII and VIII).

The deposition must have taken place in shallow and wave-shattered parts of the plateau, where the bioclastic grains are subjected to abrasive effects by the action of waves resulting in the winnowing out of lime mud. During such a sedimentation, in the intertidal zone lime sands are piled into mounds or dunes and, respectively, smoothed down into flat, sandy beach according to the changing features of the pattern of tidal currents and waves.

Rocks interpretable as belonging to the moving sand facies are frequent in the upper part of the Kőves-domb sequence (e.g. cut by drill S-7 from 20 m upwards), moreover at various levels in the Csabrendek—Gyepűkaján section, mainly in the upper parts of the sequences.

6. *Backreef facies.* Quite finely crystalline, generally aphaneritic, white or yellowish to pinky limestones of the Ugod Formation may belong to the backreef facies. Their texture is micrite or pelmicrite or biomicrite with angular to subangular particles and a grain-size ranging from aleurite to rudite. The assemblage of megafossils is composed of small rudistids (*Agria*, *Biradiolites*, *Praeradiolites*) and species of *Nerinea*, moreover Decapoda scissors. For microfossils, first of all benthonic foraminifers are worthy of note, mainly the frequent appearing of larger *Miliolina*. Large-sized *Porcellanea* types are also characteristic: *Dicyclina*, *Cuneolina*, *Rhipidionina*. Among other microfossils ostracods and green algae are typical but not generally frequent (Plates IX, X and XI).

The site of deposition of this facies is considered to occupy a zone protected against waves behind dunes or platform margin where the lime mud winnowed out from the zone of waves can be settled down. In case of storms,

however, coarser bioclastic material can also reach the backreef zone. As not having been subjected to further wearing effects by waves the particles of this sedimentary material should be left angular. The depth of the backreef lagoons may be estimated at 10—20 m. The bottom was surely situated under the normal wave base, well inside the photic zone (presence of green algae, algal symbionts). Due to a poor circulation, the water temperature must have been risen up to as high as 30—32 °C, according to actuogeological data (RIERA 1972) and palaeotemperature estimations. The salt content of water was generally normal but in some zones and certain periods a slight freshening took place, at least according to the presence of locally dominant *Miliolina* skeletons associated with *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) at the base of the concerned sequences. The appearance of this last-mentioned form is particularly striking in the upper part of the Csingervölgy Marl succession. Here the animal life was much less rich than in the platform margin zone, but rudists were presumably able to adapt themselves for the life conditions displayed by backreef lagoons.

Most typical examples of the backreef facies can be studied at Kövesdomb near Sümeg and in the drilled section Süt-14. The same facies can frequently be found also in the sequence of the Csabrendek—Gyepükaján area, however, in a less typical form which is indicative of a less markedly developed protective zone against waves. Borehole Tapolcafő T-1 has drilled a section the lower half of which represents, for the most part, the backreef facies.

EVOLUTION HISTORY

In reconstructing the evolution history of the Ugod Formation, our approach should obviously be based on an analysis of the distribution in space and time of the facies combinations that show a close interrelationship with the palaeomorphological conditions.

It should now be clear that the development of the early Mesozoic synclinal structure of the Transdanubian Central Mountains was opened as early as the Jurassic. The main course of its formation, however, was bound to the mid-Cretaceous Austrian phase of orogeny. In the NW part of this structural zone a process of epeirogenic subsidence and uplift involving marine sedimentation took place during the Albian—Cenomanian. Thereafter, up to as late as Santonian time, the zone was on the whole subjected to denudation.

Triassic carbonate formations and older crystalline metamorphic rocks were exposed to the surface in the middle of the region and on the limbs of syncline, respectively. In the central zone of the syncline there was a fairly rugged morphology preformed tectonically (Fig. 33). During Santonian time the region was dropped by subsidence. In the deepest-situated part this subsidence resulted in the formation of continental sedimentary basin. Then the filling up by a fluviatile to swamp sedimentation of this basin began (Cseh-bánya Formation). In the following period of subsidence, about the end of late Santonian time, the southward-situated zones were inundated by freshwater. This involved a lacustrine to swamp deposition of sediments (Ajka Coal Formation). At the beginning of the Early Campanian, in a SW—NE direction a gradually developing contact with the sea brought about the formation of brackish-water lagoons and swamps (upper part of the Ajka Formation) together with a shallow-basin sublittoral deposition of marls (Csingervölgy Member). At the same time, on basin-dividing ridges and marginal plateaus a characteristic pattern of karst scenery was being formed. This layout is shown by the palaeogeographic sketch of Fig. 34a. Farthest towards the west (Sümege), the earlier appearance of the sea left the area covered by normal saline water able to create life environment for rudistids (Köves-domb).

Between the Early and Late Campanian, waters of normal salinity turned to be prevailing over the region inundated by sea. This was a significant factor for the life environment of the rudistid lamellibranchs. These environments were really formed in the marginal shallow waters (0—20 m) but in a limited areal extent due to the predominant morphological conditions. On account of the relevant controlling factor given by the gradual inundation of steeper slopes, the areal distribution of the rudistid-bearing marine environment was restricted to the mostly narrow areas of the upper slope zones and cliffs

(Fig. 34b). In the shallow-sublittoral environment of basin marly mud was being deposited (Jákó Marl Formation).

In late Campanian time the basin subsidence continued, and in deeper-sunk zones an open epicontinental basin sedimentation took place (lower part of the Polány Formation). During subsidence, the flat ridges and karst plateaus of the southern basin edge were gradually inundated by the advancing sea. These former karst plateau zones were turned into submarine platform representing optimum conditions for the life of rudistids. The former coastal slopes became foreslopes of the platform suitable for bioclastic accumulation. During this, the former basin deposits also were getting buried with foreslope sediments. On the plateau margins breakwater front facies or rows of travelling dunes were formed, in dependence on the steepness of the slope/platform transition. Behind the fronts backreef facies was deposited. Areas and depth conditions of this deposition are shown in Fig. 35.

According to observations done in the northern Bakony, the subsidence/filling up balance turned to be upset on the plateau between the NW and SE sub-basins at the end of Late Campanian. Life-environment of the rudistids that are generally depth-sensible, disappeared and the former plateau became subject to receive deposits settled down in an open shelf-slope environment of sedimentation (Rendek Member). Evidences of a succession of alternating transgressions and regressions have been recognised in the Lower Campanian sequence. Regressive periods seem to imply subaerial conditions for various parts of the carbonate platform together with the involvement of the consolidation of carbonate deposits. Then the latter were gradually splitted up as battered by erosional forces, and their fragments were accumulated in zones adjacent to the foot of slopes (breccia member).

On the southern margin being less steeply inclined between the platform and the sedimentary basin, the face of the pertinent environments was more changing. In the vicinity of Sümeg, the end of Late Campanian is marked by evidences of the transgression that was responsible for disappearance of the rudistids (e.g. Köves-domb). This transgression was followed by regression (east of Sümeg there is a belt a few kilometres wide in which the foreslope facies of the Ugod Limestone is overlapping the open shelf facies). The same tendency can be detected in the Csabrendek—Gyepükaján area (see the facies curve plotted for the drilled section Gy-7: sequence of the facies, backreef—foreslope—open shelf and platform). All by this the deposition was hardly influenced, for the unbroken appearance of platform to near-platform facies can be recorded as starting from the lowermost Upper Campanian and passing into the Lower Maastrichtian.

By the beginning of late Maastrichtian time, the preservation conditions for the rudistid-bearing shallow plateaus became definitively unfavourable (with the maximum of transgression) and an argillaceous to calcareous (nannoplanktonic lime mud) sedimentation of open epicontinental character was introduced all over the area investigated (Polány Formation).

The Cretaceous period ended with the general elevation of the sea-floor into a land of widespread denudation responsible for the wearing away of the Polány Formation principally in the Bakony Mountains and their nearby foreland. Consequently, the Ugod Limestone was exposed to the surface as early as the pre-Eocene times, however, it was later eroded off to a diverse extent and covered by Eocene beds.

IRODALOM

I. Az Ugodi Formációra vonatkozó földtani irodalom jegyzéke

- BARNABÁS K. 1937: A sümegi felső kréta rétegek földtani és őslénytani viszonyai. — Budapest.
- BEUDANT, F. S. 1825: Voyage minéralogique en Hongrie, pendant l'année 1818. — Paris.
- BIHARI D. 1967: A magyarpolányi 1:25 000-es térképlap területének földtani leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BIHARI D. 1969: Az ugodi 1:25 000-es térképlap területének földtani leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BÖCKH H. 1909: Geológia. II. 2. — Selmezbánya.
- BÖCKH J. 1875—1878: A Bakony déli részének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 3.
- CZABALAY L. 1961: A Déli-Bakony tengeri szenon képződményeinek malacologiai vizsgálata. — Földt. Közl. 91. 4.
- CZABALAY L. 1964: A sümegi felső kréta malacologiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- CZABALAY L. 1965: A bakonyi hippuriteses mészkő faunája. — Őslénytani Viták 5.
- CZABALAY, L. 1966: Les zones à Rudistes du Sénonien des Monts de Bakony. — Referati vi Savetovanja Geol. Ohrid.
- CZABALAY L. 1975. Kagyulófauna a sümegi kecskevári kőfejtő hippuriteses mészkőrétegeiből. — Földt. Közl. 105. 4.
- CZABALAY L. 1976: A sümegi szenon zátonyfaciás Actaeonella és Nerinea faunája. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról.
- EDELÉNYI E. 1972: A sümegi Hárshegy és környékének földtani és bauxitföldtani vizsgálata. — Egyetemi szakdolgozat.
- FÜLÖP J. 1961: Magyarország kréta időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 49. 3.
- GÉCZY B. 1954: Cyclolites (Anthozoa) tanulmányok. — Geol. Hung. Ser. Pal. 24.
- GÓCZÁN F. 1961: A Déli Bakony szenon képződményeinek palynológiája. — Földt. Int. Évk. 49. 3.
- GÓCZÁN, F. 1964: Stratigraphic palynology of the Hungarian Upper Cretaceous. — Acta Geol. 8. 4.
- GÓCZÁN, F. 1973: Oberkretazische Kohlenbildung in Ungarn im Lichte der Palynologie. — „Nauka” Moszkva.
- HAAS J. 1972: A sümegi szenon képződmények üledékes közettani, facies és ősföldrajzi vizsgálata. — Egyetemi szakdolgozat.
- HAAS J.—J. EDELÉNYI E.—CSÁSZÁR G. 1977: Mezozoós formációk vizsgálata a Dunántúli-középhegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1975-ről.
- HAAS J.—J. EDELÉNYI E. 1979: A dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékeiklus ősföldrajzi elemzése. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről.
- HANTKEN M. 1878: A magyar korona országainak széntelepei és szénbányászata. — Budapest.
- HAUER, F. 1862: Über die Petrefakten der Kreideformation des Bakonyer-Waldes. — Sitzungsber. Acad. Wiss. 44.
- HAUER, F. 1870: Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt VII. Ungarisches Tiefland. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 20. 4.

- HOJNOS R. 1943: Adatok Sümeg geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ról.
- JANSTKY B. 1954: Adatok Ugod—Homokbödöge környékének földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről.
- JASKÓ S. 1935: A Pápai-Bakony földtani leírása. — Budapest.
- KOCH A. 1870: Földtani utazás a Bakony nyugati részeihez. — Term. Tud. Közl. 2.
- KOCH A. 1872: Felsőkréta képlet a Bakonyban. — Földt. Közl. 1.
- KOCH A. 1875: A Bakony északnyugati részének másodkori képletei. — Földt. Közl. 5. 5.
- KOLOZSVÁRI G. 1954: Magyarország kréta időszaki koralljai. — Földt. Int. Évk. 42.
- KORPÁS L. 1969: A bakonybéli 1:25 000-es földtani térképhez. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KUTASSY E. 1940: Adatok a Déli és Északi Bakony triász és krétakori lerakódásainak ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről.
- Lexique Stratigraphique International. Fasc. 9. Hongrie 2. 1979.
- ID. LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1.
- MAJZON L. 1966: Foraminifera vizsgálatok. — Akad. Kiadó, Budapest.
- MÉSZÁROS J. 1969: Az ajkai 1:25 000-es térképlap területének földtani leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- MÉSZÁROS J. 1971: A padragkúti 1:25 000-es térképlap földtani leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- NAGY ELEMÉR 1956: A pápai Bakony felsőkréta időszaki képződéseiről, különös tekintettel Bakonyjákó környékére. — Egyetemi szakdolgozat.
- NAGY ELEMÉR 1957a: A pápai Bakony Hippuriteseket tartalmazó mészkőfajtáinak likacsossága. — Földt. Közl. 87.
- NAGY ELEMÉR 1957b: Autigén breccsaképződés a Pápa környéki felsőkréta üledékösszetben. — Földt. Közl. 87.
- IFJ. NOSZKY J. 1952: Jelentés az 1944. évi sümegi földtani felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről.
- IFJ. NOSZKY J. 1958: Jelentés a „Bakonyi Csoport” 1957. évi Sümeg és Csabrendek környéki térképezési munkájáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- OFKFKV Központi Anyagvizsg. Labor 1970: Devecser-3. sz. szerkezetkutató fúrás anyagvizsgálati eredményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat
- OTTLIK P. 1958: Adatok az Északi Bakony földtanához. — Földt. Közl. 88.
- PAPP K. 1903: Dr. Pálffy Mór: Alvinc környéke felső kréta rétegeiről szóló munkájának ismertetése és méltatása. — Földt. Közl. 33.
- RAKUSZ GY. 1935: Adatok a dunántúli felső kréta ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ről.
- SCHAFARZIK F. 1904: A Magyar Szent Korona Országai területén létező kőbányák. — Budapest.
- SIDÓ M. 1961: A magyarországi szenon Foraminiferák földtörténeti értékelése. — Kandidátusi értekezés.
- SIDÓ M. 1963: A magyarországi szenon képződmények színtezése a Foraminiferák alapján. — Földt. Közl. 93. 2.
- SIDÓ M. 1969: Nummofallotia Barrier et Neumann 1954 és Gaupillaudina Marie 1957 dunántúli szenon képződményekből. — Földt. Közl. 99. 2.
- SIDÓ M. 1974: Az ugodai formáció Foraminifera társulása. — Földt. Közl. 104. 3.
- STACHE, G. 1861—1862: Die geologische Verhältnisse Istriens, Siebenbürgens und des Bakonyer Waldes in Ungarn. — Schles. Gesell. für vaterl. Cultur.
- SZÖRÉNYI E. 1955: Magyarországi kréta Echinoideák. — Geol. Hung. Ser. Pal. 26.
- TAEGER H. 1912: Adatok a Bakony fölépítéséhez és földtörténeti képehez. — Földt. Int. Évi Jel. 1910-ről.
- TAEGER H. 1915: Újabb megfigyelések a tulajdonképpeni Bakony Ny-i végéről és középső részéből. — Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.

VIGH Gy.—SZENTES F. 1957: Az ajkai szénmedence hidrogeológiai viszonyai és a vízveszély elleni védekezés módjai. — Bány. Lapok 7—8.

II. Felhasznált módszertani irodalom

(régégtan, szedimentológia, ősföldrajz)

- BATHURST, R. G. C. 1975: Carbonate sediments and their diagenesis. — Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York.
- BIGNOT, G. 1971: Contribution à l'étude des espèces Liburniennes des genres Rhapydionina Stache 1913 et Rhipidionina Stache 1913. — Revue de Micropal. 13. 4.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. — Bratislava.
- BORZA, K.—MISIK, M. 1976: Pienina oblonga s. gen. n. sp. aus kretazischen und paläogenen Kalken der Westkarpaten. — Geol. Zborn. Geologica Carpathica 27. 1.
- BRÖNNIMANN, P.—RIGASSI, D. 1963: Contribution to geology and paleontology of the area of the city of La Habana, and its surroundings. — Ecl. Geol. Helv. 56.
- CITA, M. B. 1965: Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the Southern Alps. — Leiden.
- Comité des travaux historiques et scientifiques, 1959. Colloque sur le Crétacé supérieur Français. — Paris.
- CLOUD, P. C. 1952: Facies relationships of organic reefs. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 36. pp. 2125—2149.
- CORNIDES I.—CSÁSZÁR G.—HAAS J.—JOCHÁNE EDELENYI E. 1979: Oxigén izotópos hőmérsékletmérések a Dunántúl mezozoós képződményeiből. — Földt. Köz. 109. 1.
- CSÁSZÁR G.—HAAS J. 1976: Jelentés a jelenkori trópusi üledékképződés megfigyelésére tett kubai tanulmányútról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- CSÁSZÁR G.—HAAS J. 1977: A formáció fogalom a nemzetközi szakirodalomban és alkalmazásának lehetőségei hazánkban. — Földt. Köz. 107. 1.
- DARWIN, C. 1837: On certain areas of elevation and subsidence in the Pacific and Indian Oceans, as deduced from the study of coral formations. — Geol. Soc. London. Proc. 2.
- DARWIN, C. 1842: Structure and distribution of coral reefs: reprinted 1962 by Univ. California Press from 1851 ed.
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1.
- DUNHAM, R. J. 1970: Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 54.
- Elf-Aquitane 1975: Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Éléments d'analyse. — Elf-Aquitane, Centres de Recherches de Boussens et de Pau.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 43.
- FOLK, R. L. 1968: Petrology of sedimentary rocks. — University of Texas.
- FUNNELL, B. M. 1967: Foraminifera and Radiolaria as depth indicators in the marine environment. — Marine Geol. 5. 5—6.
- FÜLÖP J.—CSÁSZÁR G.—HAAS J.—J. EDELENYI E. 1975: A régégtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. — Magyar Régégtani Bizottság. Budapest.
- GÓCZÁN, F. 1973: Comparative palynology and the paleoclimate of bauxite formation. — Őslénytani Viták 21.
- HAMAONI, M.—FOURCADE, E. 1973: Révision des Rhapydionininae. — Bull. Centre Rech. Pau. 7. 2.

- HARRINGTON, J. W.—HAZLEWOOD, E. L. 1962: Comparison of Bahamien land forms with depositional topography of Nena Lucia dune-reef-knoll. — Study in Uniformitarianism. Nolan County, Texas.
- HECKEL, B. H. 1974: Carbonate buildups in the geologic record. A review in: Reefs in time and space. — Laporte, Tulsa, Oklahoma.
- HENSON, F. R. S. 1950: Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 34.
- HINTE, J. E. VAN 1972: The Cretaceous time scale and planktonic-foraminiferal zones. — Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Ser. B. 75. 1. Amsterdam—London.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, ed: Hedberg, H. D. 1976. International Stratigraphic Guide New York. — London—Sydney—Toronto: John Wiley and Sons.
- KINSMANN, D. J. J. 1969: Interpretation of Sr^{+2} concentrations in carbonate minerals and rocks. — Journ. Sediment. Petrol. 39. 2.
- KOLLMANN, H. A. 1964: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams. — Jahrb. Geol. Bundesanst. 107. Wien.
- KORNICKER, L. S.—BOYD, D. W. 1962: Shallow-water geology and environments of the Alcan reef complex, Campeche Bank, Mexico. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 34.
- KÜHN, O. 1967: Rudistenhorizonte als ökologische und stratigraphische Indikatoren. — Geol. Rundschau 56.
- LADD, L. S. 1944: Reefs and other bioherms. — Nat. Res. Council, Riv. Geology and Geography. Ann. Rept. 4.
- LOWENSTRAM, H. A. (1950) 1957: Niagaran reefs of the Great Lakes area. — Geol. Soc. Amer. Mem. 67. 2.
- MAXWELL, W. G. H. 1968: Atlas of the Great Barrier Reef. — Elsevier, Amsterdam—London—New York.
- MILLIMAN, J. O. 1974: Marine Carbonates. — Springer, Berlin—Heidelberg—New York.
- NEWELL, N. D.—RIGBY, J. K.—FISCHER, A. G.—WHITEMAN, A. J.—HICHOX, J. E.—BREDLEY, J. S. 1953: The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region Texas and New Mexico. — Freeman, San Francisco.
- NEWELL, N. D.—RIGBY, J. K. 1957: Geological studies on the Great Bahama Bank. — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. Tulsa, Oklahoma.
- OLSSON, R. K. 1964: Late Cretaceous planctonic Foraminifera from New Jersey and Delaware. — Micropaleont. 10.
- PURDY, E. G. 1974: Reef configurations: Cause and effect. In: Reef in time and space. — Ed: Laporte, Tulsa, Oklahoma.
- RIERA, M. L. 1972: Estudios hidrologicos del Golfo Batabano y de las aguas oceánicas adyacentes. — Acad. de Ciencias de Cuba Ser. Oceanologica, 14.
- SALAJ, I.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. — Bratislava.
- SLITER, W. V. 1968: Upper Cretaceous Foraminifera from southern California and northwestern Baja California, Mexico. Protozoa. — Univ. of Kansas R. Pal. Inst.
- WILSON, J. L. 1975: Carbonate facies in geologic history. — Springer, Berlin—Heidelberg—New York.

TÁBLÁK—PLATES

I. Tábla — Plate I

A nyílt self fácies (Polányi Formáció: Rendeki Tagozat)
szerkezeti jellegei és jellegzetes szöveti típusa

1. A Rendeki Tagozat vékonyan rétegzett, hullámos, agyagfilmes rétegfelszínekkel tagolt, élethyomos mészkő rétegei.
Tapolcafő, Újkőhányás-kőfejtő
2. Biopelmikrit—kalkaleurit Calcisphaerulidaekkel és Bulimina-féléekkel.
Sümeg Süt-20. sz. f. 11,0 m, 68×

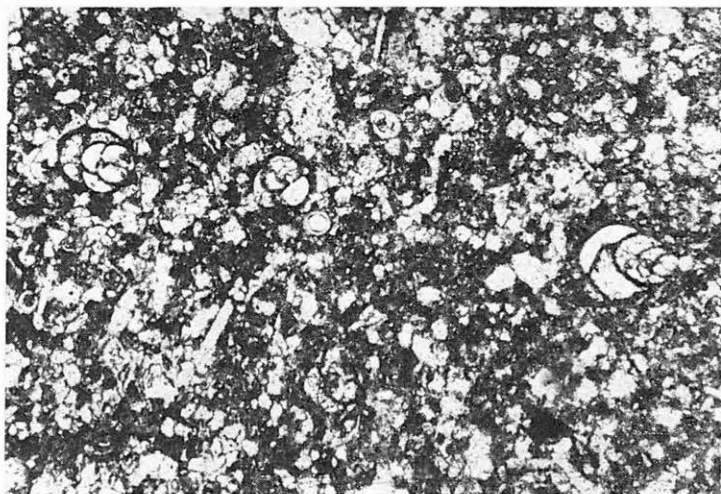
* * *

Structural features and characteristic texture types of the open shelf facies
(Polány Formation: Rendek Member)

1. Thin-bedded limestone of the Rendek Member showing undulating and clayfilm-covered bedding planes with organic marks.
Tapolcafő, Újkőhányás quarry
2. Biopelmikrite—calcaurite with Calcisphaerulidae and species of Bulimina.
Borehole Sümeg Süt-20, 11.0 m, ×68



1



2

II. Tábla — Plate II

A nyílt self fácies (Polányi Formáció: Rendeki Tagozat)
szöveti típusai és jellegzetes mikrofossziliái

1. Biomicrit—kalkaleurit Stomiosphaeridae és Pithonella-féléekkel
Tapolcafő T-1. sz. f. 45,5 m, 40×
2. *Pithonella ovalis* (KAUFMANN)
Tapolcafő T-1. sz. f. 12,0 m, 170×

A nyílt self fácies (Rendeki Tagozat) viszonylag ritka, de általánosan előforduló
Calcisphaerulidae típusú mikrofossziliája a *Conocella ugodensis* HAAS

3. *Conocella ugodensis* HAAS (hosszmetszet)
Ugod, Szár-hegy, felszíni minta, 170×
4. *Conocella ugodensis* HAAS (harántmetszet)
Ugod, Szár-hegy, felszíni minta, 170×

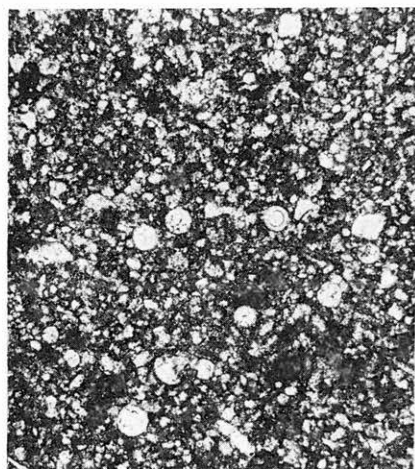
* * *

Texture types and characteristic microfossils of the open shelf facies
(Polányi Formation: Rendek Member)

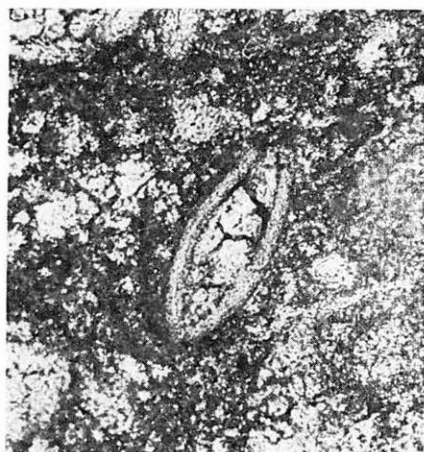
1. Biomicrite—calcaeurite with Stomiosphaeridae and forms of Pithonella
Borehole Tapolcafő T-1, 45.5 m, ×40
2. *Pithonella ovalis* (KAUFMANN)
Borehole Tapolcafő T-1, 12.0 m, ×170

A comparatively rare but widespread Calcisphaerulidae-type microfossil
of the open shelf facies (Rendek Member) is *Conocella ugodensis* HAAS

3. *Conocella ugodensis* HAAS (longitudinal section)
Ugod, outcrop at Szár-hegy, ×170
4. *Conocella ugodensis* HAAS (transverse section)
Ugod, outcrop at Szár-hegy, ×170



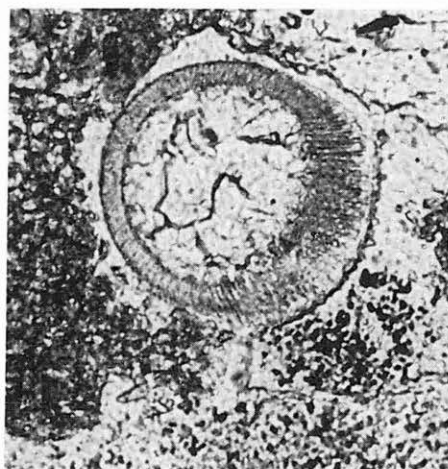
1



2



3



4

III. Tábla — Plate III

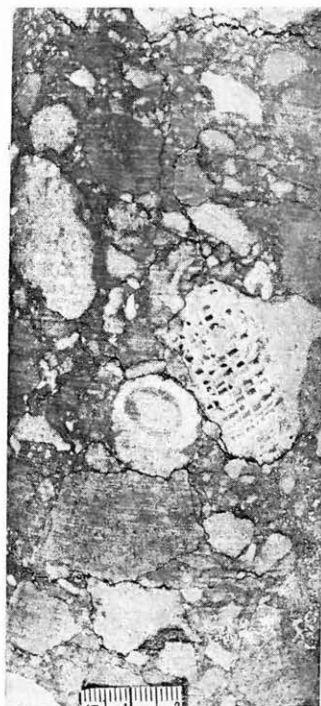
A litoklasztos előtér fácies (breccsa tagozat)
szerkezeti és szöveti jellegei

1. Különböző szöveti típusú, alig koptatott, egymással gyakran mikrosztiolitos—oldott felszínek mentén érintkező szemcsékből álló breccsa (esiszolt felszín).
Mp-38. sz. f. 308,3—308,5 m
2. A lejtő és a rudistás zátony környezet (Ugodi Mészkö Formáció) konszolidálódott üledékanyagából származó, alig koptatott szemcsékből és a nyílt salfen képződött pelites—karbonátos köztes anyagból álló breccsa (fúrómag-felület).
Mp-38. sz. f. 318 m
3. Osztályozatlan, nem koptatott, finomabb szemcsékből álló breccsa, kevés szemcseközi anyaggal.
Jákó-hegy oldala

* * *

Structural and textural features of the lithoclastic
foreslope facies (breccia member)

1. Breccia of varied texture, composed of subangular grains contacting one another along microstylolitic to leached surfaces (polished rock surface).
Borehole Mp-38, 308.3—308.5 m
2. Breccia containing unsorted and subangular detritus from deposits settled down on the slope and in a rudist reef environment (Ugod Limestone Formation), embedded in an argillaceous—carbonate matrix of open shelf origin (drill core surface).
Borehole Mp-38, 318.0 m
3. Breccia consisting of fine-grained, angular and unsorted fragments with poor matrix material.
Hillside of Jákó-hegy



IV. Tábla — Plate IV

Bioklasztos előtér-fácies (Ugodi Mész-kő Formáció)

- 1–2. Kalkarenit–kalcirudit szövetű, vastagpados tömeges mész-kő. A bioklaszt szemcsék nem vagy alig koptatottak. Szórványosan ép Rudista teknők is előfordulnak, a rétegződéssel párhuzamos helyzetben.
Ugod, Szár-hegy É-i oldala
3. Durva kalkarenit–kalcirudit szövetű, vastagpados–tömeges mész-kő. A rudistás plató közvetlen előtérében, az előtér-lejtő legfelső szakaszán képződhetett.
Ugod, szár-hegyi kőfejtő

* * *

Bioclastic foreslope facies (Ugod Limestone Formation)

- 1–2. Thick-bedded to bulky limestone of calcarenite-calcirudite texture. Bioclasts are angular or subangular. Parallel to bedding plane, rudistid valves occur sporadically.
Ugod, N side of Szár-hegy
3. Thick-bedded to bulky limestone of calcarenite-calcirudite texture, which may have been formed on the uppermost foreslope in the immediate foreground to the plateau of rudistid lamellibranchs.
Ugod, Szár-hegy quarry



V. Tábla — Plate V

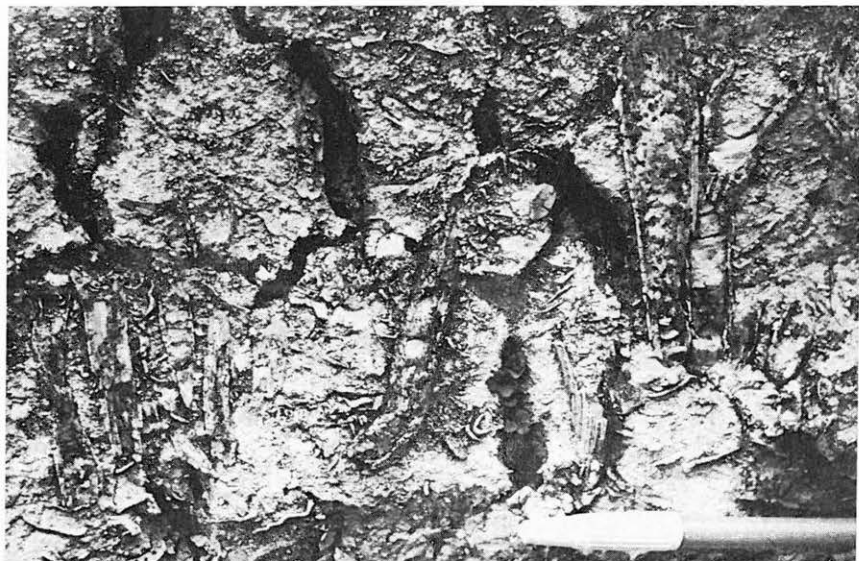
Frontfácies (Ugodi Mészkö Formáció)

1. Szorosan egymáshoz nőtt („telepszerű”), erősen megnyúlt és elválasztó lemezekkel tagolt teknőjű Rudisták.
Sümeg, Köves-domb D-i része (vető mentén tektonikusan erősen kibillentett blokk — ez okozza az eredetileg függőlegesen álló teknők jelenleg közel vízszintes orientációját).
2. Szorosan, „telepszerűen” egymáshoz nőtt Rudisták.
Sümeg, Köves-domb, Kecskvári-kőfejtő, a lőszerraktár melletti feltárás.

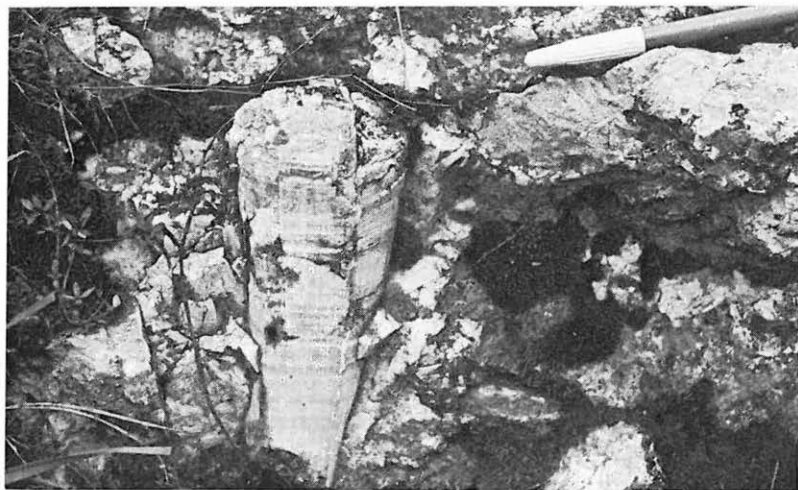
* * *

Front facies (Ugod Limestone Formation)

1. Closely grouped (“colony-like”) strongly lengthened rudistid valves with dividing lamellae.
Sümeg, S part of Köves-domb (fault-bounded block which appears to have rotated to such an extent that the originally vertical valves now lie near horizontally).
2. Closely grouped (“colony-like”) rudistids.
Sümeg, Köves-domb, Kecskvár quarry, exposure near the explosive storage.



1



2

VII. Tábla — Plate VII

A plató mozgó homok fáciese (Ugodi Mészkö Formáció)

1. Gyengén átmosott, gyengén koptatott mikrites biopátit (Mollusca, Echinodermata váztöredék).
Sümeg S-7. sz. f. 16,1—17,2 m, 27,5×
- 2—4. Jellegzetes szöveti típust képeznek a Foraminifera-dús biopátit, biointrapátit kőzetek. Különösen a Textularia, Spiroplectammina, Dorothia, Nodosaria, Miliolina-félék gyakoriak, de Dicyclinák, Cuneolinák is előfordulnak (4. ábra).
 2. Tapolcafő T-1. sz. f. 152,0 m, 27,5×
 3. Sümeg Süt-14. sz. f. 36,0—36,1 m, 27,5×
 4. Sümeg Süt-14. sz. f. 36,0—36,1 m, 27,5×

* * *

The moving sand facies of the platform (Ugod Limestone Formation)

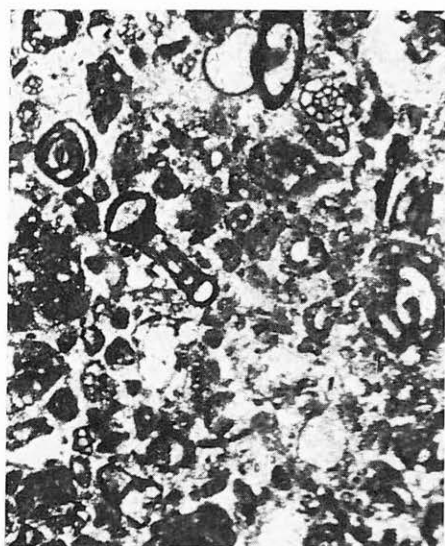
1. Micritic biosparite, somewhat reworked and weakly rounded particles (fragments of Mollusca and Echinodermata skeletons).
- 2—4. A conspicuous texture type by biosparite and bio-intrasparite is rich in foraminifers, among which forms of Textularia, Spiroplectammina, Dorothia, Nodosaria and Miliolina are abundant, but Dicyclina and Cuneolina are also present (Fig. 4).



1



2



3



4

VIII. Tábla — Plate VIII

A plató- és bioklasztos előtér-fáciesek jellegzetes mikrofossziliája,
a *Pienina oblonga* BORZA—MISIK

Pienina oblonga BORZA—MISIK, a typical microfossil of the platform
and bioclastic foreslope facies

1—2. Harántmetszetek. — Transverse sections.

Ugod, Szár-hegyi kőfejtő, 68×

1: || N, 2: +N

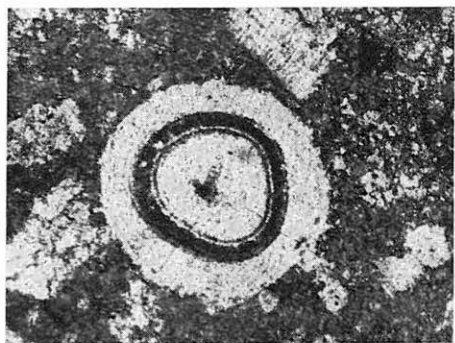
3—4. A haránt- és hosszmetset közötti kép. — A view of diagonal section.

Sümeg Süt-15. sz. f. 11,2—12,2 m, 105×

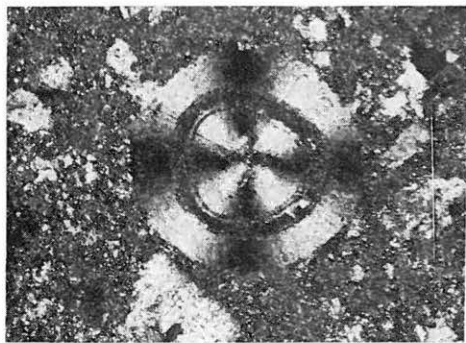
6—5. Hosszmetszetek. — Longitudinal sections.

Sümeg S-7. sz. f. 5,0—6,5 m, 27,5×

6,5—8,5 m, 35,7×



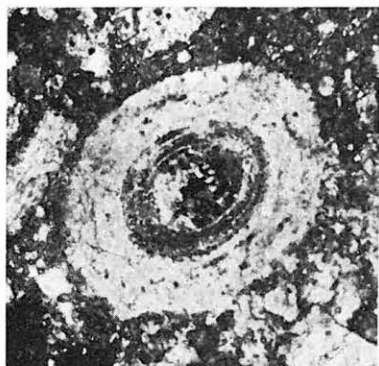
1



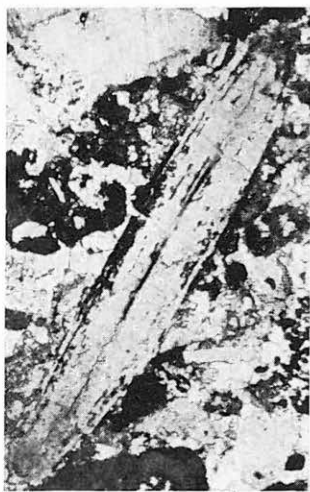
2



3



4



5



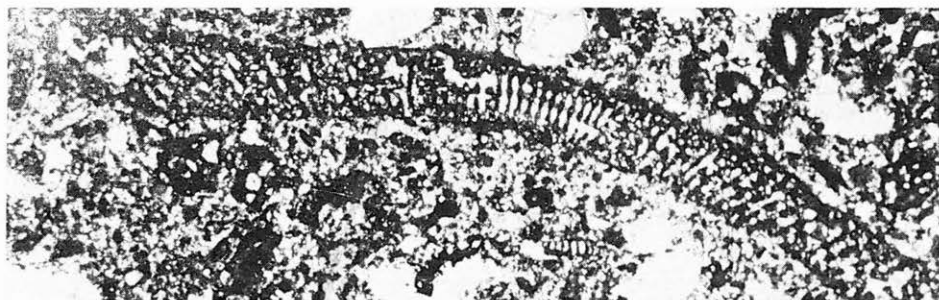
6

IX. Tábla — Plate IX

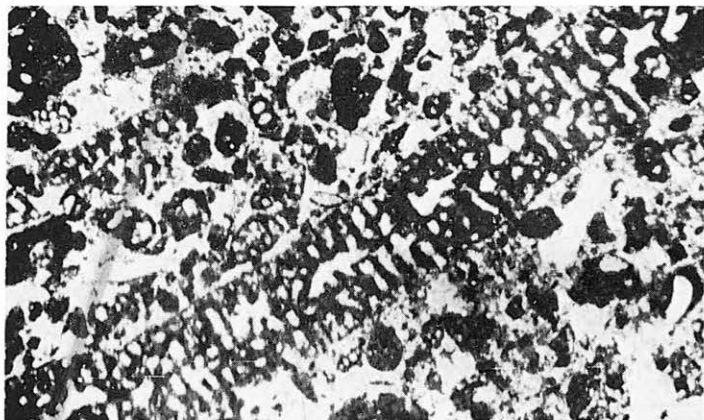
A platófáciések közül elsősorban a háttér kifejlődésekben gyakori nagy méretű Foraminiférák: a *Dicyclina*- és a *Cuneolina*-félék

Larger Foraminifera (*Dicyclina* and *Cuneolina*) are particularly frequent in the backreef facies

1. *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER—CHALMAS
Tapolcafő T-1. sz. f. 155,5 m, 20 ×
2. *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER—CHALMAS
Csabrendek Ck-168. sz. f. 94,0 m, 27,5 ×
3. *Dicyclina* sp.
Tapolcafő T-1. sz. f. 155,5 m, 20 ×
4. *Cuneolina* sp.
Sümeg Süt-14. sz. f. 35,7—37,2 m, 68 ×

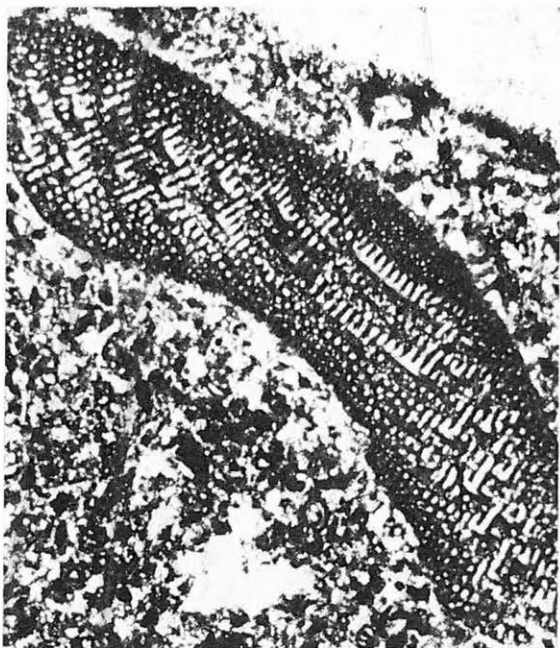


1



2

3



4



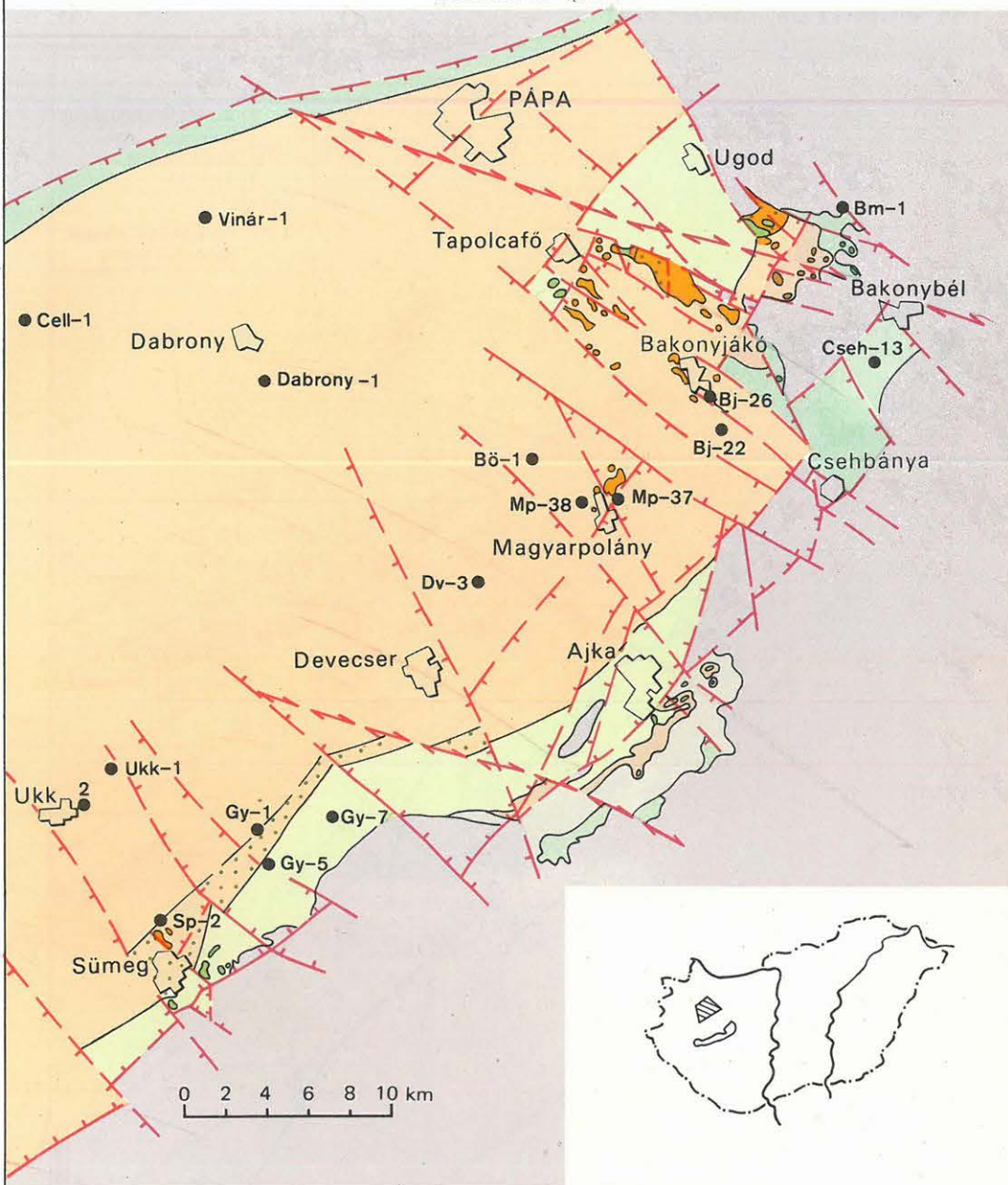
X. Tábla — Plate X

A platófáciesek jellemző, de ritkán előforduló Foraminiferái

Rare but characteristic foraminifers of the platform facies

1. *Keramosphaerina tergestina* (STACHE)
Tapolcafő T-1. sz. f. 155,5 m, 8×
2. *Rhapydionina* (?) sp.
Tapolcafő T-1. sz. f. 145,5 m, 87×
3. *Rhipidionina liburnica* (STACHE)
Tapolcafő T-1. sz. f. 118,0 m, 27×
4. *Accordiella conica* FARINACCI
Sümege Süt-14. sz. f. 36,0 m, 68×

A BAKONYI SZENON FORMÁCIÓK ELTERJEDÉSE AREAL DISTRIBUTION OF THE SENONIAN FORMATIONS IN THE BAKONY MTS



IV. Fosszília elemek

JELKULCS AZ I-IX. MELLÉKLETEKHEZ ÉS AZ 1-31. ÁBRÁKHOZ LEGEND OF SUPPLEMENTS I-IX AND FIGS 1-31

I. Litosztratigráfiai egységek – Lithostratigraphic units

Felszínen On the surface	Felszín alatt Below the surface	Szelvény- ben In profile section	Réteg - oszlopban In columnar section	
				Polányi Formáció Polány Formation
				Breccsa Tagozat „breccia member”
				Ugodi-Polányi átmenet (Rendeki Tagozat) Transition between the Ugod and Polány Formations (Rendek Member)
				Ugodi Formáció Ugod Formation
				Jákói Formáció Jákó Formation
				Csingervölgyi Tagozat Csingervölgy Member
				Ajkai Formáció Ajka Formation
				Csehbányai Formáció Csehbánya Formation
				Felsőkrétánál idősebb kőzetek Rocks older than Upper Cretaceous
				Felsőkrétánál fiatalabb kőzetek Rocks younger than Upper Cretaceous

II. Kőzettípusok – Rock types

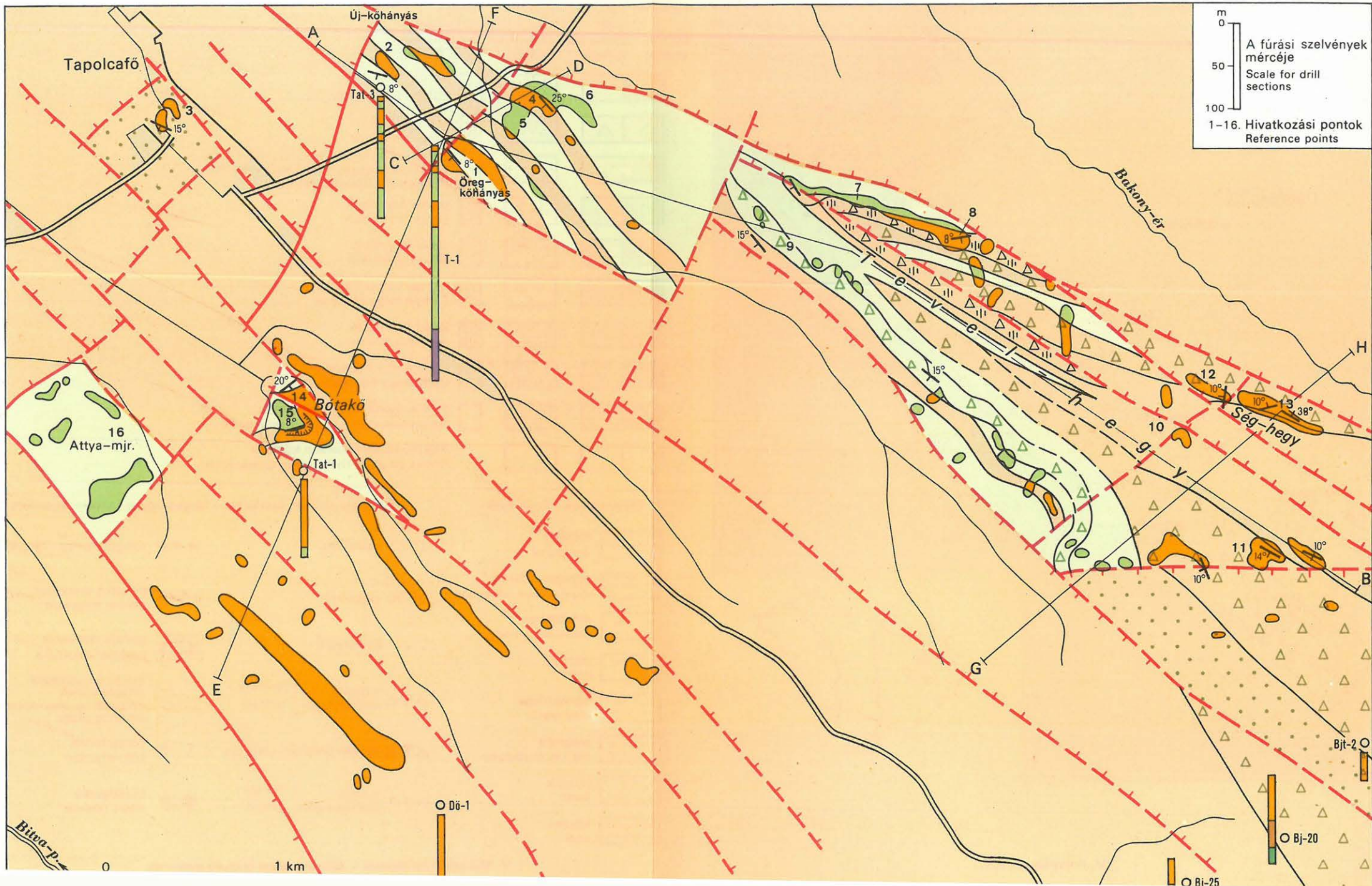
	mészkő limestone
	agyagos mészkő argillaceous limestone
	mészmárga calcareous marl
	márga marl
	agyagmárga clay marl
	aleurit silt i.e. mudstone
	homok sand
	kőszén coal

III. Makroszövet, szerkezet – Megascopical texture, structure

	kalcirudit		exogén kavics – gravel
	kalkarenit		plasztos szerkezet plastic structure
	kalkaleurit		gumós szerkezet nodular structure
	autigén szemiautigén } breccsa breccia		hullámos, agyagos rétegfelszínek undulating, clay-covered bedding plane
	exogén breccsa – breccia		bioturbáció bioturbation
	autigén szemiautigén } kavics gravel		tűzkőgumó chert nodule

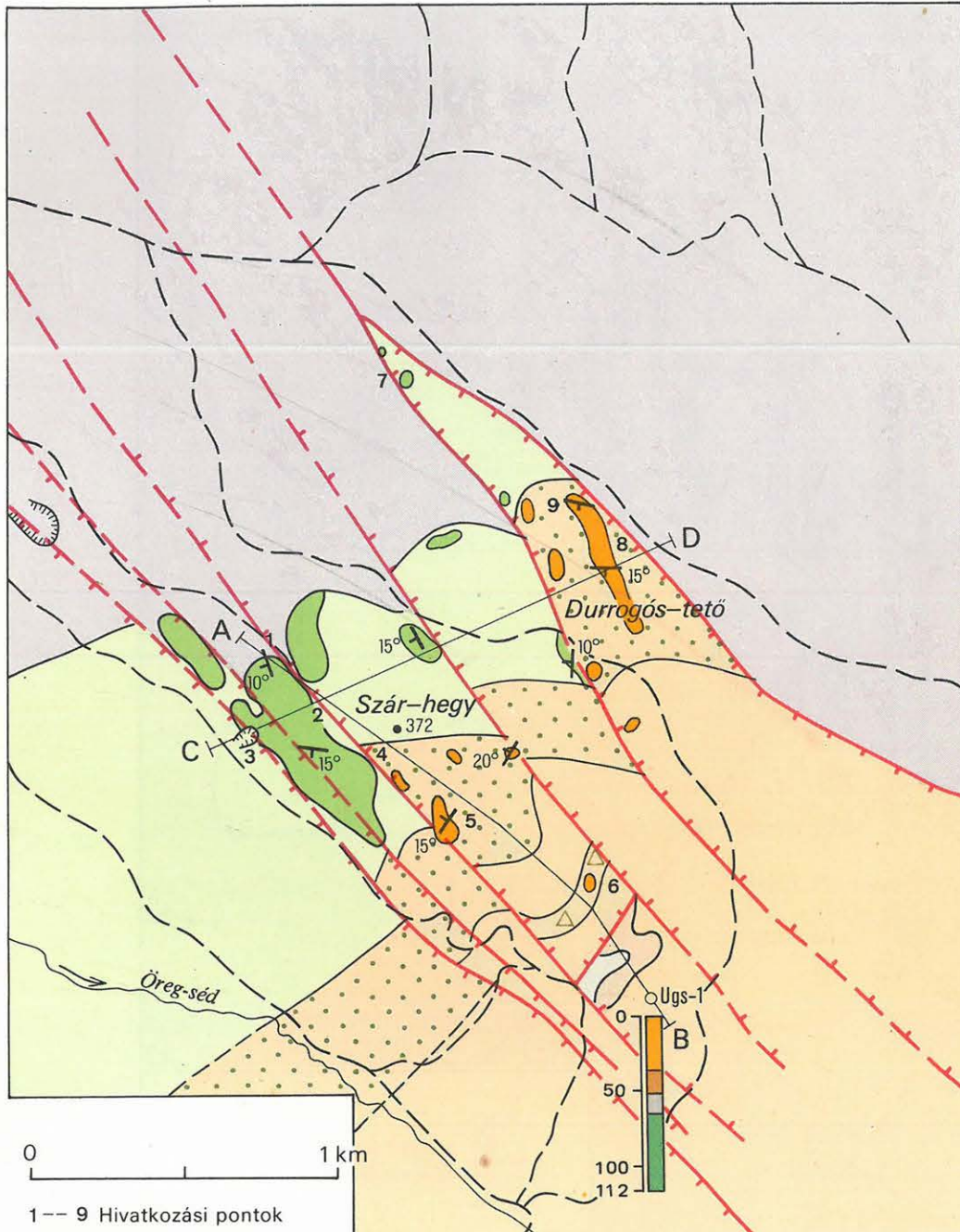
V. Mikroszöveti elemek – Microscopical texture elements

FELSŐKRÉTA FORMÁCIÓK TAPOLCAFŐ KÖRNYÉKÉN
 UPPER CRETACEOUS FORMATIONS IN THE VICINITY OF TAPOLCAFŐ

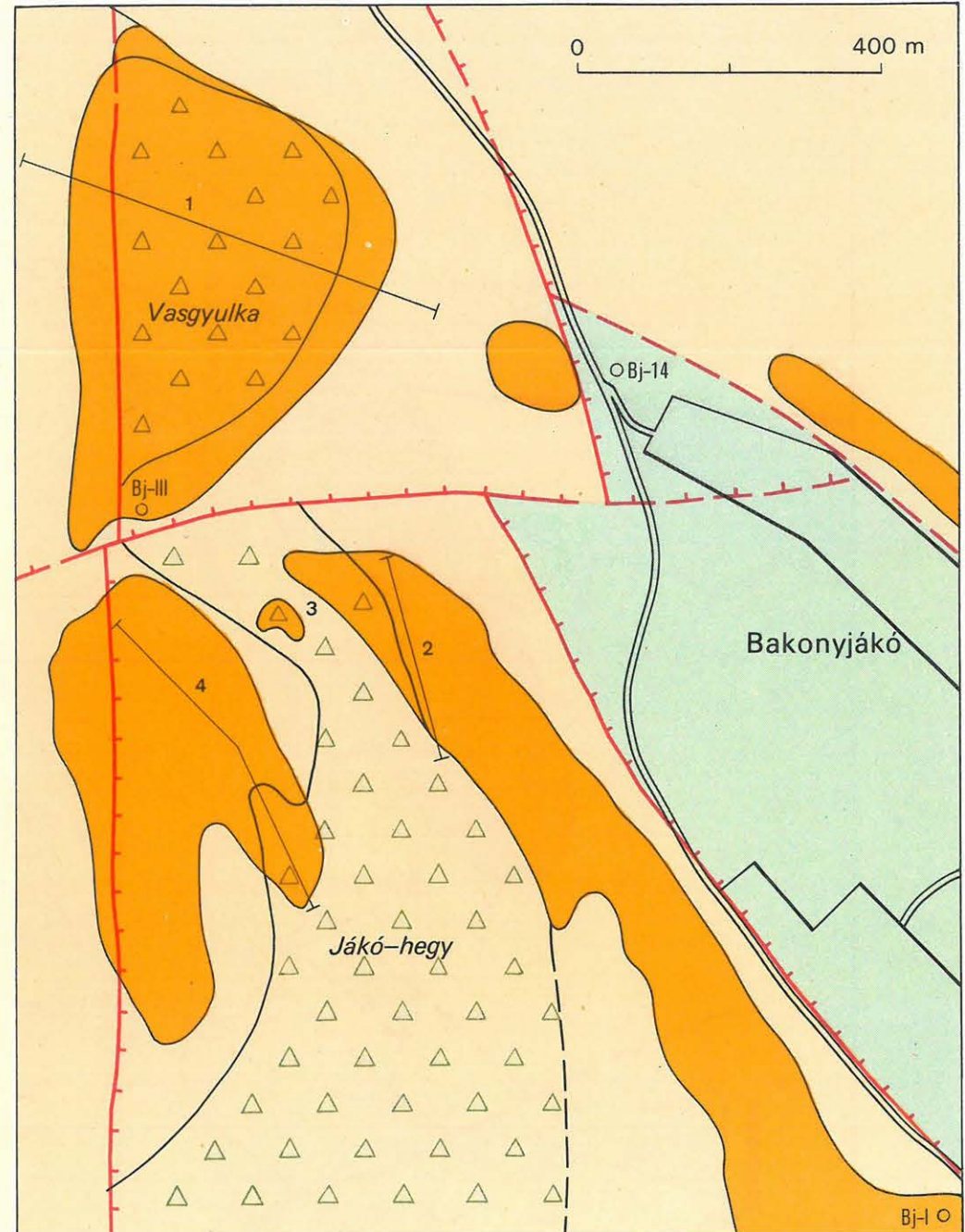


FELSŐKRÉTA FORMÁCIÓK — UPPER CRETACEOUS FORMATIONS

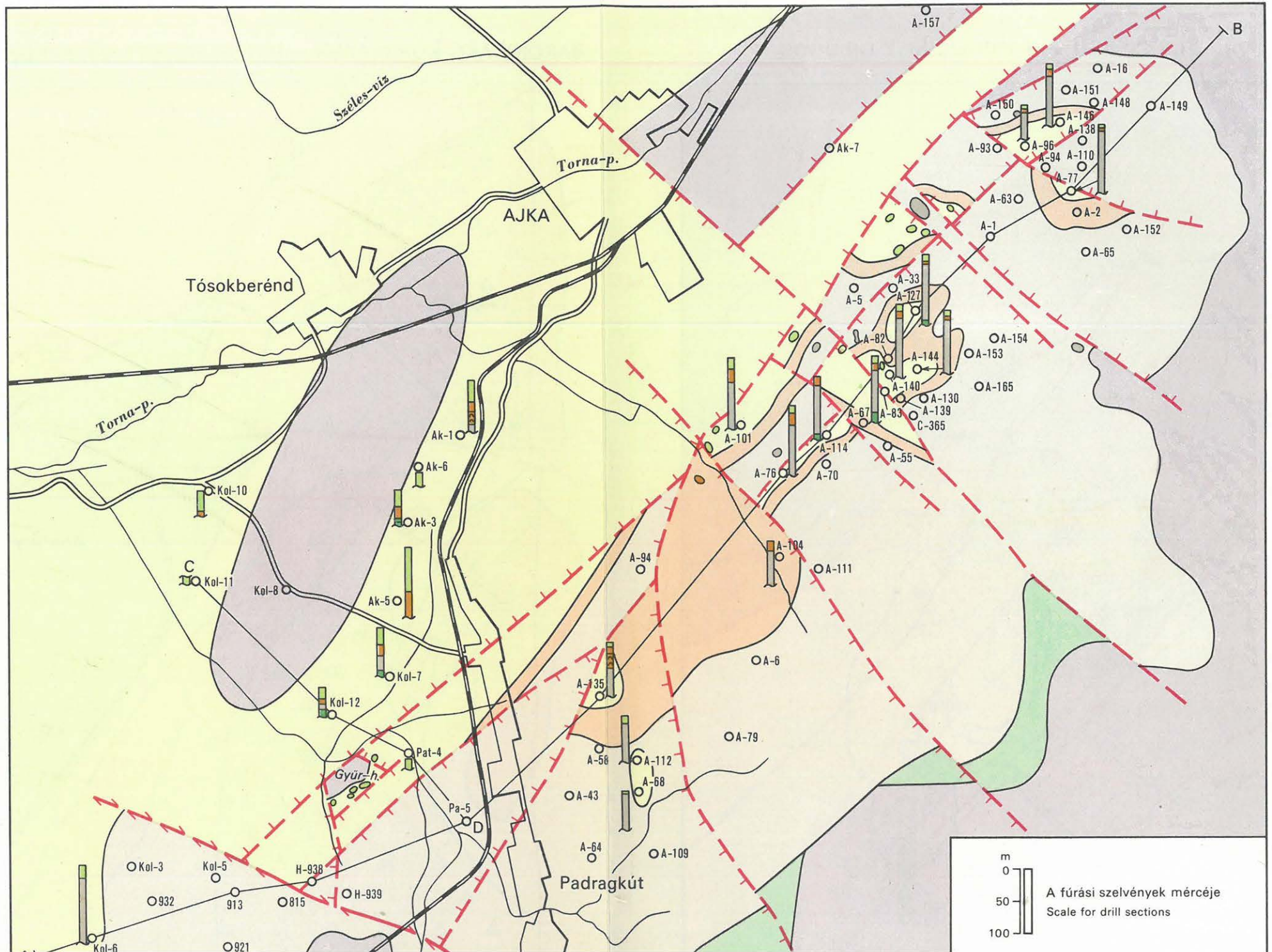
UGOD KÖRNYÉKÉN — IN THE VICINITY OF UGOD

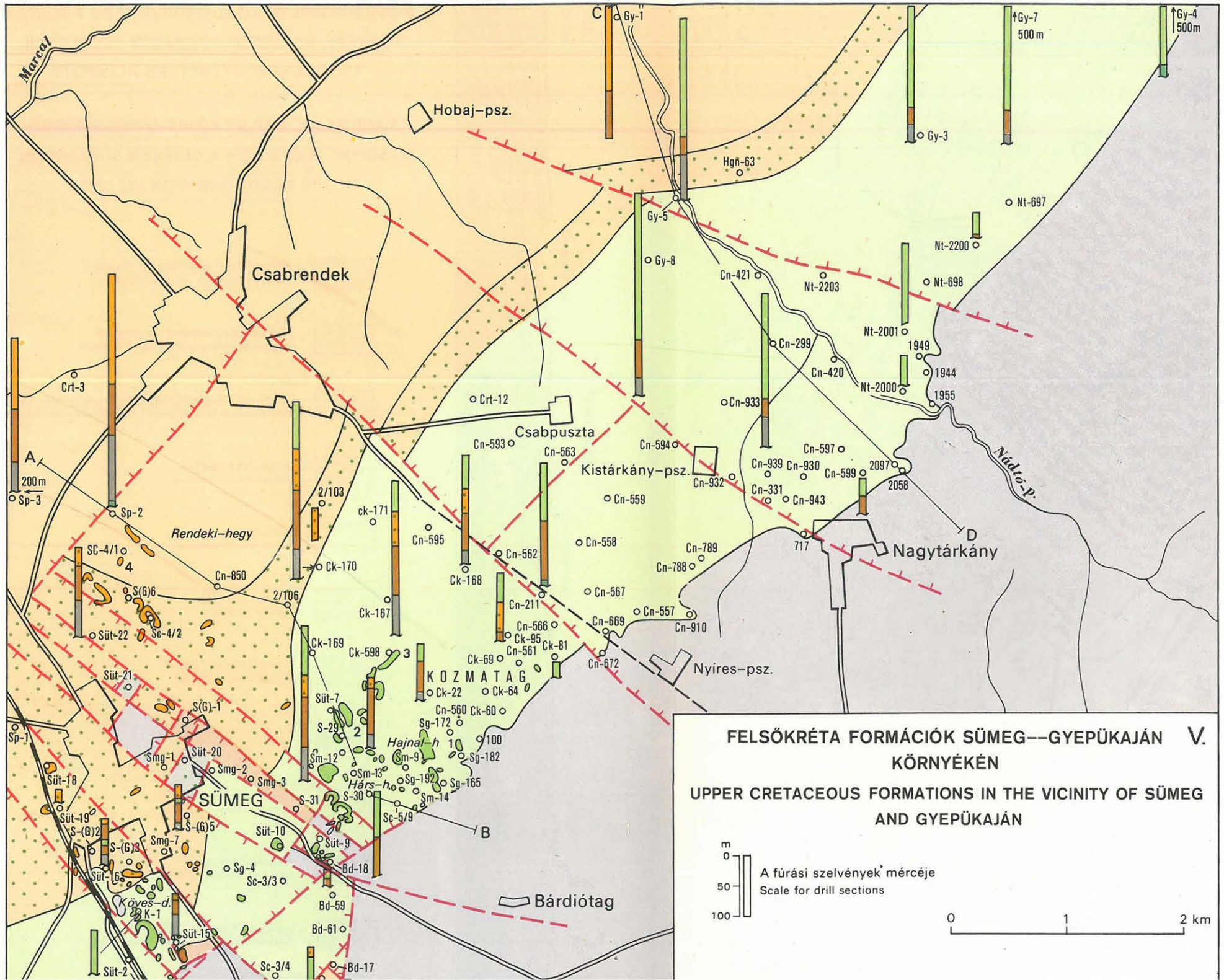


BAKONYJÁKÓ KÖRNYÉKÉN — IN THE VICINITY OF BAKONYJÁKÓ



FELSŐKRÉTA FORMÁCIÓK AJKA-PADRAGKÚT KÖRNYÉKÉN
 UPPER CRETACEOUS FORMATIONS IN THE VICINITY OF AJKA AND PADRAGKÚT



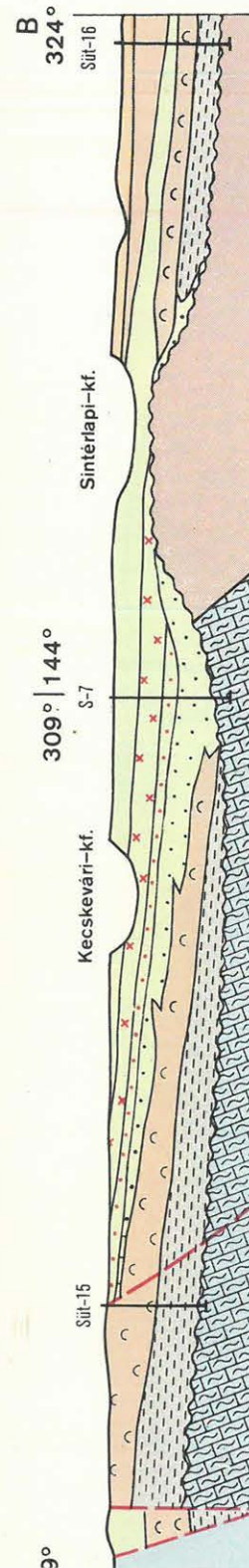
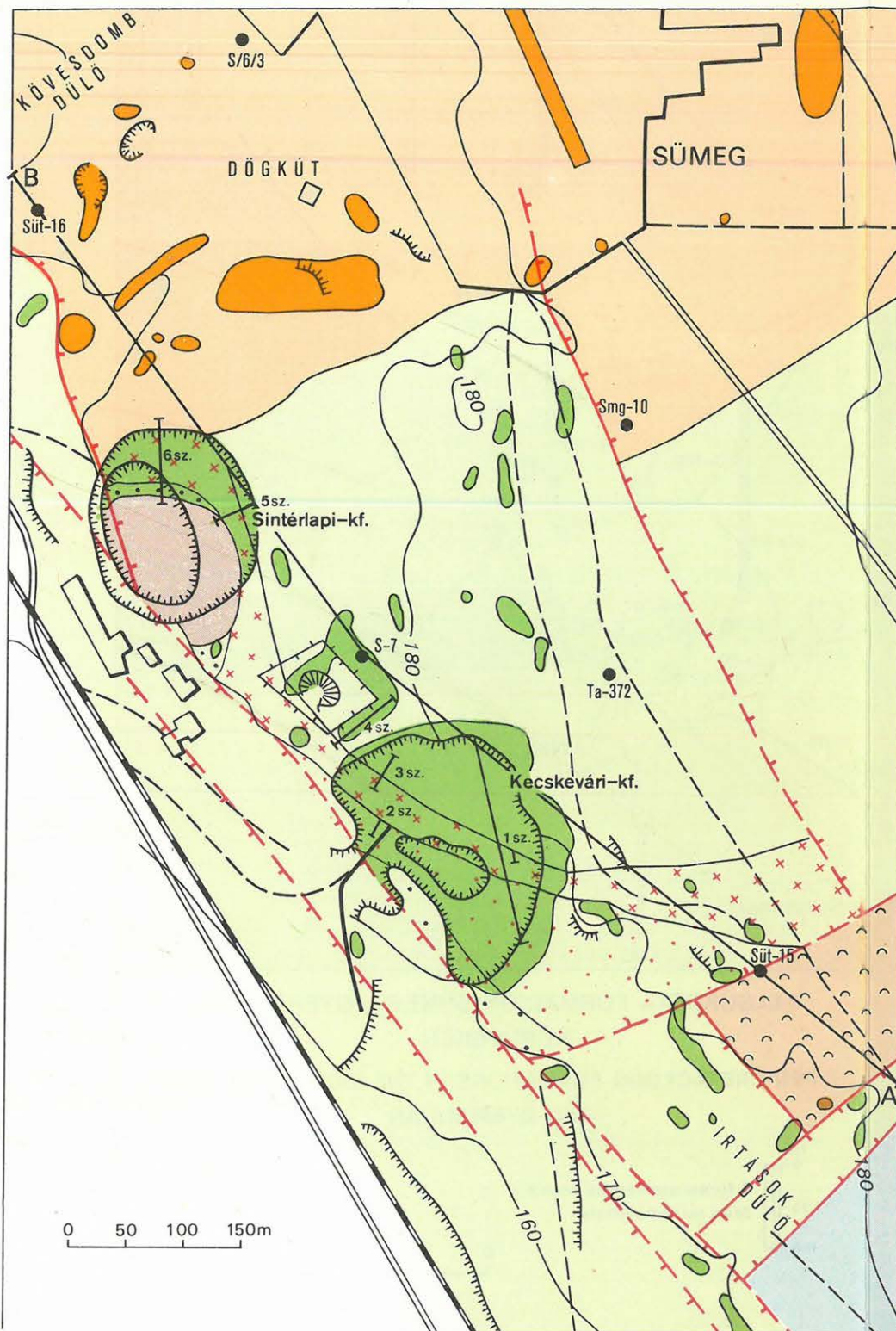


FELSŐKRÉTA FORMÁCIÓK SÜMEG--GYEPÜKAJÁN V. KÖRNYÉKÉN
UPPER CRETACEOUS FORMATIONS IN THE VICINITY OF SÜMEG AND GYEPÜKAJÁN



A KÖVES-DOMB MEZozoós FEDETLEN FÖLDTANI
TÉRKÉPE AZ UGODI FORMÁCIÓ RÉSZLETES
TAGOLÁSÁVAL /1971-ES ÁLLAPOT/

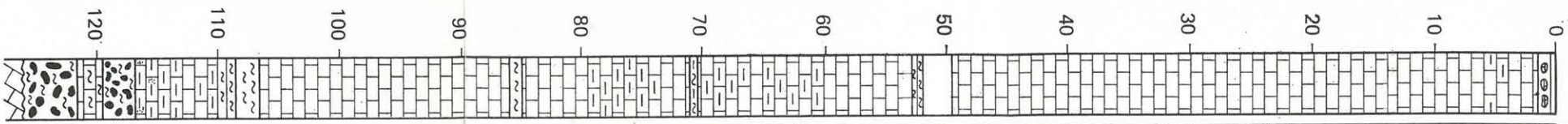
SUBSURFACE MAP OF KÖVES-DOMB SHOWING
MESOZOIC ROCKS WITH A DETAILED SUBDIVISION
OF THE UGOD FORMATION /IN 1971/



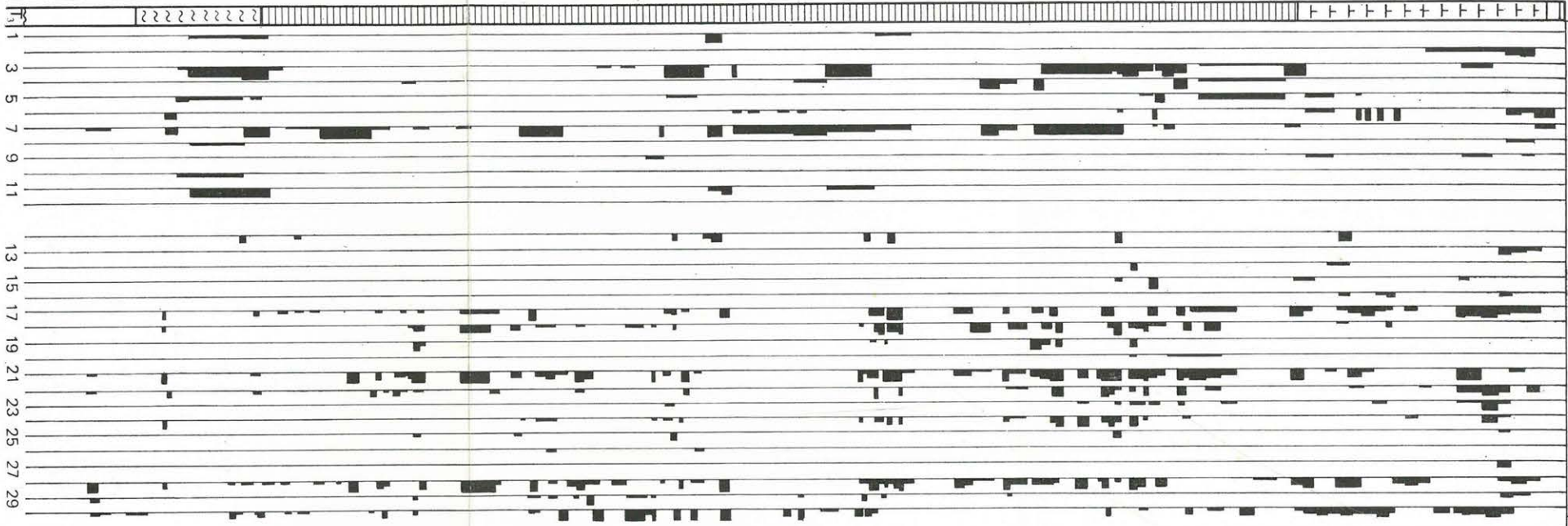
- | | |
|---|---|
|  | Polányi Formáció Rendeki Tagozat
Polány Formation, Rendek Member |
|  | Hippuriteses bioklasztos mészkő
Hippurites-bearing bioclastic limestone |
|  | Vörös és világosszürke, biokalkarenit mészkő
Red and light grey limestone of biocalcarenite type |
|  | Afanerites mészkő
Aphaneritic limestone |
|  | Extraklasztos mészkő
Extraclastic limestone |
|  | Jákói Formáció
Jákó Formation |
|  | Csingervölgyi Tagozat
Csingervölgy Member |
|  | Ajkai Formáció
Ajka Formation |
|  | Tatai Formáció /apti/
Tata Formation /Aptian/ |
|  | Sümegei Formáció
Sümege Formation /Barremian-Aptian/ |
|  | Hárskúti Formáció /alsókréta/
Hárskut Formation /Lower Cretaceous/ |

Ugodi Formáció Ugod Formation

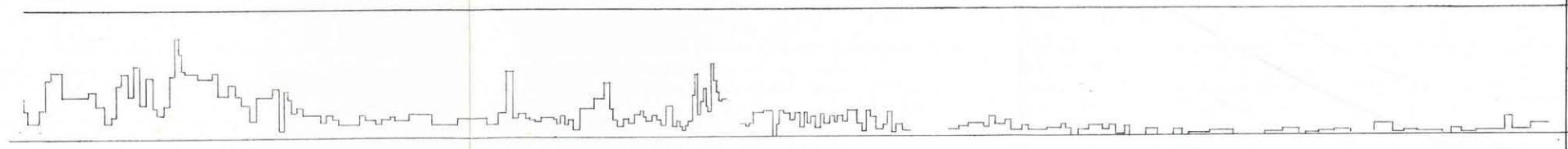
1-6. Hivatkozási pontok



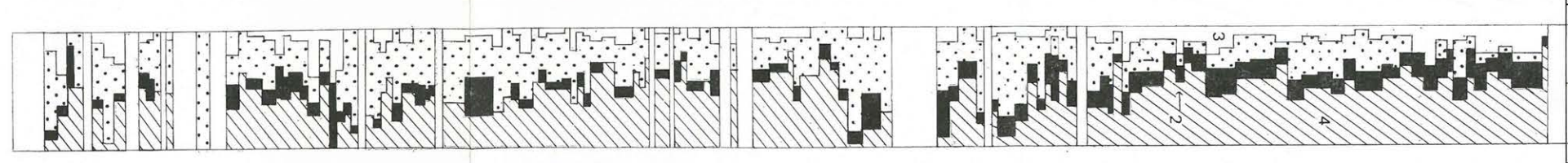
Litosztrat. egys.



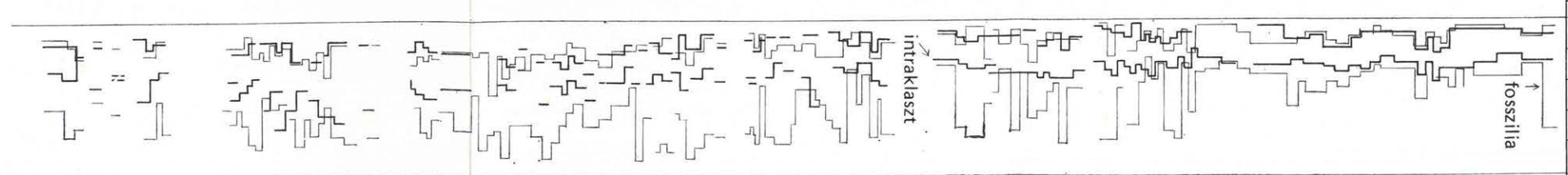
makroszkópos
Fossília
megfigyelés
mikroszkópos



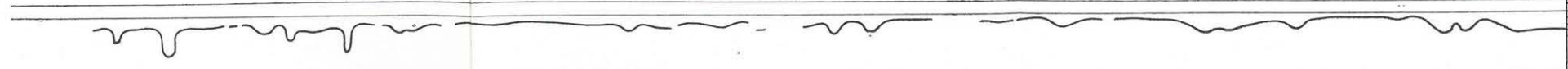
CaCO₃
%



Szöveti összetétel
%



Allokémiai
elegyrészek
mm



Energiaindex

A SÜMEG SÜT—14. SZ. FŰRÁS SZELVÉNYE ÉS VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI
WELL LOG SÜT—14 SHOWING RESULTS OF LABORATORY TESTS

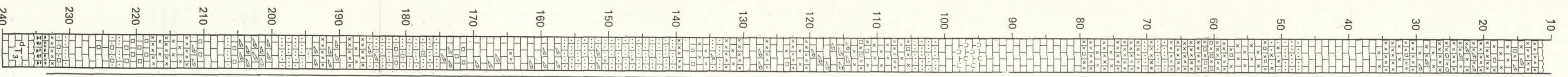
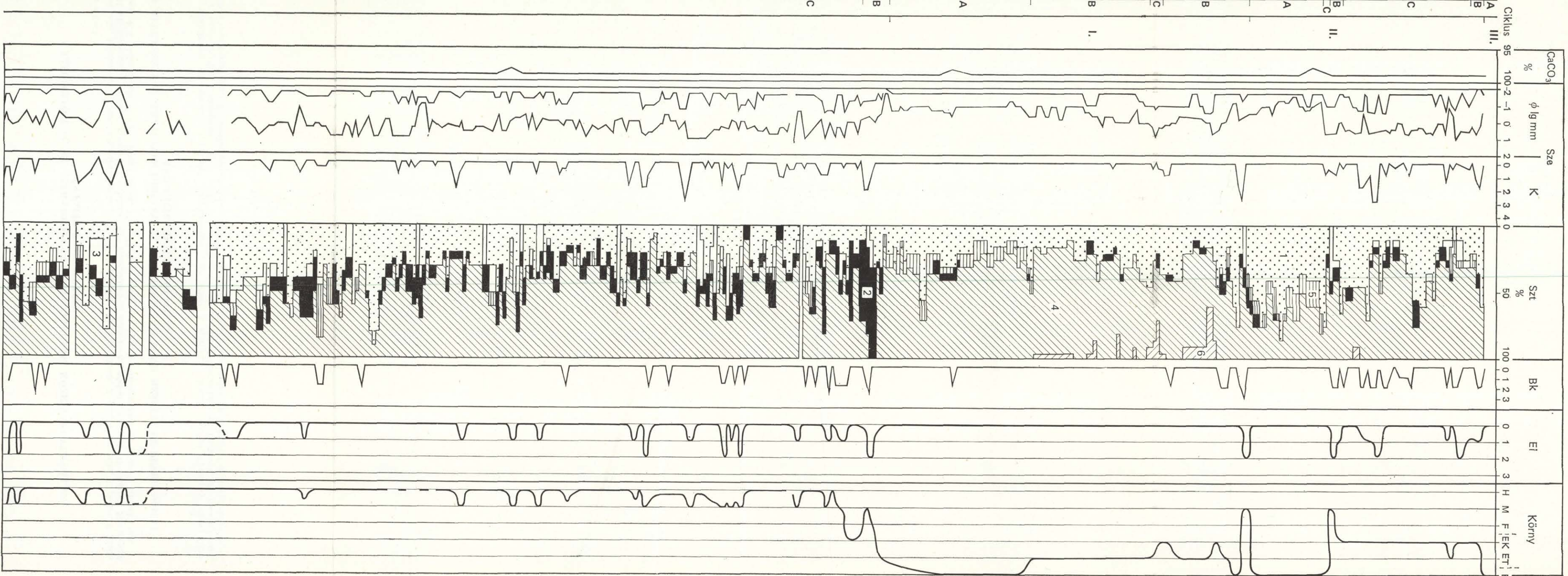
F o s s i l s

Makroszkópos megfigyelés (megascopical observation):

1. korall, 2. féregnyom (worm tracks), 3. Mollusca, 4. Gastropoda, 5. Bivalvia, 6. Gryphaea, 7. Rudista, 8. Decapoda olló, 9. Echinoder-
mata, 10. halplakkely (fish scale), 11. növényi törmelék (plant debris); mikroszkópos megfigyelés (microscopical observation): 12. alga,
13. Stromiosphaera, 14. Ammodiscus, 15. Lithua, 16. Siderolites, 17. Textulariidae, 18. Orbitolinidae, 19. Diacyclina, 20. Cuneolina,
21. Miliolidae, 22. Nodosaritiidae, 23. Bulimina, 24. Rotulidae, 25. Anomalinidae, 26. Nummofallothia, 27. Orbitoides, 28. egyéb bentosz
Foraminiferák, 29. Ostracoda, 30. Echinodermata.

T e x t u r e : 1. micrite, microparite, 2. intraclast, 3. sparite, 4. fossil.

Egyéb jelmagyarázatot l. az I. mellékleten — Other symbols as in legend of Supplement I.



240

230

220

210

200

190

180

170

160

150

140

130

120

110

100

90

80

70

60

50

40

30

20

10

Fosszília

