

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



1869—1959

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
ÉVKÖNYVE

XLIX. KÖTET 3. FÜZET

A BUDAPESTI NEMZETKÖZI  
MEZÓZÓOS KONFERENCIA  
ELŐADÁSAI



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ  
1961

Kutatói Házipéldány

Lektorok:

BALOGH KÁLMÁN,  
BÁRDOSSY GYÖRGY,  
FÜLÖP JÓZSEF,  
NAGY LÁSZLÓNÉ

A kéziratokat átnézte:

BALOGH KÁLMÁN,  
SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA

Technikai szerkesztő:

GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

---

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Pék Gyula — Ívterjedelem: 35 (A/5), 45 ábrával + 13 offset mell.

Példányszám: 600 — Azonossági szám: 40 397

---

61/23581. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

## TARTALOM

**Kréta**

BENKŐNÉ CZABALAY L.: Magyarország kréta időszaki csigái .....	589
ERISZTAVI, M. SZ. — HALILOV, A. G.: A Kaukázus alsó-krétájának rétegtani tagolása .....	667
FÜLÖP J.: Magyarország kréta időszaki képződményei .....	577
GHEORGHIU, C.: Kréta időszaki képződmények rétegtani helyzete a Maros-szorosban (Dél-Apuseni hegység) .....	693
GÓCZÁN F.: A Déli-Bakony szenon képződményeinek palynológiája .....	635
H. DEÁK M.: A Bakonyhegység apti képződményeinek és bauxittelepeinek palynológiai vizsgálata .....	645
ILIE, M.: Kréta időszaki képződmények az Erdélyi-Érchegységben .....	685
KACSAVA, I.: A Kaukázus, a Balkánhegység és a Kárpátok dániai emelete és paleocénje .....	675
KALUGIN, K. I.: A Kopet-Dag felső-kréta üledékeinek rétegtani beosztása .....	683
LISZKOWA, J.: A Lengyel-Kárpátok szubsziléziai sorozatába tartozó kréta rétegek beosztása mikrofauna alapján .....	715
MAJZON L.: A magyarországi globotruncanás üledékek .....	593
NEDĚLA—DEVIDÉ, D.: Horvátország krétakori képződményei a legújabb kutatások tükrében .....	701
POŻARYSKI, W.: A dán—lengyel geoszinklinális mezozóikuma .....	703
SIDÓ M.: A Vékényi-völgy felső-kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata .....	649
SIEVERTS—DORECK, H.: Neokom Crinoideák a Bakonyhegységből .....	735
ŚLĄCZKA, A.: A Lengyel-Kárpátok DK-i részének kréta képződményei ...	725

**Hegységsszerkezet—magmatizmus**

ILIE, M.: Tektonikai jelenségek az Apuseni-hegységben .....	775
PANTÓ G.: Mezozóos magmatizmus Magyarországon .....	785
SCHMIDT E. R.: Geomechanikai szempontok a magyar mezozóos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegységsszerkezeti vonásaik értelmezéséhez .....	747
SZLAVIN, V. I.: A közbenső tömegek problémája az alpi geoszinklinális területén .....	769
SZENTES F.: A magyarországi mezozóos kéregmozgások .....	741
WEIN GY.: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben .....	759



**KRÉTA**

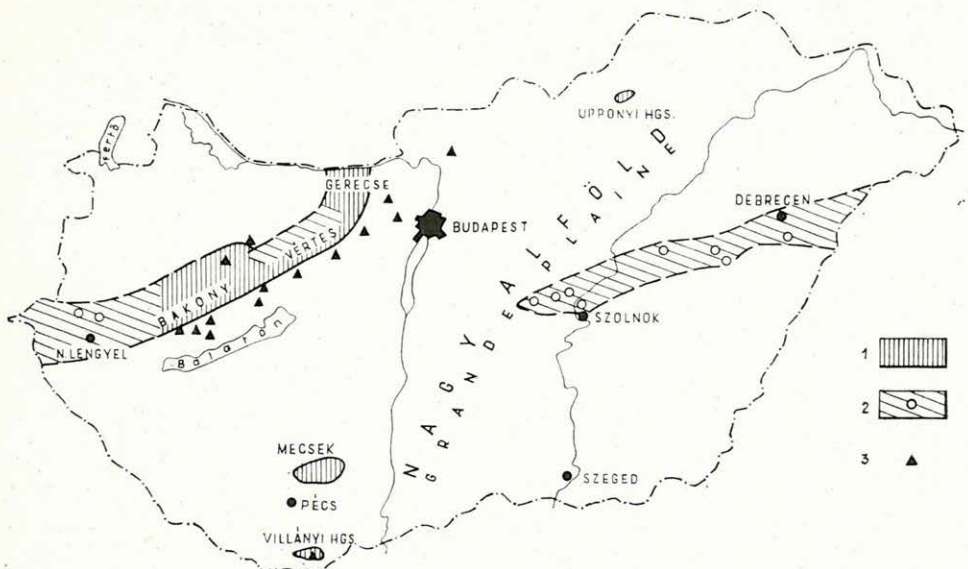
A cikkeket a következő sorrendben közöljük: Magyarország, Szovjetunió, Románia, Jugoszlávia,  
Lengyelország, NSZK.

## MAGYARORSZÁG KRÉTA IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEI

FÜLÖP JÓZSEF  
(Budapest)

Magyarország tengeri eredésű kréta időszakai képződményei az Alpidák geosinklinális-rendszerén belüli, szerkezetileg sajátos módon viselkedő „köztes területen” található. Változó élettartamú, egymástól elkülönült tengerágakban halmozódtak fel. (A Gerecse, Vértes, Bakony, Mecsek, Villányi- és Upponyi-hegységben, valamint a nagylengyeli területen és a Nagyalföld medencealjátában ismerünk tengeri eredésű kréta időszakai képződményeket.) (1. ábra)

A tengeri képződményekkel részben egyidejű, heteropikus fáciesű, szárazföldi eredésű képződmények a triász mészkő- és dolomitaljzaton kialakult bauxittelepek a Magyar Középhegységben (2. ábra).



1. ábra. Kréta időszakai képződmények elterjedése Magyarországon.

Jelmagyarázat: 1. tengeri kréta időszakai képződmények a felszínen, 2. tengeri kréta időszakai képződmények a harmadkori takaró alatt (fúrásponthokkal), 3. bauxittelepek.





## Valangini emelet

### a) Berriázi v. alsó-valangini alemelet

A júra és a kréta időszak határán lezajlott kéregmozgások változatos eseménysorozatot indítottak el:

1. A titon emeletre jellemző vegyi és mikrobioklasztikus jellegű üledékképződést ugrásszerűen felváltja a szárazföldi eredésű törmelékanyag felhalmozódása. A Gerecsehegység 1,5—2 m vastagságú berriázi kori rétegei a titon mészkő fölött megegyező módon települnek. Az alsó mészkőrétegben igen finom szemcséjű terrigén törmelékanyag található; az erre következő réteg márgás homokkő kifejlődésű. Legfelül 1—2 cm átmérőjű mészkőtörmelékből álló breccsapad települ, melyben alárendelten diabázkavicsok is vannak. A Bakonyhegységben márgaképződés váltotta fel a korábbi mészkőkeletkezést. A Mecsekhegységben pedig az újkimmériai kéregmozgások hatására breccsapadok keletkeztek a titon emeletbeli mészkő anyagából.

2. Megváltozott a rétegek mikrofaunatársasága: a *Calpionellák*at *Tintinnopsellák* helyettesítették. Ha ezt a faunaváltozást szintjelző értékűnek fogadjuk el, a két időszak képződményeinek elhatárolása pontosan keresztülvihetővé válik. Átalakult a makrofaunaegyüttes is: a berriázi rétegekben *Berriassella*- és *Spiticeras*-fajok uralkodnak.

3. Megszakadt az északi és déli területek közötti közvetlen tengeri összeköttetés: a Gerecsehegység üledékgyűjtő területe elkülönült a D-i Bakony üledékgyűjtő területétől, a Vértes és az É-i Bakony szárazulattá vált. Kiemelkedett a Villányi-hegység területe is.

4. A Mecsekhegységben posztorogén jellegű, trachidolerit-anyagú vulkáni működés kezdődött.

### b) Középső- és felső-valangini alemelet

A Gerecsehegységben, a Bakonyban és a Mecsekhegységben ismerünk középső- és felső-valangini emeletbe tartozó képződményeket.

A Gerecsehegységben 100—150 m vastag, világosszürke márgarétegsor képviseli a valangini emeletet, közbetelepülő vékony homokkőrétegekkel, kevés, de szintjelző értékű *Cephalopoda*-faunával. A márga és homokkőrétegek szakaszos váltakozása, a hieroglifás, fucoideás réteglapok (*Zooficus*-okkal és *Palaeodictyon*-nal) flisre emlékeztető jelleget adnak a rétegsornak.

A Bakonyhegységben Sümegtől egészen Lókútig szürkésfehér tűzkőgumós és tűzkőbetelepüléssel márgarétegsor képviseli a valangini emeletet. Noszky J. már 1934-ben az olaszországi délalpi biancone kifejlődéssel azonosította. ÉK felé Zirc környékén csökkent vastagságú krinoideás és cephalopodás mészkőrétegetagokat ismerünk, amelyek véleményünk szerint a biancone márga peremi fáciesét jelentik.

A Mecsek hegységben a középső-valangini alemelet idejére esik a trachidolerit-vulkánosság fő időszaka. Víz alatt feltört lávaárak változatosan elbontott—elváltozott kőzetanyaga és utólag kitöltött hólyagos kőzetszöveve; vízben leülepedett, többször átmosott tufanyag és tufitrétegek jelzik a vulkáni működés módját. A vulkáni összletre települő üledékes képződmények faunája biztosan jelzi, hogy a felső-valangini alemeletben már ismét rendes tengeri üledékképződés váltja fel a korábbi tengeralatti vulkánosságot. Zengővárkony mellett a középső-valangini láva- és tufaösszlet és a felső-valangini tengeri fedőképződmények határán üledékes eredésű, biogén vasércképződés történt, műre érdemes ércanyag felhalmozódásával.

### Hauterivi emelet

Képződményeit a Gerecsehegységben, a Bakonyban és a Mecsekhegységben ismerjük.

A Gerecsehegységben tovább folytatódott a márga-homokrétegek lerakódása, a homoktartalom egyre fokozódó térhódításával. Egyes rétegek gazdag *Cephalopoda*-faunát tartalmaznak. A hegység területén kialakult üledékgyűjtőben jól el lehet különíteni egy É-i, durvább szemnagyságú, zöldesszürke színű homokkőrétegsort, és egy déli, finomabb szemnagyságú, vörös árnyalatú homokkősort, gazdagabb faunával.

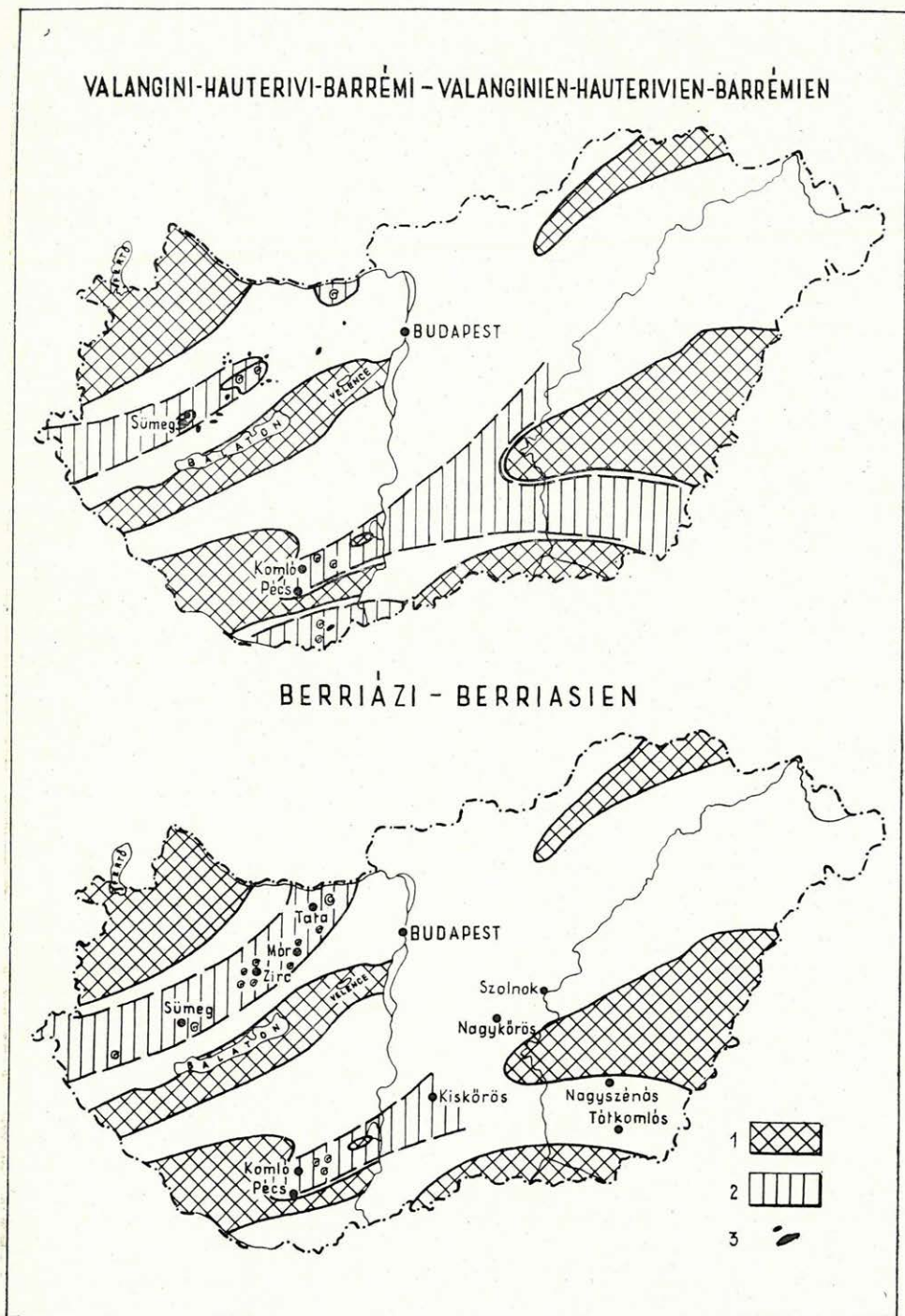
A Bakonyhegységben is a valangini emelet üledékképződési viszonyai folytatódnak a hauterivi emelet idején. Sümeg és Lókút környékén biancone fáciesű, szürkésfehér márgarétegsort ismerünk, amelyből csak ritkán kerül elő makrofauna (főleg *Neolissoceras*-ok és néhány *Crioceratites*).

A Mecsekhegységben trachidolerit-anyagú konglomerátum, homokkő és átmosott, bentonitosodott tufarétegek képviselik az hauterivi emeletet; gazdag partszegélyi *Rudista*- és *Nerinea*-faunával, *Ostrea*-félékkel és elszigetelt helyzetű rudistás mészkőzátanyokkal.

### Barrémi emelet

A korábban egész Magyarországon szárazföldi kiemelkedéssel jellemzett és fő bauxitképződési időszaknak tartott barrémi emelet tengeri lerakódásait ma már számos helyen ismerjük.

A Gerecsehegységben *Barremites*-, *Hamulina*-, *Pulchellia*-, *Macroscaphites*- és *Silesites*-fajok bizonyítják a márga-homokkőrétegsor felső részének barrémi emeletbe való tartozását. A rétegsort lezáró konglomerátum-rétegcsoportban *Rudista*-félék, koralltelepek, *Lithothamniumok*, *Orbitolinák* jelzik, hogy törmelékanyag hiánya esetén urgon fáciesű képződmény alakulhatott volna ki ezen a területen.



3. ábra

Jelmagyarázat: 1. paleozóos kristályos és üledékes kőzetekből álló alaphegység, 2. a kréta időkorszak egyes emeleit képviselő képződmények elterjedése, 3. bauxittelepek.

A Bakonyhegységben a biancone fáciesű márga legfelső rétegcsoportjából kerültek elő barrémi emeletre utaló ősmaradványok Lókút és Sümeg környékéről. A Zirc melletti „Márványbányában” WEIN Gy. egy Cephalopodákban gazdag réteget talált, amelynek ősmaradványait NOSZKY J. hauterivi korinak határozta meg. Véleményünk szerint ezek a rétegek a barrémi emeletben képződtek, jellegzetes *Pulchellia*, *Crioceratites*, *Hamulina*, *Barremites*, *Pygope diphyoides* alakokkal. Diszkordánsan települnek a mélyebb titon emeletbeli mészkőre és a barrémi tenger időszakos helyi előrenyomulását jelzik.

A Mecsekhegységben NOSZKY J. *Orbitolina* és *Requienia lonsdalei* D'ORB. leletei utalnak a barrémi emeletre.

A Villányi-hegységből az urgon fáciesű mészkő fekvőjében települő sárgásszürke márgából kerültek elő barrémi emeletbeli *Cephalopodák*. A barrémi rudistás mészkő fekvőjében a Harsányhegyen bauxitlencse települ.

A magyarországi bauxittelépeknek a barrémi, apti, szenon, illetve eocén fedőképződményekhez viszonyított és az ezeket közvetlenül megelőző emeletekre rögzített kora nem ad elég támpontot a bauxit keletkezésére vonatkozóan. A kiemelt mészkőterületeken valószínűleg a kréta időszak egész tartama alatt megvolt a lehetőség bauxittelépek keletkezésére. Ebben döntő szerepet játszhatott a kréta időszak jelentős részében szárazon fekvő, egyenletlen felszínű triász kori mészkőterületek jelenléte, a paleozóos agyagpala- és fillitterületek szomszédsága, valamint a megfelelő klíma. Az ismételten áthalmozott telepeket az időközönként előrenyomuló tenger különböző emeleteket képviselő üledékösszletekkel fedte be (barrémi, apti, szenon, eocén).

### Apti emelet

Képződményeit Tatán, valamint a Vértes- és Bakonyhegységben ismerjük.

Tatán zöldesszürke krinoideás mészkő képviseli ezt az emeletet. Téves őslénytani meghatározások alapján eleinte idősebbnek gondolták e rétegcsoportot. 1953-ban megjelent munkámban mutattam rá ennek a rétegcsoportnak a gercseitől eltérő kőzettani és őslénytani jellegeire és a vértesi-bakonyi hasonló fáciesű képződményekkel való megegyezésre. *Tetragonites*-, *Douvilleiceras*-, *Brachiopoda*-, *Foraminifera*-fajok (*Ticinella roberti* GAND.) és tengeri sünök az apti emeletben rögzítik a rétegcsoport keletkezési idejét.

Hasonló kőzettani és faunisztikai jellegekkel ismerjük ezt a rétegcsoportot a Vérteshegységben. Ide tartozik TAEGER térképének barrémi mészkőfoltja is és a Bakonyhegységben Zircen át Sümegig húzódó, korábban hauterivi krinoideás mészkőnek jelölt réteg-

csoport. Mindenütt diszkordánsan települ az idősebb kréta vagy júra-időszaki képződményekre.

A Vérteshől és a Bakonyból ismert, Noszky J. által korábban *alsó-apti agyagnak* leírt képződményt (amely lagunás, csökkentsósvízi fáciest képvisel közbetelepülő tisztán sósvízi rétegekkel), faunája alapján — B. CZABALAY L. szerint — leginkább a gargasi alemeletbe helyezhetjük. Endemikus faunájában mészalgákat, *Ostracoda*-fajokat, fiatalabb típusú csigákat (*Actaeonella*) és tengeri sünöket (*Archiacia*) találunk.

### Albai emelet

Csak a Vérteshegység Ny-i peremén és a Bakonyhegységben ismerünk albai emeletbeli képződményeket; rudistás mészkő, orbitolinás mészkő és szürke, homokos mészkő kifejlődésben (4. ábra). A *Rudista*-anyag pontos őslénytani feldolgozása még hiányzik, ezért elsősorban a képződmény települési helyzete dönti el korbeltartozását. Az albai emeletbe való tartozást erősítik meg a SZÖRÉNYI E. által meghatározott tengeri sünök és a B. CZABALAY L. által feldolgozott *Gastropodák* is.

É—D-i irányban egyes képződmények ellenkező értelmű kivastagodást mutatnak. Délen a *rudistás-orbitolinás* mészkő a nagyobb vastagságú, északon inkább a fekvőben levő *ostracodás* agyagsorozat.

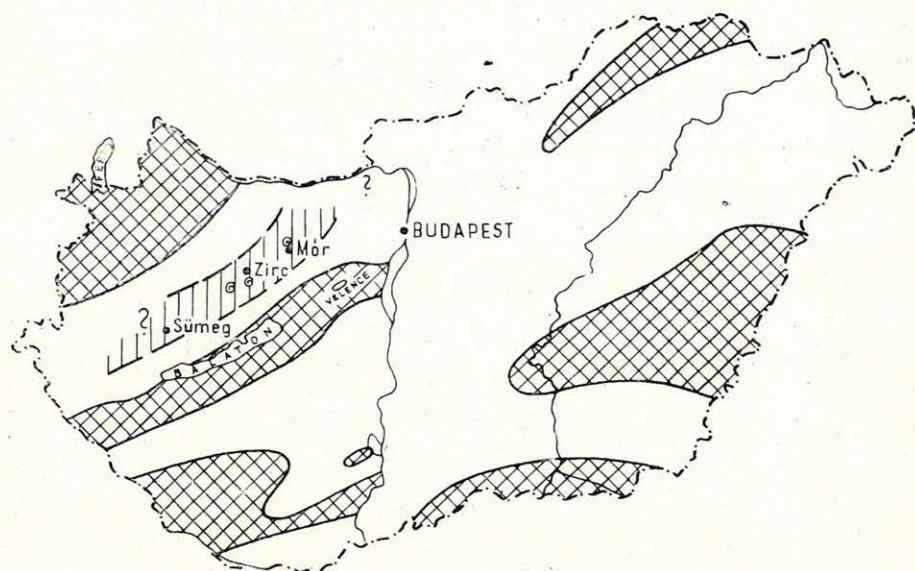
### Cenomán emelet

A Vértesben és a Bakonyban a gazdag makro- és mikrofaunát tartalmazó glaukonitos márga és előlött üledékfolytonossággal települő *globotruncanás-turriliteszes* márga képviseli a cenomán emeletet (5. ábra). A glaukonitos márgából Bakonyháza, Pénzeskút környékéről gazdag makrofaunát ismerünk, a turriliteszes márga sokkal faunaszegényebb képződmény. A Mecsekhegységből a Vékényfalutól D-re húzódó völgy vörös agyagmárgafosztlányából SIDÓ M. határozott meg jellegzetes cenomán emeletbeli Foraminifera-faunát (*Globotruncana*).

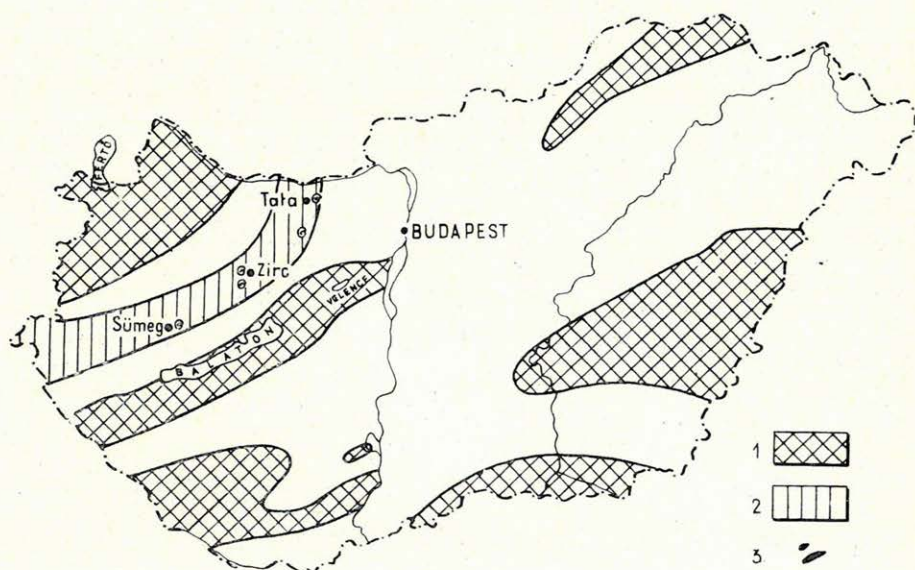
### Turon emelet




Ide sorolható tengeri képződmények eddig egyetlen helyről sem voltak kimutathatók Magyarországon. Az ajkai kőszénösszlet turon emeletbe való helyezését sem látjuk ma már indokoltnak, tekintettel annak a szenon tengeri rétegsorral való szoros kapcsolatára.

## GARGASI-ALBAI – GARGASIEN-ALBIEN



## APTI-APTIEŃ



- 1 
- 2 
- 3 

4. ábra. Jelmagyarázatot lásd 3. ábránál.

### Szenon emelet

Képződményeit hazánk területén a D-i Bakonyból és az Upponyi-hegységből ismerjük.

A Déli-Bakonyban a tengerelőntést előidéző süllyedés egyes helyeken lápterület kialakulásához, kőszénképződéshez vezetett. A kőszéntelepességgel egyes rétegeiben elegyesvízi, a fölötté települő rétegekben tiszta sósvízi faunát ismerünk. Az iszapos tengerperemeken *gryphaeás* márgarétegek, a tisztavízű sekélytengerben *hippuriteszes* mészkőpadok keletkeztek, amelyekre *globotruncanás* és *inoceramuszos* márgarétegsor települ. GÓCZÁN F. palynológiai vizsgálatai szerint a tengerelőntés kezdete a szantonni alemeletre tehető, a kőszéntelepek az alsókampani alemeletben, a tengeri fedőképződmények a kampani és a maastrichti alemeletben keletkeztek.

Az Upponyi-hegységben konglomerátum- és homokkőrétegek, illetve -padok szakaszos váltakozása képviseli a szenon emelet képződményeit. A gozau-fáciesű rétegsor tetején *hippuriteszes* mészkőlencsék is vannak.

A nagyalföldi kőolajfúrásokban MAJZON L. mikrofauna alapján flis-fáciesű felső-kréta rétegsort határozott meg.

*Összefoglalásképpen* röviden pontokba foglaljuk azokat a tényeket és következtetéseket, amelyek a magyarországi kréta időszaki képződmények feldolgozásának eredményeképpen adódtak, vagy az elmúlt évek vizsgálatai alapján új megvilágításba kerültek:

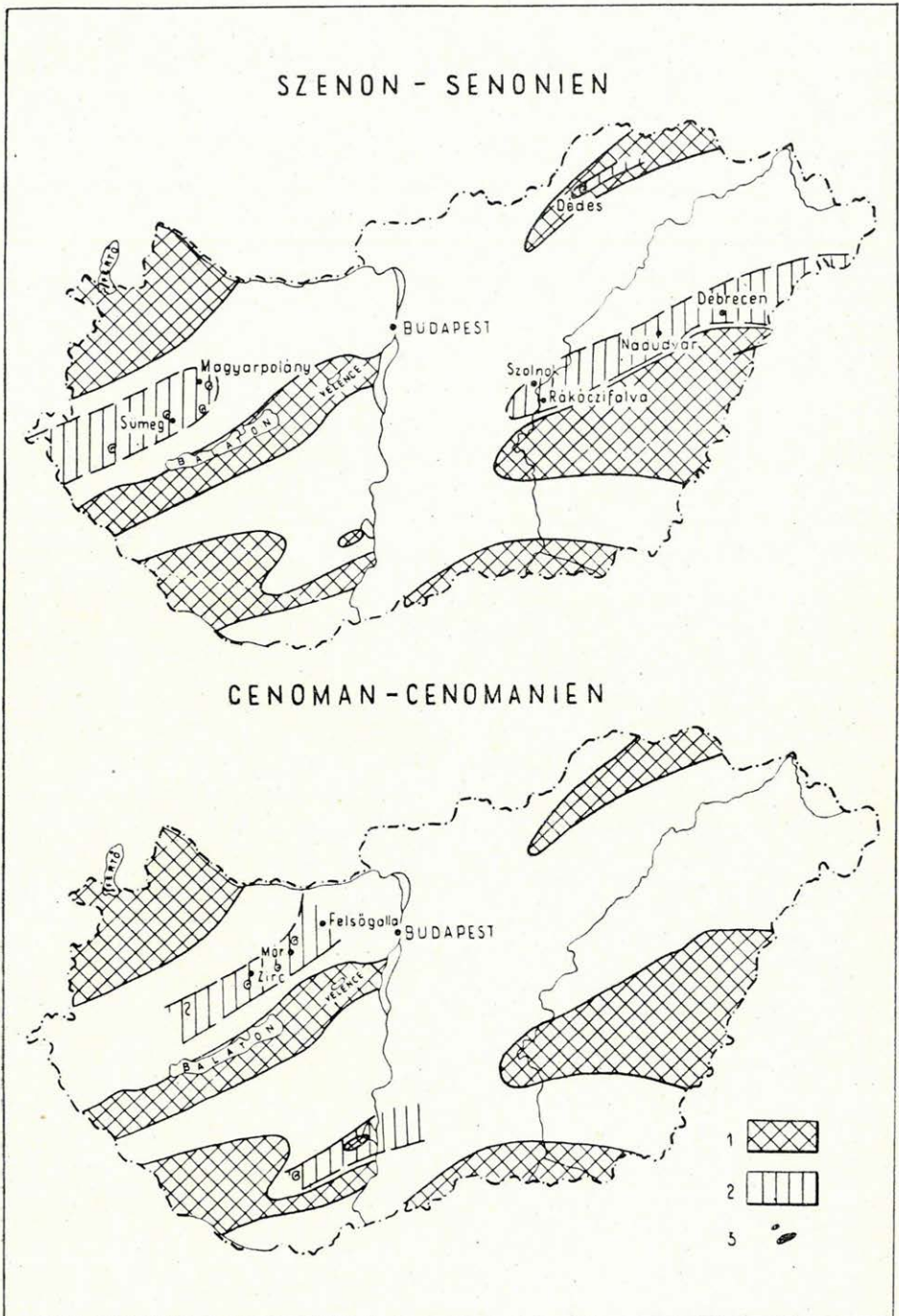
1. A juravégi, túlnyomórészt vegyi és mikrobioklasztikus jellegű üledékképződést az újkimmériai mozgások hatására ugrásszerűen felváltja a terrigén üledékanyagfelhamozódás.

2. Elkülönült egymástól a gerecsei és bakonyi üledékgyűjtő medence; előbbi az észak-alpi—kárpáti, utóbbi a dél-alpi geoszinklinális területével állott kapcsolatban.

3. A Gerecsehegység (alsó-kréta) és a nagyalföldi medencealjzat (felső-kréta) flisre emlékeztető képződményei a kárpáti geoszinklinális „belső flis”-jellegű üledékei.

4. A barrémi emeletben nem lehet általános szárazföldi kiemelkedést feltételezni és a barrémi emeletet a kréta bauxitképződés fő időszakául tekinteni, mert a valangini, hauterivi tengeri képződményekkel jellemzett területeken és ezenkívül a Villányi-hegységben a barrémi emelet is tengeri üledékekkel van képviselve.

5. A bauxit különböző tengeri kréta időszaki képződményekkel heteropikus fáciesű képződmény. Keletkezési idejét nem lehet kizárólag az egyes bauxitteltelepekre diszkordánsan települő rétegesoportokat közvetlenül megelőző korba helyezni. A bauxitképződés fő területei a kréta-időszak egész vagy túlnyomó ideje alatt szárazulatot alkottak. A tengeri



5. ábra. Jelmagyarázatot lásd 3. ábránál.



eredésű fedőképződmények jelentősége a bauxitletelepeknek az eróziótól való megvédésében van.

6. A tatai, vértesi és bakonyi szürke krinoideás mészkő nem hauterivi, hanem apti emeletbeli, azonos közettani jellegű és faunisztikai tartalmú rétegcsoport.

7. A korábban alsó-aptinak tartott agyagsorozat gargasi; a bakonyi és vértesi rudistás mészkő, orbitolinás mészkő, „szürke táblás” mészkő albai kori; a glaukonitos és turriliteszes márga cenomán emeletbeli képződmény.

8. A bakonyi felső-kréta szenon réteggösszet hároms tagolása (gryphaeás márga, hippuriteszes mészkő és inoceramuszos márga) csak nagyvonalú rétegtani beosztást jelenthet, mert a gryphaeás márga és hippuriteszes mészkő között nagyobbarányú helyettesítéssel is számolnunk kell.

9. Az üledékképződés és szerkezeti mozgások kapcsolatában a magyarországi viszonyok megfelelnek az általános tapasztalatoknak. A júra—kréta határán lezajlott újkimmériai mozgások hatása regresszióhoz és törmelékes üledékanyagfelhalmozódáshoz, a Mecsekhegységben pedig vulkáni működéshez vezetett. Az ausztriai mozgások éppúgy, mint a larámi mozgások, a terület teljes kiemelkedésével jártak.

A tenger szintingadozásai, előnyomulása és visszahúzódása, az üledékanyagban tükröződő térszínváltozások szinte állandó kéregmozgást jeleznek, a kréta időszak vége felé egyre fokozódó intenzitással.



## MAGYARORSZÁG KRÉTA IDŐSZAKI CSIGÁI

BENKŐNÉ CZABALAY LENKE  
(Budapest)

A magyarországi kréta időszi képződményeknek gazdag és változatos csigafaunájuk van. A faunák főleg a fáciesviszonyokra jellemzőek, de kormeghatározás szempontjából is értékes adatokat szolgáltatnak.

A *valangini emelet* csigafaunájában a perzisztens jellegű fajok uralkodnak, mint a *Natica*-, *Pleurotomaria*- és *Rostellaria*-félék.

A *gerecsehegységi* alsó-kréta kori homokkösszletből a felső-valangini—alsó-hauterivi emeletre jellemző néhány *Natica*-faj került elő: *Natica pseudoampullina* MATHERON, *N. pellati* MATHERON, *N. cf. waldensis* PICTET.

A *mecsekhegységi* felső-valangini kori márgában *Pleurotomaria*- és *Natica*-félék vannak.

Az *hauterivi emeletben* a *Neritopsis*-félék gyakoribbá válnak a *Pleurotomaria*- és *Natica*-félékkel szemben, a mecsekhegységi faunákban majdnem kizárólag *Nerinea*k találhatók.

A *Bakonyhegységben* a zirci Márványbányában a vörös agyaggumós mészkőben néhány töredékes *Neritopsis*, *Natica*, *Scalaria* és *Rostellaria* van. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a fauna genuszai igen hasonlóak a tatai alsó-apti csigafauna alakjaihoz.

A *Mecsekhegységben* a trachidolerittufa-rétegekből partközeli, erős hullámveréses tengerészre jellemző, főleg *Nerinea*k**ból** álló fauna került elő. A *Nerinea*k zöme az *hauterivi emeletre* jellemző faj, mint *Nerinea (Dizioptyxis) coquandiana* D'ORB., *N. waldensis* PICTET et CAMPICHE, *N. cf. etalloni* PICTET et CAMPICHE.

A *barrémi emeletben* keletkezett bauxit fedőagyagjából a *Bakonyhegységben* az *Emarginula*, *Nerineopsis*, *Acrilla*, *Mathildia* genuszok fajai a fedőagyag tengeri keletkezését bizonyítják.

Az *apti emeletben* új típusú fauna jelenik meg, részben csökkentsósvízi fajokkal, részben főleg a felső-krétában szereplő *Actaeonella*- és *Bulla*-félékkel.

A *bakonyhegységi* kőszénzinóros apti agyagmárga csökkentsósvízi rétegeiben *Emarginula* sp. és *Cerithium* sp. található.

A zirci és lókúti *felső-apti* agyagmárgarétegekből is gazdag csigafauna került elő, több felső-kréta típusú fajjal. A faunában levő *Actaeonella laevis* D'ORB. faj az eddigi őslénytani irodalom alapján csak a cenománban jelenik meg, ezért régebben ezeket a rétegeket TAEGER a cenománba sorolta. A felette települő albai kori requieniás mészkő ezt a lehetőséget teljesen kizárja, így az érdekes fauna kialakulásának okait inkább az ökológiai viszonyokban kell keresnünk.

A faunában szereplő alakok többsége új faj: *Actaeonella baconica* n. sp. (VADÁSZ), ezek mellett sok az apti emeletre jellemző faj is: *Cerithiella tenuiplicata* COSSMANN, *Tornatina (Retusa) peroni* COSSMANN, *Calliostoma sociale* COSSMANN. Az egész fauna lefűződött, csendes, melegvizű tenger-öbölben kialakult endemikus jellegű, ahol a fauna inkább fációsjelző, mint szintjelző. A faunában szereplő új fajok átmenetet alkotnak az alsó- és felső-kréta típusok között.

Az albai emelet alsó részében a szirtfációsra jellemző *Nerinea*-félék találhatóak, de ezek a cenománban teljesen eltűnnek.

A requieniás mészkősorozatban a b a k o n y h e g y s é g i Ajka-Csingervölgyből: *Nerinea gigantea* D'HOMBRE-FIRMAS és *Globiconcha baconica* BÖCKH került elő. A partközeli szirtfációsra jellemző fajok a francia és jugoszláv faunák alakjaival egyeznek meg.

Zirc és Úrkút környékén a requieniás mészkőben *Nerinea gigantea* D'HOMBRE-FIRMAS és *Nerinea coquandiana* D'ORB. fajok vannak, melyek ugyanolyan faunisztikai kapcsolatokra utalnak, mint az ajka-csingervölgyi mészkő faunája.

A b a k o n y i orbitolinás mészkő felső szintjében a *Nerinea*-félék fokozatosan kimaradnak és az albai emelet magasabb részére utaló neritikus övbeli fauna jelenik meg: *Avellana*, *Natica* sp. és *Emarginula* cf. *guerangeri* D'ORB. fajokkal.

A b a k o n y i szürke táblás mészkő glaukonittartalmú felső szintjében az *Avellana subincrassata* D'ORB. és *Monocyphus* sp. fajok jelennek meg. Az albai és cenomán emeletek közötti átmeneti szintet képviselik ezek a rétegek. A faunában először észlelhetjük a cenomán transzgresszió által létesített új faunisztikai kapcsolatokat.

A b a k o n y i cenománban a neritikus övre jellemző faunát találunk *Pleurotomaria*, *Nummocalcar*, *Natica*, *Tessarolax*, *Monocyphus* és *Avellana*-félékkel. A faunában már sok a csak a felső-krétában megjelenő faj, bár az alsó-krétából áthúzódó perzisztens alakok is gyakoriak.

A B a k o n y h e g y s é g b e n a glaukonitos márgarétegek gazdag csigafaunát tartalmaznak, melyben az előbb már felsorolt genuszok gyakoriak. A faunában a neritikus övben élő növényevő (*Pleurotomaria*, *Nummocalcar*) és dögevő, rablóéletmódot folytató fajok vannak (*Avellana*, *Ampullina*). A faunában sok perzisztens faj is van, melyek a neokomtól a cenománig éltek, pl. *Pleurotomaria cassisiana* D'ORB., *P. gurgitis* D'ORB., *Nummocalcar moniliferum* D'ORB., *Ampullina gaultina* D'ORB. Ezek

mellett megjelennek a cenománra jellemző fajok is, mint *Pleurotomaria lima* D'ORB., *Nummocaltar vylapaudiense* STOL., *Solariella radiatula* FORBES, *Ampullina martiniana* D'ORB. és *Ampullina excavata* D'ORB.

A glaukonitos márga egyes lelőhelyeinek faunája között eltérés van, melyet helyi ökológiai tényezők okozhattak.

A francia és svájci faunákkal való közvetlen kapcsolatot igazolja a közös fajok nagy száma. A cenomán transzgresszió nyugatról keleti irányban terjedt, ez volt a faunamigráció vonala is. Az indiai felső-kréta fajok jelenléte bizonyítja, hogy az indiai felső-kréta rétegekkel is volt közvetlen faunisztikai kapcsolatunk. A csigafauna alapján — figyelembe véve az *Ammonites*- és *Echinodermata*-faunát is — a nyugati svájci és francia cenomán glaukonitos rétegek felső szintjével azonosíthatók a bakonyi glaukonitos rétegek.

A csigafauna teljesen megváltozik a *szenonban*, ahol számos olyan genusz van, mint a *Glauconia*, *Cerithium*, *Tritonium*-félék, melyek részben ekkor jelentek meg, vagy ekkor jutottak túlsúlyra. A csökkentsósvízi és tengeri fajok az életkörülmények változásait jól visszatükrözik a szenon emeleten belül.

A b a k o n y i kőszéntelepes rétegeknek gazdag csökkentsósvízi és édesvízi faunájuk van. A fauna legjellegzetesebb alakjai a *Pyrgulifera*: *Pyrgulifera acinosa* MEEK., *P. lyra* MATH., *P. pichleri* HÖRNES, *P. armata* MATH. és *P. mizcivi* TAUSCH. A fauna jól azonosítható az ausztriai középső-gozaui rétegek kőszéntelepes csoportjának faunájával.

A hippuriteszes mészkősorozat alatti *korallós-csigás márgarétegekből* gazdag csökkentsósvízi fauna került elő. A fauna alapján az ausztriai középső-gozaui rétegek agyagos fáciesével azonosíthatjuk. A faunában levő mediterrán fajok arra utalnak, hogy dél-indiai és egyéb faunákkal is sok közös fajunk van. Az inocerámuszos rétegekben megjelenő, nagy elterjedésű fajok közül a *Campanile inauguratum* STOL. a *maastrichti* alemetre jellemző. A fauna gozaui típusú fajai: *Cantharulus gosauicum* ZEKELI, *Pirenella münsteri* KEFERSTEIN, *Nerinea granulata* MÜNSTER, *N. gracilis* ZEKELI. A kaukázusi és indiai rétegekben is megtaláljuk a *Desmiera zekeliana* STOL. és *Tanaliopsis spinigera* ZEK. fajokat. A régebbi irodalomban a *Cyclolites*szekkel együtt említették ezt a csökkentsósvízi faunát. A részletes vizsgálatok bebizonyították, hogy ezek különböző rétegekből kerültek elő.

Ezeknek a rétegeknek korát a *alsó-campaniai* alemeletben rögzíthetjük.

A B ü k k h e g y s é g b e n a szenonkori homokkő- és konglomerátum-rétegekből néhány *Glauconia kefersteini* GOLDFUSS és *Actaeonella gigantea* D'ORB. példányt sikerült meghatározni. Kőzetkifejlődés alapján az ausztriai Kainach—Hieflau-i gozaui kifejlődésű rétegsorral azonosítható, így ezeket a rétegeket a hiányos fauna ellenére is a *szantoni* alemeletbe sorolhatjuk be.



## A MAGYARORSZÁGI GLOBOTRUNCANÁS ÜLEDÉKEK

(I., II. sz. melléklettel.)

MAJZON LÁSZLÓ  
(Budapest)

E l ő s z ó

Az idén, 1959-ben 75 éve, hogy HANTKEN MIKSA 1884-ben a magyarpolányi inoceramuszos márgából először említette meg azt a fajt, melyet a mai parány-öslénytan a felső-krétára oly jellemző *Globotruncana* nemzetségbe sorol.

HANTKEN ugyanekkor nemcsak a polányi márgáról emlékezett meg, hanem elsőként használta fel a faj rétegtani szerepét az olaszországi felső-kréta kori képződmények korának meghatározásához. A Padovától nyugatra fekvő Euganeihalmok (Colli Euganei) vöröses és fehéres scaglia-mészkövéből SZABÓ JÓZSEF által gyűjtött minták vékonyecsiszolataiban figyelte meg ugyanezeket az alakokat; majd a helyszínen is tanulmányozta a globotruncanás képződményeket. LORENZ 1902-ben megjelent tanulmányában megemlékezik HANTKEN értékes megfigyelési eredményeiről.

Tudománytörténeti kutatásaink során előkerült és jelenleg a Nemzeti Múzeum tulajdonát képező eredeti HANTKEN-féle vázlatok és ezekről átrajzolt táblák tanúsítják azt, hogy a magyarpolányi *Foraminifera*-fauna részletes leírásával 1882–1884 körül HANTKEN komolyan foglalkozott.

### Globotruncanás képződményeink megismerésének története

A *Globotruncana* nemzetség fajai a felső-kréta időszakban lerakódott üledékek rétegtani tanulmányozásánál fontos szerepet töltenek be. Lelőhelyeik számos adatot szolgáltatottak a hajdani felső-kréta globotruncanás Tethys-tenger elterjedésének megismeréséhez a mai Kaliforniától kelet felé, egészen a Maláj-szigettengerig. E tenger üledékeit Magyarországon is megtaláljuk.

Magyarországon először 1884-ben HANTKEN M. említett olyan *Foraminifera* fajt, amelyet később a *Globotruncana* nemzetségbe soroltak. A magyarpolányi mészmárgában nagy mennyiségben figyelte meg a *Discorbina canaliculata* REUSS fajt, és ennek alapján igen helyesen a felső-krétába helyezte ezeket a rétegeket. JASKÓ S. 1935-ben már nemcsak a két magyarpolányi lelőhely inoceramuszos márgájából, hanem a Tapolcafőtől D-re eső Bótakő inoceramuszos márgájából és a bakonyjákói, szerinte „gryphaeás” márgából is jelezte a *Rosalina canaliculata*

REUSS fajt, mely a HANTKEN által említett *Discorbina* fajjal azonos. Magyarpolány körzetéből a *Globotruncana arca* (CUSHMAN) fajt is felsorolta, mely tudomásunk szerint itt szerepelt először az európai irodalomban. Mind a JASKÓ-féle, mind a saját gyűjtésű anyagunk vizsgálata alapján meggyőződünk arról, hogy az itt igen gyakori *G. canaliculata* (REUSS) a *G. linnaeana* (D'ORBIGNY)-vel megegyező forma. A sümegi kékesszürke márgából BARNABÁS K. 1937-ben említi *Globigerina* néven a *Globotruncana marginata* (REUSS) fajt.

MAJZON L. 1940-ben néhány rétegtani kérdést döntött el a Bakonyhegységben *Globotruncanák* segítségével, amikor TELEGGI-ROTH K. és ifj. NOSZKY J. által Szentgál, Pénzeskút, Zirc, Gaja-völgy, Jásd, Inotapuszta és Bakonycsérnye környékéről gyűjtött mintákban a *G. appenninica* fajt megtalálta. Éppen e faj alapján, mely a felső-kréta legalsó emeletére jellemző, ezeket a rétegeket szerző is a cenomán emeletbe sorolta.

A Vérteshegységben (Pusztavám) köszénkutató fúrások rétegmintáiból is meghatároztuk a *G. appenninica* fajt, s ezeket a rétegeket is a cenomán emeletbe soroltuk. VADÁSZ E. 1940-ben ezeket a rétegeket a Bakonyhegység turrilitészes márgájával párhuzamosította.

A kőolajkutató fúrásokban harmadidőszaki üledékek alatt gyakran találunk globotruncanás képződményeket. A dunántúli, valamint az alföldi fúrások ilyenirányú vizsgálatáról 1956-ban közöltünk adatokat.

A következőkben ismertetjük az eddig már közölt és a legújabban megismert magyarországi globotruncanás képződményeket.

### Cenomán

A Mecsekhegység É-i peremén a Vékényi-völgyben a felső-kréta kori cenomán emeletbeli vörös márgában található *Globotruncanák*. A márga iszapolási maradéka bőven tartalmazza a felső-kréta jellegzetes *Globotruncana*-féleségeinek jól fejlett példányait, melyek közül a következő jellemző fajokat határoztuk meg: *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Globotruncana stephani* GANDOLFI var. *turbinata* REICHEL és a *Rotalipora montsalvensis* MORNOD. A gyakori *R. montsalvensis* turon alak, míg a *T. roberti* az alibaitól a cenománig megfigyelhető. Ezeken kívül a *Globigerina cretacea* D'ORBIGNY és egy *Robulus* sp., valamint kevés *Inoceramus* héjprizmatöredék is előkerült.

Figyelembevéve a fauna jelentős részét képező formákat, e képződményt az albai és cenomán emelet határán lerakódottnak tartjuk. E rétegekben a *Foraminiferák* az iszapolási maradék jelentős részét teszik és nyílttengeri kifejlődésre utalnak. Eddigi ismereteink szerint a cenomán kori rétegek másutt nem ilyen gazdagok *Globotruncanákban*. A vékényihez hasonló rétegeket az innen KDK-re lévő Pusztakisfalunál is ismerünk; faunájuk azonban szegényesebb. A kőzet teljesen megegyező a Kárpátukrajnából (Gernyes, Perecseny) ismert globotruncanás üledé-



kekkel, melyek azonban a vékonytól eltérő, szenon fajokból álló, igen gazdag és változatos faunát zárnak magukba.

A Bakony- és Vérteshegység területéről ismert felső-cenomán glaukonitos, homokos márga és a pelites turriliteszes márga is tartalmaz *Globotruncanákat*. A Gaja-völgy bakonynánai szakaszán feltárt rétegekben találtuk meg először a *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* RENZ fajt, mely a cenománt jelzi.

A Bakonyhegységben aránylag nagy elterjedésű szürke turriliteszes márgából gazdag *Foraminifera*-faunát ismerünk.

A szápári kőszénkutató fúrásokból származó mintákban *Globotruncana appenninica*, *Tritaxia minuta*, *T. pyramidata*, *Epistomina colomi* fajok fordulnak elő. A turriliteszes márga *Foraminifera*-faunája egységes. Jellemző, hogy mindegyik mintában megtalálható a *Globotruncana appenninica* RENZ faj. Emellett gyakori a *Clavulinoides trilatera* CUSHMAN, *Tritaxia minuta* MARSSON, *T. pyramidata* REUSS, *Heterostomella* sp., *Verneuilina triquetra* MÜNSTER, *Gaudryina filiformis* BERTHELIN, *Ammodiscus* sp., *Dentalina* sp., *Robulus* sp., *Bulimina murchisoniana* D'ORBIGNY, *Gyroidina nitida* REUSS, *Epistomina colomi* DUBOURDIEU et SIGAL, *Anomalina clementina* (REUSS), *Globigerina aspera* EHRENBERG, *G. cretacea* D'ORBIGNY, *Globigerina* sp., *Orbitolina* sp.

A kisgyóni kőszénkutató fúrások szintén *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* RENZ fajt tartalmazó turriliteszes márgát harántoltak.

A Vérteshegység területéről (a pusztavámi fúrásokból) VADÁSZ E. 1940-ben MAJZON L. meghatározása alapján ismerteti a turriliteszes márgát a jellegzetes *Globotruncana appenninica* RENZ fajjal, melyben ezenkívül még *Textularia bolivinoidea*, *Tritaxia minuta* MARSSON, *Robulus* sp., *Ramulina* sp., *Globigerina cretacea* D'ORB. példányokat figyeltünk meg. Alkalmunk volt a bokodi és a bánhidai fúrások cenomán rétegsorát is megvizsgálni; itt főleg a *Globotruncana appenninica* RENZ faj a gyakori. Mellette a *Tritaxia minuta* MARSSON, *T. pyramidata* REUSS, *Vaginulina* sp., *Heterostomella* sp. és az *Epistomina colomi* DUBOURDIEU et SIGAL fajok találhatók. Az utóbbi jellegzetes alak a Bakonyhegység turriliteszes márgájában is. A vértteshegységi cenomán kifejlődése hasonló a Zirc—Bakonynána környékén található képződményekéhez.

### Szenon

Magyarországon legnagyobb elterjedésűek a szenon emeletbeli globotruncanás üledékek, egyúttal ezek tartalmazzák a leggazdagabb faunát is. Megtalálhatók mind a felszínen (Bakonyhegység), mind a fúrásokban (Göcsej, Bakonyhegység, Duna—Tisza köze és Tiszántúl). Kőzettani kifejlődésük szerint, de mikrofaunájuk alapján is különböznek.

A Dunántúl DNy-i részén, Göcsejben a szenon emeletbe tartozó képződményeket számos mélyfúrásból ismerjük.

Nagylengyel környékének mélyfúrásaiban a szenon emeletbe tartozó rétegek a triász időszi képződmények egyenetlenül lepusztított felszínére települnek. E terület szenon emeletbeli képződménysora meg egyezik a bakonyhegységivel. Legalul a gryphaeás márga van, felette hippuriteszes mészkő, majd a globotruncanás-inoceramuszos márga következik. A gryphaeás és hippuriteszes rétegekből ezideig nem került elő *Globotruncana* és egyébként is teljesen eltérő faunát zárnak magukba.

A göcseji globotruncanás összetben világosszürke márga- és mészmárgarétegek vannak, melyek közé vékonyabb finomszemű homokkőrétegek települnek. Mikrofaunájuk által e rétegek élesen elkülöníthetők az alattuk fekvő üledéksoroktól. E képződmények vastagsága Nagylengyelen 11 m-től 171 m-ig változik, Bakon 280 m, Gellénházán 250 m, Csatáron 87 m, míg Nagytilajban 40 m. A globotruncanás márga átlagos vastagsága Nagylengyel környékén 40—60 m.

## 1. táblázat

A magyarországi globotruncanás rétegek adatai  
mélyfúrások alapján

Fúrás	Mélység m	Tszfm.
Nagy-lengyel 54. ....	2004,0 — 2015,0	212,24
Nagy-lengyel 22. ....	2239,0 — 2410,0	248,86
Nagy-lengyel 138. ....	2269,0 — 2293,0	200,91
Gellénháza 1. ....	2295,0 — 2539,0	260,94
Bak 1. ....	2435,0 — 2715,0	209,00
Csatár 1. ....	2157,0 — 2244,0	204,45
Nagytilaj 1. ....	1335,0 — 1375,0	180,13
Madaras 5. ....	451,0 — (600,4)	119,20
Csikéria 5. ....	569,5 — (690,0)	kb. 134
Izsák 1. ....	669,0 — 1033,0	110,50
Rákóczifalva 1. ....	1507,0 — 1886,0	86,70
Rákóczifalva 3. ....	1759,0 — 1837,0	86,48
Nádudvar 6. ....	1679,0 — 1713,0	87,33
Nádudvar 15. ....	2053,0 — 2621,0	88,13
Debrecen 2. ....	1523,0 — 1560,0	132,00

A Bakonyhegység É-i részén a szenon emeletbeli globotruncanás-inoceramuszos márga igen elterjedt, a felszínen is gyakran megtalálható. A polányi gryphaeás rétegekben (Hamuházi kút) alig találtunk *Foraminiferákat*; csupán a *Globigerina cretacea* D'ORBIGNY, G. sp. és a *Rotalia primitiva* CUSHMAN et BERMUDEZ fajokat ismerjük. A *Globotruncanák* teljesen hiányoznak, míg az *Ostracodák* gyakoriak.

Az inoceramuszos márgában már jóval gyakoribbak a *Foraminiferák* és JASKÓ S. a Magyarpolánytól É-ra húzódó Szentkúti-árokából, az eddigi leggazdagabb lelőhelyről a következő fajokat sorolta fel:

*Nodosaria praegnans* REUSS  
*Nodosaria* sp.  
*Dentalina intermedia* REUSS  
*Dentalina lorneiana* D'ORBIGNY  
*Dentalina acuminata* REUSS  
*Dentalina lillii* REUSS  
*Frondicularia angusta* NILSS.  
*Frondicularia angustissima* REUSS  
*Flabellina budensis* HANTKEN\*  
*Pleurostomella subnodosa* REUSS  
*Gümbelina (Textularia) globifera* REUSS  
*Textularia laevigata* D'ORBIGNY\*  
*Haplophragmium* sp.\*  
*Cibicides convexa* REUSS  
*Verneuilina bronni* REUSS  
*Verneuilina* sp.  
*Robulus macrodiscus* REUSS  
*Heterolepa simplex* FRANZENAU\*  
*Eponides haidingeri* D'ORBIGNY\*  
*Globotruncana (Rosalina) canaliculata* REUSS  
*Globotruncana arca* CUSHMAN,

melyek közül néhány harmadidőszaki faj (\*) törlendő.

Az inoceramuszos márga faunája egyveretű; az egyes rétegekben csupán a *Foraminiferák* mennyisége különbözik. Mindegyikben uralkodnak, néha tömegesnek mondhatók a *Globotruncanák*. Bakonyjákónál az inoceramuszos-globotruncanás rétegek szegényesebb faunájúak. A Magyarpolány környéki lelőhelyekről eddig 93 fajt sikerült meghatározunk, bár alaposabb tanulmányozással még 15–20 fajjal bővíthetnénk a jegyzéket. Igen érdekes, hogy míg a göcseji fúrások anyagából előkerültek a *Planoglobulina*, *Ventilabrella* és *Pseudotextularia* genuszok, Magyarpolánynál ezek eddig hiányoznak (2. táblázat).

A Bakonypölöske és Sümeg környéki gryphaeás márga jellegzetesége, hogy pirittartalmú, sok benne az *Ostracoda*, ellenben hiányoznak belőle az inoceramuszos márgára jellemző *Inoceramus*-héjak apró prizmái és a *Globotruncana* fajok. Bakonypölöskén nem ritka egy *Miscellanea*-féleség, míg Sümegen apró *Globigerinák* gyakoriak.

Az Alföldön felső-kréta kori (szenon) képződményeket először a Debrecen 2. számú fúrás rétegszelvényében ismertünk fel. Itt a palás, fliszerű rétegekből *Dentalina* sp., *Pseudotextularia varians* RŽEHAK, *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN, *Globotruncana linnaeana* (D'ORBIGNY) és *G. stuarti* (DE LAPPARENT) fajok kerültek elő. Ezek a Kárpátukrajna-i flisnek gyakori alakjai és a puhovi márgával, vagy a HILTERMANN-féle flisbeosztás gorliccei-jasloi és czarnorzeki rétegeivel, illetőleg a boryslavi inoceramuszos üledékekkel párhuzamosíthatók.

A Nádudvar 6. sz. fúrás agyagmárgarétegei *Globigerina mckanni* WHITE, *Globotruncana arca* (CUSHMAN) és *G. stuarti* (DE LAPPARENT) fajokat tartalmaznak. A Rákóczi falva 1. sz. fúrás is harántolt globotruncanás, zöldesbarna tarka agyagot és szürke, finomhomokos agyagmárga-

## Magyarpolány környékének felső-szenon mikrofaunája

Faj neve	Magyarpolány (Szentkúti árok)	Magyarpolány (közszégtől É-ra)	Tevelhegy	Kisganna	Bótakő
	1	2	3	4	5
<i>Rhabdammina</i> sp.	.	.	.	+	.
<i>Glomospira charoides</i> (JONES et PARKER)	.	.	.	.	+
<i>Reophax</i> n. sp.	+	.	.	.	.
<i>Ammobaculites</i> sp.	+	.	.	.	.
<i>Lituola taylorensis</i> CUSHMAN et WATERS	+	.	.	.	.
<i>Lituola irregularis</i> CUSHMAN	+	.	.	.	.
<i>Spiroplectamina semicomplanata</i> CARSEY	+	.	.	.	.
<i>Verneuilina bronni</i> REUSS	+	+	+	+	+
<i>Tritaxia minuta</i> MARSSON	+	.	+	+	+
<i>Tritaxia pyramidata</i> REUSS	+	.	.	.	.
<i>Tritaxia</i> sp.	+	+	.	.	.
<i>Gaudryina rugosa</i> d'ORBIGNY	+	+	+	+	.
<i>Gaudryina retusa</i> CUSHMAN	+	.	.	.	.
<i>Gaudryina</i> sp.	+	.	.	.	.
<i>Heterostomella austiniana</i> CUSHMAN	+	+	+	+	+
<i>Heterostomella americana</i> CUSHMAN	+	.	.	.	.
<i>Clavulinoides aspera</i> (CUSHMAN)	.	+	.	.	+
<i>Clavulinoides trilatera</i> (CUSHMAN)	+	.	.	.	.
<i>Clavulinoides disjuncta</i> (CUSHMAN)	+	.	.	.	.
<i>Pseudoclavulina subparisiensis</i> (GRZYBOWSKI)	+	.	.	+	+
<i>Arneobulimina presli</i> (REUSS)	+	.	.	.	.
<i>Arneobulimina</i> sp.	.	.	.	.	+
<i>Eggerella</i> sp.	+	.	.	.	.
<i>Marssonella oxycona</i> (REUSS)	+	+	.	.	.
<i>Dorothia pupa</i> (REUSS)	+	+	.	.	.
<i>Ataxophragmium variabile</i> (D'ORBIGNY)	+	+	+	+	+
<i>Ataxophragmium crassum</i> (D'ORBIGNY)	+	.	.	.	.
<i>Spiroloculina</i> sp.	.	.	.	+	.
<i>Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis</i> (BRADY)	+	.	.	.	.
<i>Robulus navarroensis</i> (PLUMMER)	+	.	.	.	.
<i>Robulus pondi</i> CUSHMAN	+	.	.	.	.
<i>Robulus velascoensis</i> (WHITE)	+	.	.	.	.
<i>Robulus</i> sp.	+	+	+	+	+
<i>Planularia complanata</i> (REUSS)	+	.	.	.	.
<i>Vaginulina</i> sp.	+	+	.	.	.
<i>Palmula interpunctata</i> (VON DER MARCK)	+	+	.	.	.
<i>Palmula delicatissima</i> PLUMMER	+	+	+	+	+
<i>Fronicularia elongata</i> WHITE	+	+	+	.	.
<i>Fronicularia archiacina</i> D'ORBIGNY	+	.	.	.	.
<i>Fronicularia linearis</i> FRANKE	+	.	.	.	.
<i>Marginulina ensis</i> REUSS	+	.	.	.	.
<i>Saracenaria bronni</i> (ROEMER)	+	.	.	.	.
<i>Dentalina concinna</i> REUSS	+	+	.	+	.
<i>Dentalina</i> sp.	+	+	+	+	+
<i>Nodosaria</i> sp.	+	+	+	.	.

2. táblázat folytatása

Faj neve	Magyarpolány (Szentkúti árok)	Magyarpolány (közszégtől É-ra)	Tevelhegy	Kisganna	Bóttakó
	1	2	3	4	5
<i>Lagena</i> sp. ....	+	.	.	.	.
<i>Entosolenia orbignyana</i> (SEGUENZA) .....	+	.	.	.	.
<i>Globulina lacrima</i> REUSS .....	+	.	.	.	.
<i>Ramulina aculeata</i> D'ORBIGNY .....	+	+	.	.	+
<i>Ramulina kittli</i> RZEHAK .....	+	.	.	.	.
<i>Gümbelina globulosa</i> (EHRENBERG) .....	+	+	+	+	+
<i>Gümbelina globifera</i> (REUSS) .....	+	+	+	+	+
<i>Gümbelina ultimatumida</i> WHITE .....	.	.	+	+	+
<i>Bolivinooides draco</i> (MARSSON) .....	+	+	.	+	+
<i>Bolivinooides decorata</i> (JONES) .....	.	+	.	+	.
<i>Bolivinita eleyi</i> CUSHMAN .....	.	+	.	.	.
<i>Bulimina murchisoniana</i> D'ORBIGNY .....	+	+	+	+	+
<i>Bulimina triangularis</i> CUSHMAN et PARKER ..	+	.	.	.	.
<i>Reussella szajnochae</i> (GRZYBOWSKI) .....	+	.	.	.	.
<i>Bolivina incrassata</i> REUSS .....	.	.	.	+	+
<i>Pleurostomella subnodosa</i> REUSS .....	+	+	+	+	+
<i>Pleurostomella gigantia</i> WHITE .....	+	.	.	.	.
<i>Pleurostomella</i> sp. ....	+	.	.	.	.
<i>Nodosarella gracillima</i> CUSHMAN .....	+	.	+	+	+
<i>Valvulineria allomorphinoides</i> (REUSS) .....	+	.	+	.	.
<i>Gyroidina vortex</i> WHITE .....	+	+	.	+	.
<i>Gyroidina nitida</i> (REUSS) .....	+	+	+	+	+
<i>Gyroidina crassa</i> (D'ORBIGNY) .....	+	.	.	+	.
<i>Gyroidina</i> sp. ....	+	.	.	.	.
<i>Stensiöina excolata</i> (CUSHMAN) .....	+	+	+	+	+
<i>Stensiöina labyrinthica</i> CUSHMAN et DORSEY ..	+	+	.	.	.
<i>Rotalia beccariiiformis</i> WHITE .....	.	.	.	+	+
<i>Baculogypsina</i> (?) <i>lenticulata</i> WHITE .....	.	.	.	+	.
<i>Pullenia quaternaria</i> (REUSS) .....	+	.	.	+	.
<i>Pullenia minuta</i> CUSHMAN .....	.	+	.	+	.
<i>Globigerina aspera</i> EHRENBERG .....	+	+	+	+	+
<i>Globigerina cretacea</i> D'ORBIGNY .....	+	+	+	+	+
<i>Globigerina voluta</i> WHITE .....	+	.	.	.	+
<i>Rotundina globigerinoides</i> (BROTZEN) .....	.	+	.	.	.
<i>Globotruncana conica</i> WHITE .....	+	.	+	+	+
<i>Globotruncana lapparenti</i> BROTZEN .....	+	+	+	+	+
<i>Globotruncana linnaeana</i> (D'ORBIGNY) .....	+	+	+	+	+
<i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT) .....	+	+	+	+	+
<i>Globotruncana rosetta</i> (CARSEY) .....	+	+	.	.	.
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN) .....	+	+	.	.	.
<i>Globotruncana cortusa</i> (CUSHMAN) .....	+	.	.	.	.
<i>Globorotalia micheliniana</i> (D'ORBIGNY) .....	+	+	.	+	+
<i>Anomalina clementina</i> (REUSS) .....	+	+	+	+	+
<i>Planulina?</i> <i>velascoensis</i> (CUSHMAN) .....	+	+	+	+	+
<i>Cibicides stephensoni</i> CUSHMAN .....	+	+	+	+	+
<i>Cibicides</i> n. sp. ....	+	.	.	.	.
<i>Karrerria fallax</i> (RZEHAK) .....	+	.	.	.	.
„ <i>Truncatulina</i> “ <i>favosoides</i> EGGER .....	+	.	.	.	.

## Az olajkutató mélyfúrások globotruncanás rétegeinek faunája

Faj neve	Debrecen 2. sz. fúrás	Nádudvar 6., 15. sz. fúrás	Rákóczifalva 1., 3. sz. fúrás	Izsák 1. sz. fúrás	Csikéria 5. és Madarás 5. sz. fúrás	Nagyfenyvéri fúrások	Gellenháza 1. sz. fúrás
	1	2	3	4	5	6	7
<i>Reophax</i> sp.	.	.	.	.	+	.	.
<i>Hormosina</i> sp.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Ammodiscus</i> cf. <i>turbinatus</i> CUSHMAN	.	.	.	.	+	.	.
<i>Glomospira charoides</i> (JONES et PARKER)	.	.	+	.	+	+	.
<i>Haplophragmoides</i> sp.	.	.	.	.	+	+	.
<i>Cyclammia subkarpatica</i> MAJZON	.	.	.	.	.	.	+
<i>Textularia turris</i> D'ORBIGNY	.	.	.	.	+	.	.
<i>Verneuilina bronni</i> REUSS	.	.	.	+	+	.	.
<i>Tritaxia</i> cf. <i>minuta</i> MARSSON	.	.	.	.	+	.	.
<i>Tritaxia</i> sp.	.	.	.	+	+	.	.
<i>Gaudryina rugosa</i> D'ORBIGNY	.	+	.	+	.	.	.
<i>Heterostomella americana</i> CUSHMAN	.	.	.	+	.	.	.
<i>Clavulinoides</i> sp.	.	.	.	.	.	+	.
<i>Pseudoclavulina</i> sp.	.	.	.	.	.	+	.
<i>Arenobulimina presli</i> (REUSS)	.	.	.	+	+	+	.
<i>Marssonella oxycona</i> (REUSS)	.	.	.	+	+	+	.
<i>Dorothia pupa</i> (REUSS)	.	.	.	+	+	+	.
<i>Dorothia bullata</i> (CARSEY)	.	.	.	.	+	.	.
<i>Ataxophragmium variabile</i> (D'ORBIGNY)	.	.	.	+	.	.	.
<i>Ataxophragmium crassum</i> (D'ORBIGNY)	.	.	.	.	+	.	.
<i>Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis</i> (BRADY)	.	.	+	.	.	.	.
<i>Robulus</i> sp.	.	.	.	+	.	+	.
<i>Palmula rugosa</i> (D'ORBIGNY)	.	.	.	+	.	+	.
<i>Dentalina</i> sp.	+	.	.	.	.	+	+
<i>Ramulina aculeata</i> (D'ORBIGNY)	.	.	.	.	+	.	.
<i>Ramulina kittlii</i> RŽEHAK	.	.	.	.	+	.	.
<i>Bolivinopsis</i> sp.	.	.	.	.	.	+	.
<i>Gümbelina globulosa</i> (EHRENBERG)	.	+	+	+	+	+	+
<i>Gümbelina pupa</i> (REUSS)	.	.	.	.	+	+	+
<i>Gümbelina plummerae</i> FOETTERLE	.	.	.	.	+	.	.
<i>Pseudotextularia varians</i> RŽEHAK	+	.	.	.	.	.	+
<i>Planoglobulina acervulinoides</i> (EGGER)	+	.	.	.	.	+	+
<i>Ventilabrella eggeri</i> CUSHMAN	+	.	.	.	.	+	.
<i>Bulimina purchisoniana</i> D'ORBIGNY	.	+	+	.	+	+	+
<i>Reussella</i> sp.	.	.	.	.	+	.	.
<i>Pleurostomella subnodosa</i> REUSS	.	.	.	.	+	.	.
<i>Pleurostomella gigantia</i> WHITE	.	.	.	.	+	.	.
<i>Valvulinera allomorphinoides</i> (REUSS)	.	+	+	.	.	.	.
<i>Gyroidina nitida</i> (REUSS)	.	.	.	.	+	+	.
<i>Stensiöina excolata</i> (CUSHMAN)	.	.	.	.	+	+	.
<i>Stensiöina labyrinthica</i> CUSHMAN et DORSEY	.	.	.	+	.	.	.
<i>Pullenia quaternaria</i> (REUSS)	.	.	.	.	+	+	.
<i>Globigerina aspera</i> EHRENBERG	.	.	.	.	+	.	.
<i>Globigerina cretacea</i> D'ORBIGNY	.	+	+	.	+	.	+
<i>Globigerina mckanni</i> WHITE	.	+	+	.	.	+	.
<i>Globigerina bulloides</i> D'ORBIGNY	.	.	.	.	.	+	.
<i>Globotruncana conica</i> WHITE	.	.	.	.	+	+	+

## 3. táblázat folytatása

Faj neve	Debrecen 2. sz. fúrás	Nádudvar 6., 15. sz. fúrás	Rákóczifalva 1., 3. sz. fúrás	Izsák 1. sz. fúrás	Csikéria 5. és Madaras 5. sz. fúrás	Nagygyenyeli fúrások	Gellenháza 1. sz. fúrás
	1	2	3	4	5	6	7
<i>Globotruncana lapparenti</i> BROTZEN	.	+	.	.	.	+	.
<i>Globotruncana linnaeana</i> (D'ORBIGNY)	+	+	.	.	.	+	.
<i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT)	+	+	+	+	+	+	+
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)	.	+	+	+	+	+	+
<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN)	.	.	.	+	+	.	.
<i>Globotruncana cretacea</i> CUSHMAN	.	.	.	+	.	.	.
<i>Globotruncana cf. spinea</i> KIKOINE	.	.	.	.	.	+	.
<i>Globotruncana cf. marginata</i> (REUSS)	.	.	.	.	+	+	.
<i>Globorotalia micheliniana</i> (D'ORBIGNY)	.	.	+	.	.	+	+
<i>Anomalina clementina</i> (REUSS)	.	.	.	+	+	+	.
<i>Anomalina spinicostata</i> CUSHMAN	.	.	.	.	+	.	.
<i>Anomalina subiginosa</i> CUSHMAN	.	.	.	.	+	.	.
<i>Planulina? velascoensis</i> (CUSHMAN)	.	.	.	+	.	.	.
<i>Cibicides stephensoni</i> CUSHMAN	.	.	.	+	.	+	.
<i>Karrereria jallax</i> (RŽEHAK)	.	.	.	.	.	.	+

rétegeket. Ezekből az üledékekből *Ammoglobigerina globigeriniformis* (PARKER et JONES), *Glomospira charoides* (JONES et PARKER), *Bulimina murchisoniana* D'ORBIGNY, *Gümbelina globulosa* (EHRENBERG), *Globigerina cretacea* D'ORBIGNY, *G. mckanni* WHITE, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. stuarti* (DE LAPPARENT), *Gyroidina micheliniana* (D'ORBIGNY) szenonra jellemző fajok kerültek elő. A Rákóczi falva 3. sz. fúrás egyik mintájában *Globotruncana linnaeana* (D'ORBIGNY) és *Globotruncana* sp. volt.

A Duna—Tisza közén az Izsák 1. sz. fúrás, a Madaras 5. sz. és a Csikéria 5. sz. fúrás aránylag igen magasra kiemelt helyzetben érte el a felső-szenon globotruncanás üledékeket; a felszíntől számított 451—669 m-ben.

A globotruncanás rétegek alatt a Dunántúlon mindenütt hippuriteszes mészkő települ, míg az Alföldön a fekvősorozat változó. Így Izsákon kemény vöröses mészkő, Nádudvaron vörös homokos márga, Debrecennél pedig sötétszürke agyagmárga található, melyek mind a kréta időszakba sorolható képződmények.

### Globotruncanás képződményeink ősföldrajzi kapcsolatai

Az előzőkben ismertetett adatokból látható, hogy a felső-kréta tenger Magyarország területén feltehetően szigettenger típusú volt és két tengerágot alkotott (I. sz. melléklet). A kréta rétegek vizsgálatából egyes vidékek különböző mértékű kiemelkedettsége, vagy hosszabb

ideig tartó teresztrikus állapota is kitűnik. Véleményünk szerint a Kőszegi-hegység és a Kisalföld területét egyáltalában nem borította el a kréta időszakban tenger.

A Mecsekhegységben a felső-kréta rétegeket csak elszigetelt foltokban találjuk. A Bakony- és Vérteshegység helyzete az újabb vizsgálatok szerint csaknem megegyező lehetett; a különbség csupán annyi, hogy a Vérteshegységben ezideig a szenon emelet üledékeit még nem tudtuk kimutatni.

Felső-kréta kori képződményeket Nagylengyeltől a Bükkhegység (Bántapolcsány környéke) hippuriteszes mészkőrétegéig, illetőleg a debreceni mélyfúrás globotruncanás üledékéig nagy területen találunk. A felső-krétán belül a globotruncanás rétegek a legnagyobb elterjedésűek. Ezek két DNY—ÉK-i vonulatban figyelhetők meg: 1. a Nagylengyel—Bánhida, 2. a Vékény—Debrecen közötti lelőhelyek sorozata.

Az első vonulat legdélibb előfordulása a göcseji mélyfúrásokban van, majd a felszínen Sümeg, Magyarpolány, Bakonyjákó, Tapolcafő környékéig terjed. Az idősebb, cenomán emeletbeli képződmények a felszínen és a fúrásokban Szentgáltól Bánhidáig követhetők.

A második globotruncanás öv az előbbihez hasonló irányú. A Mecsekhegységben Vékénynél az alsó-cenománra utaló *Globotruncana*-féleségeket tartalmazó rétegsort ismerünk. K és ÉK felé már fiatalabb, felső-szenon emeletbeli képződményeket tártak fel a fúrások (Madaras és Izsák környékén). Törtelnél fliskifejlődést ismerünk, mely Rákóczipfalva, Nádudvar és Debrecen vonulatával kapcsolódik a megfelelő kárpátukrajnai képződményekhez.

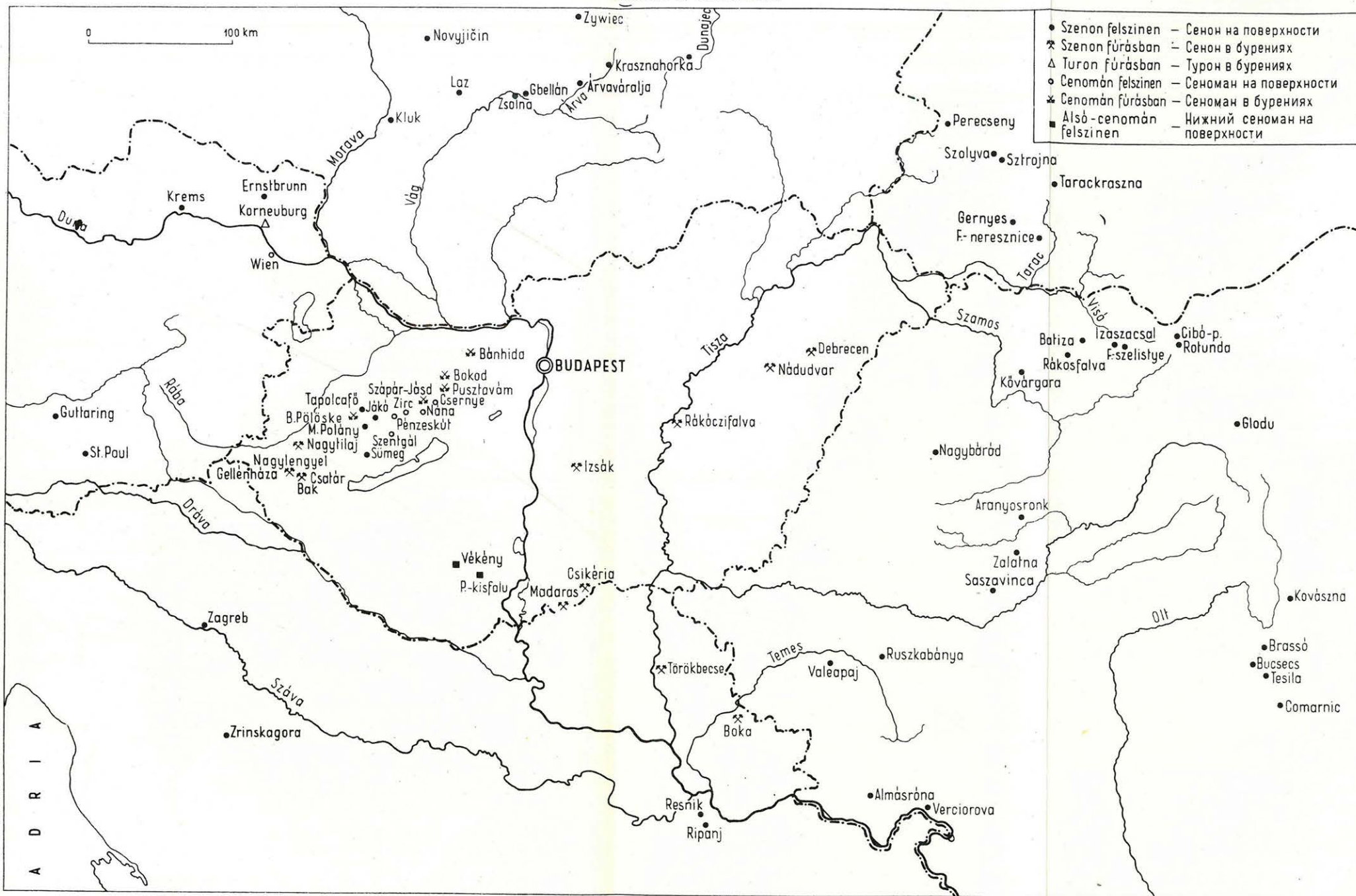
A felső-szenonban az inoceramuszos-globotruncanás, finomszemű, pelites rétegek az előzőkkel szemben már mélyebb, de a neritikus zónán belül maradó, nyíltabbvízi képződmények. A jugoszláv és osztrák kutatók megfigyelései is igazolják a magyarországi globotruncanás kréta-tenger kapcsolatát (Zagreb, Zrinská-góra, Törökbecse környéki szenon globotruncanás rétegek). A nagylengyeli terület Horvátország, Karinthia (Guttaring, St. Paul) felé, a madarasi kifejlődés Törökbecse és Boka felé, végül a csikériai rétegek Románia (Krassó-Szörény) felé mutatnak kapcsolatot. Az ÉNy-i Kárpátok flisövének szenon emeletébe tartozó, globotruncanás puhovi márgarétegeket mélyebbvízi, nyílttengeri üledékeknek tartják (ANDRUSOV, D.), melyek a szenon emeletbe (felsőszanton) tartoznak. E rétegsor szorosan összefügg az ausztriai (Ernstbrunn, Brudendorf, Bécs, stb.) fliskifejlődéssel (NOTH, GRILL).

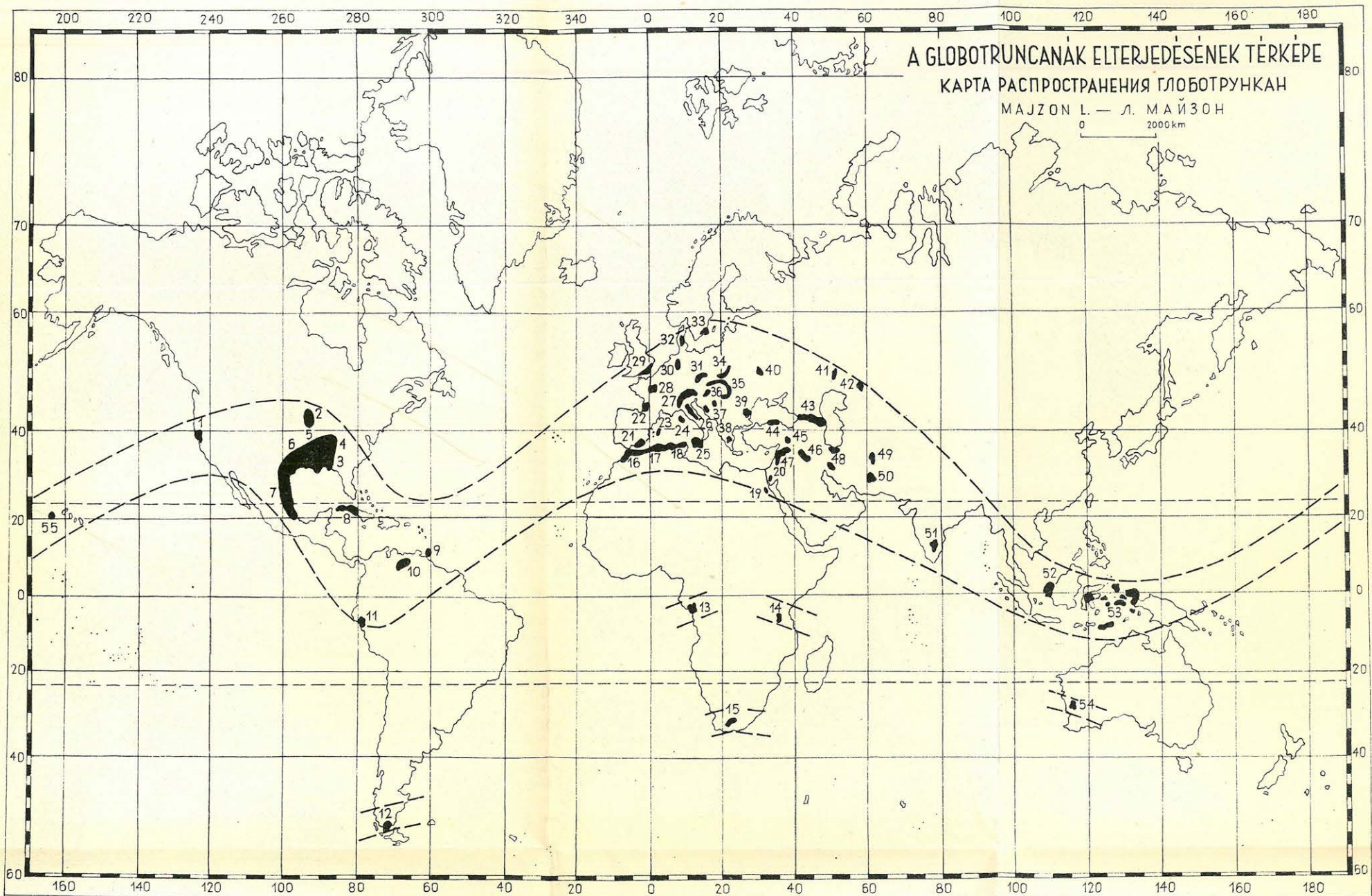
Említettük, hogy a rákóczipfalvai, nádudvari és a debreceni fúrások flis-rétegei igen fontos összekötő láncszemek a kárpátukrajnai hasonló fáciesű globotruncanás lelőhelyek felé. Ez az egységes kifejlődés a szenon felső szakaszának — ha itt-ott szigetekkel meg is szakított — „thalattokrat” jellegét bizonyítja.



A HAZAI ÉS A KÖRNYEZŐ ORSZÁGOK GLOBOTRUNCANÁS LELŐHELYEI  
 МЕСТОНаХОЖДЕНИЯ ГЛОБОТРУНКАН В ВЕНГРИИ И В ОКРУЖАЮЩИХ СТРАНАХ  
 MAJZON L. - Л. МАЙЗОН

I.





*Jelmagyarázat:* 1. Kalifornia, 2. Kansas és Nebraska, 3–7. Alabama, Tennessee, Arkansas, Texas, Mexikó, 8. Kuba, 9. Trinidad, 10. Venezuela, 11. Ecuador, 12. Chile (Tres Puntas), 13. Gabon, 14. Délkelet-Afrika, 15. Fokföld (Kelet Pongoland), 16. Marokkó, 17. Algeria, 18. Tunisz, 19–20. Egyiptom és Sina-félsziget, 21. Spanyolország (Baetikai-hegység), 22. Ny-Pireneusok (Hendaye), 23. Mallorca, 24. Korzika, 25. Szicília, 26. Appennini-félsziget, 27. Alpok és Ausztria, 28. Párisi-medence és Jura-hegység, 29. Dél-Anglia, 30. ÉNy-Németország és Hollandia, 31. Csehország, 32. Dánia, 33. Svédország, 34. Krakow–Lublin, 35. Kárpátok, 36. Magyarország, 37. Jugoszlávia, 38. Görögország, 39. Románia (Dobrudzsa); Szovjetunióban: 40. Donyec-medence, 41. Uralszk környéke, 42. Emba-vidék és Turkménia, 43. Kaukázus (Gruzia és Oszétföld), 44–45. Törökország, 46. Irak, 47. Palesztina, Libanon, Szíria, 48. Irán, 49. Beludzsisztán, 50. Afganisztán, 51. Dél-India, 52. Ny-Borneo, 53. Celebesz, Burui, Sula, Halmahera, Ceram, Timor, Kei-szigetek, Misol, Ny-Ujguinea, 54. Ny-Ausztrália, 55. Hawai-szigetektől Ny-ra.

## A globotruncanás rétegek ősföldrajzi összesítése

A felső-krétában a globotruncanás tenger öve nyugat felől, a mai Kaliforniától húzódik kelet felé egészen a Maláj-szigettengerig. Az eddigi vizsgálatok határozottan megvonták ennek a Tethysnek a határvonalait. Az újabb tanulmányok már csak egyes újabb pontokat tüntethetnek fel ebben a hosszan elnyúló övben. A rendelkezésünkre álló irodalom alapján, amint a térképvázlaton látjuk, a *Globotruncanák* lelőhelyei Ny-ról DK, majd ÉK felé hajló széles ívben húzódnak, hogy újból DK-i irányban a Maláj-szigettengeren át, Hawai felé ÉK-i tendenciával a Földön két „szinusz”-görbét zárjanak be (II. sz. melléklet).

Az előbb említett fővonulattól D-re sporadikus lelőhelyek figyelhetők meg a déli féltekén; mint a Magellan-szoros, Gabon, DK-Afrika, Fokföld és Ny-Ausztrália lelőhelyei. Ezek egy nagy déli, párhuzamos, az eddigi adatok révén keskenyebbnek mutatkozó, „Para-Tethys” vonulatát jelzik, mely mintha Ausztrália—Ázsia területén kapcsolódna az északi vonulathoz. Mindenesetre megfigyelhető, hogy ez a mellék-tenger az eddigi kevés lelőhely ellenére is jól megállapíthatóan „idomul” az északi öv európai—afrikai és délnyugat-ázsiai „szinusz”-kulminációjához, hogy ettől Ny-ra és K-re két jól kivehető, lehajló szárnyat képezzen.

Az előzőkből kitűnik, hogy a *Globotruncanák* az egész Földön egy széles övezetben, — melynek Hazánk is kis részét képezi —, felső-kréta (cenomán—szenon) rétegösszletből kerülnek elő és egyes alemeletekre vonatkozóan jól használható szintjelző alakok.

## A globotruncanás képződmények rétegtani mikropaleontológiája

A *Foraminiferák* a kréta időszak folyamán igen jelentős szerepűek. A kréta időszaki meszesházú *Foraminiferák* nagyobb termetűek, mint júra elődeik. Egyes betekeredett mészházúak a magyarországi krétában az apti emelet alsó részében (Tata) jelennek meg (*Globigerina*, *Ticinella*, *Anomalina*, *Gyroidina*) és a lebegő életmódot folytató fajták lassan mind gyakoribb alakjai lesznek a faunának. A *Globigerinák* a kréta folyamán lépnek fel, s apró példányaik az egyes cenomán rétegekben már igen közönségesek.

A felső-krétában határozott változás állt be a faunaképben; a cenomántól a maastrichti alemeletig fellépő *Foraminiferák* igen nagy mértékben különböznek az alsó-krétából ismertektől. Új nemzetségek tűnnek fel, mint a típusos *Globotruncana*, *Planoglobulina*, *Ventilabrella*, *Pseudotextularia*, *Bolivinoidea*, *Vidalina*, *Subalveolina*, *Dicyclina*, *Stensiöina*, stb. genuszok, hogy azután a felső-kréta végén hirtelen eltűnjenek. A *Globotruncana* nemzetségekhez tartozó formák gyorsan differenciálódtak, számos fajt alkotva egészen új és jó megkülönböztető jelleget adnak a felső-kréta mikrofaunának. A homokosházúak közül a *Heterostomella*, *Ataxophragmium*, stb. hasonlóan rövid életűek. A homo-

kosházú *Flabellaminák* a krétában tűnnek fel. Nagy fejlettséget érnek el itt a júrából már ismert *Palmulák*, *Flabellinák*, stb.

Mindezek a jellegek lehetővé teszik, hogy Foraminiferák segítségével alemeleteket és helyenként bizonyos öveket tudjunk elkülöníteni. Mikrofauna-szinteket többek között Olaszországban (RENZ), Franciaországban és Észak-Afrikában (MARIE és SIGAL), Németországban (WEDEKIND, HILTERMANN), a Szovjetunióban (SUBBOTINA) és Szlovákiában (HANZLÍKOVÁ) állapítottak meg.

A regionális összehasonlító munka eredményei igazolták, hogy a kisebb Foraminiferák a felső-kréta sorozatok általános rétegtani tagolására felhasználhatók. Magyarországon a cenománt az idősebb (*Tritaxia*, *Ticinella*, *Rotalipora*) és fiatalabb (*Clavulinoides*, *Epistomina*, *Globigerina*) fajok szembeötlő társulása jellemzi, amely aránylag könnyűvé teszi az ide tartozó rétegek meghatározását. Alul a *Ticinella roberti* (GANDOLFI) és a *Globotruncana turbinata* REICHEL, a felső részekben a *Globotruncana appenninica* RENZ alakkörébe tartozó fajok találhatók. Előbbiek függőleges elterjedési határát külföldön a felső-albai és az alsó-turon között vonják meg, míg a *G. appenninica* a cenomán emeletre korlátozódik. A planktoni formák a cenománban már változatosabbak, mivel megjelennek a *Globigerinák* nagyobb termetű fajai is.

Turon emeletbe tartozó tengeri rétegeket Magyarországon eddig nem mutattak ki.

A szenon emeletet — jellemző *Foraminiferái* alapján — alemeletekre bonthatjuk. Úgy látszik, bizonyos összefüggés áll fenn nemcsak Európában, hanem a Föld más részeiben is a transzgressziók erőssége és a *Globotruncanák* gyakorisága között.

D'ORBIGNY (1826) óta számtalanszor és mind nagyobb figyelemmel tanulmányozták a szenon képződmények mikrofaunáját, talán azért is, mert a szenon egyik csúcspontja a *Foraminiferák* fejlődésének. A szenon *Foraminifera*-fauna legszembetűnőbb sajátossága az egész Földön végig húzódó és megnyilvánuló általános egységesség. Itt igen sok faj nagyon széles földrajzi elterjedésű. A szenonban fellépő új és függőlegesen erősen korlátozott elterjedésű fajok jelentős száma, — melyek közül a legtöbb viszont nagy horizontális elterjedésű, gyakori és könnyen felismerhető, — elősegíti, hogy a szenont *Foraminiferák* alapján finomabban is tagoljuk. A jellegzetes kettősélű *Globotruncana arca* (CUSHMAN) faj sok felső-kréta rétegsorban a szantoni és campani határon jelenik meg. A felső-campaniban ezt az egyélű *G. stuarti* (DE LAPPARENT) faj kíséri és váltja fel. A *G. linnaeana* (D'ORBIGNY) itt ritkább, mint a szantoni emeletben volt, de a szenon végéig fennmarad. A *Globotruncana* nemzetség kúpos alakú fajai, melyek a turonban még fejletlenek és ritkák, a felső-kréta további folyamán már jól kifejlődnek, s közönségessé, gyakorivá válnak. A *G. arca* — mint már mások is megfigyelték — a fácies, a környezet feltételeitől aránylag független faj.

A *Pseudotextularia varians* RŽEHAK csak a szenon legfelső zónáiból ismeretes, és ezért külföldön egyesek a maastrichti emelet vezéralakjának tekintik. A meszházú, fenéklakó formák közül nálunk eddig a felső-szenon vezéralakjainak bizonyultak az egyes *Globotruncana*-félések mellett a *Bolivina incrassata* REUSS, *Bolivinoides draco* (MARSSON), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI), *Rotalia beccariiiformis* WHITE, *Globigerina voluta* WHITE, a *Gümbelina*, *Planoglobulina* és *Ventilabrella* fajok, a *Stensiöina excolata* (CUSHMAN), *Planulina dayi* WHITE, *Karrerria fallax* (= *Cibicides ribbingi* BROTZEN) és más fajok. Mindezek éppúgy ismeretesek Amerikából, mint Európából, sőt némelyik Ausztráliában is megtalálható.

Itt kell foglalkoznunk a felső-kréta két tagjával, a gryphaeás márgával és a hippuriteszes mészkővel. Mint azt a nagylengyeli mélyfúrások szelvényéből láttuk, a gryphaeás sorozat márga- és mészkőrétegek változásával megy át a hippuriteszes mészkőbe. A hippuriteszes mészkő képződése hirtelen, minden átmenet nélkül szűnt meg és az üledékképződés viszonyainak megváltozása a faunában is hasonló módon jelentkezik. A gryphaeás márgából, illetve helyenként (Andráshida) a hippuriteszes mészkőből előkerült a jellemző *Miscellanea hungarica* nov. sp., mely Magyarországon új *Nummulites*-félések, míg külföldön ide tartozó alakokat a szenonból PFENDER és CIZANCOURT már ismertettek. A *Miscellanea* mellett a *Miliolinák* a gryphaeás márgában gyakoriak; emellett nem ritkák a *Vidalina*-, *Subalveolina*-maradványok sem, sőt megfigyeltünk *Cuneolina*-, *Cyclolina*- és *Dicyclina*-metszeteket is. Ezek a genuszok hirtelen tűnnek el és szinte „ugrásszerűen” megjelennek az eddig hiányzó *Globotruncanák*.

Mivel a gryphaeás márga folyamatos átmenetet mutat a hippuriteszes mészkőbe és mindkettőből hiányzanak a *Globotruncanák*, ezért ezeket a képződményeket a koniaci alemeletbe helyezzük. Az inoceramuszos márgában, mint a szenon fiatalabb üledékében a *Globotruncanák* nagy formagazdagságot mutatnak és az egyes fajok tömegesen jelennek meg.

Az inoceramuszos-globotruncanás márgarétegeket faunájuk alapján két alemeletbe soroljuk.

1. A *szantoni* alemeletbe tartoznak a Magyarpolány, Sümeg, Bakony-pölöske, Izsák és Madaras—Csikéria környékén feltárt felső-kréta üledékek, melyeknek faunája a leggazdagabb és szerintünk szintben megegyező a szantoni és campani alemeleteket összefoglaló *tampicoi* „mendez”-rétegekével (Mexikó). Mindkét képződményben hiányoznak a *Globorotaliák* és *Trochamminoides*ek; viszont egyes fajok csupán a „mendez”-rétegekben, illetve a magyarpolányi márgában találhatók: *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI) = *Bulimina limbata* WHITE, *Stensiöina excolata* (CUSHMAN), *Fronicularia elongata* WHITE, *Gümbelina ultimumida* WHITE, *Bolivinoides draco* (MARSSON), *Karrerria fallax* = *Cibicides ribbingi* BROTZEN, *Globigerina voluta* WHITE, *Bolivina incrassata* REUSS, *Pleuro-*

*stomella gigantea* WHITE. A „mendez”-rétegekből több faj átmegegy a fiatalabb „alsó velasco”-rétegekbe is (utóbbi már a maastrichti emeletet képviseli). E fajok: *Bolivinooides decorata* (JONES), *Pseudoclavulina subparisiensis* (GRZYBOWSKI) = *Clavulina amorpha* CUSHMAN, *Palmula interpunctata* (VON DER MARCK), *P. delicatissima* PLUMMER, *Pullenia quaternaria* (REUSS) = *P. coryelli* WHITE, *Rotalia beccariformis* WHITE. Csupán a „velasco”-rétegekre szorítkoznak a *Robulus velascoensis*, *Planulina velascoensis* WHITE és a *Pleurostomella subnodosa* REUSS fajok, melyek Magyarpolánynál az előzőkkel együtt találhatók. A „mendez”-rétegekben tűnnek el az eddig nagy tömegű *Globotruncana* fajok (*G. conica*, *G. rosetta*, *G. canaliculata*) s a „velasco”-rétegekbe már egyik sem megy át.

2. A *campani* alemeletbe soroljuk azokat a globotruncanás rétegeket, melyek *Pseudotextularia*, *Planoglobulina* és *Ventilabrella* genuszba tartozó alakokat tartalmaznak. Ezt a beosztást egyrészt bizonyos földtani adatok, valamint azon európai kutatók felfogása indokolja, akik az említett három nemzetséget a maastrichti emelet vezéralakjainak tartják. A pseudotextulariás rétegek mindig a szantoni emelet képződményei fölé települnek és a flis-területen a fúrások tanúsága szerint fedőjükét a trochamminoideszes rétegek alkotják (Debrecen 2. sz. fúrás, Nádudvar 15. sz. fúrás). A Gellénháza 1., Bak 1., Csatár 1. sz. és a Nagylengyel 14. sz. fúrásban levő inoceramuszos—globotruncanás márga magasabb szintjéből pseudotextulariás—planoglobulinás—ventilabrellás társulásokat ismerünk. Ezekben az üledékekben kisebb a fajok száma, mint Magyarpolány szantoni korú márgájában és a Kárpátukrajna területéről (Gernyes, Perecseny) ismert *campani* rétegekkel párhuzamosíthatók.

A maastrichti emeletbe való helyezésnek éppen Maastricht klasszikusnak tekinthető feltárásaiból tömegesen előkerült *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK faj s az *Orbitoides* és *Lepidorbitoides* jelenléte mond el. Nálunk ezekből a jellegzetes és jól felismerhető alakokból még egyetlen példány sem volt megfigyelhető. Egyébként a maastrichti alemelet hazai kifejlődését korall-tanulmányában KOLOSVÁRY G. is határozottan tagadja. Minden valószínűség szerint maastrichti rétegeink általában lepusztulhattak és csak Törteltől K-re, a kréta—eocén határ flis-kifejlődésű trochamminoideszes üledékeinek formájában maradtak meg.

MAJZON (1943) után 1951-ben NOTH is foglalkozott a Keleti-Kárpátok illetve az Alpok felső-kréta, Foraminiferákban gazdag üledékeivel („helvetikum” és a flis) és Közép-Amerika (Gulf Coast és a mexikói Tampico) felső-kréta rétegsorával, valamint kapcsolataik kérdésével. NOTH nagyon helyesen mutat rá, hogy szerinte — és WICHER szerint is, aki tekintetbe vette a kaukázusi megfigyeléseket — a lengyelországi „węglówka”-rétegek, valamint az Északi-Alpok „Liesenschichten”-üledékei és a mexikói „velasco” rétegek nem tartalmaznak *Globotruncanát*, tehát a d a n i a i emelet tagjai; faunájuk pedig a felső-kréta típustól a harmad-

korhoz vezető átmeneti faunának tekinthető. HILTERMANN megállapítása szerint a podoliai és ÉNy-németországi maastrichti üledékekben *Globotruncanák* nincsenek és ezért az ilyen fajokat nem tartalmazó rétegeket a maastrichti alemeletbe sorolja. E megállapítások teljesen megegyeznek a mi eredményeinkkel.

## A *Globotruncana* genus

(I—VII. tábla)

A rendelkezésünkre álló irodalmi adatok alapján eddig 95 *Globotruncana* (sensu lato) fajt írtak le vagy soroltak be a *Globotruncanidae* családba. Egyes formák, melyeket annakidején leírója más nembe sorolt, csak később kerültek a tágabb értelemben vett *Globotruncana* nemzettségbe. Az újabb kutatások is jelentősen megnövelték a fajok számát és a megfigyelt alaki különbségek több új alnemzettség bevezetését is szükségessé tették. Már 1943-ban megjegyeztük egyes *Globotruncanának* leírt fajokról (*G. globigerinoides*, *G. ticinensis*, *G. stephani*, *G. havanensis*), hogy nem típusos *Globotruncanák*. SUBBOTINA 1953-ban a *Globotruncana globigerinoides* és a *Globigerina cretacea* fajokat a *Rotundinákhoz* sorolta. Az elmúlt 20 évben a *Rotalipora* (1942), *Ticinella* (1942), *Thalmaninella* (1948), *Praeglobotruncana* (1952), *Rotundina* (1953) és más új nemzetségeket, illetve alnemzetségeket állítottak fel. A revízió során az *Anomalina roberti* GANDOLFI, *Globigerina aumalensis* SIGAL, *Globorotalia delrioensis* PLUMMER, *Globorotalia cushmani* MORROW, *Globorotalia californica* CUSHMAN et TODD fajt és más fajokat jelzett alnemekbe sorolták. Meg kell jegyeznünk, hogy 1927-ben CUSHMAN a *Globotruncana* nemzettség típusát, a *G. arca* (CUSHM.) fajt, egy azóta megszűnt nemzettség tagjaként, mint *Pulvinulina arca*-t írta le.

Vita tárgya lehet a *Globotruncanák* alnemekre való felosztása. ANDRUSOV ezt nem tartja szerencsésnek, viszont MARIE kísérlete — amikor a *Rosalinella* MARIE (1941) nemzettségbe sorolja az *appenninica*, *cushmani* és a *linnei* fajokat — a másik végletet jelzi. Ámbár a *Globotruncana* nemzettség eléggé heterogén, hiszen KIKOINE a MORROW által 1934-ben leírt *Globorotalia cushmani* fajt szintén *Globorotaliának* tartja, míg mások a *Rotaliporákhoz* sorolják. MARIE kísérlete nem szabatos és a problémát sem oldja meg, csupán a *Globotruncana* nevet a régibb *Rosalinellával* cseréli fel. (A D'ORBIGNY által 1826-ban leírt *Rosalina* nemzettség nevét DE LAPPARENT pl. még 1918-ban is használta.)

A *Globotruncana* fajokat a következő felsorolásban közöljük, megjegyezve azt, hogy zárójelben az eredeti leírásban használt nemzettség-név szerepel és utána az irodalmi hivatkozás. Véleményem szerint bizonyos fajok szinonimák, de ezeknek elbírálása csak a leírás és az ábrák ismerete alapján — az eredeti anyag vizsgálata nélkül — többnyire

nemigen lehetséges. Egyébként sem célunk itt e problémákra részletesen kitérni, csak közöljük az egyes fajokkal kapcsolatos véleményeket és saját nézetünket. A felsorolásban sem a trinominális elnevezésű alakokkal, sem a változatokkal nem foglalkozunk. Ez utóbbiak közül csak azokat soroljuk fel, amelyeket valamelyik kutató önálló fajként kiemelt.

- Globotruncana linnaeana** vagy **linnei** (D'ORBIGNY), (1839. *Rosalina*) – Ramon de Sagra: Histoire physique, polit. et naturelle l'île de Cuba. Foraminifères, p. 101., tab. V. fig. 10–12.
- „ **marginata** (REUSS), (1854. *Rosalina*) Versteinerungen böhm. Kreideformation. p. 36. solum! tab. XIII. fig. 68. Jobb ábra: Denkschr. Akad. Wiss. Wien, VII. p. 69. tab. XXVI. fig. 1. 1854.
- „ **canaliculata** (REUSS), (1854. *Rosalina*) Ibid. VII. p. 78. tab. XXVI. fig. 4.
- „ **tricarinata** (QUEREAU), (1893. *Pulvinulina*) Beitr. Geol. Karte Schweiz, 33. Lief. p. 89. tab. V. fig. 3 a, b, d. (de Lapparent), 1918.
- „ **caliciforme** (DE LAPPARENT), (1918. *Rosalina*) Carte géol. France Mém. 1918. p. 8. textfig. 21, tab. I. fig. 2. A leíró a *linnei* faj mutációjának tartja.
- „ **stuarti** (DE LAPPARENT), (1918. *Rosalina*) Ibid., 1918. p. 14. textfig. 4, 5. tab. I., fig. 5, 6, 7.
- „ **saratogaensis** (APPLIN), (1925. *Globigerina*) Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull. 9. p. 98. tab. 3. fig. 8.
- „ **(Rugoglobigerina) rugosa** (PLUMMER), (1926. *Globigerina*) Univ. Texas Bull. 2644. p. 172. tab. II. fig. 10 a–d.
- „ **arca** (CUSHMAN), (1926. *Pulvinulina*) Contrib. Cushman Labor. Foram. Res. 2. p. 29. tab. 3. fig. 1.
- „ **contusa** (CUSHMAN), (1926. *Pulvinulina*) Ibid. 2. p. 23. A leíró az *arca* faj változatának tartotta.
- „ **rosetta** (CARSEY), (1926. *Globigerina*) Univ. Texas Bull. No. 2612. tab. II. fig. 9. és Journ. Pal. 2. p. 286. tab. 39. fig. 1. 1928.
- „ **calcarata** CUSHMAN, 1927. Contrib. Cushman Foram. Labor. Res. 3. p. 115. tab. 23. fig. 10.
- „ **(Hedbergina) seminolensis** (HARLTON), (1927. *Globigerina*) Journ. Pal. 1. p. 24. tab. 5. fig. 4a, b.
- „ **conica** WHITE, 1928. Ibid. 2. p. 285. tab. 38. fig. 7.
- „ **fornicata** PLUMMER, 1931. Univ. Texas Bull. No. 3101. p. 198. tab. 13. fig. 4–6.
- „ **(Rotalipora) delrioensis** (PLUMMER), (1931. *Globorotalia*) Ibid. 3101. p. 199. tab. XII. fig. 2. Brönnimann és Brown (1955) szinonimájának veszik a *Globotruncana stephani* GANDOLFI és *Globorotalia marginaculeata* LOEBLICH et TAPPAN fajokat.
- „ **convexa** SANDIDGE, 1932. Journ. Pal. 6. p. 285. tab. 44. fig. 9–11.
- „ **(Rotalipora) cushmani** (MORROW), (1934. *Globorotalia*) Ibid. 8. p. 199. tab. 31. fig. 2, 4.
- „ **(Thalmaninella) multiloculata** (MORROW), (1934. *Globorotalia*) Ibid. 8. p. 200. tab. 31. fig. 3a, b, 5a, b.
- „ **(Thalmaninella) greenhornensis** (MORROW), (1934. *Globorotalia*) Ibid. 8. p. 199. tab. 31. fig. 1 a–c.
- „ **concovata** (BROTZEN), (1934. *Rotalia*) Zeitschr. Deutsch. Ver. Palaestinas, 57. p. 66. tab. 3. fig. b.



- Globotruncana (Ticinella) globigerinoides** BROTZEN, 1936. Sverig. Geol. Unders. Arsbok 30. p. 177. tab. XIII. fig. 3. Subbotina (1953) a *Rotundina ordinaria* szinonimájának tartja.
- „ **lapparenti** BROTZEN, 1936. Ibid. 30. p. 175. de Lapparent (1918) *linnaeana* és Cushman (1932) *G. canaliculata* (REUSS) alapján leírt faj.
- „ **(Rotalipora) appenninica** RENZ, O. 1936. Ecl. Geol. Helv. 29. p. 20. 500. textfig. 2. tab. VI. fig. 1–11. tab. VIII. fig. 4.
- „ **ventricosa** WHITE, 1936. Journ. Pal. 2. p. 284. tab. 38. fig. 5. és Sver. Geol. Unders. Arsbok 30. p. 171. textfig. 63. tab. XIII. fig. A *canaliculata* faj változata volt.
- „ **havanensis** VOORWIJK, 1937. Proc. Akad. Wettensch. Amsterdam XL. p. 195., tab. 1. fig. 25, 26, 29.
- „ **cretacea** CUSHMAN 1938. Contrib. Cushman Labor. For. Res. 14. p. 67. tab. 11. fig. 6.
- „ **rugosa** (MARIE), (1941. *Rosalinella*) Mém. Mus. Nat. Hist. Natur. n. ser. 12., fasc. 1., p. 240., tab. 36., fig. 340.
- „ **turona** OLBERTZ, 1942. Pal. Zeitschr. 23. p. 135. tab. V. fig. 3a–c.
- „ **(Rotalipora) turonica** BROTZEN, 1942. Sverig. Geol. Unders. Arsbok 36. p. 32. textfig. 10. 11. Brönnimann és Brown (1955) a *Rotalipora cushmani* szinonimájának veszik.
- „ **(Thalmaninella) ticinensis** GANDOLFI, 1942. Riv. Ital. Pal. 48. p. 113. tab. II. fig. 3, 4.
- „ **angusticarenata** GANDOLFI, 1942. Ibid. 48. p. 126. fig. 46. A leíró a *linnei* faj változatának tartotta.
- „ **(Thalmaninella) stephani** GANDOLFI, 1942. Ibid. 48. p. 130. tab. VI. fig. 4, 5. Subbotina a *Rotundinához* sorolja.
- „ **renzi** GANDOLFI, 1942. Ibid. 48. p. 124. tab. III. fig. 1.
- „ **(Ticinella) roberti** (GANDOLFI), (1942. *Anomalina*) Ibid. 48. p. 100. tab. II. fig. 2.
- „ **coronata** BOLLI, 1944. Ecl. Geol. Helv. 37. p. 233. tab. IX. fig. 14, 15.
- „ **(Rotalipora) alpina** BOLLI, 1944. Ibid. 37. p. 224., tab. IX. fig. 3, 4. Brönnimann és Brown (1955) a *Rotalipora cushmani* szinonimájának veszik.
- „ **helvetica** BOLLI, 1944. Ibid. 37. p. 226. tab. IX. fig. 6–8.
- „ **inflata** BOLLI, 1944. Ibid. 37. p. 230. tab. IX. fig. 9, 10.
- „ **leupoldi** BOLLI, 1944. Ibid. 37. p. 235. tab. IX. fig. 17.
- „ **spinea** KIKOINE, 1947. Compt. Rend. Soc. géol. France, 1947. p. 21. textfig. 1–3.
- „ **(Praeglobotruncana) californica** (CUSHMAN et TODD), (1948. *Globorotalia*) Contrib. Cushman Labor. For. Res. 24. p. 96. tab. 16. fig. 22, 23.
- „ **(Thalmaninella) brotzeni** SIGAL, 1948. Rev. Inst. Franc. Pétrole Ann. 3. p. 102. tab. 1. fig. 5. tab. 2. fig. 6, 7.
- „ **(Rotalipora) globotruncanoides** SIGAL, 1948. Ibid. 3. p. 100. tab. 1. fig. 4. tab. 2. fig. 3–5.
- „ **(Rotalipora) evoluta** SIGAL, 1948. Ibid., 3. p. 100. tab. 1. fig. 3. tab. 2. fig. 2. A *R. cushmani* változata, melyet Küpper (1956) önálló fajként említ.
- „ **(Ticinella) gaultina** MOROSOVA, 1948. Bjul. Moszk. Obscs. Iszpüt. Prirodü. Szer. Geol. XXIII. p. 41. tab. II. fig. 16–18.
- „ **(Rotalipora) reicheli** MORNOD, 1949. Ecl. Geol. Helv. 42. p. 583. tab. XV. fig. 2, 3–8.

- Globotruncana montsalvensis** MORNOD 1949. Ibid. 42. p. 584. fig. 4.
- „ **imbricata** MORNOD, 1949. Ibid. 42. p. 589. fig. 5. II., III.
- „ **(Marginotruncana) turbinata** REICHEL, 1949. Ecl. Geol. Helv. 42. p. 609.
- „ **sigali** REICHEL, 1949. Ibid. 42. p. 610. fig. 5, 6. tab. XVI. fig. 7. tab. XVII. fig. 7.
- „ **flexuosa** VAN DER SLUIS, 1950. Geology of Seram, Amsterdam.
- „ **indica** JACOB et SASTRY, 1950. Science and Culture, 16. p. 267. Calcutta.
- „ **(Abathomphalus) mayaroensis** BOLLI, 1951. Journ. Pal. 25. p. 198. tab. 35. fig. 10–12.
- „ **gansseri** BOLLI, 1951. Ibid. 25. p. 196. tab. 35. fig. 1–3.
- „ **citae** BOLLI, 1951. Ibid. 25. p. 199. tab. 35. fig. 4–6. Brönnimann és BROWN (1955) a *G. havanensis* VOORWIJK szinonimájának veszik.
- „ **intermedia** BOLLI, 1951. Ibid. 25. p. 197. tab. 35. fig. 7–9.
- „ **lugeoni** TILEV, 1951. Maden Tetkik Arana Enstitüsü Yayınlarinden, ser. B. No. 16. p. 41. fig. 10. tab. 1. fig. 5. Ankara. Brönnimann és BROWN (1955) a *G. gansseri* BOLLI szinonimájának veszik.
- „ **gagnebini** TILEV, 1951. Ibid. ser. B. No. 16. p. 50. fig. 14.
- „ **sneegansi** SIGAL, 1952. XIX. Congr. Géol. Internat. Alger. sér. 1. No. 26. p. 33, fig. 34.
- „ **asymetrica** (SIGAL) (1952. *Globorotalia*) Ibid. sér. 1. No. 26. p. 35, fig. 35. Bolli (1957) a *G. concavata* (BROTZEN) szinonimájának veszi.
- „ **lamellosa** SIGAL, 1952. Ibid. sér. 1. No. 26. p. 42. fig. 45.
- „ **falsostuarti** SIGAL, 1952. Ibid. sér. 1. No. 26. p. 43. fig. 46.
- „ **(Praeglobotruncana) aumalensis** (SIGAL) (1952. *Globigerina*) Ibid. sér. 1. No. 26. p. 28. fig. 29.
- „ **(Plummerita) hantkeninoides** (BRÖNNIMANN), (1952. *Plummerella*) Bull. Amer. Paleont. 34. No. 140. p. 40. tab. 3. fig. 7–9. textfig. 19 a–m.
- „ **(Trinitella) scotti** BRÖNNIMANN, 1952. Ibid. 34. No. 140. p. 57. tab. 4. fig. 4–6. textfig. 30. a–m.
- „ **(Kuglerina) rugosa rotundata** BRÖNNIMANN (1955, *Rugoglobigerina*) Ecl. Geol. Helv. 48. p. 557.
- „ **andori** DE KLASZ, 1953. Geol. Bavarica No. 17. p. 233. tab. 6. fig. 1 a–c.
- „ **iundiconulosa** SUBBOTINA, 1953. Sz.Sz.Sz.R. fosszilis Foraminiferái, 76. p. 200. tab. XIV. fig. 1–4. tab. XV. fig. 1–2.
- „ **ansarii** NAKKADY et OSMAN 1954. XIX. Congr. Géol. Internat. Compt. Rend. fasc. XV. p. 77. tab. XX. fig. 17.
- „ **toroensis** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 90. tab. XIX. fig. 1.
- „ **esnehensis** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 79. tab. XIX. fig. 3.
- „ **sudrensis** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 35. tab. XIX. fig. 5.
- „ **pooleyi** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 82. tab. XIX. fig. 4.
- „ **quadrata** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 83. tab. XX. fig. 18.

- Globotruncana aegyptica** NAKKADY et OSMAN 1954. Ibid. fasc. XV. p. 75. tab. XX. fig. 20.
- „ **pseudofornicata** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 82. tab. XIX. fig. 2.
- „ **quabellatensis** NAKKADY et OSMAN, 1954. Ibid. fasc. XV. p. 83. textfig. *a-c*.
- „ **lobata** DE KLASZ, 1955. Contr. Cushman Found. Foram. Res. VI. p. 43. tab. 7. fig. 2.
- „ **(Rugotruncana) ellisi** BRÖNNIMANN et BROWN, 1955. Ecl. Geol. Helv. 48. p. 547. tab. XXII. fig. 7-9.
- „ **(Rugotruncana) nothi** BRÖNNIMANN et BROWN, 1955. Ibid. 48. p. 551. tab. XXII. fig. 16-18.
- „ **(Rugotruncana) skewesae** BRÖNNIMANN et BROWN, 1955. Ibid. 48. p. 550. tab. XXIII. fig. 4-6.
- „ **(Rugotruncana) tilevi** BRÖNNIMANN et BROWN, 1955. Ibid. 48. p. 547. tab. XXII. fig. 1-3.
- „ **(Bucherina) sandidgei** BRÖNNIMANN et BROWN, 1955. Ibid. 48. p. 557. tab. XXI. fig. 19. tab. XXII. fig. 19-21. textfig. 24.
- „ **aspera** HOFKER, 1956. Neues Jahrb. Geol. Pal. 103. p. 327. Abb. 14, 15.
- „ **pura** HOFKER, 1956. Ibid. 103. p. 327. Abb. 16.
- „ **(Thalmaninella) wicheri** HOFKER, 1956. Ibid. 103. p. 322. Abb. 4, 5.
- „ **(Marginotruncana) linneiformis** HOFKER, 1956. Ibid. 103. p. 326. Abb. 11-13.
- „ **(Marginotruncana) paraventricosa** HOFKER, 1956. Ibid. 103. p. 328. Abb. 17-18.
- „ **(Marginotruncana) pauperata** HOFKER, 1956. Ibid. 103. p. 331. Abb. 21-22.
- „ **(Praeglobotruncana) coeretata** BOLLI, 1957. United Stat. Nat. Mus. Bull. 215. p. 55. tab. 12. fig. 2*a-3c*.
- „ **inornata** BOLLI, 1957. Ibid. 215. p. 57. tab. 13. fig. 5*a-6c*.
- „ **repanda** BOLLI, 1957. Ibid. 215. p. 56. tab. 13. fig. 2*a-c*.
- „ **wilsoni** BOLLI, 1957. Ibid. 215. p. 58. tab. 14. fig. 4*a-c*.
- „ **planata** EDGELL, 1957. Micropal. 3. p. 115. tab. 4. fig. 7-9.

Megjegyzendő, hogy SIGAL (1952) említ egy *G. unicarinata* fajt, melyet azonban nem írt le.

A mellékelt táblákon (I-VII.) a *Globotruncana* s. lat. nemzetség alakjait mutatjuk be. Az összeállítás a fenti felsorolással és az irodalmi adatokkal nagyon megkönnyíti a kutatók munkáját.

Bár a *Globotruncanák* gyakran egyes területeken speciális fejlődésen mentek keresztül, mégis, mint már említettük, az eddig ide tartozónak leírt 95 fajból nemcsak a mi véleményünk, de más kutatók szerint is bőven akadnak szinonimák. Csak néhány példát említve, egyes szerzők (BOLLI, BRÖNNIMANN, BROWN stb.) kimutatják, hogy a

- lugeoni* TILEV = *gansseri* (BOLLI)  
*asymetrica* SIGAL = *concovata* (BROTZEN)  
*turonica* BROTZEN = *cushmani* (MORROW)  
*alpina* BOLLI = *cushmani* (MORROW)

*citae* BOLLI = *havanensis* (VOORWIJK)  
*stephani* GANDOLFI = *delrioensis* (PLUMMER)  
*marginaculeata* LOEBLICH et TAPPAN = *delrioensis* (PLUMMER)  
*leupoldi* BOLLI = *rosetta* (CARSEY)

fajnak a szinonimája. A zárójeles szerzőnevek is arra utalnak, hogy a rendszertani nemzetség-kategóriájukkal egy ideig nem voltak tisztában. Az irodalomban különösen a *delrioensis* fajnál találkozunk sok szinonimával. Így a 22 szinonima között van egyes kutatók *G. appenninica* faja és a *stephani*, valamint az *aumalensis* faj is. Szerintünk többek között különösen HOFKER, NAKKADY és OSMAN fajait kell kellő bírálattal értékelnünk, mint azt a fentebbi jegyzékhez csatlakozó alábbi felsorolás is mutatja:

*pseudofornicata* NAKKADY et OSMAN = *fornicata* PLUMMER  
*falsostuarti* SIGAL = *stuarti* (DE LAPPARENT)  
*tilevi* BRÖNNIMANN et BROWN = *globigerinoides* BROTZEN  
*linneiformis* HOFKER = *linnaeana* (D'ORBIGNY)  
*pauperata* HOFKER = *inflata* BOLLI  
*paraventricosa* HOFKER = *ventricosa* WHITE  
*pura* HOFKER = *globigerinoides* BROTZEN.

Ha áttekintjük BRÖNNIMANN és BROWN (1955) *Globotruncanidae*-beosztását, meg kell jegyeznünk a következőket: BRÖNNIMANN és BROWN 12 nemzetséget sorol a családba, noha már az előző (BERMUDEZ, 1952), de különösen az utána következő kutatók (HOFKER, 1956; BOLLI, LOEBLICH és TAPPAN, 1957; POKORNY, 1958) szűkebbre szabták a család nemzetségeinek számát. A mi elgondolásunk közel áll a BERMUDEZ véleményén alapuló „család”-beosztáshoz, bár kifogásoljuk, hogy BERMUDEZ a *Rotaliporákat* a *Cymbaloporidaekhez* sorolja. Ezenkívül a *Ticinella* és a *Globotruncana* fajok egy- és különösen kétélű formái nem tartozhatnak a *Rotalidaekhez*; az ő finomabb rendszerezése mégis közelebb áll a természeteshez. Szerintünk a család jól beosztható öt nemzetségbe, melyeket mind szerkezetük, mind felépítésük jól megkülönböztet.

Nem szabad egészen kis különbségek miatt új „nemzetségeket” felállítani, melyek ezenkívül nem is kimondottan a *Globotruncanidae* családba tartoznak. MAJZON 1943-ban már rámutatott erre, mikor nemzetségvonatkozásban bírálta néhány fajnak hovatarozandóságát. Sajnos, SUBBOTINA 1953-ban szintén ilyen kis eltérések alapján állította fel a *Rotundina* nemzetséget.

BRÖNNIMANN és BROWN 12 nemzetségével szemben, melyek szerintük mind *Globotruncanidaek*, mi csak öt nemzetségbe soroljuk ezeket az igen jellegzetes kréta időszak alakokat. Véleményünk szerint — figyelembe véve az elsősorban jelentős földtani és őslénytani változásokat — a nemzetségek száma jelentősen csökkenthető, viszont egyúttal egyes nemzetségeket más családokba kell sorolnunk. Így a *Ticinella* (= *Praeglobotruncana*), valamint a *Rugoglobigerina* nemzetség a *Globigerinidae* családba tartozik, s csak a *Rotaliporák* és a *Globotruncanák* a *Globotruncanidae*-beosztásba tartoznak.

*canidae* család tagjai. Megemlítjük, hogy BRÖNNIMANN *Plummerella*, illetve *Plummerita* nemzetségét CUSHMAN és MAJZON felfogásának megfelelően a *Hantkeninidae* családba helyezzük. A besorolás így igen jó összekötő kapcsot ad, mely a *Schackoina* nemzetségből kiindulva az alsó-krétán át a harmadidőszak derekáig törés nélkül viszi a család életfejlődési vonalát:

<i>Schackoina</i> →	<i>Plummerita</i> →	<i>Hantkenina</i> →	<i>Cribohantkenina</i>
(felső-barrémi? — maastrichti)	(felső-maastrichti)	(alsó—felső- eocén)	(felső-eocén — alsó-oligocén?)

A különböző formák függőleges elterjedésére vonatkozólag megjegyezhetjük, hogy az egyes nemzetségekbe tartozó fajok világviszonylatban Európán kívül is — akár Észak-Afrikában, akár Kaliforniában, vagy a Maláj-szigeteken — a kréta időszak egyes részeire jellemzők. Legidősebbek az *Anomalina*-szerű *Ticinellák*, melyek az apti, vagy az albai emeletben jelennek meg és a cenománban eltűnnek. A *Globotruncanidaek*hez tartozó *Rotaliporák* a cenománban találhatók; közülük egyes fajok csakis az alsó-cenománban jelentkeznek, míg mások még az alsó-turonban is megfigyelhetők. A típusos *Globotruncanák* közül csak két alak tűnik fel a cenomán legfelső szakaszán, s ezek a turonban kipsztnak; a legtöbb *Globotruncana*-faj a koniacitól a maastrichti emeletig él. A *Globigerina*-szerű *Rugoglobigerina* nemzetség már csak a campani — maastrichti emeletekre szorítkozik. A jellegzetes *Schackoinák* és *Hantkeninák* közötti átmenetet képező *Plummerita* genusz a legfelső maastrichti rétegekben található.

Ezek a rétegtani és rendszertani kérdések még nem tekinthetők lezártaknak, mivel külföldhöz hasonlóan nálunk is az újabb adatok kiegészíthetik, vagy módosíthatják az eddigi megállapításokat.

## A Globotruncanidae nemzetségek rendszertani beosztása

GALLOWAY 1933	BROTZEN 1942	CUSHMAN 1948	BERMUDEZ 1952	SUBBOTINA 1953
Orbulinidae	Valvulineritidae	Rotalipora	Rotalipora	Ticinella
		Globorotaliidae	Rotaliidae	Praeglobotruncana
			Globigerinidae	Ticinella
			Rotaliidae	Thalmaninella
			Cymbaloporidae	Rotalipora
		Rotaliidae	Rotaliidae	Rotundina
		Globigerinidae	Rugoglobigerina	Globotruncana
			Trinitella	
			Plummerita	

KÜPPER 1955	BRÖNNIMANN és BROWN 1955	HOFKER 1956	BOLLI, LOEBLICH és TAPPAN 1957	MAJZON 1959
Ticinella	Hedbergina Praeglobotruncana Ticinella		Praeglobotruncana	Ticinella
Thalman- nina Rotalipora	Thalmaninella Rotalipora	Thalmaninella Rotalipora	Rotalipora	Rotalipora
Globotruncana Rotundina (=Globotruncana s. str.)	Rugotruncana Globotruncana Trinitella Bucherina	Globotruncana Marginotruncana (=Globotruncana s. str.)	Abathomphalus	Globotruncana
Globotruncanidae	Rugoglobigerina Kuglerina Plummerita	Marginalinellidae	Rugoglobigerina	Rugoglobigerina
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Hantkeninidae	Hantkeninidae	Hantkeninidae	Hantkeninidae	Hantkeninidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae
Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae	Globotruncanidae

## IRODALOM

- ANDRUSOV, D. 1950.: Skameneling Karpatských Druhohor. I. — Práce Stát. Geol. Ústav. sošit. 25. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1953.: Étude géologique de la zone des klippes internes des Carpates occidentales. V. Stratigraphie du Crétacé. — Ibid. sošit. 34.
- BARNABÁS K. 1937.: A sümegi felső-kréta rétegek földtani és őslénytani viszonyai. — Doktori disszertáció.
- BIRKENMAJER, K. 1954.: O wieku tak zwanych margli puchowskich w Pieninach na tle stratigrafii osłony pasa okolkowego. — Bull. Inst. Geol. 88. Warszawa.
- BOLLI, H. 1944.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — Ecl. Geol. Helv. **37**. p. 217.
- BOLLI, H. 1951.: The Genus Globotruncana in Trinidad. — Journ. Pal. 25. p. 187.
- BOLLI, H. 1957.: The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. J. — Unit. Stat. Nat. Mus. Bull. 215. p. 51.
- BOLLI, H. — LOEBLICH, A. — TAPPAN, H. 1957.: Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. — Ibid. 216. p. 3.
- BROTZEN, F. 1942.: Die Foraminiferengattung Gavelinella nov. gen. und die Systematik der Rotaliformes. — Sver. Geol. Unders. Arsbok, **36**. 8.
- BRÖNNIMANN, P. — BROWN, N. K. 1955.: Taxonomy of the Globotruncanidae. — Ecl. Geol. Helv. **48**. p. 503.
- CUSHMAN, J. 1950.: Foraminifera their classification and economic use. — IV. kiad.
- FÜLÖP J. 1958.: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. **11**.
- GEROCH, S. 1957.: Uvigerinamina jankói Majzon (Foraminifera) in the Carpathian Flysch. — Rocznik Polsk. Towarzystwa Geol. **25**. p. 231.
- GEROCH, S. — GRODZINSKI, R. 1955.: Stratigraphy of the Sub-Silesian series in the Tectonic Window of Żywiec (Western Carpathians). — Rocznik Polsk. Towarzystwa Geol. **24**. p. 3.
- GLAESSNER, H. 1936.: Die Foraminiferengattungen Pseudotextularia und Amphimorphina. — Problems Pal. I. p. 111. Moscow.
- GRILL, H. 1948.: Mikropaleontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. — Internat. Geol. Congress Ref. Part XV.
- GRILL, H. 1953.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — Jahrb. Geol. Bundesanst. **96**. p. 65.
- HAGN, H. 1953.: Die Foraminiferen der Pinswager Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. — Palaeontogr., 104. Abt. A. Lief. 1—3.
- HAGN, H. — ZEIL, W. 1954.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Ecl. Geol. Helv. **47**. 1.
- HANTKEN M. 1878.: Magyarország szentlepei. — p. 170.
- HANTKEN M. 1884.: A Clavulina Szabói rétegek az Euganeák és a tengeri-Alpok területén és a krétakorú „Scaglia” az Euganeákban. — Ért. a Term. Tud. Köréből, **14**. 6. p. 18.
- HANZLIKOVÁ, E. 1953.: Mikropaleontologicke-stratigrafické zhodnocenu vrtbody Zukov NP 15. — Sbornik Ústav. Geol. **20**. p. 85. Praha.
- HANZLIKOVÁ, E. — MENČIK, E. — PEŠL, V. 1952.: Poznámky ke stratigrafii a tektonice subslezského a sléžského příkrovu na listu Novy Jicin. — Zprávy o geol. výskumech, v. r. UÚG, Praha, p. 15.



- HILTERMANN, H. 1943.: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. — Oel und Kohle, **39**. p. 745.
- HILTERMANN, H. 1947.: Fortschritte der stratigraphischen Mikropaläontologie in Deutschland. — Naturhist. Ges. Hannover, Festschrift.
- HOFKER, J. 1956.: Die Globotruncanen von Nordwest-Deutschland und Holland. — Neues Jahrb. Geol. Pal. **103**. p. 312.
- JANTSKY B. 1954.: Adatok Ugod — Homokbödöge környékének földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1952. évről, p. 29.
- JASKÓ S. 1935.: A Pápai-Bakony földtani leírása. — Földt. Szemle.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1951.: Sur la présence du genre Globotruncana dans calcaires environs de Bor en Serbie Orientale. — Inst. Géol. Univ. Beograd. Ann. Géol. Péninsule Balkan. **19**. p. 113.
- KÖRÖSSY L. 1959.: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. — Földt. Közl. **89**. p. 115.
- KÜPPER, H. 1955.: Upper Cretaceous Foraminifera from the „Franciscan Series”, New Almaden District, California. — Contr. Cushman Found. Foram. Res. **6**. p. 112.
- KÜPPER, H. 1956.: Upper Cretaceous pelagic Foraminifera from the „Antelope Schale”, Glenn and Colusa County, California. — Contr. Cushman Found. Foram. Res. **7**. p. 40.
- MAJZON L. 1943.: Előzetes jelentés a Zirc — Bakonycsernye közötti terület földtani viszonyairól. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ról, I. p. 204.
- MAJZON L. 1943.: Adatok egyes kárpátaljai flis-rétegekhez, különös tekintettel a Globotruncanákra. — Földt. Int. Évk. **37**. 1. p. 21.
- MAJZON L. 1956.: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. — Földt. Közl. **86**. p. 45.
- MAJZON L. 1956.: Kréta időszaki foraminiferás rétegeink. — Kőolajip. Tud. Labor. Kézirat.
- MORNOD, L. 1949.: Les Globorotalidés du Crétacé supérieur de Montsalvens (Préalpes Fribourgeoises). — Ecl. Geol. Helv. **42**. 2. p. 573.
- NAKKADY, S. 1950.: A new Foraminifera fauna from the Esna Shales and upper Cretaceous chalk of Egypt. — Journ. Pal. **24**. p. 675.
- NAKKADY, S. — OSMAN, A. 1954.: The genus Globotruncana in Egypt. Taxonomy and Stratigraphical Value. — Congr. Géol. Internat. Compt. Rend. **15**. p. 45. Alger.
- NEDĚLA-DEVIDÉ, D. 1951—1953.: Walazi globotruncana u Medveanici, zrinskoj gori, Boki Kotorskoj i okolici Budve. — Geolskoj Vjesnik, sv. **5—7**. p. 299.
- NOSZKY J. IFJ. 1934.: Adatok az Északi Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. — Földt. Közl. **64**. p. 113.
- NOSZKY J. IFJ. 1952.: Jelentés az 1944. évi sümegi földtani felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel. 1944. évről, p. 9.
- NOSZKY J. IFJ. 1953.: A Szentgál-, Herend-, Márkó-, Városlőd-környéki júra-területek földtani felvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1941—42. évről. Záró füzet p. 3.
- NOTH, R. 1948.: Aufnahmen in der Flyschzone Blatt Kirchendorf a. d. Krems. — Verhandl. Geol. Bundesanst.
- NOTH, R. 1951.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jahrb. Geol. Bundesanst. Sonderbd. **3**.
- NOTH, R. 1951.: Tentative correlation of the Upper Cretaceous of Austria with that of the Gulf Coast and Mexico. — The Mikropaleontologist. **5**. 4. p. 35.
- OBRADOVIĆ, S. 1953.: Die Microfauna der Oberen Kreide in der Umgebung von Beograd. — Zbornik Rad. **84**. p. 85. Beograd.

- PAPP, A. 1955.: Die Foraminiferen von Guttaring und Klein St. Paul der Oberkreide und Bemerkungen über die Lagerung des Eozäns. — Sitzungsber. österr. Akad. Wiss. Wien, 164. p. 317.
- PAPP, A. — KÜPPER, H. 1953.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 162. p. 346.
- POKORNY, V. 1958.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. — Berlin.
- RAKUSZ GY. 1935.: Adatok a dunántúli felsőkréta ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1925–1928. évekről, p. 127.
- REICHEL, M. 1949.: Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). — Ecl. Geol. Helv. **42**. p. 596.
- ROZLOZSNIK P. 1925.: Adatok Ajka vidékének geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1920–1923-ról, p. 82.
- SIGAL, J. 1948.: Notes sur les genres de foraminifères *Rotalipora* Brotzen 1942. et *Thalmaninella* famille des *Globorotaliidae*. — Inst. Franc. Pétrole Rev. Paris. **3**. p. 100. Non vidi.
- SIGAL, J. 1952.: Observations sur l'âge cénoomanien d'une microfauna récemment décrite de la région de Taza (Maroc). — Compt. Rend. Soc. Géol. France, p. 309.
- SIGAL, J. 1952.: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — XIX. Congr. Géol. Internat. Sér. 1. No. 26. Alger.
- SUBBOTINA, N. 1953.: *Globigerinidae*, *Hantkeninidae* i *Globorotalidae*. — A Szovjetunió kövesült Foraminiferái, 76. kiadvány.
- TAEGER H. 1909.: A Vérteshegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. **17**. p. 46.
- TAEGER H. 1936.: A Bakony regionális geológiája. I. — Geol. Hung. Ser. Geol. **6**.
- TELEGDI ROTH K. 1934.: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatalmezozoós fejlődéstörténetéhez. — Math. Term.-tud. Ért. **52**. p. 205.
- THALMANN, H. 1949.: Mitteilungen über Foraminiferen VIII. 38. Über aufgearbeitete *Globotruncanen*. — Ecl. Geol. Helv. **42**. p. 510.
- VADÁSZ E. 1940.: Kőszénföldtani tanulmányok. — Földt. Int. Gyakorlati Kiadv. p. 105.
- VADÁSZ E. 1953.: Magyarország földtana. — Budapest.
- VAŠIČEK, M. 1947.: Poznámky k mikrobiostratigrافي ungurského flyse na Morave. — Vestník Stát. Ústav. **22**. p. 255.
- VELJKOVIĆ—ZAJEĆ, K. 1954.: A Contribution of the Knowledge of Macrofauna from the Village Zubetinac. (East Serbia). — Zbornik Rad. **25**. p. 225. Beograd.
- VELJKOVIĆ—ZAJEĆ, K. 1955.: An account microfaune of Upper Cretaceous from the well drilling Bechej 3. — Ibid. **8**. p. 321. Beograd.
- VELJKOVIĆ—ZAJEĆ, K. 1955.: Paleontological description of microfauna from a Deep Bore-Hole Bechej 1. — Zbornik Rad. **22**. p. 155. Beograd.
- VITÁLIS I. 1929.: Szén- és szénolajproblémáink. — Bány. Koh. Lapok. **62**. 14.

A legrészletesebb irodalmat BOLLI (1957), BRÖNNIMANN (1955), HAGN (1953), MAJZON (1943, 1956), NOTH (1951) és SUBBOTINA (1953) értekezéseiben találjuk.

## **I—VII. Tábla**

(A leírók ábrái után)

**I. Tábla***Globotruncánák*

1. *G. linnaeana* (D'ORBIGNY)
2. *G. canaliculata* (REUSS)
3. *G. tricarinata* (QUEREAU)
4. *G. (Rotalipora) marginata* (REUSS)
5. *G. (Rotalipora) appenninica* RENZ
6. *G. lapparenti* BROTZEN
7. *G. ventricosa* WHITE
8. *G. fornicata* PLUMMER
9. *G. cretacea* CUSHMAN
10. *G. stuarti* (DE LAPPARENT)
11. *G. calcarata* CUSHMAN
12. *G. arca* (CUSHMAN)
13. *G. convexa* SANDIDGE
14. *G. rosetta* (CARSEY)
15. *G. conica* WHITE

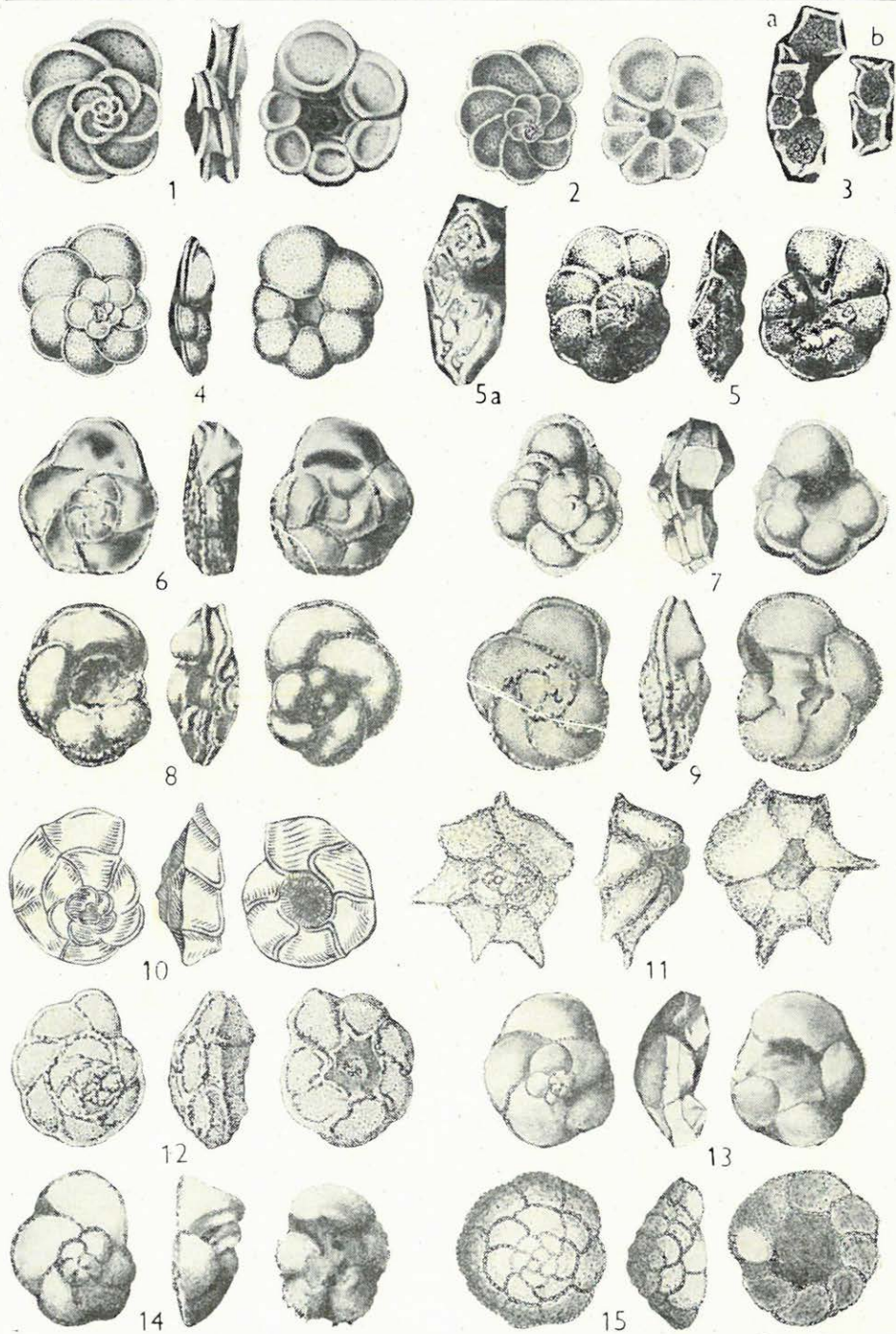


Foto: Kozma R.

## II. Tábla

*Globotruncanák*

1. *G. coronata* BOLLI
2. *G. imbricata* MORNOD
3. *G. renzi* GANDOLFI
4. *G. mayaroensis* BOLLI
5. *G. fundiconulosa* SUBBOTINA
6. *G. spinea* KIKOINE
7. *G. (Thalmaninella) ticinensis* GANDOLFI
8. *G. (Rotalipora) reicheli* MORNOD
9. *G. (Thalmaninella) brotzeni* SIGAL
10. *G. sigali* REICHEL
11. *G. (Rotalipora) montsalvensis* MORNOD
12. *G. (Rotalipora) turonica* BROTZEN
13. *G. contusa* (CUSHMAN)
14. *G. inflata* BOLLI

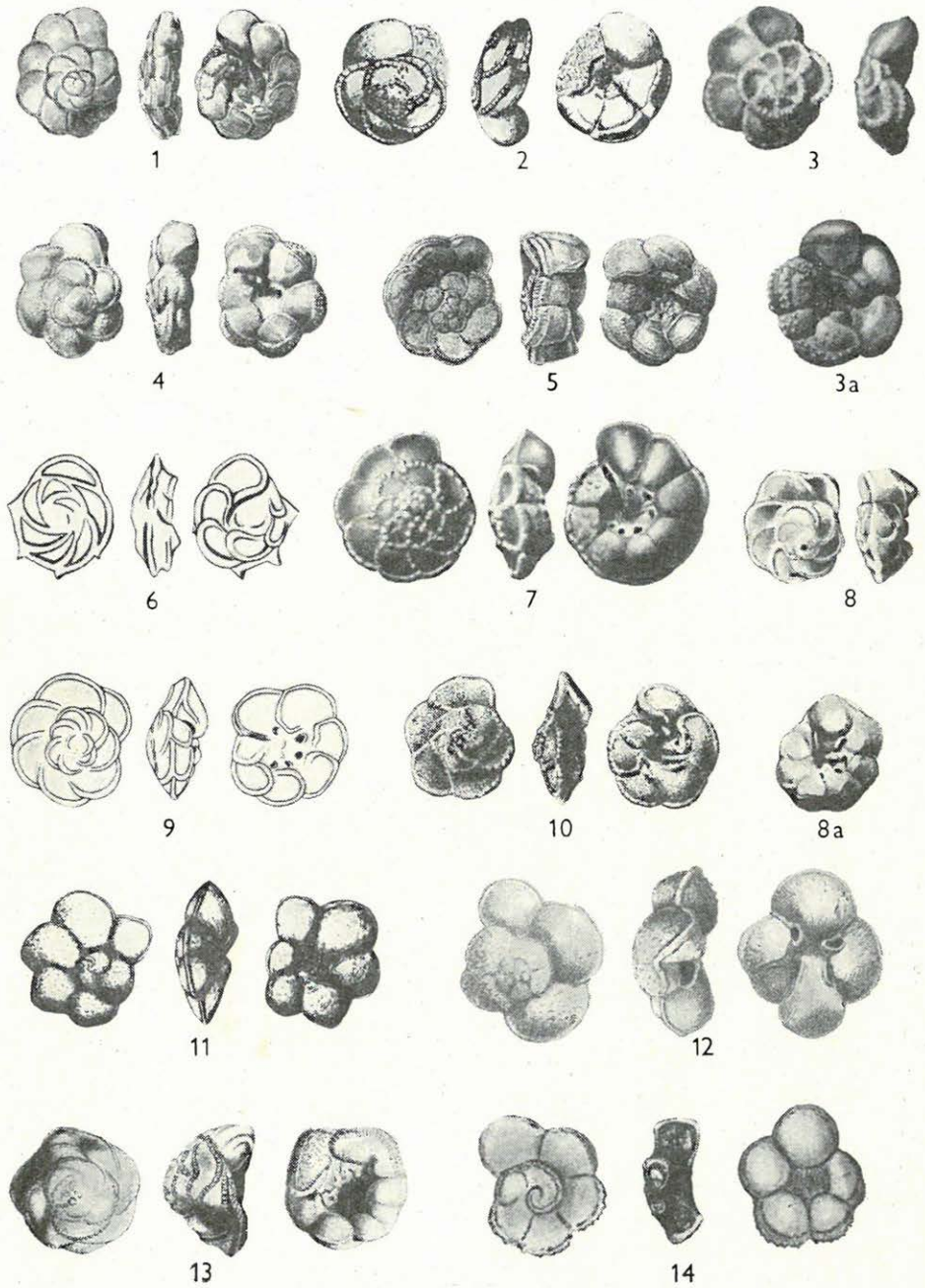


Foto: Kozma R.

**III. Tábla***Globotruncanák*

1. *G. (Rotalipora) globotruncanoides* SIGAL
2. *G. sneegansi* SIGAL
3. *G. angusticarenata* GANDOLFI
4. *G. falsostuarti* SIGAL
5. *G. helvetica* BÖLLI
6. *G. lamellosa* SIGAL
7. *G. asymetrica* SIGAL
8. *G. rugosa* (MARIE)
9. *G. lugeoni* TILEV
10. *G. gagnebini* TILEV
11. *G. indica* JACOB et SASTRY
12. *G. lobata* DE KLASZ



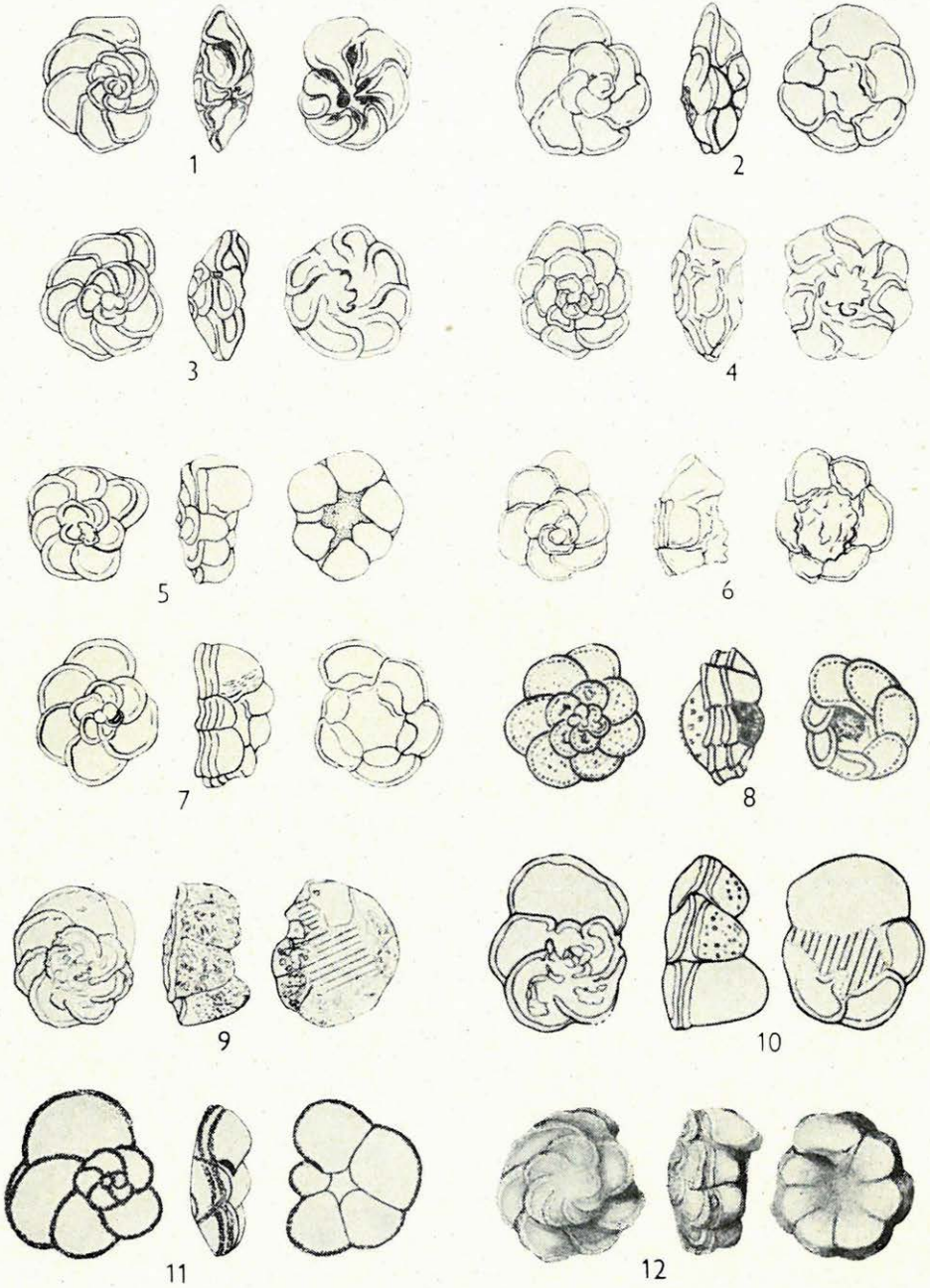
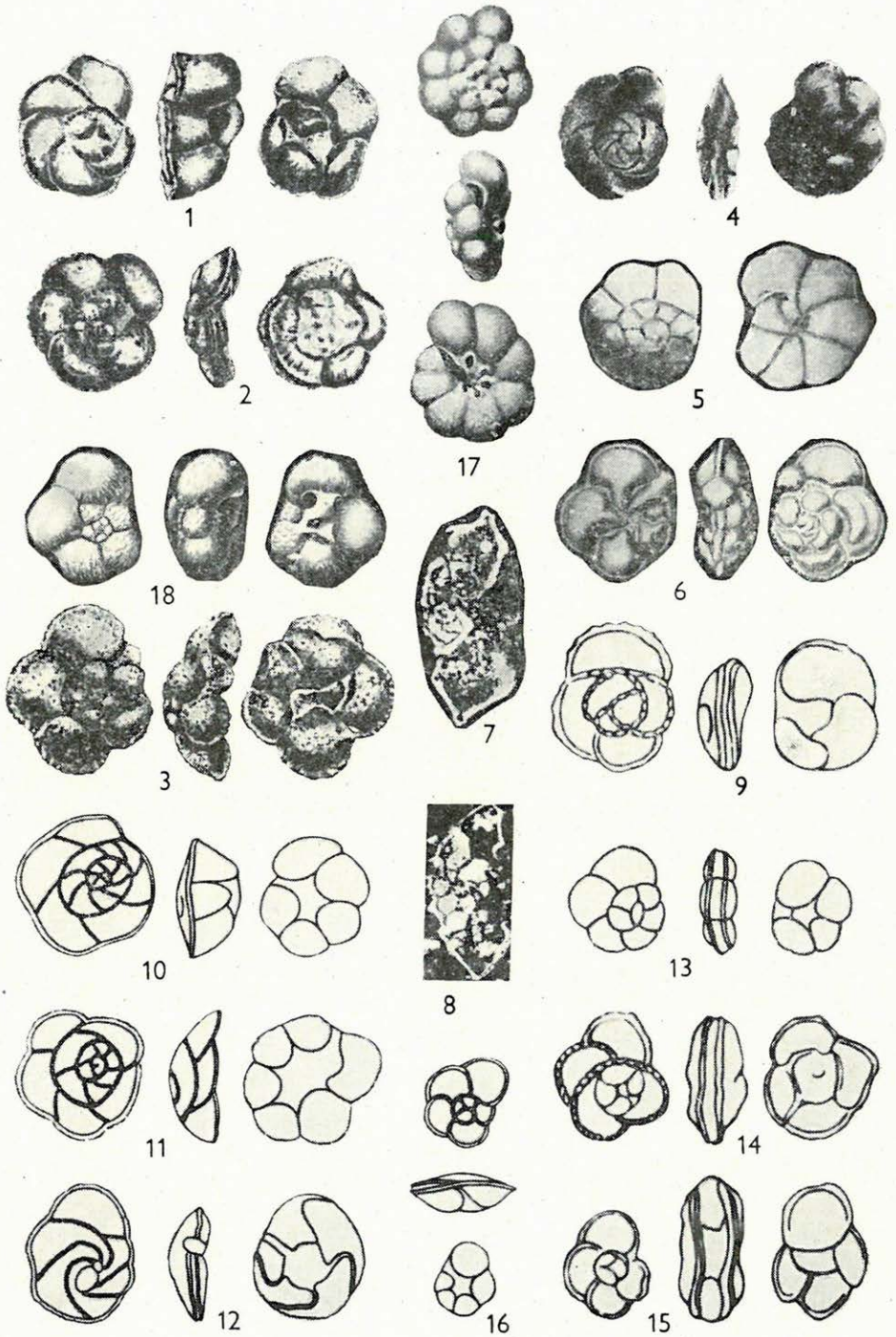


Foto: Kozma R.

## IV. Tábla

*Globotruncanák*

1. *G. gansseri* BOLLI
2. *G. intermedia* BOLLI
3. *G. citae* BOLLI
4. *G. flexuosa* VAN DER SLUIS
5. *G. (Praeglobotruncana) californica* CUSHMAN et TODD
6. *G. (Rotalipora) cushmani* MORROW
7. *G. alpina* BOLLI
8. *G. leupoldi* BOLLI
9. *G. ansarii* NAKKADY et OSMAN
10. *G. torroensis* NAKKADY et OSMAN
11. *G. esnehensis* NAKKADY et OSMAN
12. *G. sudrensis* NAKKADY et OSMAN
13. *G. pooleyi* NAKKADY et OSMAN
14. *G. quadrata* NAKKADY et OSMAN
15. *G. aegyptica* NAKKADY et OSMAN
16. *G. pseudofornicata* NAKKADY et OSMAN
17. *G. roberti* GANDOLFI
18. *G. (Rugoglobigerina) rugosa* (PLUMMER)



**V. Tábla**

1. *Hedbergina seminolensis* (HARLTON)
2. *Rugotruncana ellisi* BRÖNNIMANN et BROWN
3. *Rugotruncana tilevi* BRÖNNIMANN et BROWN
4. *Globotruncana saratogaensis* (APPLIN)
5. *Plummerita hantkeninoides* (BRÖNNIMANN)
6. *Globotruncana stephani* GANDOLFI
7. *Bucherina sandidgei* BRÖNNIMANN et BROWN
8. *Rugotruncana nothi* BRÖNNIMANN et BROWN
9. *Rugotruncana skewesae* BRÖNNIMANN et BROWN
10. *Trinitella scotti* BRÖNNIMANN et BROWN
11. *Globotruncana turona* OLBERTZ
12. *Thalmaninella greenhornensis* (MORROW)
13. *Thalmaninella multiloculata* (MORROW)

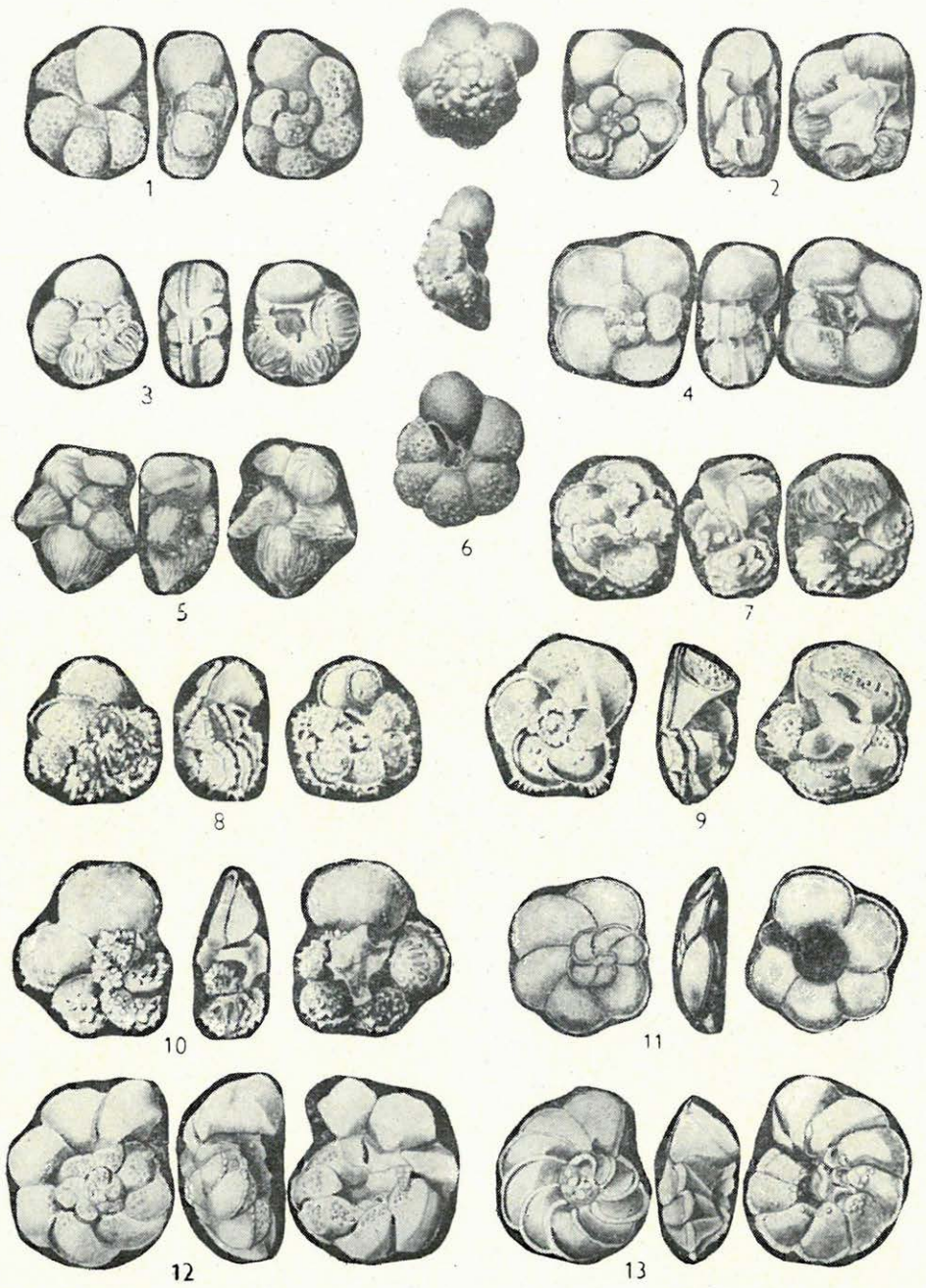
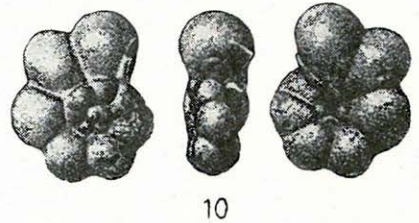
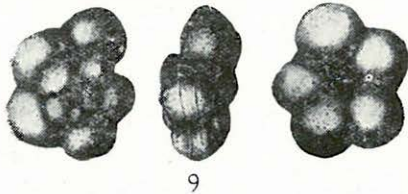
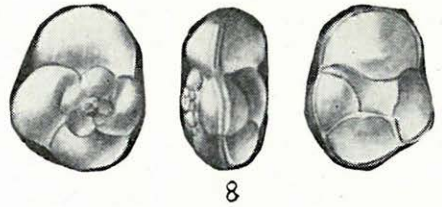
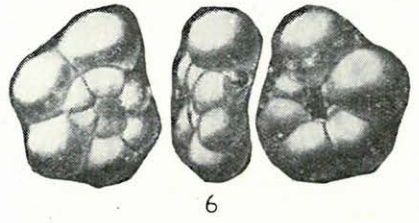
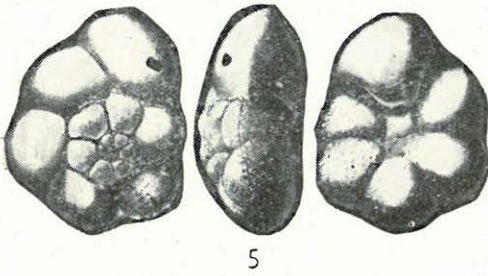
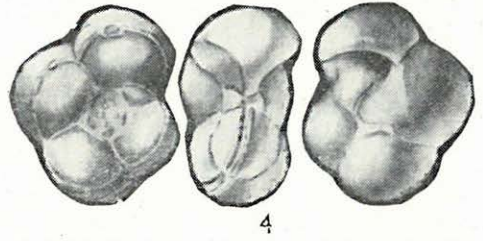
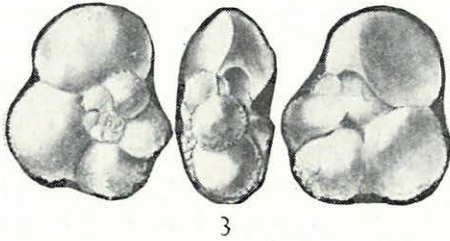
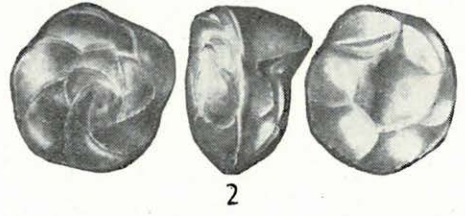
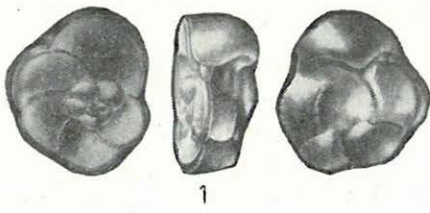


Foto: Kozma R.

## VI. Tábla

1. *Globotruncana concavata* (BROTZEN)
2. *G. andori* DE KLASZ
3. *G. inornata* BOLLI
4. *G. repanda* BOLLI
5. *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER)
6. *Globotruncana planispira* (TAPPAN)
7. *Praeglobotruncana coarctata* BOLLI
8. *Globotruncana wilsoni* BOLLI
9. *G. globigerinoides* BROTZEN
10. *Ticinella gaultina* MOROSOWA



## VII. Tábla

1. *Globotruncana linneiiformis* HOFKER
2. *Marginotruncana paraventricosa* HOFKER
3. *Marginotruncana pauperata* HOFKER
4. *Globotruncana aspera* HOFKER
5. *Thalmaninella wicheri* HOFKER
6. *Marginotruncana turbinata* (REICHEL)
7. *Globotruncana pura* HOFKER
8. *G. havanensis* VOORWIJK
9. *G. caliciforme* (DE LAPPARENT)
10. *G. aumalensis* (SIGAL)
11. *G. elevata* (BROTZEN)



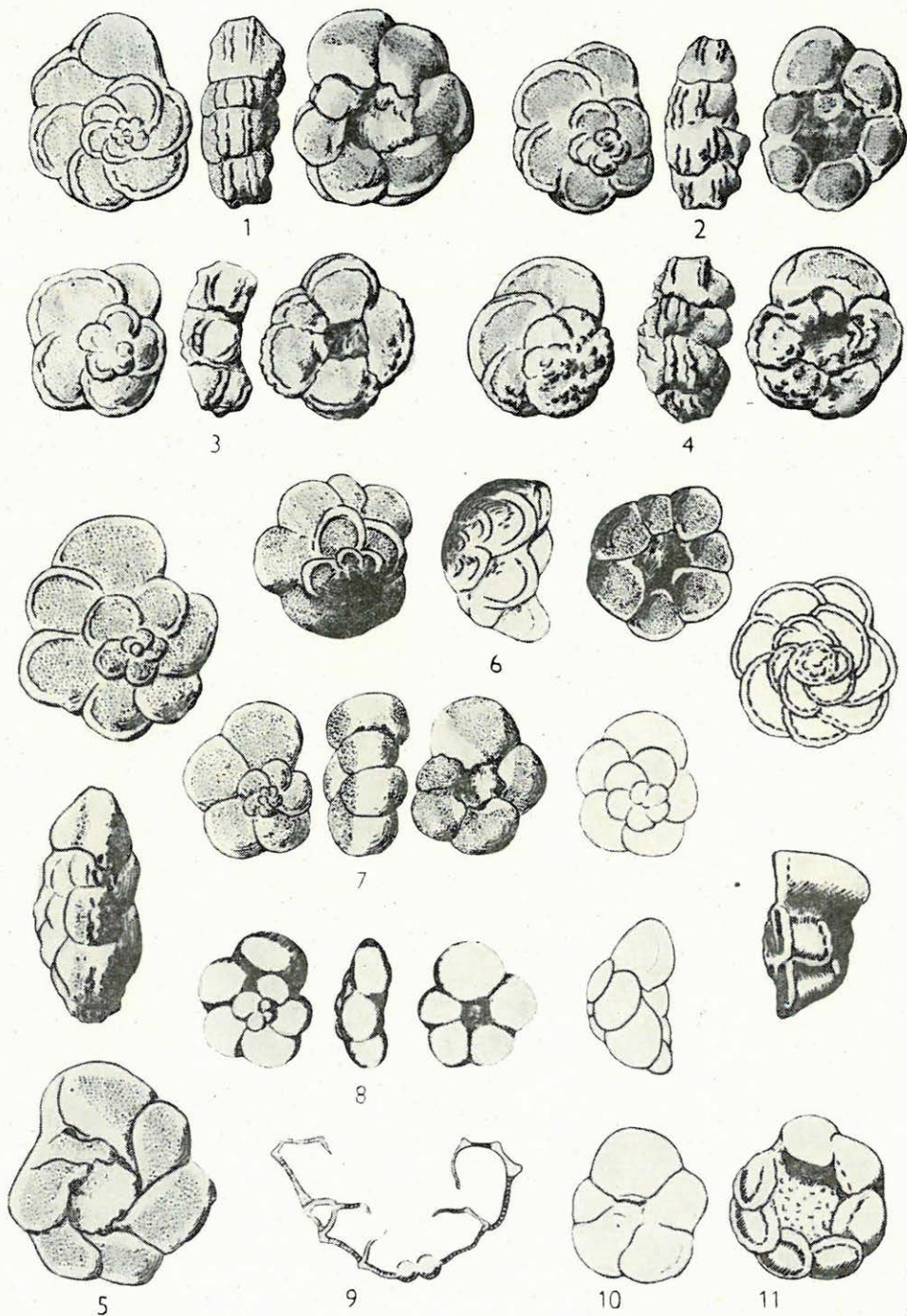


Foto: Kozma R.



## A DÉLI-BAKONY SZENON KÉPZŐDMÉNYEINEK PALYNOLÓGIÁJA

GÓCZÁN FERENC  
(Budapest)

A Déli-Bakony felső-kréta kori képződményeit Ajka, Úrkút és Sümeg környékén tanulmányoztuk. A bányavágatokkal, mélyfúrásokkal, valamint egyéb mesterséges és természetes feltárásokkal feltárt rétegösszlet ezen a területen a következő rétegcsoportokra osztható:

1. alapkonglomerátum, felette szürke, molluszkás márga;
2. kőszéntelepes rétegcsoport;
3. korallós, limás márga;
4. gryphaeás márga;
5. hippuriteszes mészkő;
6. inoceramuszos márga.

A felsorolt rétegcsoportokat egy szelvényben, közvetlenül egymásra települve eddig nem ismerjük. Ez a körülmény az alábbi kérdéseket veti fel:

1. A felsorolt rétegcsoportok milyen települési és kifejlődési viszonyban vannak egymással;
2. a felső-kréta melyik emeletébe, ill szintjébe tartoznak;
3. a rétegösszlet milyen viszonyban van a gozauai kifejlődésű felső-kréta képződményekkel?

A kőszéntelepes rétegcsoporttal kapcsolatos további kérdés még annak édesvízi keletkezése, továbbá az e csoportban található fosszilis gyanta, az ún. ajkait származása.

A fenti kérdésekkel kapcsolatban az eddigi irodalomban a legkülönbözőbb véleményekkel találkozunk. A rétegösszlet legalsó tagjának korát a geológusok egy része a turon emeletben jelölte meg (Lóczy, Rozlozsnik, Noszky, Vadász), mások újabban a szenon emeletbe helyezik (Darányi, Kopek, Sidó). Volt azonban olyan nézet is, hogy a dániai alemeletbe tartozik (Papp K.). A gozauai fáciessel való azonosságát főleg az első kutatók hangsúlyozták (Hantken, Böckh). Az Ajka környéki kőszéntelepeket általában édesvízi keletkezésűnek tartják, az ajkait nevű fosszilis gyantát pedig a borostyánkő analógiája alapján a *Pinus* fenyőnemzetségtől származtatják.

Vizsgálatainkat az ajkai kőszénteleges csoport rétegsorán kezdtük, majd a sümegi 1. sz. fúrás anyagán folytattuk.

A palynológia módszereivel végzett feldolgozás eredményeiről az előzőkben említett problémáknak megfelelő csoportosításban számolunk be.

### Rétegtani következtetések

A rétegtani kérdések eldöntéséhez szükséges összehasonlító palynológiai anyag a hazai felső-krétából még nincs, ezért KRUTZSCH W.-nak az északnyugat- és közép-európai felső-krétából összeállított palynológiai táblázatát vettük alapul. Ezt — a földrajzi szélességben mutatkozó különbség ellenére — lehetővé tette az a körülmény, hogy a szenonban a mediterrán és az atlanti tenger által közrefogott közép- és nyugat-európai szárazföldön a két tenger hatására az éghajlat kiegyenlített volt. Alátámasztja ezt a makroflóra is, mivel bebizonyítható, hogy az ekkor még fiatal zárwatermő vegetációban az É-i féltekén nem volt jelentős flóraelkülönülés. Az összehasonlítással nyert rétegtani adatainkat tehát elfogadhatónak tartjuk.

A sümegi 1. sz. távlati kutatófúrás (a továbbiakban Sp. 1.) 191 m vastagságú felső-krétakori kőszenes, márgás réteggösszetet harántolt. A 185,75—191,30 m-ben feltárt homokos, puha agyagmárgában mintegy 50%-ban találtunk felső-szantoni és ennél mélyebb szintből ismert formákat vagy azokhoz hasonlóakat. Igen gyakori alak a *Sporopollis peneserta* PFLUG, amelynek dominanciája a szantoni alemelet felső részére jellemző. Ezek alapján, továbbá a koniacira és a turonra jellemző formák hiányában az alapkonglomerátumra települt és a kőszenes összlet fekvőjét alkotó márgaösszletet a felső-szantoni alemeletbe helyezzük.

Az Sp. 1. sz. fúrás kőszénteleges rétegcsoportjából a 149,80—149,95 m-ben harántolt kőszénréteget vizsgáltuk meg. Ebben a szintben már csak 2%-ban találhatók felső-szantoni és ennél idősebb formák, ellenben 40%-ban szerepelnek az alsó-campaniban uralkodó formacsoportokhoz tartozó fajok, és 10%-ban a campaninál fiatalabb rétegekben uralkodó fajok. Ennek alapján tehát a kőszénteleges összletet az alsó-campani alemeletbe soroljuk.

A 74,75—75,25 m-ben átfúrt puha agyagmárgában a zárwatermő pollenek %-os összetétele úgy módosul, hogy míg az alsó-campani és ennél idősebb formák mennyisége 7—8% körül ingadozik, addig a felső-campani és ennél fiatalabb rétegekben uralkodó formacsoportokhoz sorolható fajok mennyisége már 69%-ra emelkedik.

A 20,00 m-ben harántolt márga sporomorphái még határozottabban mutatják a fiatalabb, felső-campani alemeletre jellemző formacsoportok uralmát. Itt már teljesen hiányzanak az alsó szintekben gyakori *Trudopollis* és *Oculopollis* fajok, de következetesen megjelennek a különböző,

*Extratriporepollenites* és *Triatriopollenites* nemzetségekre sorolható formák.

A 6,00—7,25 m-ből vizsgált mintákban ez az összetétel csak annyiban változik, hogy még gyakoribbá válnak a maastrichti alemeletben uralkodó formák.

Mindezek alapján úgy véljük, hogy az Sp. 1. sz. fúrás kőszéntelep csoportjának fedőmárga-rétegei a felső-campani alemeletbe tartoznak. Lehetséges azonban, hogy a 6,00—7,25 m-es mélységben harántolt meszes márga már az alsó-maastrichti alemeletet képviseli.

Az *ajkai kőszénösszletet* a Kossuth-akna rétegsorán vizsgáltuk, alsó, középső és felső telepcsoportra tagolva, összevont átlagminták alapján. Ebben a rétegösszletben a sporomorphák %-os összetétele az alábbiak szerint alakult:

Az alsó telepcsoportban 37—96%-ban találtuk az alsó-campani alemeletre utaló zárwatermő polleneket és csak 1—2%-ban jelentkeztek a felső-szantoni formák. A páfrányok mennyisége attól függ, hogy márgás vagy kőszenes anyagot vizsgálunk-e. A kőszénben, mint a márgánál partközelibb képződményben, természetesen gyakoribbak.

A középső telepcsoportban már csak igen ritkán jelennek meg az idősebb alemeletekre utaló zárwatermők és az alsó telepcsoporthoz hasonlóan itt is uralkodnak az alsó-campani alemeletben gyakori *Trudopollis* és *Oculopollis* nemzetségek formacsoportjai. Mennyiségük 50—60% között ingadozik.

Felső telepcsoport. A zárwatermő pollenek között ebben a telepcsoportban nem találunk alsó-campaninál idősebb szintre jellemzőket, míg a fiatalabb szintekből ismertekhez hasonló alakok már megjelennek. Az alsó-campaniban uralkodó formacsoportokba sorolható fajok mennyisége még mindig 50% körül ingadozik.

A fentiek alapján, továbbá a coniaci és turoni alemeletekre jellemző formák hiányában az *ajkai Kossuth-akna kőszénösszletét* az alsó-campani alemeletbe soroljuk, az Sp. 1. sz. fúrás által harántolt kőszénösszlettel megegyezően.

A fentieken kívül megvizsgáltuk még a *sümei gerinci köfjítő hippuriteszes mészkővének agyagközbetelepülését* is. Ennek spóra-pollenegyüttese azonosnak mutatkozott az Sp. 1. sz. fúrás 20,00 m mélységében harántolt márgaegyüttesével. A felső-campani és ennél fiatalabb kori rétegekből ismert formákkal azonos, vagy azokhoz közelálló alakok százalékos értéke ezekben a mintákban is 60% felett van. Uralkodik köztük az a forma, amelyet KRUTZSCH, W. az oebisfeldi felső-campaniból említ. Így a hippuriteszes mészkő agyagközbetelepülését is a felső-campani alemeletbe soroljuk.

A felsorolt adatok választ adhatnak arra a problémára, hogy a Déli-Bakony felső-kréta rétegsorának egyes képződményei milyen tele-

pülési és kifejlődési viszonyban vannak egymással. A hippuriteszes mészkő ui. hiányzik az Sp. 1. sz. fúrás rétegsorából. Így jogos annak feltételezése, hogy ezen a területen a hippuriteszes mészkő a gryphaeás márgának heteropikus fáciése.

Ha ezek után azt a kérdést vizsgáljuk, hogy a terület felső-kréta képződményei milyen viszonyban vannak a gozauai kifejlődésű képződményekkel, akkor a következőket válaszolhatjuk. Az Sp. 1. sz. fúrás által harántolt felső-kréta rétegsor képződményei kifejlődésüket tekintve ugyan nem mindenben egyeznek meg a gozauai rétegsorral, de kronológiai-lag tökéletesen párhuzamosíthatók egymással. Mégpedig úgy, hogy a 191 m vastagságú, felső-szantonban induló és a felső-campaniban végződő rétegsor a KÜHN, O. által középső-gozauinak nevezett, a felső-szantoni—campani alemeletekbe sorolt, márgás-köszenes összletnek felel meg.

### Genetikai következtetések

A kőszentelek keletkezésével kapcsolatban a következő eredményre jutottunk:

1. Az *Sp. 1. sz. fúrás* által harántolt kőszénösszletben igen alárendelt szerepet játszanak a vastagabb exinájú, súlyosabb, tehát a szél által nehezebben szállított harasztspórák. Uralkodóan a nagypórusú, kisebb súlyú, szél által könnyen szállítható zárwatermők pollenjei fordulnak elő. A sporomorphákon kívül igen gyakoriak a tengeri plankton-szervezetek is. Az egyik agyagos kőszéntelepben — HAJÓS M. meghatározása szerint — a *Coscinodiscidae* családba tartozó tengeri diatomát is találtunk. SIDÓ M. ugyanebből az összletből gazdag *Foraminifera*-társaságot határozott meg. Ezek a tények, továbbá a kőszén agyagos volta kétségtelenné teszik e kőszénösszlet partközeli, paralikus eredetét.

2. Az *ajkai Kossuth-akna* kőszénösszletének keletkezésével kapcsolatban inkább negatív adatokra támaszkodhatunk. Itt már sem diatomákat, sem *Foraminifera*-kat, sem tengeri planktonszervezeteket nem találtunk. A kőszén anyaga is jóval tisztább. Ezek a körülmények, továbbá a rétegsor *Melania*- és *Pyrgulifera*-fajokkal jellemzett faunatársasága édesvízi eredetre utal. Látszólag ezt igazolja a páfrányspórák magas %-os értéke is. Mivel azonban éppen a páfrányspórák között igen gyakori a mangrove-vegetáció jellegzetes páfrányának, az *Acrostichum aureum*-nak tökéletes megfelelője, arra következtethetünk, hogy az ajkai kőszénmedence sem volt teljesen elzárva a tengertől. Valószínű, hogy ez a terület a tengerparthoz közel esett, s vize időnként — a dagály hatása folytán — normál sótartalmú tengervízzel keveredett. Az üledékgyűjtő medencében gyakoriak lehettek a kis-méretű, de gyors térszíningadozások. Elképzelésünket alátámasztja a rétegsor sokszor centiméteres anyagváltozása is, továbbá az a körül-

mény, hogy a közelfekvő ajkai Ármin-akna és a padragi Hunyadi-akna rétegsorában a *Melaniák* és *Pyrguliferák* mellett megjelennek a sós vízre utaló *Cerithium*-félék is.

A kőszénösszlettel kapcsolatban meg kell emlékeznünk az „ajkait” származásáról is. Ismert tény, hogy az ajkai kőszéntelepekben és a köztes meddőben gyakori az ajkaitnak nevezett fosszilis gyantaféleség. Ezt a borostyánkő analógiája alapján a *Pinus* nemzetség által termelt fenyőgyanta kövesedett maradványának tartják. TASNÁDI-KUBACSKA A. volt az első, akinek kémiai elemzési adatok összehasonlítása alapján feltűnt az ajkait és a borostyánkő közti vegyi különbség. Ő hívta fel először a figyelmet arra, hogy az ajkait eredetét a kopál-féleségek között kell keresnünk.

Ebből a célból közel 300 olyan ma élő növényfaj virágporát vizsgáltuk meg, amelyek az összehasonlításhoz számításba jöhettek. Sajnos a kérdést ennek ellenére sem sikerült maradéktalanul megoldani, de az Ármin-aknai borostyántelepben 40%-ban szereplő, a kopált termelő *Agathis* pollenjére emlékeztető formák arra engednek következtetni, hogy az ajkait valóban kopál-féleség lehet. Noha a kérdés megoldásához még további vizsgálatok szükségesek, annyi azonban már most is biztosnak vehető, hogy az ajkait nem származik a légzsákos polleneket termelő fenyőféléktől, így tehát a *Pinus* nemzetségtől sem. Ezt igazolja a légzsákos fenyőpollenek szinte teljes hiánya, továbbá Soós L. kőszénkőzettani vizsgálatainak eredménye is. Ilyen fenyőfélék a kőszénösszlet üledékgyűjtő medencéjének közelében nem tenyésztek.

Igen valószínűnek látszik az a feltevés, hogy az ajkait nem egyetlen növényfaj terméke. Erre következtethetünk abból a jelenségből, hogy bizonyos pollenformák (főleg az *Oculopollis* és egy új pollennemzetséghez soroltak) következetesen gyantaszerű bevonattal találhatók. Feltehető, hogy ezek a növényfajok kihaltak.

### Paleobotanikai következtetések

Spóra-pollenegyüttesünkre is rányomja bélyegét az a forradalmi változás, amely a növényvilág fejlődéstörténetében a kréta időszakban bekövetkezett. Ez a változás legszembetűnőbb a zárwatermők körében. Közülük az alsó- és középső-krétában megjelent formák a felső-krétában oly gyors differenciálódásnak indultak, hogy teljesen megváltoztatták a növényvilág arculatát. A felső-krétában olyan új zárwatermők jelentek meg, amelyek növénytani kapcsolata még nem ismert. A változás, bár kisebb mértékben, de a nyitwatermő és virágtalan növények körében is megállapítható. A nyitwatermők közül az idősebb mezozóikumiban virágkorát élő *Bennettitinaek* már teljesen eltűntek, a *Cycasok* és *Ginkgok* szerepe erősen lecsökkent, a légzsákos polleneket szolgáltató

ősibb típusú fenyők teljesen háttérbe szorultak. Ezek helyett a szenon emeletben már a harmadkorban uralkodó alakokhoz hasonlóak lépnek fel, bár még igen gyér számban. A fenyők között a mai trópusi-szubtrópusi *Araucariaceae* család formáihoz hasonlók uralkodtak. A harasztok közül az idősebb mezozóikumra jellemző *Equisetites*, *Lycopodites*; valamint az alsó-kréta tipikus *Aneimiá*-i szintén eltűntek, a *Matoniákkal* és *Pteriszekkel* együtt, hogy helyüket fiatalabb fajoknak és nemzetségeknek adják át. Ezek növénytani kapcsolata még kevésbé ismert.

A fiatal zárwatermő nemzetségek igen gazdag és változatos fajokkal uralják a felső-krétát. Ezeknek legnagyobb része azóta kihalt, vagy olyan fejlődéstani változáson ment keresztül, amely ma már szinte lehetetlenné teszi pollenjeik alapján növénytani kapcsolataik felderítését. Ez az oka, hogy a szantoni és campani alemeletekben uralkodó *Sporopollis*, *Trudopollis* és *Oculopollis*, vagy a maastrichti alemelettől az oligocénig gyakori *Extratriporopollenites* és *Triatriopollenites* nemzetségek és fajok növénytani kapcsolata a mai napig még nem ismert. Akadnak ugyan kutatók, akik pl. az *Oculopollis* nemzetség formáit — a csírányilásuk szerkezete alapján — a *Myricaceae* családdhoz tartozóknak vélik, vagy egyeseket ebből származtatnak (THOMSON, PFLUG), de megnyugtatóan nem igazolták feltevésüket. ERDTMAN viszont a *Trudopollis protrudens*, felső-kréta kori pollen alapján a *Faramea* nemzetségbe (*Rubiaceae* család) sorolta a hasonló formákat. Ezzel kapcsolatban azonban már THOMSON is helyesen jegyezte meg, hogy nem tartozhatnak a *Faramea* nemzetséghez, mivel azok rovarbeporzású növények, a fosszilis pollenek viszont szélbeporzásúaktól származnak. A hasonlóság ebben az esetben csak konvergencia eredménye.

BOLKHOVITYINA a Szovjetunió cenománjából közölt hasonló polleneket, az *Eucalyptus* nemzetséghez sorolva. A *Farameák* és *Eucalyptuszok* virágporának tanulmányozásával meggyőződhattünk arról, hogy ezek a jellegzetes felső-kréta pollenformák egyik nemzetségbe sem oszthatók be. Lehetséges, hogy a *Myrtaceae* család valamelyik kihalt nemzetségének képviselői.

A zárwatermők pollenjei közül nekünk is csak egy-két nemzetséget sikerült növénytanilag meghatározni (*Copaifera*, *Thouinia*). A nyitwatermők közül az *Agathis*, *Ginkgo*, *Cycas*, a harasztok közül pedig az *Acrostichum*, *Gleichenia*, *Cyathea*, *Schizaea* és *Lygodium* nemzetségeket határoztuk meg.

### Paleoklimatológiai következtetések

Míg a rétegtani értékeléshez a fiatal zárwatermők pollenjeit tudtuk felhasználni, addig a paleoklimatológiai adatokat elsősorban a szűk endemizmusú, vagy konzervatív páfrányoktól várhatjuk.

Páfrányaink közül az *Acrostichum aureum* adatait használhatjuk fel elsősorban, mint az *Acrostichum senonicum* nov. sp. mai megfelelő-



jét. A mangrove-mocsarak eme jellegzetes páfránya szinte kizárólag trópusi környezetben, rendes körülmények között sósvízben tenyészik. Igen gyakran megmarad azonban olyan területeken is, amelyek valamikor árapályos részek voltak és később távolabb kerültek a tengertől. Ilyenkor édesvízben is jól tenyészik, pl. Ny-Jávában. Fő elterjedési területei: Florida, az amerikai partvidék Bermudától Peruig; Polynézia és a Bengáli-öböl környéke; továbbá Hong-Kong, Formosa, Ausztrália ÉK-i partja (Queensland); az egyenlítő mentén Seychelles szigetek, Ny-Jáva, a guineai partok, Mascaren, Zambezi-föld, Natal és Angola. Lényegében tehát az egyenlítőtől É-ra és D-re, a 25. szélességi körök között fordul elő.

A *Lygodiumok* nagyrészt szintén trópusi páfrányok. Elterjedésük nagyjából megegyezik az *Acrostichum aureum*-ével, s csak néhány fajuk nyúlik be a szubtrópusi területekre. A *Gleichenia*, *Cyathaea* és *Schizaea* nemzetségek valamivel szélesebb elterjedésűek.

Páfrányaink tehát trópusi-szubtrópusi éghajlatot jeleznek. Mivel azonban a *Cyathaea*-, *Gleichenia*- és *Lygodium*-fajok általában napfénykedvelők, a zárt sűrű erdők helyett inkább a nyiltabb, de csapadékban gazdag területeket kedvelik — éppúgy, mint az *Acrostichum aureum* is —, azért arra következtethetünk, hogy területünk a kőszéntelepek keletkezése idején nem az állandó esőerdők övezetébe, hanem az egy csapadékmaximumos, trópusi-szubtrópusi éghajlati övezetbe tartozott.

### Összefoglalás

A Déli-Bakony felső-kréta kori képződményeivel kapcsolatos problémákra a palynológiai vizsgálatok eredménye alapján a következő válaszokat adhatjuk:

1. A Déli-Bakony területén a kréta kori kiemelkedés a felső-szantonni alemeletig tartott.
2. A sümegi kőszénösszlet tengeri, paralikus képződmény.
3. Az ajkai kőszénmedence a tengerparthoz közel eső, időnként tengervízzel keveredő édesvízű, gyors oszcillációjú üledékgyűjtő medence volt.
4. Az „ajkait” valószínűleg kopál-féleség fosszilis gyantája.
5. A felső-kréta rétegösszlet keletkezése alatt trópusi-szubtrópusi éghajlat volt. A partok mentén és a magasabb fekvésű részeken nagy gyantatartalmú, *Agathis*-szerű fenyőfélékből és túlnyomólag szélbeporzású zárwatermőkéből álló, jól átvilágított erdővegetáció tenyészett, melynek aljnövényzetét és cserjeszintjét az *Acrostichum*, *Cyathaea*, *Gleichenia* és *Schizaea* páfrányok alkották.
6. A Sümeg és Ajka közti területen a felső-kréta kori képződmények közül a hippuriteszes mészkő a gryphaeás márga heteropikus fáciése.

7. A vizsgált rétegösszlet képződése a felső-szantoni alemeletben kezdődött és a maastrichti alemeletben fejeződött be.

8. A felső-kréta rétegösszlet kifejlődésében különbözik a gozaui fáciestől, de időben azzal azonosítható. KÜHN, O. gozau-beosztásában a középső-gozau szintjének felel meg.

### IRODALOM

- BOLKHOVITYINA, N. A. 1953: Szporovo-pülcevaja karakterisztika melovih otlozsenij centralnih oblasztej SzSzsZR. — Trudü Insztituta Geologiceszkih Nauk. Vüj. 145. Szerija Geol. No 61.
- BÖCKH J. 1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. II. rész — Földt. Int. Évk. **3**.
- COOKSON, I. C. 1953: Difference in microspore composition of some samples from a bore at Comaun, South Australia. — Rep. from the Austr. Journ. of Botany. **1**. 3.
- DARÁNYI F. 1957: Adatok az Ajka környéki kréta kifejlődéséhez. — Bány. L. **12**. (XC) 4–5.
- HANTKEN M. 1867: Az ajkai kőszéntelep geológiai viszonyai. — Magy. Földt. Társ. Munk. **3**.
- HARRIS, W. F. 1955: A manual of the spores of New-Zeeland Pteridophyta. — New Zealand Dept. Sci. Ind. Res. Bull. **116**.
- HLASIWETZ, 1871: Harz aus der Braunkohle von Ajka im Veszprimer Comit. — Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. **11**.
- HOOKE, W. J. — BAKER, J. G. 1874: Sinopsis Filicum, or a Sinopsis of all known ferns. — London.
- KLAUS, W. 1955: Bericht aus dem Laboratorium für Palynologie. — Verhandl. d. Geol. B. A. **1**.
- KOPEK G. 1957–58: Az ajkai barnakőszénmedencerészlet bányaföldtani viszonyai. — Kézirat.
- KOPEK G. 1959: Jelentés a sümegi kőszénkutatás eddigi eredményeiről és javaslat a továbbkutatásra. — Kézirat.
- KRUTZSCH, W. 1956: Normapolles im Sächsischen Turon. — Jahrb. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. zu Dresden. **II**.
- KRUTZSCH, W. 1957: Sporenpaläontologische Untersuchungen in der Sächsisch-Böhmischen Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobotanischer Grundlage. — Ber. d. Geol. Ges. **2**. 2.
- KRUTZSCH, W. 1957: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Zeitschr. f. angew. Geol. **3**. 11/12.
- KRUTZSCH, W. 1959: Einige neue Formgattungen und -Arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und dem Tertiär. — Palaeontogr. Abt. B. **105**. 5–6.
- KÜHN, O. 1947: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzungsber. Abt. I. **156**. 3–4.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. **1**. I. rész, 1. szakasz. p. 197.
- NOSZKY J. 1954: Jelentés az 1944. évi sümegi földtani felvételtől. — Földt. Int. Évi Jel.
- OPPENHEIM, P. 1892: Über einige Brackwasser- und Binnenmollusken aus der Kreide und dem Eocän Ungarns. II. Die Fauna der kohlenführenden Schichten der oberen Kreide vom Csingertal bei Ajka, im Bakony. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. **44**.

- PAPP K. 1903: Pálffy Mór Alsóvincz környékének felső-kréta rétegeiről szóló munkájának ismertetése és méltatása. — Földt. Közl. **33**.
- PFLUG, H. D. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. — Palaeontogr. Abt. B. **95**. 4–6.
- ROZLOZSNIK P. 1940: A csingervölgyi bányászat multja, jelene és jövője. — Földt. Int. Évi Jel. az 1933–35. évekről. III.
- SELLING, O. H. 1944: Studies in the Recent and Fossil Species of Schizaea, with Particular Reference to their Spore Characters. — Meddelanden fran Göteborgs Botaniska Trädgård, **16**.
- SIDÓ M. 1959: Jelentés a sümegei 1. sz. fúrás anyagának Foraminifera-vizsgálatáról. — Kézirat.
- TAUSCH, L. 1891: Bemerkungen über einige Fossilien aus den nicht-marinen Ablagerungen der oberen Kreide des Csingertales bei Ajka. — Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. **25**.
- THIERGART, F. 1953: Über einige Sporen und Pollen der Perutzer Schichten (Böhmen). — Palaeontogr. Abt. B. **95**. 4–6.
- THOMSON, P. W. — PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. — Palaeontogr. Abt. B. **94**. 1–4.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.
- VERDORN, F. 1938: Manual of Pteridology. — Haga.
- WEYLAND, H. — GREIFELD, G. 1953: Über strukturbietende Blätter und pflanzliche Mikrofossilien aus den Untersenonen Tonen der Gegend von Quedlinburg. — Palaeontogr. Abt. B. **95**. 1–3.
- WEYLAND, H. — KRIEGER, W. 1953: Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. — Ibid. pp 6–29.
- WILLIS, J. C. 1955: A dictionary of the flowering Plants and Ferns. — Cambridge.



## A BAKONYHEGYSÉG APTI KÉPZŐDMÉNYEINEK ÉS BAUXITTELEPEINEK PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATA

H. DEÁK MARGIT  
(Budapest)

A magyarországi bauxitfélék keletkezési ideje a mai napig is sok tekintetben vitás. Eddigi ismereteink szerint a legbiztosabban a nagyharsányi bauxit kora rögzíthető, melynek fekükozete a malm diceraszos mészkő, fedője a miliolinás, vallettiás, bitumenes barrémi—apti mészkő. A Bakonyhegységben rendszerint triász mészkő, vagy dolomit karsztosodott felszínére települt bauxitot Alsópere és Tés kivételével — ahol apti agyagmárga fedí — felső-szenon, illetve harmadidőszaki üledékek borítják. Ez a nagy időkülönbség bizonytalanná teszi a bauxit keletkezési idejének megállapítását. Zavaró tényezőként lép fel az egyes fúrásokban, vagy felszíni kibúvásokban talált alsó-liász-, vagy hippuriteszes mészkőre települt, áthalmazott bauxit is. A felső-kréta, vagy harmadidőszaki fedővel rendelkező bauxitösszleteket a fedőrétegekben talált különböző, nagyon csekélyszámú szerves maradvány alapján geológusaink egy része, BARNABÁS K. nyomán, a cenomán—turon emeletbe tartozónak tekinti.

Amikor 1955-ben elkezdtek a bauxit pollenvizsgálatát, reméltük, hogy e munka eredményeként némi segítséget tudunk nyújtani a kérdés tisztázásához. Az elmúlt négy év alatt vizsgálatra került néhány jelentősebb bauxitösszlet mellett a bauxithoz kapcsolódó rétegek közül feldolgoztuk az úrkúti, alsóperei és oroszlányi apti agyagmárga-üledékek egy részét is. A barrémi és felső-szenon üledékekről GÓCZÁN F. szolgáltatott palynológiai adatokat. Így jelenleg a bauxitösszlethez kapcsolódó különböző emeletek spóra-pollenegyüttese általában ismertnek tekinthető. BÁRDOSY Gy. 1959-ben megjelent bauxitgenetikai dolgozata is jelentősen bővítette a bauxitra vonatkozó ismereteinket. Mindezekből adódóan az 1956-ban végzett bauxitpalynológiai kísérletek kezdetén tett néhány feltevésünket ma már más megvilágításba helyezhetjük.

Az apti fedőrétegek ismeretével kapcsolatban megállapítottuk, hogy az alsóperei és oroszlányi flórában a harasztok léptek fel nagy

mennyiségben. Az oroszlanyi flóra jellegzetes alakjai, mint a *Pteris parvimamma* (NAUM.) BOLKH., *Cheiropleurisporites* sp., *Matonisporites phlebopteroides* COUPER, *Gleichenia umbonata* BOLKH., *Appendicisporites* és *Cicatricosisporites*ek változatos alakjai; valamint a *Concavisporites punctatus* DEL. et SPRUM. Kelet-Angliától Európán át a Szovjetunióig (egyrészt a Kaukázusban, másrészt a Léna vidékén), általában az apti üledékekben mindenütt megtalálhatók. Úrkúton ezek a formák a *Cicatricosisporites*ek és az *Appendicisporites tricornitatus* WEYL. et GREIF. kivételével hiányoznak. Helyettük olyan fajok találhatók, melyeknek Oroszlányon és Alsóperén nyoma sincs. Az úrkúti alsó-kréta agyagokban a nyitvatermők uralkodnak: a *Dacrydium*-, *Araucaria*-, *Agathis*-, *Podocarpus*-, *Pinus*-félék és a *Brachyphyllum*. Ezek mind tekintélyes százalékkal szerepelnek. Egybehangzó irodalmi adatok szerint az apti emeletben *Brachyphyllum*ból elvéve egy-egy példány található, ezenkívül jelentősen lecsökken az *Araucaria*, *Agathis*, *Podocarpus* mennyisége is.

Palynológiai vizsgálat céljára jelentősebb bauxitösszleteinkből a mintákat — a lehetőségekhez képest — közvetlen a fekü határáról, illetve a telepek alsó és felső részéből gyűjtöttük. Erre vonatkozóan az alábbiakban néhány adatot ismertetünk. A halimbai medence 357. sz. fúrásában a bauxit fedőjében az ajkai kőszénösszlethez tartozó felső-kréta kőszenes üledéksor települ. A bauxitban és bauxitos agyagban levő pollenek egy része azonos a felette települő kőszenes rétegek pollentartalmával. Ilyen közös alakok a *Sporopollis* sp., *Oculopollis* sp., *Trudopollis nonperfectus* PFLUG, *Extratriporepollenites* sp. Izamajorban és Cseresaknán, valamint Iszkaszentgyörgyön csak a fedő közelében levő bauxit tartalmaz pollent. A telepek alsó részeiből vett mintákban sem itt, sem másutt pollent nem találtunk. Az izamajori és cseresi telep pollentartalma majdnem azonos. Mindkét bauxitbányából a fekü és fedő közvetlen közeléből és a fedő üledékekből 10 cm-enként gyűjtöttünk mintákat. Cseresaknán sikerült olyan vágatból gyűjteni, ahol a vörös-sárgaeres és szürke bauxit, valamint a felette települő eocén szenes agyag és szürke agyag egy szelvényben látható. Itt a 23 fokos dőlésű telep 2,6 m vastagságú harántszelvényét gyűjtöttük be. A bauxitban szenesedett cf. *Dalbergia* sp., *Eucalyptus* sp., cf. *Myrsine* sp., *Myrica* sp., *Palmae* (*Sabal*) levélmaradványokat is találtunk.

A halimbai bauxitszelvényből előkerült sporomorpha-együttes elvéve az ajkai felső-szenon kőszéntelep csoportban talált formákhoz hasonló alakokat is tartalmazott. Teljes egészében azonban annál fiatalabb együttest jelöl. A növénytanilag azonosítható formák az *Eucalyptus*, *Rhus*, *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, *Cupuliferae*, *Myricaceae*, *Palmae*, *Typha*-pollenek. Ezek az ajkai kőszéntelep csoport pollenjeinél fiatalabbak és az eocén fedőagyagban egy-két kivétellel szintén megtalálhatók. Ezenkívül az eocén agyagban fellépnek a pálma-pollenek változatos

formái, valamint a *Tetragastis*, *Tilia*, *Ilex* és mások, melyek a bauxitban nem, vagy csak egyes példányokkal szerepelnek.

A cseresaknai vörös és szürke bauxitból már 1955-ben megvizsgáltunk 4 mintát. Az ezekben talált néhány pollen alapján próbáltunk akkor a halimbai bauxit korára következtetni. Ekkor még — ilyen irányú vizsgálatok hiányában — a magyarországi kréta időszaki üledékek spóra-pollen együttesét nem ismertük. Az azóta eltelt négy év alatt ismereteink bővüléséből adódó, mai álláspontunkat a következőkben vázoljuk.

A vizsgálat során azt tapasztaltuk, hogy csak a telepek felső 1—2 m-éből származó minták tartalmaznak virágport, s ezek mindig a bauxitösszletet fedő rétegek sporomorpháival azonosak. Abból a tényből, hogy a bauxitösszletek alsó része nem tartalmaz virágport, következik, hogy a mészkövek, dolomitok karsztos felszínén leülepedett finomiszapos, kolloidos bauxitalapanyag lerakódásával együtt bekerült virágpor, vagy más szervesmaradvány a bauxit diagenézise alkalmával létrejövő oxidációs folyamatok közben elpusztult. Idők múltán a vizét vesztett, többé-kevésbé diagenizálódott telepek felszínéről repedések nyúltak le a bauxittestbe, s ezekbe ülepedett az a virágportartalom, melyet ma a bauxitban találunk. A későbbiek folyamán meginduló lassú tengeri ingresszió, vagy mocsári üledékképződés folyamán a jelenlevő víz a bauxit addig lepusztító erők hatásának kitett felszínét teljesen fellazította. A repedésekbe leülepedő polleneket, vagy más szerves maradványokat ez a fellazult bauxittömeg végérvényesen magába zárta, s mivel a további diagenizálódás folyamán már nem az oxidációs, hanem a redukciós hatások érvényesültek, ezeket a szerves maradványokat a bauxit mind a mai napig híven megőrizte.

A bauxitban levő pollen-, vagy más szervesanyagtartalom tehát nem a bauxit alapanyagával együtt ülepedett le, így annak keletkezési korát nem rögzítheti, hanem a fedő üledékek lerakódásának időszakát közvetlenül megelőzően élt növénytársulásra utal.

Mindezekon túlmenően a bauxit keletkezési idejének éghajlati körülményeire sem adhatnak felvilágosítást a bauxit felső részéből előkerült szervesmaradványok, mert hiszen ezek a bauxit befedésének vagy az ezt közvetlenül megelőző időszaknak viszonyait jelzik. Az éghajlat megítéléséhez elsősorban a bauxit keletkezésekor élt növényvilág adhat felvilágosítást. Bizonyos földtani tények és következtetések alapján a szárazföldi, vizes közegben keletkezett bauxitjaink képződését a barrémi emeletbe tehetjük. (A Bakonyhegységben, ahol jelentősebb bauxittlepeink vannak, a júra időszak egész rétegsorát tengeri üledékek képviselik. Az alsó-krétában a valangini, hauterivi emelet üledéke ugyancsak tengeri eredetű. A barrémi emeletben kiemelkedés történt. A hauterivi emelet után már csak az apti emeletben találunk ismét tengeri eredetű képződményeket.) Az alsó-kréta nem-bauxitos

üledékeiben levő sporomorphák, melyeket a barrémi—apti agyagból és márgából ismerünk, páfrányféléktől (*Schizaea, Gleichenia, Matonia*) és fenyőktől (*Araucaria, Agathis, Dacrydium, Podocarpus*), valamint *Brachyphyllum*tól származnak. E növények többsége ma szubtrópusi vagy trópusi éghajlaton tenyészik. A kipusztult *Brachyphyllum*mal kapcsolatban ugyan a paleobotanikai irodalom nem egyszer rámutatott a vegetatív hajtások xeromorf külsejére, mely alapul szolgál arra, hogy a nemzetséget száraz vidékek növényének tekintsük. A többi flóramaradvány alapján az aktualizmus elve szerint tehát az alsó-kréta bauxitképződés éghajlati körülményeit trópusi-szubtrópusinak jelölhetjük.

*Összefoglalva* a fenti tényeket, semmiképpen sem igazolhatjuk a magyarországi bauxit keletkezésének felső-kréta korát. Több a valószínűsége annak, hogy a magyar bauxitösszletek egyidejűen keletkeztek és keletkezési idejük a fekü és a legidősebb fedőkőzetek koa közötti legszűkebbre fogott időközre esik. E kérdés tisztázása azonban feladatkörünket meghaladja. Itt csak a palynológiai vizsgálatok eddigi eredményeit foglaltuk össze.



## A VÉKÉNYI-VÖLGY FELSŐ-KRÉTA RÉTEGEINEK MIKROPALAEONTOLÓGIAI VIZSGÁLATA

SIDÓ MÁRIA  
(Budapest)

VADÁSZ E. professzor 1954-ben mikrofauna vizsgálatra átadta 1910-ben begyűjtött mecseki mezozóos anyagát. A vizsgálat során a Vékényi-völgyből származó, felső-doggernek vélt mintákban nagy tömegben, csaknem kőzetalkotó mennyiségben találtam *Globotruncana*-és egyéb, a kréta időszakra jellemző *Foraminifera*-fajokat.

Ugyanezt a faunatársaságot megtaláltam NOSZKY J. 1949-es mecseki földtani térképezése során gyűjtött anyagában is.

A vékényi felső-kréta globotruncanás márga rétegtani, hegység-szerkezeti és ősföldrajzi helyzete új és eléggé bonyolult kérdéseket vet fel. A júra és helvétai képződmények közé ékelt egyetlen kis kréta kibúvásban a rétegvastagság nem több néhány méternél. A völgyben ez a kifejlődés sem csapásban, sem dőlésben nem nyomozható tovább. A Mecsekhegység területén ilyen krétaösszletet sem a felszínről, sem fúrásból nem ismerünk. Feltevésünk szerint ez a kis globotruncanás márgafolt az idők folyamán mindenütt lepusztult felső-kréta képződménynek visszamaradt foszlánya, mely tektonikusan érintkezik idősebb és egészen fiatal képződményekkel.

A vékényi kréta előfordulás a völgy szelvényében a következőképpen helyezkedik el:

Vékény községtől D-re kb. 400 m-re a fővölgyben megjelenő dogger és malm képződményekre előbb alsó-kréta trachidolerit, majd ez utóbbival tektonikusan érintkező, feltehetően miocén kori trachidolerit-konglomerátum következik. Kis vastagságú helvétai szenes agyagmárga után trachidolerit anyagú alsó-kréta konglomerátummal találkozunk. Ezután tektonikus pikkely formájában bukkan a felszínre a vörös globotruncanás márga, 3—5 m-es rétegvastagságban. Fölötte, reátolódott helyzetben alsó-helvétai trachidolerit-konglomerátum van.

A mikropaleontológiai vizsgálat az egyetlen kis foltban található képződmény néhány pontjáról gyűjtött és megvizsgált minta iszapolási maradékából történt.

Az anyag iszapolási maradékában a nagy tömegben található *Foraminifera*-fajokon kívül sok *Echinodermata*-maradvány (vázelemrészecskék, tüskék), néhány *Ostracoda*-teknő, halfog és kevés *Mollusca*-héjtöredék (*Inoceramus* prizma) található. A Foraminiferák megtartási állapota nem minden esetben a legjobb, a példányok erősen átkristályosodottak és elég koptatottak, de akadnak meghatározható példányok is. Uralkodóak a meszházú formák, az agglutinált házuak pedig mind faj-, mind egyedszámra nézve háttérbe szorulnak. A vizsgálati anyagban a *Globigerinidae* és *Globorotalidae* családnak van a legnagyobb jelentősége és vezető szerepe. A *Foraminifera*-társaság zömét ennek a két családnak nemzetségei és fajai képviselik. Faj- és egyedszámra nézve a *Globorotalidae* családon belül a *Globotruncana* nemzetség *Rotalipora* alnemzetsége az uralkodó, a faunatársaság majdnem 50%-át adja (III. tábla 5—14; IV. tábla 1—2).

A meghatározott egyéb formák az alábbi családokba tartoznak: az agglutinált házuak közül az *Ammodiscidae*, *Lituolidae*, *Textulariidae*, *Valvulinidae*, *Verneuulinidae* család nemzetségei kevés fajszámmal ismeretesebbek. A meszházú formák közül a *Lagenidae* család elég változatos nemzetségekkel, de igen kevés faj- és egyedszámban; a *Buliminidae*, *Ellipsoidinidae*, *Heterohelicidae* és a *Rotaliidae* család már csak nagyon kevés (egy-két) nemzetséggel és fajjal, kis egyedszámban található (I. tábla 1—21; II. tábla 1—17; III. tábla 1—4).

A felsorolt 12 család 24 nemzetséget foglal magába, közöttük több olyan nemzetség akad, melyhez négy-öt faj is tartozik, de a legtöbb nemzetséget csak egy faj képviseli. A meghatározott fajok a következők:

*Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN  
*Ammobaculites* cf. *texanus* CUSHMAN  
*Textularia turris* D'ORBIGNY  
*Bigenerina complanata* (REUSS)  
*Clavulinoides gaultinus* (MORROW)  
*Marssonella oxycona* (REUSS)  
*Robulus münsteri* (ROEMER)  
*Robulus* div. sp.  
*Lenticulina planiuscula* REUSS  
*Planularia* cf. *complanata* (REUSS)  
*Fronicularia* sp.  
*Dentalina communis* D'ORBIGNY  
*Dentalina* cf. *consobrina* D'ORBIGNY  
*Dentalina* sp.  
*Nodosaria naumanni* REUSS  
*Nodosaria* sp.  
*Pseudoglandulina* sp.  
*Lagena apiculata* REUSS  
*Lagena globosa* (MONTAGU)  
*Lagena* sp.  
*Ramulina globulifera* BRADY  
*Ramulina* sp.  
*Gümbelina striata* (EHRENBERG)  
*Reussella pseudospinulosa* TROELSEN  
*Reussella* sp.

*Pleurostomella subnodosa* REUSS  
*Trocholina* sp.  
*Gyroidina* sp.  
*Globigerina saratogensis* TAPPAN  
*Globigerina subdigitata* CARMAN  
*Globigerina infracretacea* GLAESSNER  
*Hastigerinella subcretacea* TAPPAN  
*Globotruncana helvetica* BOLLI  
*Globotruncana stephani* (GANDOLFI)  
*Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (RENZ)  
*Globotruncana (Rotalipora) montsalvensis* MORNOD  
*Globotruncana (Rotalipora) cushmani* MORROW  
*Globotruncana* sp.  
*Anomalina ammonoides* (REUSS)  
*Cibicides sandidgei* BROTZEN  
*Cibicides* div. sp.

A faunaképből kitűnik, hogy egyedszámban a plankton-formák az uralkodók, főleg a *Globigerinidae* család genuszai, s ezek közt is a *Globotruncanák* képviselik az anyag zömét. A vörös mészmárgát tehát joggal nevezhetjük globotruncanás mészmárgának (IV. tábla 4–5).

A bentosz-formák is elég változatos faj- és nemzetségszámban mutatkoznak, de egyedszámuk a plankton-formákhoz viszonyítva nagyon elenyésző. Néhány nemzetség kivételével a legtöbb faj csak egy-két példányban fordul elő.

A bentosz-formákra — a faji bélyegektől eltekintve — jellemző a kisebb termet, míg a plankton-formák majdnem mind jólfejtett alakok. Ez a jelenség a biotóppal, a két különböző élettérben fejlődött társaság életviszonyaival magyarázható.

A meghatározott faunatársaságot rétegtani szempontból három csoportra különíthetjük el:

1. Az első csoportba tartoznak azok az alakok, amelyek az irodalmi adatok szerint kizárólag a cenomán emeletre jellemzőek. Ezek a *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (RENZ), a *G. stephani* (GAND.), a *G. (Rotalipora) cushmani* MORROW, a *G. (R.) montsalvensis* (MORNOD), a *Hastigerinella subcretacea* TAPPAN és a *Globigerina subdigitata* CARMAN fajok.

2. A második csoportba a kréta időszak egészében elterjedt alakok tartoznak: a *Globotruncana* div. sp., *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, *G. saratogensis* TAPPAN, *Clavulinoides gaultinus* (MORROW), *Gümbelina striata* (EHRENB.), *Pleurostomella subnodosa* REUSS, *Trocholina* sp., *Marssonella oxycona* (REUSS), *Ammodiscus gaultinus* (BERTHELIN) és *Bigenerina complanata* (REUSS) fajok.

3. A harmadik csoportba soroltuk be azokat az átmenő formákat, melyek már a mezozóikum elején felleptek és napjainkig kitartottak. Ezek a különböző korok üledékeiben megtalálhatók; nem korjelző formák, csupán fáciesjelző szerepük van. Ilyenek a *Robulus münsteri* (ROEMER), a *Dentalina communis* D'ORB., a *Lagena apiculata* REUSS, a *Ramulina globulifera* BRADY stb. fajok.

A meghatározott fajok 50%-a az első, 20%-a a második, fennmaradó 30%-a pedig a harmadik csoportba tartozik. Ez azt jelenti, hogy egyedyszámra a krétára jellemző alakok, ezen belül pedig a cenomán emeletre jellemző formák uralkodnak.

A mecseki felső-krétakori képződmény cenomán emeletbe sorolása mellett szól még az a tény is, hogy a vörös mészmárgában csak az egyélű, ősbibb típusú *Globotruncanák* találhatók, a kétélű formák teljesen hiányzanak. Köztudomású, hogy a kétélű formák csak a turon emelettől kezdve ismereteseek, a mai világirodalmi adatok szerint annál idősebb képződményekben nem találhatók. Általános elterjedésüket a szenon emeletben érik el. Az ősbibb típusú *Globotruncanák* alapján tehát a vékényi kréta kifejlődés csak a cenomán emeletbe tartozhatik.

Irodalmi adatok alapján faunisztikai hasonlóságot találunk a romániai Teliu-völgy cenomán, az ausztriai felső-kréta flis, a Bajor Alpok, a svájci Helvétikum, az olaszországi Garda-tó környéki cenomán, a marokkói felső-kréta képződmények, valamint a vékényi-völgyi vörös mészmárga kifejlődése között. Csehszlovákia és Jugoszlávia felé az összehasonlító irodalom hiánya miatt az ősföldrajzi összefüggés csak feltételezhető.

A Teliu-völgy kréta összletének szintezését FILIPESCU és NEAGU végezték el. Közlésük szerint eddig az ottani felső-kréta képződményeket szenon emeletbelieknek tartották. Újabb adatok (makrofauna — *Belemnites*-fajok — és mikrofauna) alapján a flisövben szenonnál idősebb képződmények jelenlétét állapították meg. A vörös márga szintjét az albai és cenomán emelet alsó határán a *Neohibolites*-maradványok, valamint a Foraminiferák pontosan rögzítik. Előzetes jelentés formájában közölt adataikat a vékényi-völgyi faunával összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy a teliui és a vékényi kréta kifejlődésben sok közös alak van. Közös formáink: a *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (RENZ) mindkét helyen nagy egyedszámban található; gyakoriak a *Marssonella oxycona* (Rss.), *Robulus münsteri* (ROEM.), *Lagena apiculata* D'ORB., *Ramulina globulifera* (BRADY), *Pleurostomella subnodosa* Rss. fajok is.

Romániában a *Globotruncanák* hiánya a cenomán alsó szintjét jelezheti. A Vékevényi-völgyben fellépő *Globotruncana helvetica* BOLLI faj az irodalmi adatok szerint már a cenomán magasabb szintjét rögzíti.

Nyugat felé NOTH, R. az ausztriai kréta flisből, a seisenburgi fúrásból, a bécsi—löfflergassei vörös márgából, a Reslmaier- és a Lidring-árokból cenománra jellemző *Foraminifera*-társaságot ismertetett. A feltárások közzétanilag és faunisztikailag sok közös vonást mutatnak a vékényi vörös mészmárgával. A Foraminiferákon kívül ott is, mint nálunk, kísérő faunaként *Ostracodák*, *Echinodermata*-maradványok és *Inoceramus*-héjtöredékek vannak.

Ezekben a rétegekben NOTH szerint nagy egyedszámban található a *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (RENZ) faj, amely a cenomán emeletet rögzíti. A gyakori *Globotruncana (Rotalipora) montsalvensis* MORNOD fajon kívül közös formáink még a *Globigerina infracretacea* GLAESS., *G. subdigitata* CARMAN., *Bigenerina complanata* (Rss.), *Clavulinoïdes gaultinus* MORROW és a *Pleurostomella subnodosa* Rss. is.

NOTH a *Foraminiferák* alapján a cenománon belül finomabb szinteket is megállapított. Szerinte az alsó-cenománt a *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* és a *G. ticinensis*, a középső-cenománt pedig a *Bigenerina complanata* és a *Pleurostomella subnodosa* fajok jellemzik. A *Globotruncana reicheli* virágzását a felső-cenománban éri el, ahol főleg a *Globotruncana (Rotalipora) montsalvensis*-szel együtt található, viszont a *G. (R.) appenninica* ott már háttérbe szorul.

Ilyen részletességgel a mecseki cenomán nem színtezhető, mert nem tudtuk teljes szelvény mentén megvizsgálni az anyagot.

Sok közös vonást találtunk még az olaszországi Garda-tó környéki „scaglia rossa” kifejlődés alsó szakaszának *Foraminifera*-társaságával. CITA, M. szerint Olaszországban ugyancsak a *Globotruncana appenninica*, *G. montsalvensis*, *G. stephani* fajok jelzik a cenomán emeletet. Kőzet-tanilag azonban némi eltérés van a magyarországi és olaszországi kifejlődések között. A „scaglia rossa” cenománra eső szakaszát a szürke és zöld palás márga jellemzi. A rétegsor felső részén jelentkezik a vörös márgaösszlet, ez azonban faunája alapján már a szenon emeletbe tartozik.

Hasonló faunát mutatott ki HAGN és ZEIL a Bajor-Alpok felső-cenománkori rétegeiből, amelyekben szintén a *Globotruncana (Rotalipora) appenninica*, *G. (R.) montsalvensis*, *G. (R.) cushmani*, *G. stephani* és a *G. helvetica* fajok találhatóak.

BOLLI a helvétai takaró felső-krétájában a „scaglia biancana”-ban *Globotruncana appenninica*-t talált, melynek alapján a rétegek korát cenománnak határozta meg. Ugyanakkor REICHEL a lockwaldi rétegekből, SCHAUB pedig a wildhorni takaróból és a „Knollen”-rétegekből említi a *Globotruncana appenninica*-t. E képződmények korát a makrofauna alapján albainak határozták meg, BOLLI szerint azonban semmi esetre sem lehetnek idősebbek a cenománnál. A *G. appenninica* alapján csak a cenománba tartozhatnak, az idősebb, albai típusú makrofauna esetleg bemosás útján keveredhetett a cenomán elemekkel. Érdekes kifejlődés mutatkozik még az Engelberg-völgyben is, ahol szintén tömegesen lépnek fel a *Globotruncana*-k (*G. appenninica*, *G. stephani*), melyekkel a rétegek cenomán emeletbe való tartozása szintén bizonyítható.

RENZ a Központi-Appenninekben folyamatos rétegsort vizsgált. *Globotruncana*-k alapján taglalta a „scaglia”-nak nevezett rétegeket. Innen írta le a *Globotruncana appenninica* n. sp.-t, melynek korát a cenomán emeletben rögzítette.

MARIE a Párizsi-medenc kréta kifejlődéseiből különböző *Globotruncana*-fajokat közölt. A cenomán rétegekből szintén a *Globotruncana appenninica* (RENZ) fajt határozta meg. CARBONNIER, Taza környéki (Marokkó) felső-cenománkori rétegekből közölt Foraminiferákat, melyek kis eltéréssel ugyancsak megegyeznek a Vékényi-völgy faunájával.

A mikropaleontológiai vizsgálatok egybehangzó adatai szerint feltelezhető, hogy a felső-kréta cenomán emeletében közvetlen kapcsolat állhatott fenn Észak-Afrika, a Párizsi-medence, az Alpok, a Jura-hegység, a Bajor-Alpok területe, továbbá az ausztriai és a romániai flis-területek, valamint a mecseki (vékényi) felső-kréta üledékgyűjtő között.

A mecseki cenomán kifejlődés ezek szerint dél-alpi és dinarid jellegű, melynek közvetlen kapcsolata a romániai felső-kréta tengerág felé nyomozható. Magyarországról ezt az ősmaradvány-társaságot másutt még nem ismerjük.

A Mecsekhegységtől ÉNy-ra a Bakony területén a cenomán egészen más, a vékényitől eltérő, turriliteszes és glaukonitos márga-kifejlődésben ismeretes. A földtörténet folyamán a felső-krétában a két terület-rész között tengeri összeköttetés nem állott fenn, közöttük valószínűleg egy szárazföldi gát emelkedett.

Adataink szerint a mecseki cenomán feltehetően a dél-alpi tengerágból fejlődött ki, míg a bakonyi cenomán az ÉNy-i transzgresszióhoz kapcsolódik.

**Összefoglalás.** A Mecsekhegység északi mezozóos pikkelyvonulatában, a vékényi völgyben régebben felső-doggernek térképezett vörös mészmárga a Foraminifera-társaság alapján kréta korú, pontosabban a cenomán emeletbe tartozó, nyílttengeri fáciesű képződmény.

Az anyagfeldolgozás során a vékényi globotruncanás mészmárgából 12 *Foraminifera*-család 24 nemzetségének 41 fajtát határoztuk meg.

A cenomán emeletbeli vörös mészmárga *Foraminifera*-faunája szerint „*globotruncanás*” képződménynek minősül.

Az irodalmi adatok szerint a vékényi *Foraminifera*-együttes faunisztikai és ősföldrajzi összefüggésekre, illetve eltérésekre utal a Bakony és az Alp—Kárpát-i terület, valamint a Mecsek cenomán emeletbeli kifejlődései között.

## IRODALOM

- ANDRUSOV, D. 1929: O straži vrstev puchóvskych. — Vestník S. G. Ú. 5. Praha.  
 ANDRUSOV, D. — KOUTEK, J. 1927: Le Crétacé supérieur à faciès dans la zone des klippes internes des Carpatés occidentales. — Vestník S. G. Ú. 3. Praha.  
 BEISSEL, J. 1931: Die Foraminiferen der Aachener Kreide. — Abhandl. k. Preuss. geol. Landesanst., N. F. 3. Berlin.  
 BOLL, H. 1945: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — Ecl. Geol. Helv. 38. 2.

- BOLLI, H. 1951: The genus *Globotruncana* in Trinidad B. W. J. — Journ. of Pal. **24**. 2. pp. 187–190.
- BRADY, H. B. 1884: Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873–76. — Zoology **9**. London.
- BROTZEN, F. 1936: Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — Sver. Geol. Unders., Ser. C. No. 396. Arsb. 30. Stockholm.
- CARBONNIER, A. 1849: Sur un gisement de Foraminifères d'âge céno-manien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc). — Bull. de la Soc. Géol. de France. 2. Ser. 6. 1–3. pp. 111–122.
- CITA, M. B. 1948: Ricerche stratigrafiche e mikropaleontologiche sul Cretacico e sul'Eocene di Tignale. — Riv. Ital. Pal. e Strat., **54**. 2. Milano.
- CUSHMAN, J. 1926: Some Foraminifera from the Mendez Shale of Eastern Mexico. — Contr. Cushman Lab. For. Res. **2**.
- CUSHMAN, J. 1927: An outline of the Reclassification of the Foraminifera. — Contr. Cushman Lab. For. Res. **3**.
- DUPPER, A. 1934: Über das Cenoman im Niedersächsischen Berglande und seine Mikrofossilien. — Paläont. Zeitschr. **26**. 1–2, pp. 49–111.
- ELLIS, B. — MESSINA, A. 1940: Catalogue of Foraminifera. — Special Publ. Amer. Mus. of Nat. Hist. New York.
- FILIPESCU, M. — NEAGU, T. 1956: Contribuții la orizontarea cretacului de la valea Telu Reg. Stalin. — An. Univ. C. I. Parhon București, Ser. Științ. Nat. **12**. pp. 229–239.
- FRANKE, A. 1925: Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. — Abh. Geol. Paläont. Inst. d. Univ. Greifswald, **8**.
- FRIZZEL, L. 1954: Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas.
- GRZYBOWSKI, J. 1901: Otvornice warstw inoceramowych okolicy Gorlice. — Rozpr. Akad. Umiej. Krakowie. Ser. 3. tom. 1. B. p. 219.
- HAGN, H. 1953: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). — Palaeontogr. 104. Abt. A. Lief. 1–3. Stuttgart.
- HAGN, H. — ZEIL, W. 1954: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unterturon der Bayerischen Alpen. — Ecl. Geol. Helv. **47**. 1.
- HILTERMANN, H. 1956: Biostratigraphie der Oberkreide auf Grund von Mikrofossilien. — Pal. Zeitschr. **30**. Sonderh. 1–136. pp. 19–32. Stuttgart.
- HOFKER, J. 1956: Die Globotruncanen von Nordwest-Deutschland und Holland. — N. Jb. Geol. Pal. Abh. 103.
- LAPPARENT, J. 1930: A propos du genre de Foraminifères *Globotruncana* créé par M. J. A. Cushman. — Compt. Rend. som. Soc. Géol. France. **64**.
- MAJZON L. 1943: Adatok egyes kárpátaljai flisrétegekhez, tekintettel a Globotruncanákra. — Földt. Int. Évk. **37**. 1.
- MORNOD, L. 1949: Les Globotrunculidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). — Ecl. Geol. Helv. **42**. 2. pp. 573–596.
- MURGEANU, G. 1933: Sur l'importance des marnes à Rosalines dans la zone de recouvrements de Comarnic. — Compt. Rend. séances Inst. Géol. Roum. **19**. p. 82. București.
- NOTH, R. 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jahrb. Geol. Bundesanst. Sonderb. **3**. Wien.
- D'ORBIGNY, A. 1846: Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. — Paris.
- REICHEL, M. 1949: Observations sur les Globotruncana du gisements de la Breggia (Tessin). — Ecl. Geol. Helv. **42**. 2. pp. 596–617.
- RENZ, O. 1936: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide — Tertiär) im Zentralen Appennin. — Ecl. Geol. Helv. **29**. 1.

- RENZ, O. 1936: Über Globotruncanen im Cenomanien des Schweizerjura. — Ecl. Geol. Helv. **29**, p. 500.
- REUSS, A. E. 1851: Die Foraminiferen und Entomostracen des Kreidemergels von Lemberg—Haidinger. — Naturw. Abh. **4**, p. 17.
- SCHUBERT, R. 1900: Bemerkungen über einige Foraminiferen der ostgalizischen Oberkreide. — Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **50**, p. 648.
- THALMANN, H. 1933: Validé du nom generique „Globotruncana Cushman 1927” — Contr. Som. Soc. Géol. France, p. 201.
- THALMANN, H. 1934: Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkreidischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana Cushman 1927. — Ecl. Geol. Helv. **27**, p. 413.
- VIENNOT, P. 1930: Sur la valeur stratigraphique des Rosalines. — Compt. Rend. Som. Soc. Géol. France. p. 60.
- WICHER, M. P. 1956: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Pal. Zeitschr. **30**, Sonderh. 1—136. pp. 87—136. Stuttgart.

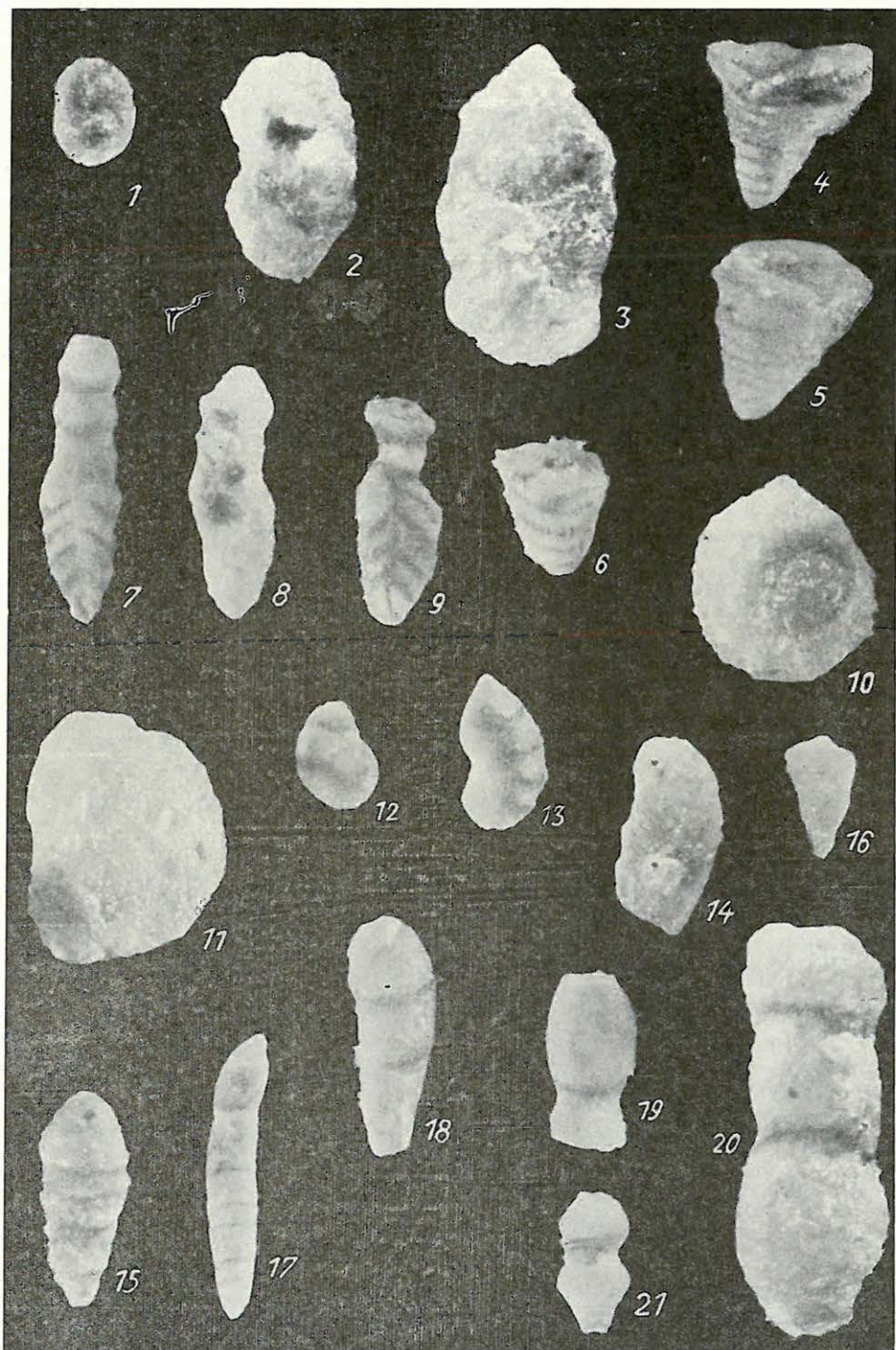


**I—IV. Tábla**

**I. Tábla**

(Nagyítás 72 ×)

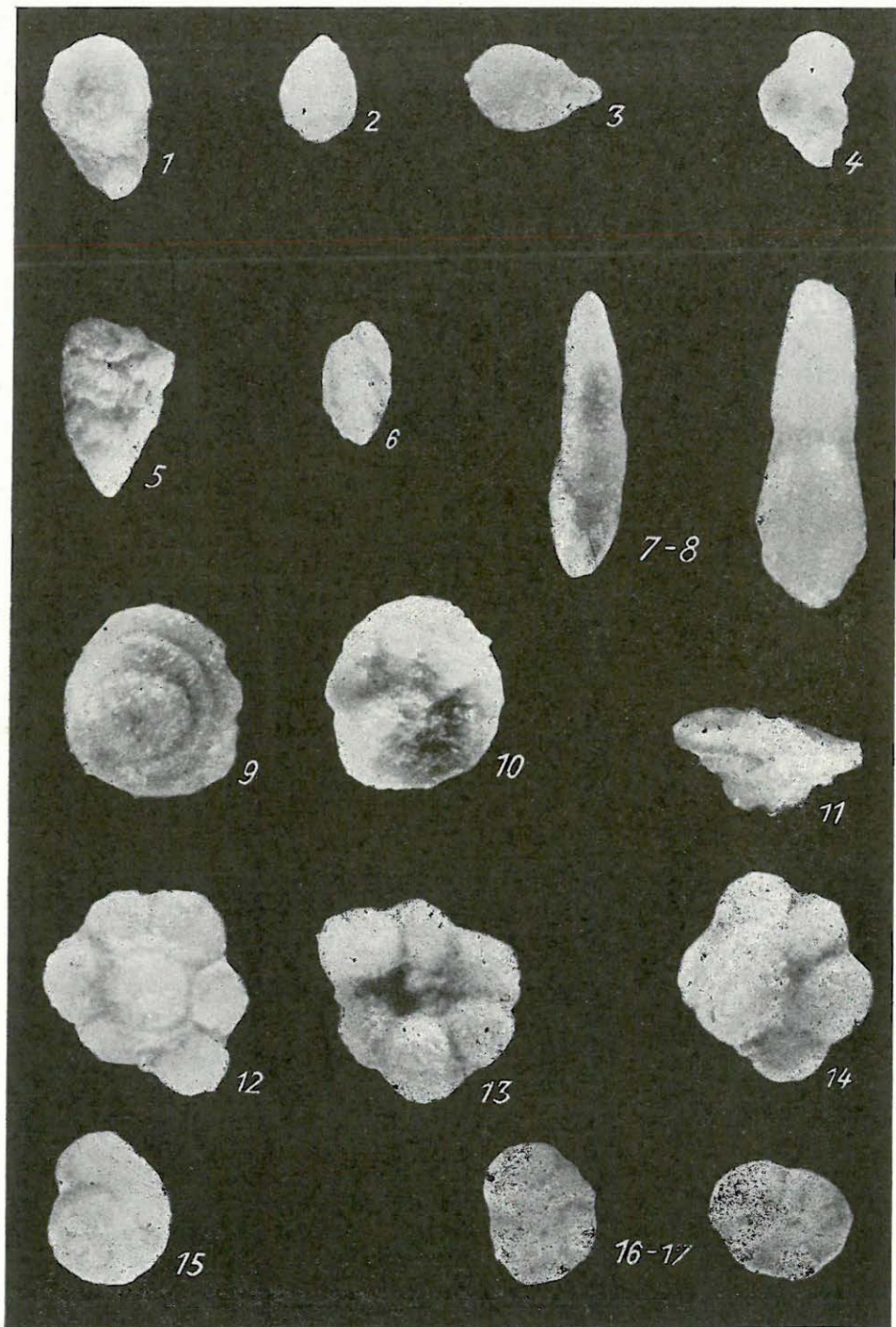
1. *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN
- 2–3. *Ammobaculites* cf. *texanus* CUSHMAN
- 4–5. *Marssonella oxycona* (REUSS)
6. *Textularia turris* D'ORBIGNY
- 7–9. *Bigenerina complanata* (REUSS)
10. *Robulus münsteri* (ROEMER)
11. *Robulus* sp.
12. *Robulus* sp.
13. *Lenticulina planiuscula* REUSS
14. *Planularia* cf. *complanata* (REUSS)
15. *Frondicularia* sp.
16. *Pseudoglandulina* sp.
17. *Dentalina communis* D'ORBIGNY
18. *Dentalina* sp.
19. *Dentalina* cf. *consobrina* D'ORBIGNY
20. *Nodosaria naumanni* REUSS
21. *Nodosaria* sp.



**II. Tábla**

(Nagyítás 72 ×)

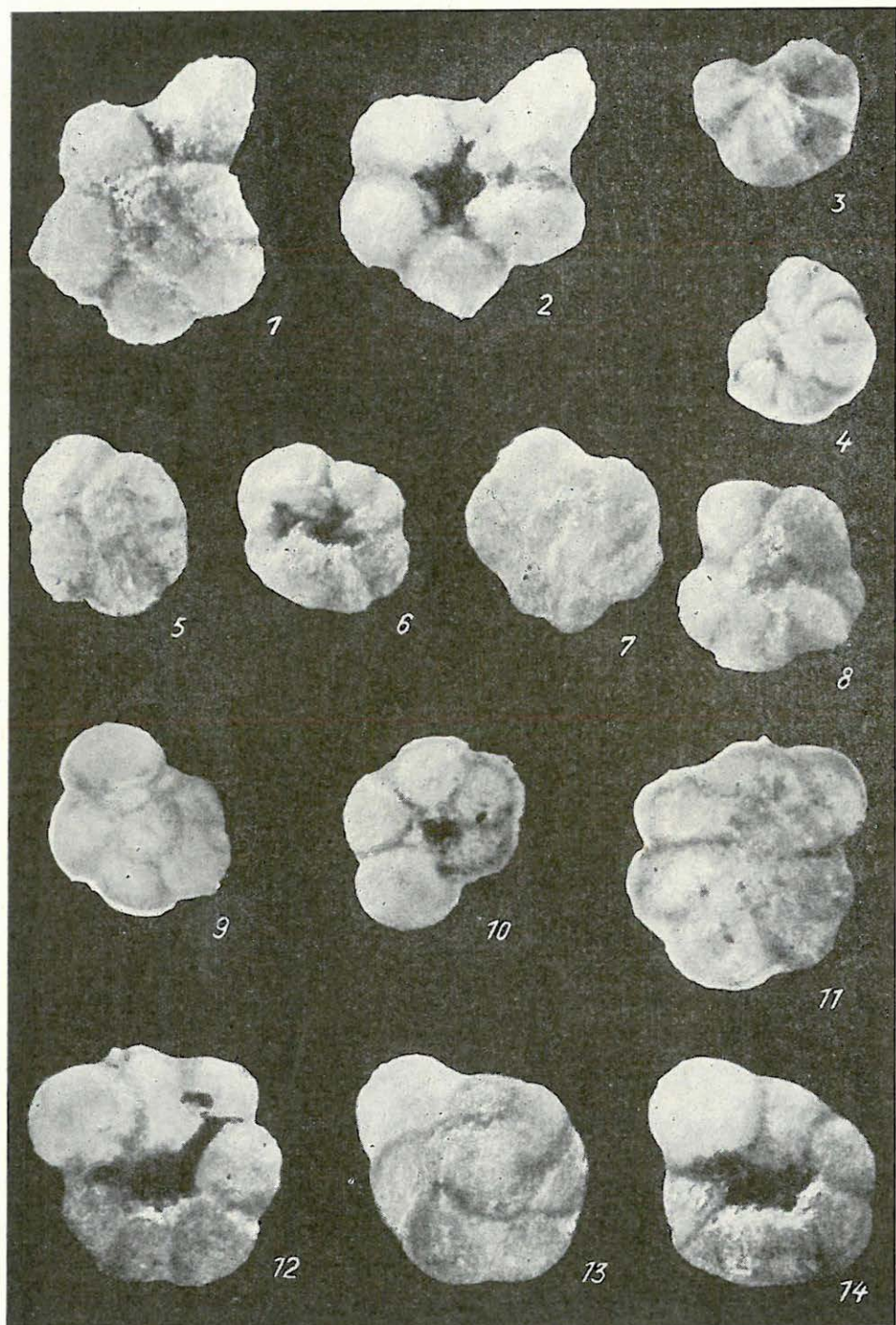
1. *Lagena apiculata* REUSS
2. *Lagena globosa* (MONTAGU)
3. *Ramulina globulifera* BRADY
4. *Gümbelina striata* (EHRENBERG)
5. *Reussella pseudospinulosa* TROELSEN
6. *Reussella* sp.
- 7—8. *Pleurostomella subnodosa* REUSS
- 9—11. *Trocholina* sp.
- 12—13. *Globigerina saratogensis* TAPPAN
14. *Globigerina infracretacea* GLAESSNER
15. *Cibicides* sp.
- 16—17. *Cibicides sandigei* BROTZEN



**III. Tábla**

(Nagyítás 72 ×)

- 1 – 2. *Hastigerinella subcretacea* TAPPAN  
3 – 4. *Anomalina ammonoides* (REUSS)  
5 – 6. *Globotruncana stephani* (GANDOLFI)  
7 – 8. *Globotruncana helvetica* BOLLI  
9 – 10. *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (RENZ)  
11 – 12. *Globotruncana (Rotalipora) montsalvensis* MORNOD  
13 – 14. *Globotruncana (Rotalipora) cushmani* MORROW

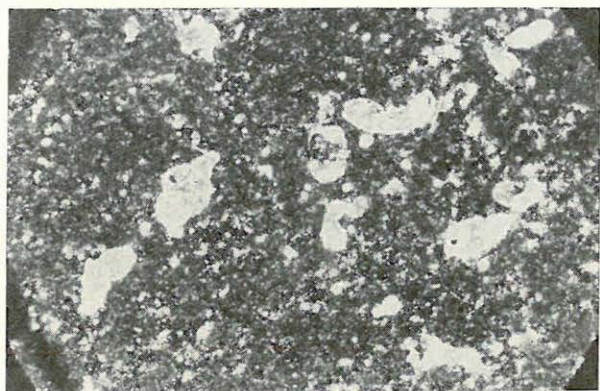
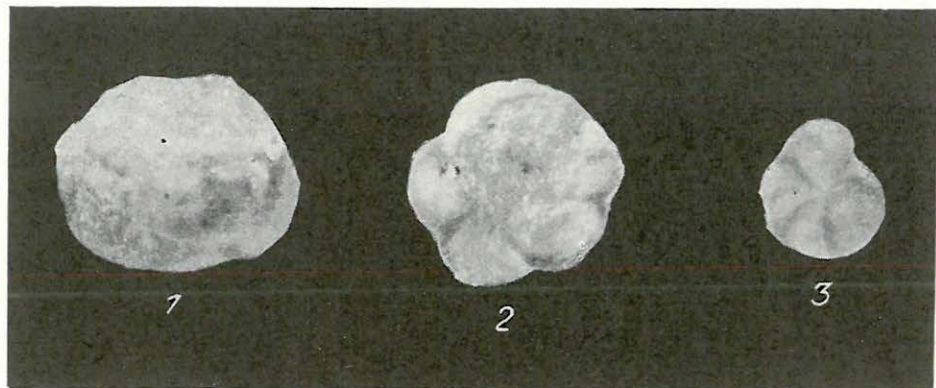


## IV. Tábla

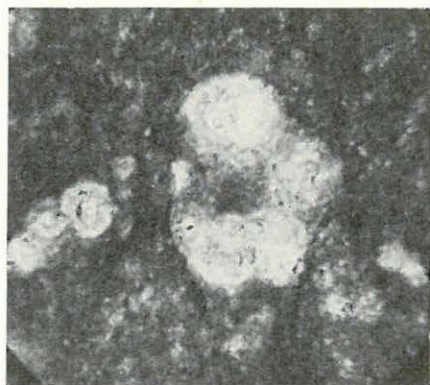
(Nagyítás 72 ×)

1. *Globotruncana* sp.
2. *Globotruncana* sp.
3. *Cibicides* sp.
4. Vékonycsiszolat a vörös márgából, *Globotruncanákkal* és *Globigerinákkal*. (Nagyítás 16 ×)
5. Vékonycsiszolat a vörös márgából, *Globigerinákkal*. (Nagyítás 40 ×)





4.



5.



## A KAUKÁZUS ALSÓ-KRÉTÁJÁNAK RÉTEGTANI TAGOLÁSA

ERISZTAVI, M. SZ. — HALILOV, A. G.  
(Tbiliszi)

A Kaukázusban igen elterjedt alsó-krétakori képződmények tanulmányozását már a XIX. században megkezdték. Részletes rétegtani kutatásokra azonban csak a legutóbbi 30 év folyamán került sor. A Kaukázus alsó-krétájával foglalkozó számos munka közül különösen RENNGARTEN, V. P., DZSANELIDZE, A. I., LUPPOV, N. P., MORDVILKO, T. A., GAMKRELIDZE, P. D., HAJN, V. E., valamint e tanulmány szerzőinek kutatásai tekinthetők jelentősebbeknek. E munkák részeredményei a szovjet szakirodalomban már meg is jelentek.

A Kaukázus tektonikai felépítésének megfelelően az alsó-krétát meghatározott övekbe tartozó, többféle fácies képviseli. Észak-Kaukázus központi részében és Dagesztánban vastag, de viszonylag sekélyvízi alsó-kréta üledékeket találunk. Északnyugat- és Délkelet-Kaukázusban az alsó-kréta vastag sorozata mélyebbvízi jellegű, részben flisszerű, *Cephalopoda*-faunája szegényes. A Kaukázus főgerincének déli lejtőjén vastag flis-üledékek fejlődtek ki. Nyugat-Grúzia északi részében, az ún. Abház-Racsin-i övezetben, cephalopodás karbonátos fáciesek vannak elterjedve. Délebbre, a Grúz-rögnek nevezett köztes masszívum területén, a neokomot sekélyvízi mészkövek képviselik, az apti és albai emelet viszont az Abház-Racsin-i övezet azonos korú lerakódásaihoz hasonló kifejlődésű. A Kis-Kaukázus alsó-krétájában a vegyes, terrigén-vulkanogén-márgás üledékek vannak túlsúlyban, és csupán a barrémi emeletet képviseli mészkő.

A Kaukázus gazdag alsó-kréta faunájából több száz faj ismeretes. Grúziában és a Kis-Kaukázusban ez a fauna határozottan mediterrán típusú; a közép-európai és boreális faunaelemek igen ritkák. Ezzel szemben Észak-Kaukázusban meglehetősen gyakoriak a közép-európai, közép-ázsiai és boreális alakok, sőt bizonyos szintekben igen nagy számban fordulnak elő.

A fauna jellege miatt a grúziai és a kis-kaukázusi alsó-kréta beosztása igen megközelíti a földközi-tengeri medence nyugati részére

megállapított tagolást, jóllehet vannak bizonyos eltérések, amelyekről a továbbiakban lesz majd szó. Észak-Kaukázusban részletesebb tagolódás figyelhető meg: itt a földközi-tengeri tartományban ismert övek mellett boreális és közép-ázsiai alakokkal jellemzett szintek is elkülöníthetők.

Grúziában, a Kaukázus főgerincének déli lejtőjén levő flis-geoszinklinális és a Grúz-rög között fekszik az átmenetinek számítható Abház-Racsin-i övezet. Az övezet nyugati részében a valangini konkordánsan települ a titonra, az övezet más körzeteiben viszont transzgressziósan. A valangini emeletet brachiopodás, exogyrás és gyéren cephalopodás mészkövek képviselik. A hauterivi, a barrémi és az apti emeleket pelitomorf és márgás mészkövek építik fel, gazdag és változatos *Cephalopoda*-faunával, az albai emeletet Cephalopodákat gyéren tartalmazó aucellinás márga alkotja.

A Grúz-rög északi részén a valangini és a hauterivi emeleket nerineás, olykor dolomitosodott mészkő képviseli; déli peremén viszont a valangini és hauterivi emelet hiányzik, s az alsó-kréta a transzgressziósan települő barrémivel kezdődik. A barrémi emelet a Grúz-rögben mindenütt hamiteszes, szerves eredetű mészkővel, urgon-fáciesben jelentkezik; az apti emelet viszont az Abház—Racsin-i övezetben széltében elterjedt, márgás-mészköves fáciesben. Az albai emeletet márga és aucellinás meszes agyag alkotja, a rög déli peremén pedig homokkő és tufás eredetű üledékek is előfordulnak.

Az Abház-Racsin-i övezet neokomja részletesen tagolható. A valanginiben két öv különíthető el: 1. a *Negreliceras negreli* MATH., *Protacanthodiscus transfigurabilis* BOG. fajok öve, és 2. a *Thurmannites thurmanni* PICT., *Neocomites tresanensis* LOR. fajok öve. Az alsó öv az alsó-valangininek (berriázi) felel meg, a felső öv a középső- és felső-valangini emelet megfelelője. A hauterivi emelet egy alsó, *Leopoldia bargamensis* BAUM., *Lythacoceras amblygonium* NEUM. et UHL., *Holcostephanus jeannoti* D'ORB. fajokat tartalmazó és egy felső, *Crioceras duvali* LEV. fajjal jellemzett részre oszlik. A barrémiben három szint állapítható meg, nevezetesen az alsó-barrémiben: 1. a *Pseudothurmannia angulicostata* D'ORB. szintje és 2. a *Holcodiscus caillaudianus* D'ORB., *Crioceras emerici* D'ORB., *Pulchellia compressissima* D'ORB. alakok szintje. A felső-barrémi egyetlen szintet képvisel: 3. *Heteroceras leonhardi* KIL., *Imerites giraudi* KIL. fajokkal.

A Grúz-rögben sem a gyér *Gastropoda*-faunát tartalmazó valangini és hauterivi emelet, sem az urgoni fáciesben kifejlődött barrémi emelet nem tagolható részletesebben.

Jól tagolható — gazdag faunája folytán — az apti emelet. Az alsó-aptiban két szint különíthető el: 1. *Colchidites securiformis* SIM., *C. ratschensis* ROUCH., *Imerites densicostatus* RENNG. fajokat tartalmazó szint (itt előfordulnak még a *Chelonicerus seminodosum* SINZ., *Pseudo-*

*haploceras matheroni* D'ORB. fajok is); 2. *Deshayesites deshayesi* LEYM., *D. dechy* PAPP és számos *Ancyloceras* fajt tartalmazó szint. A felső-apti emeletet *Cheloniceras martini* D'ORB., *Aconoceras nisum* D'ORB., *Colombiceras tobleri* JACOB alakok jellemzik.

Az alsó-albai emelet három szintre különül: 1. az *Acanthoplites nolani* SEUN., *A. bigoureti* SEUN., 2. a *Hypacanthoplites jacobi* COL., és 3. a *Leymeriella tardefurcata* LEYM. szintjére. A középső-albai egy szintet képvisel *Kossmatella rencurelensis* JACOB, *Neohibolites minimus* LIST. alakokkal, a felső-albai emeletre pedig a *Pervinquieria inflata* SOW., *Hysterocheras orbigny* SPATH., *Anisoceras armatum* SOW., *Turrilites bergeri* BRONGN., *Stoliczkaia dispar* D'ORB. fajok a jellemzők.

A Kis-Kaukázus északi részében, a Trialet-hegységben csak a gyéren cephalopodás, tufaeredetű, üledékes fáciesű apti és albai képződmények vannak feltárva. Keletebbre, Azerbajdzsánban és Örményország ide kapcsolódó területein feltételesen a neokomba sorolják azt a vulkanikus eredetű összletet, amelyre transzgressziósan egy csekély vastagságú, apti *Pelecipoda*- és *Gastropoda*-fajokat tartalmazó agyagos-homokos rétegcsoport települ. Elterjedtebbek a transzgressziós településű, márgával, agyaggal és tufás kőzetekkel képviselt, molluszkafaunás középső- és felső-albai lerakódások.

A Kis-Kaukázus délkeleti részében az alsó-kréta transzgressziósan települ. A valanginit és a hauterivit tufaeredetű üledékes kőzetek képviselik mészkölencsékkel és gyér faunával. A barrémit mészkő alkotja: a hamiteszes mészkő van túlsúlyban, de ismeretes cephalopodás mészkő is. Az aptit és az alsó-albait márga, agyag és tufás eredetű kőzetek építik fel.

A Kis-Kaukázusban a valangini és a hauterivi emelet nem tagolható, a barrémi viszont eléggé gazdag *Hamites*- és *Ammonites*-faunát tartalmaz s ennek alapján két öv különíthető el benne: 1. a *Holcodiscus germionae* COQU. és 2. a *Barremites difficilis* D'ORB., *Imerites giraudi* KIL. öve. Ezek a Grúzia barrémi emeletében megállapított övekkel (2. és 3.) azonosak. A barrémi emelet alsó részére *Ammonites*ek nem jellemzők.

Az apti emelet négy részre osztható. Az alsó-aptiban: 1. a *Deshayesites weiss* N. et UHL., *Colchidites longus* SCHW. és 2. a *Deshayesites dechy* PAPP, *Cheloniceras seminodosum* SINZ. szintje; a felső-aptiban: 1. a *Colombiceras crassicosatum* D'ORB., *C. gargasense* D'ORB. var. *aptiensis* RÖCH. és 2. a *Colombiceras tobleri* JACOB szintje különböztethető meg. Az apti emelet itteni övei könnyen összeegyeztethetők a Grúziában elkülönítettekkel.

Az alsó-albaiban csupán egyetlen szint állapítható meg *Acanthoplites trautscholdi* SIM., *Hypacanthoplites jacobi* COL. fajokkal. Ugyancsak egyetlen szintet alkot a középső-albai is, *Neohibolites minimus* LIST. alakokkal. A felső-albaiban két szint különíthető el: 1. a *Hysterocheras orbigny* SPATH és 2. a *Pervinquieria inflata* SOW. szintje.

A Nagy-Kaukázus déli lejtőjének geoszinklinálisában a valangini emelet konkordánsan települ a titonra. Ezen a vidéken az alsó-krétát a valangini emeletben nagyvastagságú flis és karbonátos üledékek, a többi emeletekben terrigén üledékek képviselik. Délkeleten az albai felső része vastag, tufás eredetű összlet formájában fejlődött ki.

A flis-öv legtöbb szelvénye faunamentes, csupán a Kaukázus főgerincének délkeleti végződésénél — ahol az üledékek nem teljesen flis-kifejlődésűek — található fauna. Ezen a vidéken a következő képződménycsoportokat különíthetjük el:

1. Alsó-valangini: *Berriasella pontica* RET.
2. Középső- és felső-valangini: *Pseudobelus bipartitus* BLANK.,
3. Hauterivi: *Speetonicerus inostrantzeni* KAR., *Crioceratites nolani* KIL.
4. Barrémi: *Barremites difficilis* D'ORB.
5. Alsó-apti: *Neohibolites eichwaldi* STOL., *N. clara* STOL.
6. Felső-apti: *Neohibolites inflectus* STOL., *N. strombecki* MUL.
7. Alsó-albai: *Neohibolites minor* STOL., *N. andrussovi* NATZ.
8. Középső-albai: *Neohibolites minimus* LIST., *N. pinguis* STOL.
9. Felső-albai: *Aucellina gryphaeoides* SOW., *A. parva* STOL.,  
*Parahibolites pseudodualia* SINZ.

Észak-Kaukázusban az alsó-kréta nagyobb részt konkordánsan települ a titonra, helyenként azonban transzgressziósan (pl. Kiszlovodszk környékén és részben Dagesztánban is).

Dagesztánban a valangini emeletben sekélyvízi csigás mészkövek terjedtek el; Észak-Kaukázus központi részében az alsó-valangini emeletet változatos faunát tartalmazó homokos márga, a középső- és felső-valanginit pedig csigás mészkő alkotja. Északnyugat-Kaukázusban a valanginit már mélyebbvízi üledékek — vastag márgás-agyagos sorozat — képviseli; az összlet aljában néha görgeteges konglomerátum fordul elő.

Észak-Kaukázus valangini emelete két övre oszlik: 1. *Berriasella pontica* RET., *B. subchaperi* RET., *Negrelicerus negreli* MATH., *Protacanthodiscus transfigurabilis* BOGOSL., *Riazanites riazanensis* VEN. és 2. *Kilianella pexiptycha* UHL., *Neocomites neocomiensis* D'ORB. öv. Északnyugat-Kaukázusban mindkét öv megállapítható. Az alsó öv az alsó-valangini, a felső öv a középső- és a felső-valangini emeletnek felel meg.

Dagesztán és Észak-Kaukázus központi részének hauterivi emeletében a homokkő és agyagrétegek dominálnak, a törmelékes üledékek közé Dagesztánban és másutt mészkősávok, sőt mészkőpadok települnek. A hauterivi emeletet Észak-Kaukázusban agyagsorozatok kép-

viseli, az emelet felső részében homokkővel váltakozva. A fauna kagylóból, Brachiopodákból, ritkábban Cephalopodákból áll. Egyes körzetekben (Kabard ASzSzK, Kiszlovodszk, Északnyugat-Kaukázus) az hautelevi emeletben négy szint különíthető el, nevezetesen az alsó-hauteleviben kettő: 1. a *Holcostephanus astieri* D'ORB., *Polyptychites oeslingi* WEERTH., és 2. az *Acanthodiscus radiatus* BRUG., *Leopoldia leopoldi* D'ORB. szint. A felső-hauteleviben ismét kettő, a: 3. *Crioceratites sablieri* AST. és 4. *Speetonicerias inversum* M. PAVL., *Sp. subinversum* M. PAVL. szintje. Az észak-kaukázusi hautelevi emelet Grúziához viszonyítva részletesebben tagolható. Ez arra vezethető vissza, hogy az hautelevi emelet elején és végén (az 1. és 4. szintekben) az észak-kaukázusi tengerágra boreális *Cephalopodák* hatoltak be.

Dagesztánban a barrémi alsó részét mészkő alkotja ritka *Hamites*-faunával, felső részét pedig kagylós homokkő. Nyugatabbra, Észak-Kaukázus központi részében, a barrémi emeletet homokkő képviseli mészkőközbetelepleléssel. Északnyugat-Kaukázusban a barrémiben homokkőpadokkal váltakozó agyagrétegek vannak.

A barrémi emelet Északnyugat-Kaukázusban és részben Észak-Kaukázus központi részében is jól tagolható. Három öv különböztethető meg: 1. *Pseudothurmannia angulicostata* D'ORB., *P. renevieri* SAR. (ebben az övben *Simbirskites* és *Craspedodiscus* alakok is előfordulnak), 2. *Barremites psilotatus* UHL., *Holcodiscus* ex gr. *caillaudianus* D'ORB. és 3. *Heteroceras astieri* D'ORB., *Imerites giraudi* KIL., *Barremites hemiptychus* KIL. A fenti három öv igen jól összevethető a barrémi emelet Grúziában elkülönített öveivel.

Az apti és az alsó-albai emeletet Észak-Kaukázusban homokkő- és kagylómészkő-közbetelepleléses aleuritrétegek képviselik; helyenként agyag és homokkő is van. A középső- és felső-albaiban agyag, néha meszes agyag, helyenként márga is előfordul. Az apti és az albai emelet faunája nagyszámú kagylóból és ritkábban előforduló Cephalopodákból áll. Az alsó-apti emelet két övre osztható fel: 1. *Matheronites ridzewskyi* KAR., *Imerites densecostatus* RENNG., *I. favrei* ROUCH., és 2. *Deshayesites deshayesi* LEYM., *D. dechy* PAPP öv. A két szint megfelel a Grúziában és a Kis-Kaukázusban elkülönített hasonló szinteknek. Az alsó- és felső-apti emelet határán egyes szelvényekben *Dufrenoya furcata* Sow. fajt tartalmazó rétegek különíthetők el. Mivel e fajjal együtt néhány alsó-apti *Ammonites* is található, ezeket a rétegeket az alsó-apti emelet felső részébe sorolják. A felső-apti emelet Észak-Kaukázusban három övre tagolódik: 1. *Colombiceras crassicostatum* D'ORB., *Chelonicerias tschernischewi* SINZ., 2. *Parahoplites melchioris* ANTH. és 3. *Acanthoplites aschiltaënsis* ANTH. Mind a 2., mind a 3. szintben gyakori a *Colombiceras tobleri* JACOB faj is. A két felső szint helyi jelentőségű, s azokat csak egyes szelvényekben lehet elhatárolni; együttvéve a Kaukázuson túli terület *Colombiceras tobleri* fajt tartalmazó szintjének a megfelelői.

## A kaukázusi terület alsó-kréttájának rétegtani (zóna-) beosztási vázlatja

Emelet	Terrület	Grúzia	Kis-Kaukázus	Kaukázusi fögerőne	Észak-Kaukázus
Albat	felső középső	<i>Stoliczkaia dispar</i> <i>Hysteroceeras orbignyji</i>	<i>Perrinquieria inflata</i>	<i>Aucellina gryphaeoides</i> <i>Aucellina parva</i>	<i>Perrinquieria inflata</i> <i>Hysteroceeras orbignyji</i>
		<i>Kossmatella rencurelensis</i>	<i>Neohibolites minimus</i>	<i>Neohibolites minimus</i>	<i>Anahoplites daghestanensis</i> <i>Hoplites dentatus</i> <i>Douvillerceeras mammillatum</i>
Apti	alsó	<i>Leymeriella tardejureada</i> <i>Hypacanthoplitcs jacobii</i> <i>Acanthoplitcs nolani</i>	<i>Acanthoplitcs trautscholdi</i>	<i>Neohibolites minor</i>	<i>Leymeriella tardejureada</i> <i>Hypacanthoplitcs jacobii</i> <i>Acanthoplitcs nolani</i>
		<i>Colombiceeras tobleri</i>	<i>Colombiceeras tobleri</i>	<i>Neohibolites inflexus</i>	<i>Acanthoplitcs aschilttaënsis</i> <i>Parahoplites melchioris</i> <i>Colombiceeras crassicoelatum</i>
		<i>Aconoceras nisum</i> <i>Deshayesites dechyi</i> <i>Colchidites securiformis</i>	<i>Colombiceeras crassicoelatum</i> <i>Deshayesites dechyi</i> <i>Colchidites longus</i>	<i>Neohibolites clava</i>	< <i>Dufrenoyia jurcala</i> <i>Deshayesites dechyi</i> <i>Matheronites ridzewskii</i>
Bartmi	felső alsó	<i>Heteroceras leonhardtii</i> <i>Holcodiscus caillaudi</i> <i>Pseudohurmannia angulicostata</i>	<i>Barremites strellosoma</i> <i>Holcodiscus gerominæ</i>	<i>Barremites difficilis</i>	<i>Heteroceras asleri</i> <i>Holcodiscus ex gr. caillaudi</i> <i>Pseudohurmannia angulicostata</i>
		<i>Crioceratites duwali</i>		<i>Crioceratites nolani</i>	<i>Speeloniceeras subinversum</i> <i>Crioceratites duwali</i>
Valangini	felső alsó középső	<i>Leopoldia bargamensis</i>	<i>Nincs tagolva</i>	<i>Pseudobelus bipartitus</i>	<i>Acanthodiscus radiatus</i> <i>Holcoslephanus asleri</i>
		<i>Thurmannites thurmanni</i> <i>Negreliceras negreli</i>		<i>Berriasella pontica</i>	<i>Kilianella peryptycha</i> <i>Negreliceras negreli</i>



Az alsó-albaiban három szint különböztethető meg: 1. *Acanthoplites toberi* JACOB, 2. *Hypacanthoplites jacobi* COL. és 3. *Leymeriella tardefurcata* LEYM., tehát ugyanazok a szintek, amelyeket már Grúziából ismerünk.

A középső-albai emelet három részre tagolódik: 1. *Douvilleiceras mammillatum* SCHLOTH., 2. *Hoplites dentatus* Sow. és 3. *Anahoplites daghestanensis* GLASS. Az utóbbi öv csak Dagesztánban különíthető el, ami a közép-ázsiai *Anahoplites*-ek behatolásának a következménye. A felső-albaiban két övet ismerünk: 1. a *Hysterocheras orbigny* SPATH és 2. a *Pervinquieria inflata* Sow. övet.

Ha a Kaukázus alsó-krétájának beosztását összehasonlítjuk (1. táblázat) az alpi övezet más területeinek beosztásával, kitűnik, hogy Grúziában és a Kis-Kaukázusban csaknem ugyanazokat a szinteket lehet elkülöníteni, mint a földközi-tengeri tartomány nyugati részében. Csupán az alsó-apti emelet alsó övének faunája különbözik kisebb mértékben; a mediterrán terület közönséges fajai mellett nagy számban fordulnak elő benne a *Heteroceratidae* család képviselői —, a *Heteroceras*, *Arquetites*, *Colchidites*, *Imerites* nemzetségek helyi alakjai — amelyek közül negyvennél több fajt ismerünk. A Kaukázus alsó-apti *Heteroceratidae* alakjai fiatalabbak és specializáltabbak, mint a felső-barrémiek.

Észak-Kaukázusban a boreális *Polyptychites* és *Speetonicer* alakoknak az hauteriviben, a közép-ázsiai *Parahoplites*-eknek a felső-aptiban és az *Anahoplites*-eknek a középső-albaiban való megjelenése folytán helyi szinteket kell elkülöníteni, s emiatt Észak-Kaukázus és a Kaukázuson túl rétegtani beosztása nem egyezik meg teljesen. Megemlítjük még, hogy a Krim félszigeten a neokom ugyanazokra az övekre tagolódik, mint a Kaukázusban; a Krim faunaszegény apti és albai emeletét viszont csak alemeletekre lehet tagolni. A felsorolt adatok alapján megállapítható, hogy a Kaukázus és a Krim alsó-krétájának szintbeosztása az alpi övezet nyugati részének alsó-kréta beosztásával könnyen összefüggésbe hozható.



## A KAUKÁZUS, A BALKÁNHEGYSÉG ÉS A KÁRPÁTOK DÁNIAI EMELETE ÉS PALEOCÉNJE

KACSARAVA, I.

(Tbiliszi)

A földközi-tengeri provincia északkeleti részében a szenonból eocénbe átvezető rétegek faunát rendszerint csak szórványosan és kis mennyiségben tartalmaznak. Emiatt ezen üledékek rétegtani beosztása nehézségekbe ütközik. A tanulmányozott dániai képződmények flis-fációsban fejlődtek ki, vörös színű kőzetekkel kapcsolatosan. Ilyen: a Kárpátokban a puhovi összlet, a Kaukázus déli lejtőjén a sahvetili és a szumgaiti rétegek, az Adzsar—Trialet-i gyúrt vonulatban pedig a tarkaszínű márgaösszlet.

Grúziában a Kaukázus és az Adzsar—Trialet gerinc között merev tömeg (a Grúz-rög a Dzirula masszívummal) helyezkedik el, amelyen a szenon és az eocén viszonylag nyugodt településű; epikontinentális és nyílttengeri mészkőfációsban fejlődött ki. A szenon felső részében a maastrichti emelet különíthető el a következő faunával:

*Parapachydiscus gollevillensis* D'ORB., *P. colligatus* BINCKH., *P. neubergicus* HAUER, *Pseudokossmaticeras tchihatcheffi* BÖHM, *Belemnitella mucronata* SCHLOTH., *Inoceramus balticus* BÖHM, *I. regularis* D'ORB., *Echinocorys alatus* ARN., *E. ovatus* LESKE, *Cardiotoxaxis léberti* COTT., stb.

A maastrichti rétegekre települő mészkőből Nyugat-Grúziában a dániai emeletbe tartozó alakokat határoztak meg:

*Echinocorys sulcatus* GOLDF., *E. arnaudi* SEUN., *E. edhemi* BÖHM, *E. douvillei* SEUN., *E. colleaui* LAMB., *E. duponti* LAMB., *E. depressus* EICHW., *E. pyrenaicus* SEUN., *E. katcharavai* TSAG., *Coraster villanovae* COTT., *C. sphaericus* SEUN., *C. munieri* SEUN., *C. frechi* BÖHM, *Cyclaster pyriformis* COTT., *Crania brattenburgensis* ST., *Rhynchonella rionensis* ANTH., *Gryphaea similis* PUSCH, *G. pilcheri* MERT., *Pycnodonta vesicularis* LAM., *Hercoglossa danica* SCHLOTH. A dániai emeletbeli képződmények vastagsága rendszerint néhány 10 m (1).

A dániai emelet fölött különböző mészkőfajták települnek, 5—70 m vastagságban. Ezek között találhatunk fehér színű lithothamniumos mészkövet *Miliolidae* és *Serpula* alakokkal, vagy tömött, zöldes árnyalatú világosszürke mészkövet, amelyben rendszerint sok tengeri sünn

is található (*Schwetzwia abchasica* SCHWETZ. stb.); vagy pedig kristályos mészkövet, amelyben a következő fajok találhatóak:

*Cardita pectuncularis* DESH. var. *euxinica* SCHWETZ., *Cucullaea volgensis* BARB., *Cyprina* cf. *morrisi* SOW., *C.* cf. *scutellaria* LAM., *Protocardium edwardsi* DESH. var. *orientalis* SCHWETZ. és más, a Krim és a Volgamelék paleocénjére jellemző alakok.

Az elmondottak szemléltetésére adjuk a Szareckela-árok szelvényének leírását. A Szareckela-árok a lechumszki szinklinális déli szárnyán, a Cheniszekali folyó medencéjében húzódik. A szelvényben délről észak felé haladva a következő képződmények vannak feltárva:

1. Dániai emeletbe tartozó fehér mészkő *Gryphaea similis* PUSCH alakkal. Vastagsága legalább 100 m.

2. Fehér és zöldes mészkő, középső részében *Lithothamnium*, *Serpula*, *Miliolidae*, *Cardita pectuncularis* DESH. var. *euxinica* SCHWETZ., *Cucullaea volgensis* BARB.; felső rétegeiben *Echinocorys*-fajokkal. Vastagsága 70 m-ig terjed.

3. Zöldes árnyalatú, világoszürke mészkő *Discocyclinák*kal (*D. archiaci* SCHLUMB.). Vastagsága kb. 5 m.

4. Zöldesszürke, középső-eocén, *Nummulites*zekből és *Discocyclinák*-ból álló mészkő (*Nummulites purchisoni* BRUN., *N. alacicus* LEYM., *N. globulus* LEYM., *Discocyclina discus* KAUFM. stb.).

Kissé keletebbre, Cskvisi falu körzetében, felső-kréta mészkőből álló antiklinális periklinális végződésénél, néhány m vastagságot elérő paleocén mészkő tárul fel (*Nautilus* aff. *cassinianus* FORD tartalommal), mely közvetlenül a turon mtavari összletre települ.

Faunát tartalmazó paleocén mészkövet helyenként transzgressziós településsel Mergeliában és Abháziában is lehet találni. A köztársaság nyugati határán azonban, Gantiadi (Pilenkovo) környékén, a krétából a harmadkorba átvezető rétegek kifejlődése némileg eltérő. Itt a szantonimaastrichti, litográf típusú, tüzsköves, világoszürke és rózsaszínű márgás mészkő fölött szürkésvörös, vékonypados (vékonyan rétegzett) márga települ nagyszámú tengeri sünnel (*Echinocorys gibbus* LAMB. var. *subglobosa* GOLDF., *E. ovatus* LESKE, *E. duponti* LAMB., *E. cotteau* LAMB., *E. douvillei* SEUN., *Physaster* cf. *abichi* ANTH. alakokkal). Valamivel feljebb *Coraster munieri* SEUN. és *C. sphaericus* SEUN. is található. Ezek a képződmények a dániai emeletbe tartoznak. Rájuk a *Globorotalia lensiformis*-tartalmú tarka márga települ (15–17 m), amely megfelel az echinocoryszos glaukonitos mészkőnek, a *Protocardium edwardsi*-s zöldes, kagylós mészkőnek és a *Cardita pectuncularis* DESH. var. *euxinica* SCHWETZ.-tartalmú fehér kagylós mészkőnek a Korodi folyó medencéjéből, Abházia keletebbre fekvő területeinek paleocénjéből.

Nyugat felé, a Szocsi—Adler körzetben (RSzFSzK) a tarka (vörös és zöld), mintegy 50 m vastagságú márgaösszlet a dániai emelet tengeri sünnel

alakokban ugyancsak gazdag rétegeivel kezdődik (0,5 m). Feljebb olajzöld márga következik rózsaszínű és vörös árnyalatú agyagos közbetelepülésekkel. Ezekből a Mehadiri folyó medencéjében feltárt képződményekből *Bolivina plaita* CARSEY, *Pullenia coryelli* WHITE, *Gyroidina caucasica* SUBB., *G. soldanii* D'ORB., *Eponides trümpyi* NUTT., *Globorotalia membranacea* EHRENB. alakokat írtak le (BUKIJÁ, SZ.). A rétegek korára vonatkozóan a kutatók véleménye még eltérő. SUBBOTINA szerint a felsorolt alakok dániai, KELLER szerint paleocén koriak. A *Globorotalia lensiformis* öv fölött az alsó-eocén *Gl. aragonensis* öv különíthető el.

A Gantiadi—Szocsi körzetében található képződmények átmeneti fáciest képviselnek a Grúz-rögtől a Kaukázusi gerinc déli lejtőjének gyűrt öve felé.

Ezen öv üledékei a Liahvi és a Jori folyók (Kelet-Grúzia) között tanulmányozhatók: a szenon litográf-mészkövei fölött itt a következő képződmények különíthetők el:

1. **Orbitoidás összlet.** Az összlet vékonypados, gyakran tömött vagy szemcsés mészko-közbetelepüléses márgából áll, amely kréta időszi kőzetekből, titon-neokcm mészköből, porfiritekből és mikroclin-gránitból összetett anyagú kavicsokból álló konglomerátumba vagy mikrokonglomerátumba megy át. *Orbitella apiculata* SCHLUMB., *Simplorbites gensacicus* LEYM. var. *secans* LEYM., *Lepidorbites socialis* LEYM. var. *regularis* DOUV., *Omphalocyclus macropora* LAM. fajok és egyéb maastrichti alakok találhatóak benne.

2. **Az orbitoidás összlet fölötti rétegesoport.** Szürke, olajzöld, olykor sötétvörös argillitből és sötétszürke agyagpalából áll. A rétegesoport a következő mikrofaunát tartalmazza: *Gyromorphina allomorphinoides* Rss., *Globigerina triloculinoidea* PLUMM., *Globorotalia membranacea* EHRENB., *Planulina taylorensis* CARSEY, stb. E Foraminiferák alapján nehéz eldönteni, hogy a dániai emeletbe vagy a paleocénbe tartozik-e az összlet, amely konkordánsan települ a maastrichtire, de az eocén eltérően települ fölötte.

Azerbajdzsánban, a Kaukázusi gerinc délkeleti részében, a krétából a tercierbe átvezető rétegekben csak mikrofauna van. HALILOV, D. M. (3) legújabb adatai szerint a *Globotruncana arca* CUSHM., *G. conica* WHITE és *Orbitoides* alakokat tartalmazó maastrichti rétegek (akburinszki szint) fölött fehér márga és homokkő települ *Globigerinákkal*, de *Globotruncanák* nélkül. Ez képviseli a dániai emelet ilhidagi összletének felső részét (agyag és homokkő váltakozása; márga-, kavics- és konglomerátum-közbetelepülésekkel, mintegy 70-m-es vastagságban).

A dániai emeletbe tartozik a szumgaiti összlet alsó része is. A szumgaiti összletben két részt különböztetünk meg. Az alsó-szumgaiti összletet, amelyet helyenként vörösesbarna és zöldesszürke márgás agyag és ferdén rétegzett homokkő képvisel, ritkán kavicsokkal (Kobisztanban), másutt sötétzöld és barnáspirosas agyag, szürkészöld, ferdén rétegzett

meszes homokkő és zöldesszürke márga található (Apseronban), 30 m-es vastagságban.

Az alsó-szumgaiti összlet alját dániai emeletbe tartozónak tekintik a főként *Globigerinák*ból (*G. moskvini* SCHUTZ., *G. compressa* PLUM.), valamint *Globorotaliák*ból (*G. membranacea* EHRENB.) álló faunája alapján.

A szumgaiti összlet felső részének legfontosabb ősmaradványai a *Globorotalia angulata* (WHITE), *G. conicotruncata* SUBB., *Globigerina compressa* PLUM., *G. pseudobulloides* PLUM., *G. triloculinooides* PLUM. fajok. HALILOV abból kiindulva, hogy ez a mikrofauna hasonlít Észak-Kaukázus elburganszki szintjének mikrofaunájához, az üledékek paleocén korára következtet. Mint ismeretes azonban, az elburganszki szint kora vitás: mikrofauna szerint a dániai emeletbe (SUBBOTINA, N. N.), molluszkumok szerint a monsi emeletbe tartozik (KOROBKOV, A. I.). Így tehát aligha érünk el kielégítő eredményt, ha az alsó-szumgaiti összlet felső részének korát az elburganszki szint mikrofaunájának alapján kívánjuk eldönteni.

A felső-szumgaiti emelet (38 m) élénkvörös, karbonátmentes, ferdén rétegzett, homokkő-közbetelepüléssel agyagösszletből (Kobisztanban) és barnáspiros, enyhén meszes, és zöldes, jarositos agyagösszletből (Apseronban) áll és homokos vázú Foraminiferákat tartalmaz. A szumgaiti összletnek ezt a részét a felső-paleocénbe tartozónak tekintik. HALILOV adatai szerint a rétegek már az alsó-szumgaititól, kezdve éles diszkordanciával települnek a felső-kréta különböző szintjeire. Diszkordanciája könnyen párhuzamba állítható azzal a diszkordanciával, mely a Grúz-rögben állapítható meg a dániai emelet és a paleocén között.

Hasonló kép figyelhető meg az Adzsar—Trialet-i gyűrődéses övben is, ahol Mchetától a Fekete-tengerig, a hegység északi lejtőjén csaknem teljesen összefüggő sávban húzódnak a néhányszor tíz méter vastagságú tarka márgás rétegek. Ez az összlet vörös, néha ibolyás árnyalatú agyagból, agyagmárgából, márgás mészkőből és agyagos homokkőből áll. Rendszerint a szenon fehér mészkőve és a borszomai flis sötétszürke kőzetei között foglal helyet. A tarka rétegek szinte kizárólag csak mikrofaunát tartalmaznak. A következő mikropaleontológiai övek különíthetők el: globotruncanás, globigerinás, globorotaliás (*G. conicotruncata*) és truncorotaliás rétegek. Az első öv a *Discoscaphites constrictus* SOW., *Parapachydiscus neubergicus* HAUER, *P. colligatus* BINCKH., *P. gollevilensis* D'ORB., *Belemnitella mucronata* SCHLOTH., *Inoceramus balticus* BÖHM, *Echinocorys ovalis* LESKE fajok alapján a maastrichti emeletbe tartozik. A legfelső, és a borszomai flis alsó részében is elkülönülő öv, amely mészkővel váltakozó agyagból, gyér mészkő-közbetelepüléssel márgából és homokkőből áll, az alábbi faunát tartalmazza:

*Glomospira charoides* JOH., *Rzehakina epigona* RŽ., *Bolivinooides* cf. *aragonensis* NUTT., *Gyroidina florealis* WHITE, *Eponides trümpyi* NUTT., *Globigerina pseudococaena* SUBB., *G. triloculinooides* PLUM., *G. linaperta* FINLAY, *Globigerinella voluta*

WHITE, *Acarinina acarinata* SUBB., *A. triplex* SUBB., *Globorotalia (Truncorotalia) acuta* TOULM., *G. (T.) crassata* CUSHM. var. *aequa* CUSHM. et RENZ, *Cibicides spiropunctata* G. et M.

Az öv korát a benne található *Discocyclina* cf. *seunesi* DOUV., *Nummulites praecursor* DE LA HARPE, *N. pernotus* SCHAUB., *N. silvanus* SCHAUB. alapján könnyen meghatározhatjuk. Az első alak az Aquitani medence monsi emeletére jellemző. Svájcából (SCHWEIGHAUSER, J. 1953—54) és Olaszországból (SCHAUB, H. 1951) is megemlítik, ahol általában ugyancsak monsinak tekintik. A vele együtt található Nummuliteszek ennek a következtetésnek egyáltalán nem mondanak ellent.

A horzsomai flis felső része, mely az alsóra megegyezően települ, határozottan alsó-eocénbe tartozó, minthogy benne az yprézi emelet olyan jellegzetes alakja található, mint a *Nummulites planulatus* LAM. A *Globorotalia conicotruncata*-s övben a következő ősmaradványokat határozták meg:

*Rhabdammina cylindrica* GLAESS., *Rhizammina indivisa* BRADY, *Protonina complanata* FRANKE, *Marssonella oxycona* RSS., *Bolivinooides delicatula* CUSHM., *Dorothia retusa* CUSHM., *Flabellina reticulata* RSS., *Bolivinooides velascoensis* CUSHM., *Buliminella carseyae* PLUM., *Bulimina trinitatensis* CUSHM. et JARV., *Gyroidina globosa* HAG., *G. subangulata* PLUM., *Stensiöina caucasica* SUBB., *Eponides trümpyi* NUTT., *Gyromorphina allomorphinoides* RSS., *Pseudoparella velascoensis* CUSHM. et JARV., *Globigerina eocaenica* TERQ., *Gl. trilocolinoides* PLUM., *Gl. pseudobulloides* PLUM., *Globotruncana arca* CUSHM. (ritka), *G. stuarti* LAPP. (ritka), *Globorotalia conicotruncata* SUBB., *G. conicotruncata* var. *praepentacamerata* SCHUB., *G. membranacea* EHRENB., *Anomalina velascoensis* CUSHM., *Cibicides spiropunctata* G. et M.

Az öv korát dániainak állapították meg. Parchnali falu közelében (az Adzsar—Trialet-i gyűrt vonulat és a Grúz-rög közötti átmeneti alövben) a márgában a dániai kori *Coraster munieri* SEUN. található. E márga fekvőjében kréta tengeri sünöket (*Coraster munieri* SEUN. és *C. sphaericus* SEUN.) tartalmazó, tömött mészkő található. E mészkő vastagsága 2 m, s a számos *Echinocorys alatus* ARN. alakot tartalmazó maastrichti mészkőre települ.

A globigerinás övet az jellemzi, hogy abban az alakok aprótermetűek és vékonyfalúak. A *bulloides*-típusú *Globigerinák* dominálnak benne, de ezeken kívül még a következő Foraminiferákat is tartalmazza:

*Marssonella indentata* CUSHM. et JARV., *M. oxycona* RSS. var. *trinitatensis* CUSHM. et JARV., *Bolivinooides delicatula* CUSHM., *B. velascoensis* CUSHM., *Chiloglobulina midwayensis* CUSHM., *Buliminella carseyae* PLUM., *Bulimina trinitatensis* CUSHM. et JARV., *Loxostomum plaitum* PLUM., *Gyroidina octocamerata* CUSHM. et HANNA, *G. cf. moskvini* KELLER, *Eponides trümpyi* NUTT., *E. frankei* BROTZ., *E. megastoma* GRZYB., *Pseudoparella velascoensis* CUSHM. et JARV., *Pullenia coryelli* WHITE, *Gyromorphina allomorphinoides* RSS., *Allomorphina conica* CUSHM. et TODD, *Globigerina triangularis* WHITE, *G. trilocolinoides* PLUM., *G. varianta* SUBB., *G. pseudobulloides* PLUM., *Globigerinoides daubjergensis* BRONN., *Globotruncana stuarti* LAPP. (ritka), *Globorotalia quasimembranacea* M. KATSCH., *G. compressa* PLUM., *G. edita* SUBB., *Anomalina velascoensis* CUSHM., *A. welleri* PLUM. var. *laevis* VASS., *Cibicides spiropunctata* G. et M.

Rétegtani helyzetük szerint e rétegeknek a Parchnali falu melletti, *Coraster munieri* SEUN. és *C. sphaericus* SEUN. tartalmú, dániai emeletbe tartozó mészkőösszlet kell, hogy megfeleljen. Sajnos, utóbbiban nem sikerült megtalálni ezeket a Foraminiferákat.

A Triale északi lejtőjén a tarkaszínű összlet számos helyen hiányzik és a paleocén *truncorotálás* szintje közvetlenül a felső-kréta erodált felületére települ, idősebb felső-kréta kőzetek anyagából álló alapkonglomerátummal, beleértve a dániai emeletet is. Utóbbi konkordánsan települ a maastrichtire.

A Balkánhegységben — a bolgár geológusok adatai szerint — a kréta és a lutéciai emelet között nagy üledékképződési hézag van. Helyenként azonban ott is meg lehet figyelni a dániaiból az eocénbe átvezető átmeneti rétegeket. A Balkánhegység keleti részének szelvényére gondolok, ahol a Titcsa folyó medencéjében a Predzsa-i antiklinális mindkét szárnyán, a kréta időszak képződmények fedőjében (2) az alábbi rétegek vannak: 1. fehér mészkő maastrichti (*Hemipneustes striatoradiatus* D'ORB. stb.) alakokkal; 2. 25 m vastagságú, ősmaradványokban szegény mészkő és 3. *Discocyclus seunesi* DOUV., *Echinocorys nanus* TZANK., *Terebratula mobergi* LUNGR., *Pycnodonta pseudovesicularis* GÜMB., *Crassatella excelsa* COSSM., *Herzoglossa fereisensis* TZANK., *Pleurotomaria gigantea* GOLDF. stb. tartalmú mészkő.

A *Discocyclus seunesi* DOUV. szerint az üledékek paleocén korúak; a paleocén és a maastrichti közötti üledékek pedig, ha a rétegek konkordánsan települnek, dániaiak kell, hogy legyenek.

Dániai képződményeket az észak-bulgáriai hátságról is leírtak, ahol CANKOV adatai szerint, a maastrichti emelet fölötti mészkő és a márga eléggé gazdag faunát tartalmaz:

*Bourgueticrinus danicus* NIEL., *Pentacrinus* cf. *jonicus* NIEL., *Micraster terensis* COTT., *Crania tuberculata* NIEL., *Terebratula mobergi* LUNGR., *Chlamys inflexus* HAG., *Ch.* cf. *densicostatus* TZANK., *Spondylus danicus* RAV., *S. microtexta* KÜHN, *Dimyodon densicostata* TZANK., *Gryphaea vesicularis* var. *gigantea* JEL., *Cucullaea crenulata* LUNGR., *Haustator somovitenensis* TZANK., *Rhynchonella conica* TZANK., *Rostellaria balearica* TZANK., *Dentalium alternans* MÜL., stb.

Ennek a faunának az alapján azonban nehéz eldönteni, hogy dániai emelettel vagy pedig paleocénnel van-e dolgunk. CANKOV adataiból kiindulva viszont, amelyek szerint e faunát tartalmazó rétegek transzgressziósak, nincs kizárva az a lehetőség, hogy inkább a paleocénbe tartoznak, mint a dániai emeletbe.

A Kárpátokban, a déli inocerámuszos övben, mint ismeretes, a valószínűleg paleocénkori, *Discocyclus* sp.-es ún. „határ-flis” rétegesoport diszkordánsan (?) települ a vörös színű puhovi összletre, melynek felső része egyes szerzők szerint a dániai emeletbe tartozik.

Északabbra, az *inoceramus*-zónának megfelelő istebnai rétegek kifejlődésének sávjában, körülbelül a középső részen megtalálható a



maastrichti *Parapachydiscus neubergicus* HAUER alak. Feljebb a cenzkoviczi rétegek szintje különül el; ezek homokkőből, zöld és vörös agyagból állnak. Ezen üledékek aljában található a paleocén *Discocyclina seunesi* DOUV. faj (BIEDA).

Az északi inocerámuszos összletben, amelynek fedőjében az idegen anyagú hömpölyöket magukba foglaló konglomerátumpadok fejlődtek ki, konkordánsan települnek a molluszkum-faunás babicki fekete agyagrétegek. ROGALJA, V. innen idéz 63 *Gastropoda*- és *Pelecipoda*-fajt; ezek közül 36 paleocén korú.

Keletebbre az inocerámuszos rétegekre a vitás korú jamnai homokkő települ. Egyes kutatók ezeket a maastrichtibe, mások a paleocénbe sorolják. A Prut folyó medencéjében, az ún. lemezes rétegek alján, melyek a jamnai összlet homokkőve alatt húzódnak, paleocén kori *Nummulites solitarius* DE LA HARPE alakot találtak (5).

A Kárpátok középső részében a kréta konkordánsan megy át a paleogénbe s ezért itt a *Discocyclina seunesi*-s rétegek alatt feltételezhető a dániai emelet jelenléte. A Kárpátok délebbi öveiben az általában véve maastrichti, de esetleg dániai emeletbeli puhovi rétegekre egyes helyeken a paleocén (?), másutt az alsó-eocén (*N. planulatus*-os összlet) települ.

A délebbre elterülő podgali övben a középső-eocén flis a felső-kréta különböző szintjeire települ.

A Kárpátok középső övezetében a dániai emeletben bekövetkezett regressziót tanúsítják az inocerámuszos rétegek idegen anyagú görgetegei. Romániában a Rusca-Montană-i medencében a román geológusok adatai szerint tufa, láva és szénecikós agyag fordul elő. Ebben a kontinentális összletben, mely a campaniai rétegek fölött foglal helyet és amelyet a dániai emeletbe sorolnak, pálma-maradványokat fedeztek fel. Ugyanilyen korú kontinentális üledékek észlelhetők a Déli-Kárpátok masszívumának keretében a Hațeg-i medencében is.

Krétavégi regressziót Magyarországról is jeleznek, ahol a dániai emelet a magyar geológusok adatai szerint hiányzik és a paleocénbe az idősebb mezozóos képződmények fölött eltérő módon települő, féligszős-vízi üledékek tartoznak.

A fentiekből kiindulva arra a következtetésre lehet jutni, hogy a kréta időszakot az említett gyűrődéses területeken regressziós képződmények zárják le, melyek konkordánsan települnek a maastrichtire és több helyen dániai emeletbe tartozó faunát tartalmaznak. Felettük transzgressziós üledékek települnek, melyek helyenként paleocén faunát zárnak magukba.

Nem ritkák azonban az olyan esetek sem, amikor mind a regressziós, mind a transzgressziós üledékek kora vitás. Vonatkozik ez az észak-bulgáriai hátságnak a dániai emeletbe sorolt transzgressziós mészkövére, a Grúziai Hadiút sahvetili rétegeire, a Kaukázusi gerinc délkeleti végző-

désének szungaiti összletére, az Észak-Kaukázus elburganszki összletére és egyéb üledékekre is.

A dániai emeletre transzgressziósan települő elburganszki szintet a paleocénbe kell sorolnunk, annak ellenére, hogy dániai mikrofaunát tartalmaz. Ezt a következtetést megerősíti a benne található Molluszkum-fauna is. A Kaukázusi gerinc szungaiti összletének alsó részét és a sahvetili rétegeket, mint regressziósakat, a dániai emeletbe kell sorolni, a transzgressziós felső-szungaiti összletet pedig a paleocénbe. Ugyanez mondható el Észak-Bulgária pleveni, szomovitovoi, nikopoli rétegeiről is, melyekben eléggé gazdag fauna található ugyan, de annak alapján bizonyossággal sem a dániaiba, sem a paleocénbe nem sorolhatók be. Mivel azonban ezek az üledékek transzgressziósan települnek a maastrichtire, helyesebb, ha azokat a paleocénbe és nem a dániai emeletbe osztjuk be.

A transzgressziós paleocén a földközi-tengeri provincia egész északkeleti részében *Discocyclina seunesi* alakot tartalmazó rétegekkel kezdődik, melyek viszont minden rendelkezésre álló adat szerint a földközi-tengeri típusú monsi emeletet képviselik. Ide tartoznak a *Discocyclina seunesi*-s rétegek az Adzsar—Trialet-i hegységből, a Balkánhegységből és a Kárpátokból, a jamnai homokkő *Nummulites solitarius* szal a Keleti-Kárpátokból, és az elburganszki szint az Észak-Kaukázusból.

A paleocén második emelete, az őslénytanilag jól jellemzett thaneti emelet csak Nyugat-Grúziában mutatható ki, itt mészkő kifejlődésben jelentkezik. A mészkő csekély számú Molluszkum-faunája a gazdag krimi és Volga melléki thaneti faunához, vagyis az északi állatföldrajzi tartományhoz kapcsolódik.

#### IRODALOM

1. CAGARELLI, A.: Verhnij mel Gruzii. — Inszt. geol. i min. AN GSzSZR. monográfia. sz. 5. 1954.
2. CANKOV, V.: Sur la présence des couches daniennes dans le Balkan oriental. — Izv. Geol.-Geogr.-Him. Inszt. I. köt. Szofia, 1950.
3. HALILOV, D.: Mikrofauna i sztratigrafija paleogenovüh otlozszenij Azerbajdzsana (dokt. disszertációból készített saját referátum). — Baku, 1954.
4. KACSARAVA, I. — KACSARAVA, M.: Datszkij jarusz Gruzii i analogicsnűje otlozszenija Szredizemnomorszkoi provincii. (Nyomás alatt.)
5. NEKOV, G. I. — HLOPONIN, K. A.: Nahodka paleocénovüh mummulitov v V. Karpatah. — Dokl. AN SzSZSZR. tom. 114. sz. 6. 1957.

## A KOPET-DAG FELSŐ-KRÉTA ÜLEDÉKEINEK RÉTEGTANI BEOSZTÁSA

KALUGIN, K. I.

(Ashabad)

Dél-Turkmenisztánnak az alpi geoszinklinális-terület peremi övezetébe tartozó hegygerincei területén a felső-kréta kori képződmények csaknem hiánytalanul megvannak. Főként tengeri rétegek; különböző fáciesekben jelentkeznek. Jó feltárások mellett az igen változatos és jó megtartású ősmaradványanyag, valamint az igen nagy — 1500—2000 m-es — vastagság is elősegíti, hogy a felső-kréta üledéksort kellően tanulmányozhassuk. A Kopet-Dagban pl. a zavartalan és folytonos üledékképződés helyenként 2000 m-es vastagságú felső-kréta rétegsort hozott létre.

A Kopet-Dag-i szelvények tanulmányozásának jelentősége azonban nem merül ki abban, hogy itt rendkívüli, más helyeken jóformán sehol nem tapasztalható teljességgel és bőséggel található ősmaradványok. Turkmenisztántól keletre és nyugatra a felső-kréta üledékek kifejlődése annyira eltérő, hogy az átmeneti tag — a turkmenisztáni felső-kréta — ismerete nélkül összevetésük gyakorlatilag nem is lenne lehetséges.

Az utóbbi évek kutatásai során megállapították, hogy Dél-Turkmenisztán hegyvidékén a kelet-európai felső-kréta típustól (ennek klaszszikus szelvényeit Nyugat- és Közép-Kopet-Dag területén találjuk) a közép-ázsiai típusú szelvényekig (ezeket a Gisszari hegyrendszerből ismerjük) a fokozatos átmenetek egész sorozata megfigyelhető.

Noha BOGDANOVICS, K. a Kopet-Dagban felső-kréta kori képződményeket már több, mint háromnegyed évszázada megállapított, komolyabb tanulmányozásukra csak a legutóbbi négy-öt évben került sor. Már a kutatások előzetes eredményei is módot nyújtanak arra, hogy a Kopet-Dag hatalmas területén, négy — a felső-kréta összlet felépítését tekintve lényegesen különböző — körzetet elkülöníthessünk. E területek:

1. Nyugat- és Közép-Kopet-Dag
2. G'jaur-Dag-i antiklinális terület
3. Kelet-Kopet-Dag és Badhiz
4. Dél-Kopet-Dag (Északkelet-Irán területén).

1. Nyugat- és Közép-Kopet-Dagban a „kelet-európai” típusú felső-kréta minden jellemző vonását megfigyelhetjük:

a) a cenománban a homokos-aleuritos, glaukonitos-kvarcos kőzetek túlsúlyát,

b) a cenomán fölötti részben a karbonátos-agyagos vagy karbonátos kőzetek jelenlétét,

c) a faunában az *Inoceramus* fajok és az *Echinoideák* vezető szerepét, valamint az *Ostreák* és *Gastropodák* csekély elterjedését.

Ebben a körzetben a felső-krétát kizárólag tengeri fáciesek képviselik. Ezekben belül megállapították a felső-kréta összes emeleteinek jelenlétét és azok elterjedését, s a koniaci kivételével valamennyit sikerült alemeletekre osztani.

2. A Gjaur-Dag-i antiklinális területén (Ashabadtól keletre) a felső-kréta szelvénye nagy vonásokban azonos a Nyugat- és Közép-Kopet-Dagival, részleteiben azonban jelentős és lényeges eltérések mutatkoznak az utóbbiaktól mind közettani összetétel, mind az egyes szintek faunáját tekintve.

3. A harmadik körzetben, Kelet-Kopet-Dag és Badhiz területén, a felső-kréta a nyugatabbi körzetektől eltérően, háromtagozatú. A cenománt glaukonitos kvarchomok és aleurit képviseli.

A turon és az egész szenon főként karbonátos és karbonátos-agyagos kőzetekkel jelentkezik. A dániai emeletet vörös színű, kontinentális-lagunás, gipsztartalmú üledékek képviselik.

A Kelet-Kopet-Dag-i felső-krétában, főleg a felső szintek felépítésében már olyan lényeges eltérések figyelhetők meg, amelyek közelebb hozzák azt a közép-ázsiai típusú kréta időszaki üledékekhez.

A turontól a kampaniig bezárólag, itt, akár csak nyugaton, a kelet-európai típusra jellemző echinocoryszos-inoceramuszos krétát figyelhetjük meg, melyet márga és meszes agyag képvisel jellemző *Inoceramus*-, *Echinoidea*- és *Ammonites*-faunával.

A maastrichti emeletben (esetleg már a kampani legfelső részeiben is) főként homokkővet, aleuritot és mészkövet találunk, agyagos kőzeteket csak alárendelten. A dániai emelet itt már a közép-ázsiai típusú kifejlődés összes jellemző vonásait viseli.

4. Dél-Kopet-Dagban a felső-kréta szelvény ugyancsak háromosztatú. Az albai emelet üledékeinek letarolt felületére itt a cenomán glaukonitos kvarchomokkő mintegy 100 m vastagságú rétegsora települ. Fölötte következik a turon és a szenon 200 m-es rétegsora, melyet alul fehér, tűzkőgumós kovás mészkő (turon), felül fehér márga képvisel (alsó-szenon v. kampani). A rétegsort okkersárga, maastrichti faunát tartalmazó ostreás mészkő zárja le.

A dániai emeletet — akár csak Kelet-Kopet-Dagban — vörösszínű, gipszet tartalmazó homokkőves-agyagos üledékek képviselik.

## KRÉTA IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK AZ ERDÉLYI-ÉRCHEGYSÉGBEN

ILIE, M.  
(Bucureşti)

Az Apuseni-hegység déli részén húzódó Érchegység olyan kárpáti üledékgyűjtő, amelyben a kréta időszak valamennyi emelete képviselve van.

### Valangini-hauterivi emelet

A neokom kezdetén az Érchegység területe jelentős változáson ment keresztül; mégpedig egy előmélyedés alakult ki, amely tulajdonképpen kicsinyített mása a Keleti-Kárpátok geosinklinálisának. Kezdetben csak kisebb területet foglalt el, később azonban fejlődése állandósult és a Gilău(Gyalu)-i területet is elfoglalta. Az előmélyedésben elsőnek az aptychuszos rétegek lerakódása indult meg. Ezeket első ízben a Trascău-hegységben tanulmányozták (11), majd az Érchegységben (12), legutóbb pedig Zlatna vidékén és az Abrud(Abrudbánya)-i medencében (3).

Az aptychuszos rétegek közettani szempontból szürkészöld, vagy vöröses ibolyaszínű márgás mészkőből állanak. Közbetelepülések formájában megtaláljuk bennük a calpionellás litográf-mészkövet, mikrokonglomerátumpadokat, csillámos homokkőrétegeket, oncoidás szirtmészkövet és radiolaritokat. Az aptychuszos rétegek alábbi Cephalopodái a valangini—hauterivi emelet jelenlétét igazolják:

*Astieria astierianus* D'ORB.  
*Hamulina subcylindrica* D'ORB.  
*Lissoceras grasianum* D'ORB.  
*Phylloceras infundibulum* D'ORB.  
*Lamellaptychus seranonis* COQ.  
*Lamellaptychus angulicostatus* PICT. et LOR.  
*Lamellaptychus mortilleti* PICT. et LOR.  
*Lamellaptychus excavatus* PICT.  
*Lamellaptychus inflexicata* TRAUTH

A valangini—hauterivi képződmények általában ammoniteszes, iszapos fáciesben fejlődtek ki. Helyenként litorális-törmelékes és litorális-

szirtfácies is kialakult (Virful Buteanului, Valea Iepeii); Plotun—Strimba vidékén pedig radioláriás fácies is megfigyelhető. Az iszapos fáciesben helyenként szenesedett növényi maradványok és *Ostreák* is található. A radioláriás fácies nem bizonyít abisszikus üledékképződést, mivel durvatörmelékes elemekkel társultan jelentkeznek. A vízmélység jelentősebb növekedésének feltevését csupán az Almaş melletti calpionellás fácies támasztja alá (4).

Az említett fácieseltérések elegendők a neokom tenger ősföldrajzá-  
nak rekonstruálásához. A növényi maradványok, az *Ostrea*-félék és a törmelékes anyag jelenléte a partvidék közelségét bizonyítja. A hegy-  
lánc tengelyöve mentén megtalálható korall-eredetű szirtek litorális öv létezésére vallanak.

Az aptychuszos rétegek jelenlegi elterjedése az Érc-hegységben arra mutat, hogy a neokom tenger az egész területre kiterjedt. A tenger-  
fenék nem volt egyhangú; középső szakaszán vízalatti gát emelkedett benne. A mai Ampoi(Ompoly)-medence irányában a neokom tenger e gát mögött behatolt az Abrud-i árokba. Az aptychuszos rétegek le-  
rakódása után az Érc-hegység elölmélyedésének ősföldrajzi jellege meg-  
változott. A gát felemelkedett, a tenger pedig oldalirányban vissza-  
szorult. Ezt a körülményt jól bizonyítja a barrémi—apti üledékek nagy elterjedése és a törmelékes anyag bősége.

Az aptychuszos rétegek szerkezeti szempontból többféle módon  
jelentkeznek. A Cheile Turzii szorosban (Tordai hasadék) normális helyzetűek és diszkordanciával települnek a portlandi emelet felső  
részére. A Trascău-hegység mentén, kelet felé meghajlott és a Trascău-i  
kristályos alaphegység keleti pereme által feltölt töréses redők egész sorozatát alkotják. Végül az elölmélyedés maximális szélességének öveze-  
tében diszkordánsan települnek az ofiolitos alapzatra, s itt a fiatalabb képződmények tömegében néhány igen szorosan összenyomott redőt képeznek.

### Barrémi-apti emelet

A barrémi-apti emeletben a tengeri üledékképződés flisjellegűvé  
vált. Kvarcitos konglomerátum, selymes pala, továbbá homokos-agya-  
gos rétegcsoport és orbitolinás mészkőrétegek (3) képviselik ezt a sorozatot.

A kvarcitos konglomerátum a Bucerdea, Ţelna és Ampoiţa völ-  
gyekben jut a felszínre; igen kemény, szürkés-feketés színű. Felépítésé-  
ben mindenekelőtt a jól koptatott kvarcitkavicsok dominálnak. A bar-  
rémi emeletbe tartozó rétegcsoport.

A selymes pala szintje a flis külső övében, pontosabban az elő-  
lmélyedés legmélyebb szakaszaiban található (Zlatna). Selymes jellegű,  
szürkészöld, szürkés-ibolya vagy fekete színű agyagpala képviseli. A sely-  
mes palát PAPP K. (9) írta le s létrejöttét nyomásos átalakulással hozta

kapcsolatba. A selymes pala-szint elterjedési övének és a maximális süllyedés vidékének megegyezése alapján a fillitesedési folyamatot a geoszinklinális mélyének enyhébb átalakító hatásával magyarázhatjuk. A barrémi-apti emelet rétegsora orbitolinás fehér mészkőpadokkal társuló felső, törmelékes szinttel zárul. E szintben az alsó részen tömött homokkő van, közbetelepülő konglomerátumpadokkal, erre márgás agyag települ. Az orbitolinás mészkő a felső, törmelékes csoport rétegtanilag meghatározott szintjét képezi. E közbetelepülő padokban törmelékes elemek és szerves maradványok észlelhetők (*Orbitolina*, *Diplopora*).

A neokomkori képződmények rétegtani beosztását tehát a következőképpen adhatjuk meg:

Az aptychuszos rétegek korát őslénytani bizonyítékok alapján valangini—hauterivi korinak állapíthatjuk meg. A flis törmelékes összetét, mivel az aptychuszos rétegek és az albai emelet között foglal helyet, a barrémi-apti emeletbe sorolták. A kvarcitos konglomerátum és a selymes pala szintjét barrémi korinak tekintik, mivel átmenetet képez egyrészt az aptychuszos rétegek, másrészt az apti képződményekből álló fedő felé. A barrémi és az apti emeletet ebben a hegláncban nem sikerült szétkülönytetni. Ennek okai a közettani hasonlatosságban, az oldalirányú átmenetekben és a tektonikai jelenségekben kereshetők.

A barrémi-apti emeletbeli képződmények közettani-szerkezeti sajátosságai a következőkben foglalhatók össze: jellemző a közettípusok nagy változatossága, az erőteljes gyűrődés, erős diaklázisok jelenléte és a többi üledékekhez képest megfigyelhető hatalmas kiterjedés. Az alsó részen a barrémi-apti emeletet az aptychuszos rétegek által alkotott antiklinálisok szelik át, a felső részükre viszont tektonikusan rátolódott a portlandi mészkő, a középső- és felső-kréta diszkordáns takarója.

A tenger maximális kiterjedését az apti emeletben érte el. Az a tény, hogy az alsó-kréta vége felé az üledékek durvatörmelékes jellegré válnak, mutatja, hogy a geoszinklinális eljutott az üledékképződés első ciklusának végére. Az apti üledékek megoszlását tanulmányozva megfigyelhetjük, hogy a vízalatti gát szomszédságában poligén konglomerátumpadok fejlődtek ki, amelyeket aztán fokozatosan a homokkőves és az agyagmárgás fáciesek helyettesítettek. E fácieseket elhatároló vonalak párhuzamosan futnak a gát széleivel. Az előmélyedés az apti emelet végén töltődött fel, amely után alpi típusú orogén mozgások következtek (ausztriai fázis).

Az Érchegység kréta flisét geoszinklinális-sorozat képviseli izoklinális ismétlődésekkel. Az Ampoi völgye és a Gilău-hegység (Gyalui havasok) között fordított vergencia figyelhető meg. Az alsó-kréta képződményekre ezenkívül júra időszaki mészkőből álló takaró is települ (az Érchegység mezokréta takarója).

### Albai emelet

A középső-kréta hegységszerkezeti mozgások lezajlása után az üledékképződés az egész kréta időszak alatt tovább folytatódott. Albai képződményeket az Ampoi medencéjében és az Abrud-i depresszióban ismerünk. Az Ampoi medencéjében (3) az albai emeletet jól elkülöníthető, változatos kifejlődésű, három különálló szintet képező üledékek alkotják. Az albai összlet alján fejlődött ki a tömött homokkő szintje; erre a zöldes és ibolyaszínű agyagpala, glaukonitos homokkő és organogén mészkő váltakozásából álló középső szint települ. Végül az albai sorozat az Ampoi folyó partvidékétől délre kifejlődött agyagos-homokos palák szintjével zárul. A glaukonit gyakorisága, a hieroglifikák, a szerves maradványok, az enyhe gyűrődés és a gyengén kifejezésre jutó diaklázisok jelentik az alsó-krétával szemben az albai emelet eltérő sajátosságait. Az albai transzgresszió a középső-kréta gyűrődési fázis után jelentkezett és fokozatosan haladt délről északi irányba.

Az Abrud-i depresszióban (4) az első poszttektonikus lerakódások az albai emeletbe tartoznak; ezeket vastag, selymes, lemezes, „fedőpala” jellegű fekete, agyagos-márgás pala alkotja. Az enyhén hullámos rétegfelületeken apró muszkovitpikkelyek vannak. Közbetelepüléseként kvarcitos homokkő és meszes homokkő található, ritka, ékalakú diaklázisokkal. A felső részen fehér, kvarcitos homokkőpadok lépnek fel, amelyek már a cenomán (vraconi) emelet felé jelzik az átmenetet.

Az Abrud-i depresszióban az albai emelet képződményei, a barrémiaptihoz viszonyítva, az egész területen diszkordánsan települnek.

### Cenomán emelet

Az albai emelet után az üledékképződés az Abrud-i depresszióban folyamatos átmenettel (vraconi), a hegylánc többi részében pedig kisebb megszakítással folytatódott. A cenománkori üledékek fehér, kvarcitos homokkőből, konglomerátumos homokkőből, kvarcitos konglomerátumból, poligén konglomerátumból és szürke vagy vöröses márgás agyagból állanak.

E törmelékes sorozat cenomán korának meghatározásához az üledékek közettani természete, helyzete és molluszka-faunája (Deva-i rétegek) szolgáltak alapul. Az Ampoi medencéjében és az Abrud-i depresszióban a cenomán lerakódások az albai emeletre települnek, felettük viszont a felső-kréta következik.

Ha a cenomán jelenlegi elterjedését nyomon követjük, megállapíthatjuk, hogy a tenger a hegylánc peremeit árasztotta el, s mélyen beléje is hatolt, egészen Abrud-Zlatna vidékéig. Az itt talált fiatal térszínt a cenomán tenger erősen megtámadta s ez szolgáltatta a kavicsanyagot a konglomerátumpadok tömegéhez.



A cenománkori képződmények jelenlegi elterjedése az ősföldrajzi rekonstrukciónál is segítségünkre van. A cenomán elejétől kezdve a tenger mélyen behatol az újkeletű hegylánc belsejébe. A Brad város környékén ismeretes, *Acanthoceras rhotomagense* fajt tartalmazó homokkő bizonyítja, hogy a cenomán tenger a hegylánc belső részeire is kiterjedt.

### Turon-szenon emelet

Miután a cenomán tenger törmelékes üledékekkel feltöltődött, a hegylánc ismét szárazra került. Amikor aztán a tenger visszatért, újabb, bonyolultabb domborzatú és kisebb kiterjedésű térszint árasztott el. A turon-szenon lerakódások eloszlása és természete mutatja a hegylánc felső-kréta időszaki földrajzi alakzatát. E lerakódások nagyon előretolt határa erős transzgresszió benyomását kelti, holott tulajdonképpen csupán a Gilău-i peremi depresszióba történt ingresszióról van szó. A neokréta tenger túlhaladta az alsó-középső-kréta öveget és elborította a Központi Apuseni-hegység kristályos talapzatát is.

A turon-szenonkori képződmények a Iara—Arieș(Jára—Aranyos)-i medencében és az Abrud-i depresszióban (4) jól kifejlődtek. A Iara—Arieș-i medence tulajdonképpen egy belső folyosó, amelyen keresztül a felső-kréta tenger az Érc-hegység láncolata mögött közlekedett. A medencében fennmaradt üledékek mind függőleges, mind vízszintes irányban hirtelen fáciesváltozásokat mutatnak. A part közelében transzgressziós, breccsás konglomerátum fejlődött ki, amelyet mikrokonglomerátum és homokkő követ. A felső részen és a parttól távoli övekben ezeket a durvatörmelékes kőzetfajtákat globotruncanás márga váltja fel, amelyben a törmelékes anyag mennyisége erősen csökken.

A litorális övben megtalálták a gosai fáciesű actaeonellás szirti—törmelékes kifejlődést is. Ezt a fáciest ezelőtt a mediterrán típusú területek jellegzetes fáciesének tekintették, szemben az inoceramuszos fáciessel, amelyet az északi tengerre vélték jellemzőnek. Napjainkban ez a probléma oly módon tisztázódott, hogy mindkét fácies tartozhat ugyanazon tengerhez, de mindegyikük más és más batimetrikus viszonyok között alakult ki.

Az Abrud-i depresszió a középső-kréta fáciesek változatossága miatt is érdekes. Északon a litorális, törmelékes fácies közvetlenül a kristályos alapzaton helyezkedik el. A nagy *Actaeonella* alakok jelenléte partközeli lerakódott képződményre utal. Oldalirányban és a rétegösszlet felső részén, a Bihar—Gilău-i krisztallinikum széle mentén, a középső-kréta tenger neritikus övében foraminiferás és radiolariás, agyagomárgás fácies fejlődött ki. E fácies egyöntetűségét az Abrud-i depresszióban az örvénylő áramlatok hatása alatt létrejött flisfácies kialakulása megzavarta; jelenléte hosszú időn keresztül nagy nehézségeket okozott a felső-kréta üledékeknek a többi kréta üledékektől való elkülönítésénél.

Az Érchegység keleti és déli részéből szenonkori belemnitellás vörös márga-fáciest is leírtak. A rendelkezésre álló adatok szerint kiterjedése a hegylánc tengelye felé irányuló, behatoló jelleget mutat, s a Zlatna-i medencéig benyúlik.

A felső-kréta lerakódások jelenlegi megoszlása és a fáciések problémáinak megfejtése a turon-szenon tenger ősföldrajzi rekonstrukcióját is lehetővé tette. A litorális szirtfáciés folyamatos kifejlődése a felső-kréta tenger északi partjának megrajzolásához is hozzásegít.

Az Abrud-i süllyedéses övnek biztos összeköttetése volt a felső-kréta tengerrel, mégpedig a Iara—Arieş-i folyosó révén. Az Érchegység tengelyrésze a cenomán után szárazra került, a tenger a láncolat szárnyai felé húzódott vissza. A szenon idején a Trascău—Almaş-i gát megnövekedett. Az Érchegység előmélyedése, mely a neokom alatt a jelenlegi hegylánc legnagyobb részét elfoglalta, a felső-kréta alatt külső területté szűkült le, néhány helyi beöblösődéssel.

A felső-kréta lerakódások tektonikai formái főként az Érchegység-láncolat szerkezeti fejlődésének tisztázása szempontjából érdekesek. A Bihar—Gilău-i kristályos masszívummal szemben, a turon—szenon itt normális rétegsorrenddel jelentkezik. A Iara—Arieş medence ÉK-i részében a szenon üledékeken a Trascău-i kristályos alaphegység nyugati szárnyának feltolódását találjuk, ami a larámi mozgások hatásának érvényesülését bizonyítja.

A hegylánc területét időlegesen az eocén és a torton transzgressziók árasztották el. E lerakódások fennmaradása a hegységközi medencékben bizonyítja, hogy az Érchegységet helyenként harmadkori tengerek borították.

### Összefoglalás

Az Erdélyi-Érchegység kréta időszakai képződményei olyan előmélyedésben rakódtak le, amelyet egy fenékegyenetlenség (a Trascău-i gát) szimmetrikusan megosztott. Az ősföldrajzi rekonstrukciók segítségével a rétegtani sorrendet és a fáciésváltozásokat itt könnyebben meg tudtuk állapítani, mint a Keleti-Kárpátokban. A tektonikai deformációk a kréta üledékeket nem érintették olyan erőteljes mértékben, hogy azok egymásra tolódott takarókká alakultak volna át. A kréta üledékeknek a középső-kréta hegységképződésben csupán autochton szerepük volt, s a még fiatalabb gyűrődések csak korlátozottan hatottak e rétegekre.

Az előmélyedés fenékdomborzatának természete és a Keleti-Kárpátoktól különböző tektogenezeise okozza az Érchegység kréta összeleteinek különállóságát.

A valangini—hauterivi emelet üledéksora gát- és belső előmélyedés-fáciésben fejlődött ki. A Sinaia-i rétegek fáciését nem sikerült kimutatni.

A barrémi—apti emeletben jellegzetes flis-összlet fejlődött ki, a flisnek a Keleti-Kárpátokban észlelhető erős változatossága nélkül.

A középső — felső-kréta sorozat az összes többi, régebbi képződmény fölött, szembetűnő diszkordanciával települ. Ezért viszonylag könnyen megkülönböztethető az alsó-krétától.

E középső-kréta képződményekhez hasonlókat ismerünk a Keleti-Kárpátokban is, de mivel azok az alsó-kréta sorozattal együtt erős tektonikai igénybevételt szenvedtek, rétegtani párhuzamosításuk nagy nehézségekbe ütközik.

Az Érchegység poszttektonikus takarójának normális rétegsorrendje alul magába foglalja az albai emeletet, amelyet a „fekete pala” fácies és egy vegyes fácies képvisel. A cenomán a Keleti-Kárpátokban is jól ismert konglomerátumos fáciesben fejlődött ki. Mindkét hegylanc közös jellegzetessége a közettani egyhangúság és a rétegtanilag teljes kifejlődés.

A turon-szenon emelet rétegsora az Érchegységben litorális-szirtfáciesben (gosau) és neritikus fáciesben (flis) fejlődött ki; ezeket a fácieseket legutóbb a Keleti-Kárpátokéival azonosították.

A fentebb ismertetett adatokból következik, hogy az Érchegység krétájának kifejlődése határozott rokonságban van a kárpáti flissel és nagy eltérést mutat az epikontinentális krétához viszonyítva.

#### IRODALOM

1. BLANKENHORN, M.: Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **52**. 1900.
2. HAUER, FR. — STACHE, G.: Geologie Siebenbürgens. — Wien. 1863.
3. ILIE, M.: Recherches géologiques entre la Valea Stremțului et Valea Ampoiului. — An. Inst. Geol. Rom. **23**. 1953.
4. ILIE, M.: Structura geologică a Depresiunii Abrud. — An. Com. Geol. **25**. 1953.
5. LÓCZY, L. JUN.: Beiträge zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. — Jahreshb. d. k. ung. geol. Anst. 1916.
6. MACOVEI, G. — ATHANASIU, I.: L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. — An. Inst. Geol. Rom. **16**. 1933.
7. MÜCKE, K.: Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteines im siebenbürgischen Erzgebirge. — Verhandl. d. k. k. geol. R. A. für 1915.
8. PÁLFY, M.: Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz. — Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. 1902.
9. PAPP, K.: Die Umgebung des Dimbuberges bei Zalatna im Komitat Alsófehér. — Jahreshb. d. k. ung. geol. Anst. 1915.
10. POSEPNY, FR.: Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. — Jahrb. d. k. k. geol. R. A. **13**. 1868.
11. ROTH, L. VON TELEGD: Die Aranyos Gruppe des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Torockó-Szt. György, Nyirmező, Remete und Ponor. — Jahreshb. d. k. ung. geol. Anst. 1900.
12. VADÁSZ, E.: Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda—Ompolytal. — Jahreshb. d. k. ung. geol. Anst. 1914.
13. VOITEȘTI, I. P.: Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. — Rev. Mus. Geol.-Min. Cluj, **3**. 1. 1929.



## KRÉTA IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK RÉTEGTANI HELYZETE A MAROS-SZOROSBAN (DÉL-APUSENI HEGYSÉG)

GHEORGHIU, C  
(Bucureşti)

A Maros völgye Alba Juliától (Gyulafehérvár) nyugati irányban, egészen Iia helység környékéig, kristályos talapzatra és diabáz erupciókra, helyenként pedig felső-júra mészkőre települő kréta időszi és miocén-kori képződmények sorozatán halad át.

Ezek a képződmények két üledékképződési ciklushoz tartoznak; az alsó-kréta, illetőleg a felső-kréta — eocén ciklushoz.

### Alsó-kréta rétegösszlet

Alsó-krétakori képződmények csupán a Marostól északra találhatók, abban az övezetben, melyet keletről a Nevoiaşi völgy, nyugatról pedig a Gurasada völgy határol. E rétegek flisfáciesben fejlődtek ki; a vékonylemezes elválású, kalcitos repedésrendszerrel átjárt agyagpala-, márga- és homokkőrétegek néhol erős tektonikai igénybevételt mutatnak. Általában a sinaiai rétegek fáciesében jelentkeznek.

A törésvonalak mentén *Calpionella alpina* LOR. fajt tartalmazó júra mészkő vagy diabázporfirrit kerül felszínre, ez alkotja a terület alapkőzetét.

A képződmények korának meghatározásához, őslénytani bizonyítékok hiányában, a rétegtani és közettani jellegeket vettük alapul.

Az általunk neokomba sorolt flisszerű képződmények olyan tenger-medencében történt üledékképződésről tanuskodnak, melynek aljzata állandó mozgásban volt. A lerakódott üledékek tehát megcsúszhattak a lejtős aljzat mentén, és igen szorosan felsorakozó redőket képezhettek, s ily módon kaotikus rétegzettség alakult ki.

## A felső-krétától az eocénig terjedő sorozat

E sorozat képződményei a Maros mentén végig, mind a déli, mind az északi oldalon megtalálhatók.

Északon Alba Julia és Geoagiu között követhetők nyomon egészen a Geoagiu mellett előtűnő, általunk „Branîşca-i sarkantyúnak” nevezett kristályos hegyfokig. E kristályos gerinctől nyugatra az üledékek Iliától északra bukkannak fel, ahol az alsó-kréta flisszerű lerakódásaira települnek.

A Marostól délre, Devától nyugatra és délnyugatra ismét megtalálhatók egészen a Branîşca-i sarkantyú széléig; a Poiana Ruscă-i masszívum ezen északkeleti elágazásától nyugatra, Iliától délre jelentkeznak, ahol közvetlenül az epizónás kristályos alapzaton nyugszanak.

Kőzettani kifejlődés szempontjából három képződménytípust különítettünk el, amelyeket időrendi sorrendben „Fornădia-i rétegek”-, „Deva-i rétegek”- és „Cherghes-i rétegek”-nek nevezünk. Korukat és őslénytani tartalmukat ŞTUR, D. (13), HAUER, F. és STACHE, G. (4), PAPP K. (7) és mások írták le.

### a) Fornădia-i rétegek

„Fornădia-i rétegek” elnevezés alatt vraconi korú homokos konglomerátumos rétegesoportot írtunk le (2). Ezek az üledékek a Marostól délre és északra, a Deva és Ilia közötti szakaszon, a Deva-i rétegek sorozata alól bukkannak a felszínre.

Az üledékképződés konglomerátumos szinttel kezdődik, kovás homokkőbe megy át, majd uralkodóan meszes homokkővel fejeződik be.

Ősmaradványai: mészalgák, Textulariák, Orbitolinák, korallók, Echinodermaták, Brachiopodák, kagylók, csigák és Ammoniteszek.

Újabban *Puzosia majoriana* d'ORB. és *P. planulata* Sow. példányokat határoztunk meg belőlük; ezek alapján megállapítható, hogy az üledékképződés a gault transzgresszióval indult meg (a vraconi alemeletben). A fáciesek megoszlása, a rétegtani és kőzettani sorrend arra mutat, hogy az üledékképződés az első fázisban kisebb mélységű medencében történt. A második fázis alatt az üledékgyűjtő medence kimélyült, s ez kifejezésre jut a felső rész üledékeiben, amelyet „Deva-i rétegek” néven írtunk le (2).

A konglomerátumpadok és sárgás mészkőrétegek által képviselt Fornădia-i rétegek felső részükben típusos cenomán ősmaradványokat tartalmaznak, közöttük *Exogyra columba* DESH., *E. conica* Sow., stb. példányokat.

## b) Deva-i rétegek

E név alatt középső-, illetve felső-krétától eocénig terjedő korú, konglomerátumpadokból, agyagpalából, csillámos homokkőből és radiolaritból álló rétegeket írtunk le.

A Deva-i réteggösszet a középső övezetben, a Maros völgyétől északra és délre, Alba Julia és Ilia között, a legjobban kifejlődött mezozoós képződmény.

Az egyes szintek közettani összetétele horizontális irányban gyorsan változik. A rétegsorrend leírása ezért csupán helyi jelentőségű. Általában megállapítható, hogy a kristályos alaphegységre települő üledéksorok alapkonglomerátummal kezdődnek (Lăpugiu medence). A Streiu medencében (Deva), a Fornădia-i rétegekből a Deva-i összletbe való fokozatos átmenetként márga-, vagy agyagrétegeket találunk. A sárgás-szürkés konglomerátumpadok koptatott kvarckavicsokból állnak. Jóval ritkábbak a laza, morzsalékos kötőanyagba ágyazott mészkőkavicsok. A csillámos homokkőrétegek rendszerint palásak, szürkéssárgák, kötőanyaguk márgás-meszes. A márgarétegek általában sötétszürkék és könnyen törhetők; törésük kagylós.

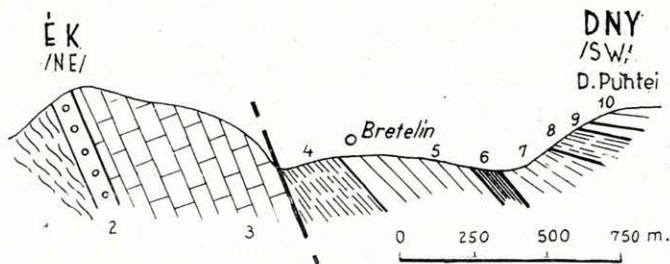
A Deva-i rétegek felső részéből vett sötétszürke márgamintákból készített vékonycsiszolatok vizsgálata alapján a rétegtani beosztás szempontjából fontos megállapításokat tehattünk. Szerves maradványok igen nagy számban találhatók: szivacstűk, Globigerinák, Radiolariák, Globotruncanák. Fajlag *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globotruncana linnei* D'ORB. és *G. stuarti* LAPP. metszeteket lehetett meghatározni.

A radiolaritok palás rétegzettségűek, oszloposan hasadnak, márgás homokkőbe települő szalagok formájában mutatkoznak. Vastagságuk néhány cm-től 1,5 m-ig változik. Ilyen közbetelepülések a Streiu medencében találhatóak, Cozia és Soimuș községek közelében. A Cozia-tól Bretelinre vezető ösvényen, a patak medrében, ott, ahol a vízfolyás iránya északnyugatról észak felé fordul, két radiolarit-közbetelepülés mutatkozik. Az alsó mintegy 1,5 m; a felső kb. 50 cm vastagságú. Soimuș község mellett, a Dealul Lung északkeleti oldalán, több közbetelepülést is észleltünk, ezek vastagsága 1,20 m és 40 cm között változott. Mikroszkóp alatt sávós anyageloszlás észlelhető, ami igen finom és durvább részecskékből álló, maximálisan 0,24—0,08 mm-es nagyságú kalcit-, 0,12—0,08 mm-es kvarcsemcséket és muszkovitlemezeket magába záró kovás sávok váltakozásában jut kifejezésre. A durvább szemcséjű sávok ezenkívül limonitot is tartalmaznak, ami a sárga színt adja. Vékonycsiszolatban gyakori szervesmaradványok figyelhetők meg bennük, főleg részben feloldódott *Radiolaria*-vázak.

A Deva-i sorozat felső részében a homokkőrétegek uralkodnak; a Fața Staorii szinklinálisban mindenütt nyomon követhetők. Fehérsárgások, vagy rozsdaszínűek és könnyen morzsolódók. Üde állapot-

ban szabálytalan törésű, szemcsés jelleget mutatnak, nagyszámú muszkovitpikkellyel.

A Bretelin völgyének ÉK—DNY irányú szelvényében, a Fornădia-i rétegek meszes homokkőszintjére rátelepülve, egy kb. 150 m vastagságú márgás összlet található (1. ábra — 4); felette a Deva-i rétegek kezdődnek.



1. ábra. ÉK—DNY-i irányú harántszelvény a Bretelin völgyéből.

Jelmagyarázat: 1. kristályos talapzat; 2—3. Fornădia-i rétegek; 4—10. Deva-i rétegek [4. ibolyaszínű márga (cenomán); 5. alsó részén *Anomya papyracea*, felső részén *Actaeonella goldfussi* D'ORB. fajt tartalmazó csillámos homokkő (cenomán-turon); 6. márga (turon-szenon); 7. csillámos homokkő; 8. *Parapachydiscus neubergicus* H. és *Nowakites pailleleanus* D'ORB. tartalmú márga; 9—10. dániai—alsó-eocén (9. lencses homokkő; 10. *Nummulites praelucassi* Douv. tartalmú lencses homokkő)].

A két sorozat határán a Streiu medence nyugati szegélyén futó törésvonal húzódik. Ezután következik egy kb. 300 m vastagságú homokkőösszlet (1. ábra — 5). Ennek alsó részéből ŠTUR, D. *Anomya papyracea* D'ORB., felső részéből *Actaeonella goldfussi* D'ORB. fajt említ. Fölötte kb. 50 m vastag márgaréteg fekszik (1. ábra — 6), melyből ŠTUR, D. — Chergheşről származó — *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. fajt idéz. Ezek a márgarétegek a felső részen mintegy 200 m vastag csillámos homokkőösszletbe (1. ábra — 7) mennek át, melyet 75 m vastagságú, *Globotruncana linnei* D'ORB. tartalmú márgás rétegcsoport (1. ábra — 8) követ. ŠTUR, D. ebből *Parapachydiscus neubergicus* HAUER és *Nowakites pailleleanus* D'ORB. fajokat említ. A következő szintet ősmaradványmentes szemcsés homokkő (1. ábra — 9) képezi, amely felső részében — általunk eocén alaknak minősített — *Nummulites praelucassi* Douv. fajt tartalmaz. A 4-es és az 5-ös szint alsó része a cenománba tartozik. Az 5-ös szint felső része és a 6-os szint a turonba, a 7-es és 8-as a szenonba, a 9-es és 10-es pedig a dániai emeletbe tartozik, egészen az alsó-eocénig terjedően.

### c) Chergheş-i rétegek

A felső-krétának ez a peremi fáciese a Deva-i rétegek felső részének a megfelelője, melyet a Streiu medence Bretelin-i szelvényében az *Actaeonella goldfussi* D'ORB. tartalmú 5-ös réteg felső öve és a Para-



*pachydiscus neubergicus* HAUER tartalmú 8-as szint közötti rész képvisel.

Chergheş-től nyugatra, ahol a legjobb feltárás található, a Roatei völgyet keresztező szelvényben, a kristályos alapzatra transzgressziósan települő rétegek a következő sorrendet mutatják:

A felszínen leggyakrabban található szint az *actaeonellás homokkő szintje*. Ez a szint ugyanis Chergheş közelében, a Roatei völgyben és mindenekelőtt Găunoasa környékén, - több helyen fel van tárva; utóbbi helyen főként a Leşăul és Găunoasa csúcs között húzódó gerincen és a Nandru patak két mellékágában bukkan felszínre; a patak forrása Găunoasától keletre esik. A szint vastagsága helyenként a 200 m-t is eléri.

A *konglomerátumos szint* vastagsága mintegy 175 m. A konglomerátumot kvarcból és kristályospala-törmelékekből álló, koptatott kavicsok alkotják. A kvarckavicsok változó nagyságúak, átmérőjük a 10 cm-t is elérheti, színük különböző: fehér, rózsaszínű vagy szürke. A kötőanyag sárgás, szemcsés jellegű, kevésbé tömött és könnyen morzsolható. E konglomerátumpadokban ősmaradványokat eddig nem találtunk.

*Csillámos, meszes homokkőrétegek szintje*. A konglomerátumos szintre mintegy 60 m vastagságú csillámos, meszes homokkőrétegsor települ. A homokkő sárgás, szericitben dús és főként a felületén igen könnyen morzsolódik, olyannyira, hogy az ősmaradványok könnyűszerrel kiszedhetők belőle.

### Összefoglalás

Az Apuşeni-hegység déli részén át húzódó Maros-szorosban végzett kutatások eredményeként (2, 3) újabb adatokat sikerült szerezni e terület földtörténeti fejlődésére vonatkozóan.

A mezozoikum folyamán, a triász idején kiömlött diabáz-porfiritekre felső-júra mészkő települ, fölötté alsó-krétába tartozó (valangini—hauterivi) flis-üledékek vannak, amelyek igen hasonlóak a Keleti-Kárpátok flis-övének és a Codru-hegységnek sinaiai rétegeihez (10).

A flisfáciesű alsó-kréta üledékek korára vonatkozóan megemlítjük, hogy a Drocea masszívumban (9) *Astieria astierianus*, *Aptychus punctatus*, *A. cfr. beyrichi* fajok, továbbá néhány meghatározhatatlan *Belemnites*-maradvány jelenlétét sikerült kimutatni. Ezek a *Cephalopoda* alakok az alsó-titontól az hauteriviig jelennek meg. Az alsó-kréta felső szintjei és a diabázporfirites összetlet között jól megfigyelhető a folyamatos közettani átmenet (9). A diabáz, jáspis és a kovásodás kapcsolata hasonló jellegekkel látható a neokom alján a Prihodişte-i rétegekben (8) és a Curechi-i rétegekben (6, 11). Ezt a hasonlóságot MACOVEI, G. és ATHANASIU, I. is elfogadják, s ezeket a képződményeket a barrémi

emeletbe sorolják (1). SOCOLESCU, M. (12) valangini—hauterivi korinak tekinti őket.

A Trascău-hegységben ILIE, M. (5) — gazdag *Cephalopoda*-fauna alapján — az aptychuszos rétegek valangini—hauterivi korát állapította meg. Ezek a rétegek kelet felé egészen a Tordai-hasadékig húzódnak, ahol az is megfigyelhető, hogy az aptychuszos rétegek a tenger-alatti térszín bizonyos egyenetlenségeinek közelében mutatkoznak, míg a típusos flisfácies (sinaiai rétegsor) a mélyebb medencerészekben fejlődött ki (5).

A szomszédos vidékeken, nevezetesen a Drocea- és a Trascău-hegységeken feltételezik, hogy a flis üledékek rétegsorozatjában esetleg a barrémi emelet is jelen van, amelyet észak felé regressziós jellegű, törmelékes-batiális sorozat képvisel.

A barrémi, az apti és az albai emeletben ez a terület szárazra került, de azután az ausztriai fázisban (vraconi) a tenger ismét előrenyomult.

Az üledékek elterjedési területe olyan tengerágra vall, mely összeköttetésben állott az Erdélyi-medencével és a Maros völgye mentén nyomult előre dél felé, a Streiu völgye mentén elágazva (Hațeg-i medence). Más szavakkal az Erdélyi-medencének egy keskeny, folyosó formájú függelékéről lehetett szó. A töréses aljazat hatása az összes üledékképződési fázisok alatt érezhető volt.

Fenti elgondolásokat alátámasztják a Földtani Bizottság által nemrég végzett geofizikai kutatások (3). A Maros völgye, legalábbis az Alba Júlia és Deva—Ilia közötti szakaszon, az alapzatnak a kb. kelet—nyugati irányú töréssorozat szerinti maximális lesüllyedési övét követi. Ennek következtében itt egy földtani árok képződött, melyet alsó-, középső- és felső-kréta lerakódások töltöttek ki, majd ezeket a lerakódásokat — hosszabb szárazulattá válási időszak után — a miocén tortónai és alsó-szarmata emeletébe tartozó üledékei borították el.

A talált ősmaradványok túlnyomó többsége kétséget kizáróan bizonyítja az egykori meleg éghajlatot. A partszegélyen vastaghéjú kagylók, korallak és sünök, a nyílttengeri övezetekben pedig törékeny héjú, lebegő szervezetek éltek.

#### IRODALOM

1. ATHANASIU, I.—MACOVEI, G.: L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. — An. Inst. Geol. Rom. 15. 1931.
2. GHEORGHIU, C.: Studiul geologic al Văii Mureșului între Deva și Dobra. — An. Com. Geol. Rom. 27.
3. GHEORGHIU, C.—ZBIEREA, A.—VIZARION, M.—CALOTA, C.: Date noi asupra structurii Basinelui inferior al Streiului ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice. — Român Földtani Bizottság Évkönyve 1959.
4. HAUER, FR. — STACHE, G.: Geologie Siebenbürgens. — Wien, 1863.
5. ILIE, M. D.: Recherches géologiques dans les Monts de Trascău et dans le Bassin de l'Arieș. — An. Inst. Geol. Rom. 17.

6. PÁLFY, M.: Geologische Notizen aus dem Gebiet des Aranyosflusses. — Jahresber. d. k. ung. Geol. Anst. 1901.
7. PAPP, K.: Die Umgebung von Marosillye. — Jahresb. d. k. ung. Geol. Anst. 1911.
8. PAPP, K.: Das taube Sediment von Zalatna. — Jahresb. d. k. ung. Geol. Anst. 1913.
9. PAPIU, V. C.: Cercetări geologice în basinul Drocea (Munții Apuseni). — Bul. St. Acad. RPR. Secția de Științe Biologice, Agronomice, Geologice și Geografice. Tom. V. Nr. 1. 1953.
10. PAUCĂ, M.: Crétacé inférieur des Monts du Codru. — C. R. Inst. Géol. Roum. **21**.
11. PRIMICS G.: A Csetráshegység geológiája és ércfelérei. — Budapest, 1896.
12. SOCOLESCU, M.: Studii geologice și miniere în patrolaterul aurifer. — An. Inst. Geol. Rom. **21**.
13. ŠTUR, D.: Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des südwestlichen Siebenbürgens. — Jahresb. der k. k. Geol. R. A. 1863.



## HORVÁTORSZÁG KRÉTAKORI KÉPZŐDMÉNYEI A LEGÚJABB KUTATÁSOK TÜKRÉBEN

NEDĚLA — DEVIDÉ, D.

(Zagreb)

Horvátország mezozóos üledékeinek legnagyobb része a krétához tartozik. A horvátországi kréta területek egy részét majdnem teljesen mészkő és dolomit építi fel (adriai terület és Lika környéke); más részükön azonban a helyenként mészkővel helyettesített törmelékes kőzetek vannak túlsúlyban (márga, homokkő, breccsa, konglomerátum): az Észak-Horvátország-i sásbécek „gosau rétegei” (Ivanščica, Kalnik, Zagrebačka gora, Požeška gora, Papuk), valamint a Szávától délre fekvő területek (Samoborska gora, Pokuplje vidéke, Zrinska gora stb.). Közép-Horvátország kréta rétegei, különösen Karlovactól D-re a Korana folyó vidékén, vegyes kifejlődésűek; bennük a mészkő és dolomit igen elterjedt, de törmelékes üledékek is találhatók.

Az adriai vidék számos kréta rétegsora, különösen azok, amelyek a rudistás mészkő alatt települnek, nem tartalmaznak meghatározható faunát, és a vastag rudistás mészkőrétegsorokban is ritka a gazdag és jó megtartású *Rudista*-fauna; túlnyomó részüket még nem is tanulmányozták. A földtani térképeken eddig követett rétegtani beosztás kisebb vagy nagyobb mértékben a kőzettani jellegeken alapul. A kőzettani összetételnek vízszintes irányú nagymértékű változatossága azonban majdnem lehetetlenné teszi, hogy kővületek nélkül a rétegtani beosztást elvégezzük. Az adriai vidék krétájában tehát még számos megoldandó rétegtani probléma van. Ilyen elsősorban a júra és kréta közötti határ jellegének kérdése, a krétának emeletekre és aleletekre tagolása, a kréta és paleogén közti határ jellege stb.

Az utóbbi években az adriai kréta—paleogén területeken végzett földtani felvételek, valamint a *Rudista*-faunák rendszeres tanulmányozásának megkezdése több érdekes rétegtani eredményre vezetett. Az adriai vidék krétájának rétegtana jelenleg Isztriában a legjobban ismert: itt a felső-titon konkordánsan megy át az alsó-krétába. Isztriának Triesztől D-re fekvő kréta üledékei folyamatos tengeri üledékképződést

elezn ek egészen a campani emeletig és kb. 1900—2700 m vastagságot érnek el; a paleogén transzgressziósan települ az isztriai kréta különböző szintjeire.

Észak- és Közép-Horvátország területein az alsó-krétát eddig még sehosem mutatták ki. A felső-krétának nagyrészt „gosau rétegek”-kel képviselt különböző szintjei kristályos palára, paleozóikumra vagy triászra transzgedálnak. A közettani összetétel vízszintes és függőleges irányban való nagy változatossága, a márga-, homokkő- és mészkő-rétegekből álló sorozatok nagy részének kövületszegénysége vagy kövületmentessége, valamint a tektonikai érintkezések nagy száma miatt gyakran igen nehéz a különböző kréta rétegsorok természetes egymáshozkövetkezését ezeken a területeken megállapítani.

A felső-kréta gosau üledékek igen elterjedtek a Zágrábi-hegységben (Zagrebačka gora) Zágráb környékén (Medvednica). Ebben a hegységben *Chondrodonta joannae* CHOFFAT, *Orbitolina*-, stb. fajokat tartalmazó rétegeket (felső-cenomán vagy turon) mutattak ki. Mostanáig ezek Észak-Horvátország őslénytanilag bizonyított legidősebb felső-kréta üledékei. Legnagyobb elterjedésű a felső-szenon, amely gyakran transzgedál és különböző fáciesekben jelenik meg; korát majdnem mindenképp a felső-szenont jellemző nagy vagy kis *Foraminiferák* bizonyítják.

## A DÁN—LENGYEL GEOSZINKLINÁLIS MEZOZÓIKUMA

POŻARYSKI, W.  
(Warszawa)

Lengyelországban már régen megállapították, hogy a Fennoszarmácia peremvidéke előtti területen nagyvastagságú mezozóos üledékfelhalmozódás észlelhető. Csupán a második világháború után vált lehetővé e képződmények beható tanulmányozása, mégpedig több tízezer folyóméter fúrási anyag alapján, amelyet a lengyel geológusok a szóban forgó területen megvizsgáltak. A lengyel geofizikusok pontos graviméteres és mágneses felvételeket készítettek. Fennoszarmácia peremvidékét, valamint az előtte fekvő területet a szeizmikus felvételek számos szelvényvonallal harántolták.

Fennoszarmácia peremvidéke nem egységes kifejlődésű. A síkvidék peremét a peribalti szineklízis és a mazuri-bjelorusz anteklízis, továbbá attól D-re a Białystok—Podlasie-i szineklízis építi fel. A geoszinklinális D-i része az ukrán pajzs előterében fekszik (ezt a szakaszt itt figyelmen kívül hagyjuk).

A Balti-pajzstól D-re Fennoszarmácia peremvidéke fokozatosan süllyed. Ennek során két lépcsőt képez, amit újabban geofizikusaink mutattak ki. A lejtők közötti mezozóos rétegek szinklinálissá gyűrődtek. Ezért kapta ez a pászta a peremi szinklinális elnevezést. A szinklinális keletkezése nem annyira a peremi lépcsők jelenlétével hozható összefüggésbe, hanem inkább azzal, hogy a geoszinklinális tengelyében antiklinális-emelkedés jött létre (középső-lengyelországi antiklinórium).

A következőkben a fennoszarmáciai peremvidéken és előterének egész területén végbement üledékképződést ismertetjük.

A *zechsteininél idősebb* üledékek közül úgyszólván semmit sem ismerünk közvetlenül, ezért az összes, e tárggyal kapcsolatos nézetek csupán feltevésekre támaszkodnak. Nem tudjuk, hogy a paleozóikumban, a zechstein időszak előtt létezett-e a dán—lengyel geoszinklinális.

Az újpaleozóos hegységképződés után a fennoszarmáciai peremvidék előterében egy teknő keletkezett, amelyben számottevő vastagságú sótelepes rétegösszlet képződött. Újabban az egyik fúrás 1000 m-nél vastagabb *zechstein* rétegsort harántolt, amely csaknem zavar-

talán településű. A teknőn kívül, nyugaton, valamint délen is, a szászországi rögben — mint tudjuk — sokkal csekélyebb a zechstein vastagsága. A síkvidéken vagy egyáltalán nem fejlődött ki, vagy megvan ugyan, de rétegei vékonyak és nem tartalmaznak sótelepeket.

### Triász

Triász időszaki képződmények az egész észak-európai üledékgyűjtő medencében mindenütt keletkeztek. A peribalti, valamint a białystoki és podlasiei színeklizis területének rétegei transzgressziósan települnek az Orosz-táblára. Dél felé valószínűleg alig jutottak túl Włodawa—Lublin—Zawichost vonalán. Vastagságuk a tábla területén csekély volt. A dán—lengyel teknőben az *alsó-triász* képződmények Jütlandtól a Varisztidákig (Święty Krzyż) egyenletes, nagyvastagságú rétegsort mutatnak (Szubinban 1340 m-ig). A Varisztidák és a Sandomiridák határvonalától D-re hirtelen elvékonyodnak. A szászországi rögben jelentéktelen vastagságúak, Mecklenburgban viszont a geofizikai mérések alapján feltételezik (MEINHOLD, R. 1956), hogy a triász vastagsága kb. 2000 m. Ez azt jelenti, hogy a triász egészében véve itt ugyanolyan vastagságú, mint a pomerániai triász. ÉNy-Németországban a tarka homokkő vastagsága olyan, mint a Kujawy-i területen.

A fent említettekből következik, hogy a fennoszarmáciai peremvidék az alsó-triászban kétségtelenül befolyásolta az üledékképződést. A peremvidék előterében állandóan mélyülő süllyedék alakult ki, amelyben meglehetősen nagy vastagságú rétegsor halmozódott fel. A Ny-ra elterülő szászországi rögben általában csekélyebb vastagságú képződményeket ismerünk; csupán Mecklenburgban egyezik meg vastagságértékük a dán—lengyel süllyedékben levő üledékekével.

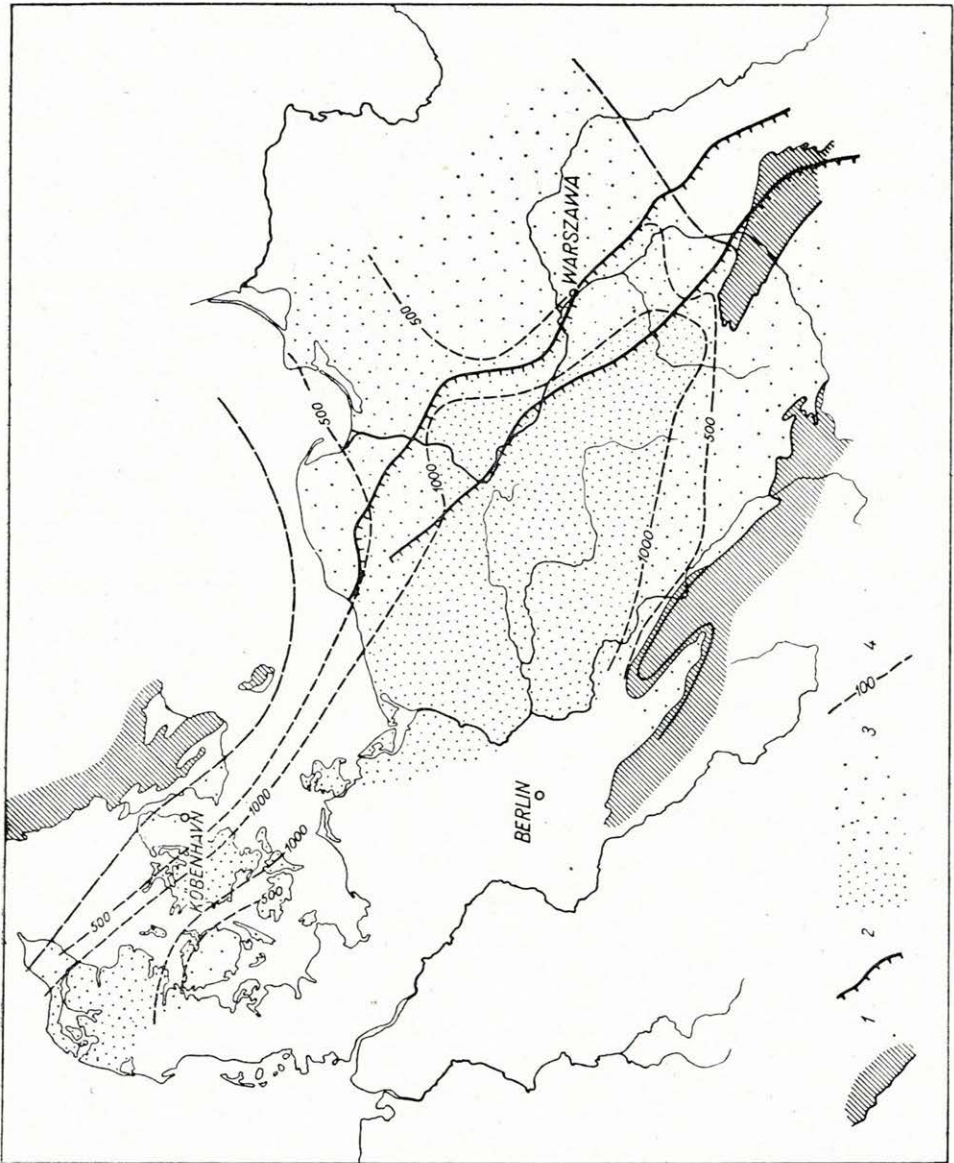
A *középső-triász* tengeri üledékképződés ugyanarra a területre terjedt ki, mint az alsó-triászban. Valószínűleg csak Schonen szigetén és Dániában hiányoznak az ilyen üledékek (GREGERSEN, A.; SORGENFREI, T. 1951). A dán—lengyel süllyedék legyelsországi részén a kagylósmész-kő vastagsága átlagosan 200 m.

Feltételezhető, hogy a süllyedő mozgások ebben az időben jelentkeztek. Erre vall az a körülmény is, hogy a süllyedék É-i szakaszát nem árasztotta el a tenger. A tábla szegélye ekkor határozottan szembeötlő.

A *keuper* szárazföldi üledékek sokkal egyenletesebben oszlanak meg. A tábla területén vastagságuk átlagosan 100 m. A fennoszarmata peremvidéktől Ny-ra ötször olyan vastagok a keuper képződményei (300—600 m). Ez a vastagság az egész dán—lengyel süllyedék területén és a szászországi rögben egyforma marad.

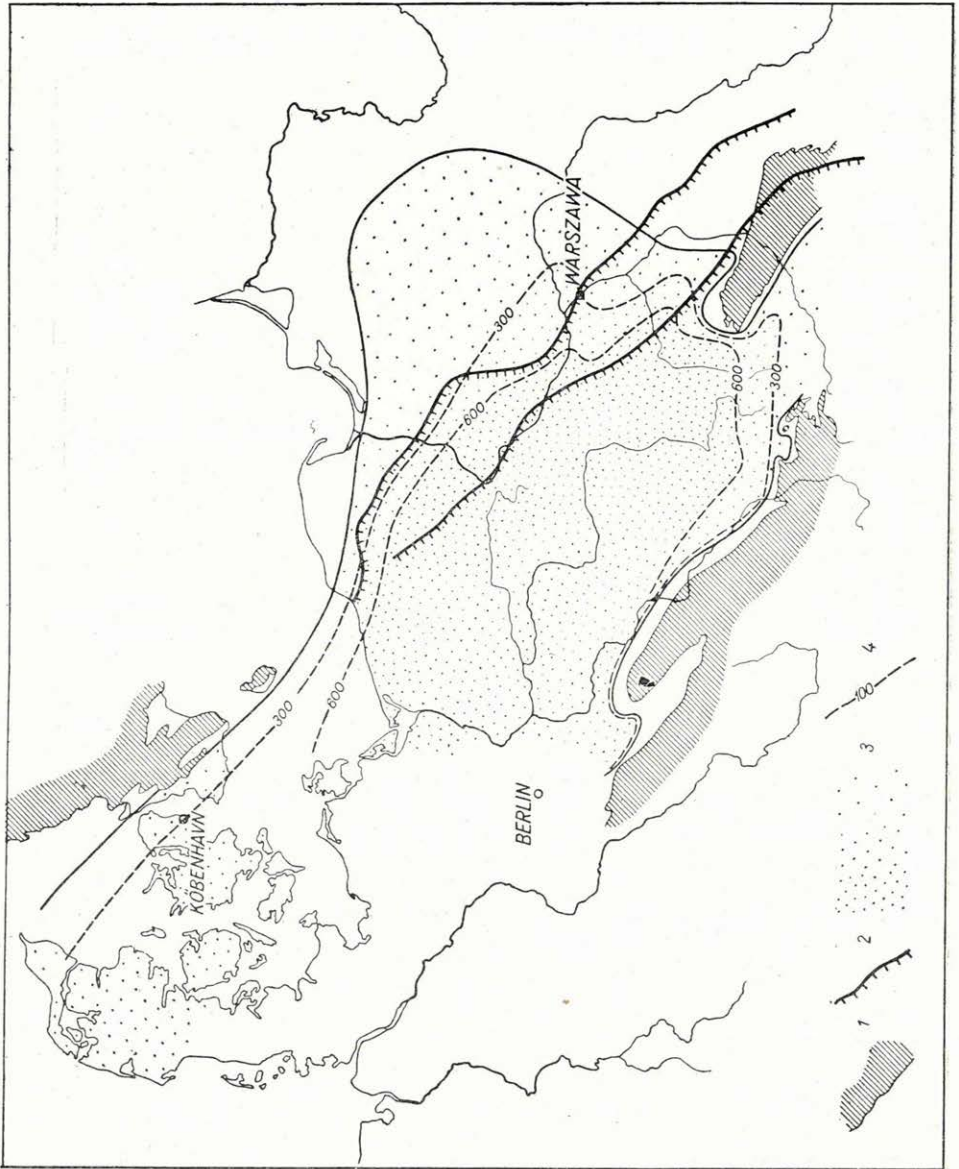
A dán—lengyel süllyedék triászában általában tízszeres vastagság állapítható meg Fennoszarmácia szomszédos területéhez viszonyítva.





1. ábra. Felső-perm és alsó-triász

Jelmagyarázat: 1. A paleozóikum és a prekambrium kibúvásai. 2. A kristályos alaphegység meredek lejtői. 3. Különböző vastagságú üledékek előfordulási területe. 4. Azonos vastagságokat jelző vonalak



2. ábra. Középső- és felső-triász. (Jelmagyarázatot 1. az 1. ábrán.)

Ezzel szemben a szászországi rög triászának vastagsága nem mutat jelentősebb eltérést a sülydedekben levő triász üledékekhez viszonyítva. Csupán a triász legalsó tagozatában és a zechsteinben halmozódott fel több üledék a sülydedekben, mint a rög területén. Ebből tehát nemcsak azt állapíthatjuk meg, hogy a zechstein előtt a szászországi rög Fennoszarmáciához képest lesülyedt, hanem azt is, hogy a határterületen képződött sülydedeket az alsó-triász és a zechstein üledékei feltöltötték. Így az ezáltal keletkezett magas térszín elérte a szászországi rög szintjét.

### Júra

A liász üledékek a Varisztidáktól É-ra az egész dániai—lengyelországi sülydedekben igen nagy, rendszerint 1000 métert is meghaladó vastagságot érnek el. Észak-Jütlandon feleakkora a liász vastagsága. A sülydedektől Ny-ra az itt telepített számos fúrásból ismerjük az alsó-júrákori üledékeket, melyek vastagsága többszáz méter. Ez azt bizonyítja, hogy a sülydedék idővel jelentősen kimélyült. A táblás vidéket igen csekély vastagságú üledékek borítják.

Bizonyos fokú fácieseltérésekkel magyarázható az, hogy az alsó-júrán belül üledékvastagság-különbségek mutatkoznak. Lengyelországban szárazföldi eredésű üledékekkel találkozunk, amelyek kétszer olyan vastagok, mint a jütlandiak, és elsősorban homokkő-kifejlődésűek. Ritkán tengeri betelepüléseket is tartalmaznak.

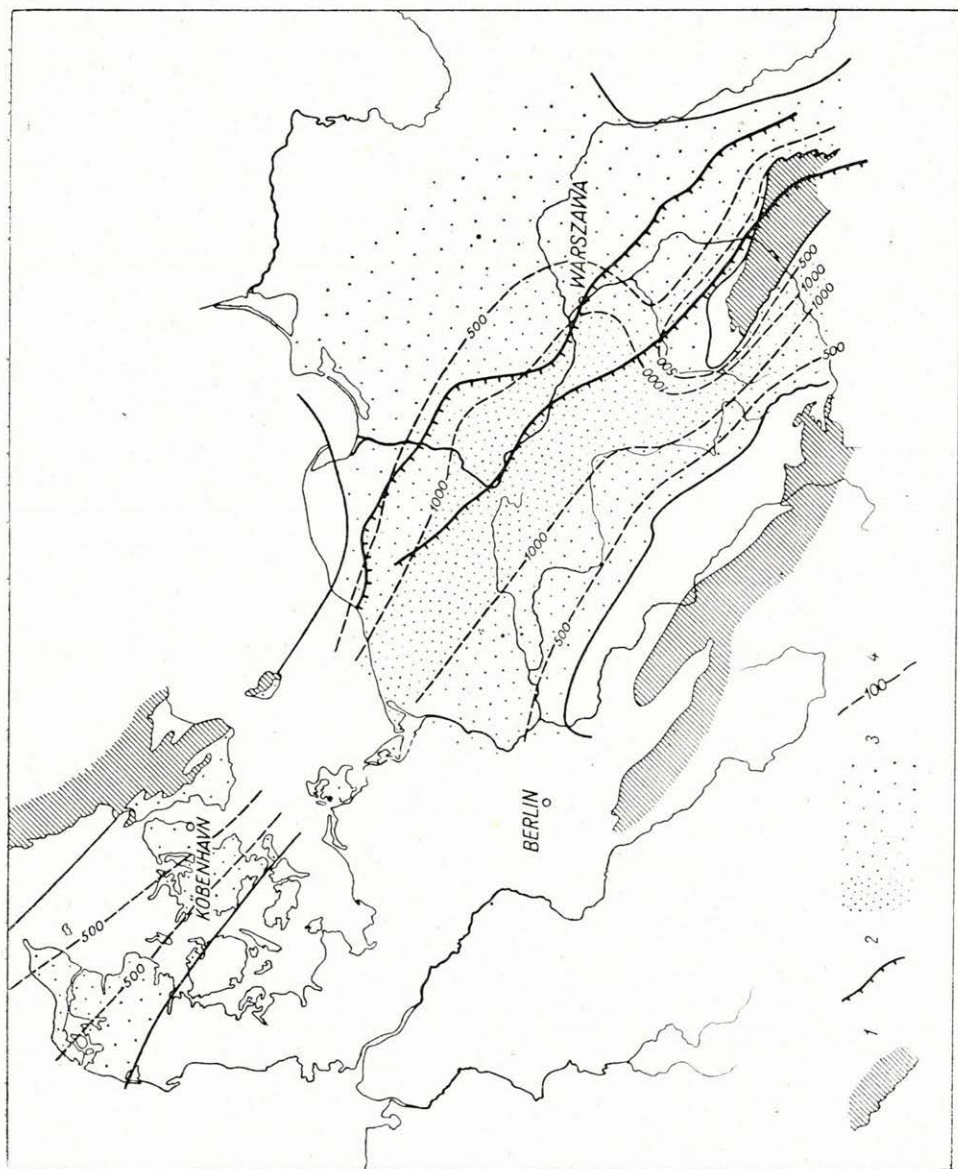
A dogger képződmények Lengyelországban a liással ellentétben tengeri, Dániában pedig szárazföldi kifejlődésűek. A legvastagabb rétegsorok a dán—lengyel sülydedekben találhatóak. A táblás vidéken meglehetősen csekély vastagságú (37—120 m), viszont igen nagy elterjedésű a dogger. A tábla szegélyét valószínűleg egész hosszában tenger borította.

A sülydedekben levő képződmények 700 m vastagságot is elérnek; az átlagos vastagság azonban kb. 400 m. A tengely mentén csak jelentéktelen vastagságkülönbségek mutatkoznak. Jütlandon kétszer olyan vékonyak a dogger rétegek, mint Lengyelországban.

Nyugat felé hirtelen vékonyodnak a rétegek és végül kiékelődnek; a Brandenburg területén levő rétegek vastagsága előttünk ismeretlen. A szászországi rög dogger üledékei felét vagy harmadát teszik ki a sülydedekben levőknek. Nyugatabbra, a Prignitz-hát területén megjelenő dogger már az ÉNy-németországi medencével áll összefüggésben.

A dogger és a malm hiánya a mecklenburgi területen — adott esetben a Berenhof és Stralsund környékén telepített fúrásokban — azt bizonyíthatja, hogy a Grimmen-hát a dán—lengyel sülydedeken kívüli körzetben, a szászországi rögben helyezkedett el.

A középső-júra idején a medence egész hosszában tovább folytatódott a sülyedés. A dogger idején Lengyelország területén a kizárólag törmelékes üledékanyagú, szárazföldi-tengeri fáciest típusos tengeri



3. ábra. Júra. (Jelmagyarázatot 1. az 1. ábrán.)

fácies váltja fel, amelyben lassanként a kémiai és a zoogén üledékek jutottak túlsúlyra.

A *malm* és a *dogger* határán a tengeri üledékek megszakítás nélkül rakódtak le. Ugyanakkor a felső-júrában továbbterjedt a transzgresszió. A tenger Észak-Jütland területén nyomult előre.

Kujawyban a sülyledék tengelyében 1000 m-t is elér az üledékvas-tagság; helyenként azonban igen változó, aminek oka abban kereshető, hogy ebben az időszakban igen szeszélyes lehetett a tengerfenék mozgása. A fáciesek bizonyos különbségeket mutatnak; a sülyledék tengelyében határozottabb a batiális jelleg, mint a táblás vidéken és a helyi antiklinálisokban. Márga és agyagos márga gyakrabban található, mint mészoolit, törmelékes mészkő, valamint korall- és szivacs-zátonyok. DNy-ra, a sülyledék peremén állandóan vékonyodnak a *malm* üledékek, egyes emeletek kimaradásával. Bononi és purbecki üledékek kizárólag a sülyledék tengelyében találhatók.

Pomerániában (Pomorze) nagymértékben csökkennek a *malm* üledékek vastagságértékei. Jelentős üledékképződési hézagok jelennek meg; a sorozat közepén gyakrabban találhatók oolitok és a törmelékanyag részaránya számottevőbb az üledékekben. Már a Balti-pajzs legkülső területére is ilyen *malm* kifejlődés jellemző. Nemrégiben ugyanilyen típusú üledékeket találtak Észak-Jütlandon. Ezek vastagsága csekély; a sülyledék tengelyében 200—300 m, a sülyledék peremén pedig mintegy 50 m (Kamień Pomorski vidékén).

Hangsúlyozzuk, hogy szinte példaszerűen, világosan megmutatkozik (a Koszalin vidékétől Ny felé, az Odera torkolatáig terjedő szakaszon) a folyamatos átmenet a litorális fáciesbe, mellyel egyidejűleg gyorsan csökken az üledékvastagság is. Ez határozottan azt bizonyítja, hogy a Grimmen-hát területén végzett fúrásokban a *malm* és valószínűleg a *dogger* üledékek hiánya eredeti jelleg és semmiképpen sem későbbi (alsó-kréta) lepusztulás következménye.

### Kréta

Az *alsó-kréta* üledékek tárgyalásakor csak a valanginitől az alsó-albaiig terjedő emeletekre fogunk kitérni, mivel a középső-albai transzgresszió már egészen szembetűnően a felső-kréta transzgresszióval áll összefüggésben. Az alsó-kréta üledékek csak a dán—lengyel sülyledékre és a vele közvetlenül szomszédos vidékekre terjednek ki, ugyanakkor a tábla területén csak a peremi szinklinálisba nyomulnak be és azon csak helyenként és jelentéktelenül lépnek túl K felé. A sülyledék DNy-i részén az üledékek általában nem nyúlnak át a sülyledék peremén, ez azonban nem állapítható meg határozottan, mert hiszen a Ny-i határ lepusztult. Már a júrában észrevehetővé vált a medencealjzat mozgásainak az üledékképződés menetére gyakorolt hatása. Az alsó-krétában

valószínűleg a Kujawy-antiklinórium és a pomerániai antiklinórium egy része emelkedett ki. Ezen, mint tengeralatti küszöbön, a szomszédos medencékben található üledékeknel jóval vékonyabb rétegsorok alakultak ki. Az alsó-kréta vastagsága e küszöbön (Brzesé Kujawski környékén) 180 m, a Ny-ra fekvő szinklinóriumban viszont háromszor akkora. Az antiklinórium K-i oldalán, a peremi szinklinálisban is kb. 300—400 m az alsó-kréta vastagsága. Középső-Lengyelországban a malmhoz hasonlóan az alsó-krétában is igen nagy vastagságú üledékek halmozódtak fel. Pomerániában az alsó-kréta rétegek látszólag sehol sem haladják meg a 150 m-t, Jütlandon viszont csaknem 400 m-t érnek el.

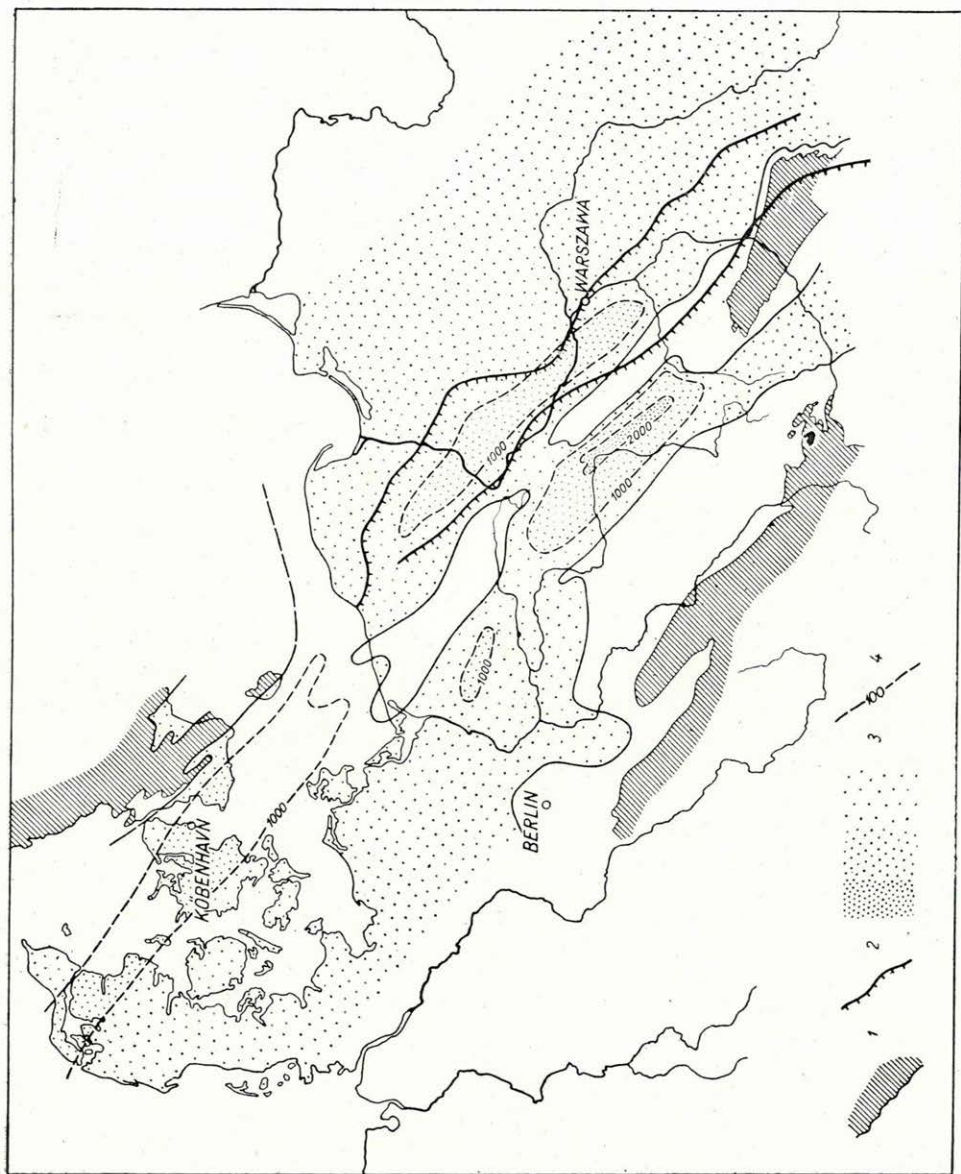
A nagykiterjedésű *felső-kréta* tenger — fácies és vastagság tekintetében — a felső-júra tengeri üledékekhez hasonló képződményeket hozott létre. A táblás vidéken és a szászországi rögben jelentős vastagságú üledékeket találunk, elsősorban írókrétát. Ezekben a képződményekben számos rétegtani hézag található, amelyeket Kelet-Lengyelországban lehetett megállapítani.

A felső-kréta elején a lengyelországi süllyedék területén különbözőképpen alakult az üledékképződés, mégpedig a süllyedék aljzatának jellegétől és a benne végbemenő mozgásoktól függően. Itt nem rakódott le az írókréta, hanem márgás-kovás üledékek képződtek. Ugyanakkor az antiklinórium szerepe valószínűleg jelentéktelenebb volt, mint az alsó-krétában, mivel nagyobb volt a tenger mélysége. A legvastagabb üledékek az antiklinórium Ny-i oldalán halmozódtak fel, vagyis a Mogilno-Lódz-i szinklinóriumban, ahol Turek és Klodawa városok között érik el legnagyobb vastagságukat (2600 m). Hasonló, bár háromszor olyan vékony üledékek rakódtak le a peremi szinklinálisban, amely Fennoszarmáciának — már a malmtól kezdődően világosan láthatóan — lezökkent (lesüllyedt) részét képezte. A kréta Ny-i határát a lepusztulás alakította ki. A szászországi rögön általában nagyobb az üledékvastagság, mint az Orosz-táblán; 450 és 760 m között ingadozik, azokat a helyeket figyelembe véve, ahol rétegtanilag teljes a kifejlődés.

A szászországi rögben az Odera alsó folyásvidékén, Mecklenburgban és Dániában, a süllyedék DNy-i oldalán 700 m-ig terjed a felső-kréta vastagsága. É-on az egész dániai emelet megtalálható. A süllyedék tengelyében — közelebről a tengely dániai szakaszán — kétszer akkora a kréta vastagsága, mint a rögben; amennyiben helyt adhatunk a rendelkezésre álló hiányos adatoknak.

A felső-kréta vége felé, a maastrichti emelet derekán az egész dán-lengyel süllyedék kiemelkedett, a szászországi rög D-i részével együtt. A tenger csak Dániában és Kelet-Lengyelországban, vagyis csak a peremi szinklinálisban és Fennoszarmácia szomszédos részében maradt meg. A végleges regresszióra a paleocénben került sor.

A fentieket összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a júra és a kréta folyamán a süllyedék területén az üledékfelhalmozódás mértéke négy-



4. ábra. Kréta. (Jelmagyarázatot l. az 1. ábrán.)

szerese volt a szászországi rög és ötszöröse a síkvidéki terület üledék-képződésének. Dániában még élesebben megmutatkozott a Balti-pajzstól való eltérés. A triással ellentétben a júra és a kréta folyamán szokatlanul mozgékony és erősen redőzött volt a süllyedék aljzata. Ez a körülmény mind az üledékvastagságban, mind pedig az üledékek fáciesében kifejezésre jutott.

Az a nyomás, amelyet a fennszarmáciai tömeg kifejtett, és amely a zechstein és az alsó-triász folyamán még gyengén érvényesült, ismét megerősödött és hatását az egész júra, valamint kréta folyamán éreztette. Ebben az időben egy hosszanti peremi süllyedék keletkezett, amely Észak-Dániától egész Lengyelországon keresztül valószínűleg Romániáig húzódott. Ez a Varisztidák és Kaledonidák szélességi kör-irányban húzódó hegyláncainak áttörésével járt, aminek eredményeképpen kialakult a Łódź—Miechów-i szinklinórium. Délebbre a flis-Kárpátok rátolódási takarói nyomultak be a süllyedékekbe; ezeknek a takaróknak a csapásirányai pontosan megegyeznek a süllyedék irányával.

Közép- és ÉNy-Lengyelországban a júra és kréta folyamán az előtereknek a fennszarmáciai tömeg terhelő nyomása folytán bekövetkezett benyomulásával egyidejűleg megindult a süllyedékben levő üledékek gyűrődési folyamata. A gyűrődés a táblás vidék szegélyének közvetlen előterében érvényesült a legjobban. Azt mondhatnánk, hogy ez a peremvidék maga elé gyűjtötte az üledékeket és egymásra torlaszolta, aminek eredményeképpen kialakult a Pomeránia—Kujawy-i antiklinórium. Ez a torlódást okozó mozgás hozta létre a Świąty-Krzyż-hegységet is jelenlegi alakjában. A nyomás nem volt egyenletes a süllyedék egész hosszában. Fel kell tételeznünk, hogy minél közelebb volt a mozgás forrása a földkéregben (tehát D-en), annál erősebb volt az említett nyomás. Talán ez az oka annak is, hogy a süllyedék dániai szakaszán nincsenek gyűrt üledékek. A Balti-pajzs peremén fellépő jelentéktelenebb mozgások következtében létrejött süllyedékben ennek kapcsán fokozódott az üledék-képződés, az üledékek azonban semminemű gyüredezettséget nem szenvedtek. Délebbre, a Balti-pajzs pomerániai szegélyén ellenben gyűrődés következett be. Itt a süllyedéket már egész szélességében gyűrődések töltik ki. A legnagyobbak közülük (Kamieńi antiklinális) a süllyedéknek a táblás vidékkel ellentétes oldalán halmozódtak fel; DNy-i irányban Szczecin és Poznań között flexuraszerűen eltolódtak vagy kifelé átbuktak. A flexura vonala változó intenzitással egész Középső-Lengyelországon keresztül halad, egészen a Świąty Krzyż-hegységig.

Az alpi hegységképződés larámi gyűrődési fázisa alatt a tábla egész előtere véglegesen kiemelkedett, és a lassanként alábbhagyó nyomás a Balti-pajzstól D-re elterülő táblás vidék előlépcsőjének besüllyedését, valamint egy rövid életű üledékgyűjtő medence — peremi szinklinális — keletkezését eredményezte. Ez a medence a hegység előmélyedésével, a benne felhalmozódott üledékek pedig a molasszal párhuzamosíthatók.



A larámi mozgások utolsó szakaszában, a paleocén-eocén határán ez a terület is kiemelkedett.

A dániai—lengyelországi geoszinklinális a saxoni tektonikai fázis idején keletkezett és gyűrődött fel. Tektonikáját azonban semmi esetre sem azonosíthatjuk a germanotip tektonikával. Vízzintes, széthúzásos elmozdulást előidéző mozgásoknak itt egyáltalán nem volt szerepe, és ha voltak is ilyenek, csak rövid ideig működtek a triász idején. Az alsó-júra óta csak nyomásos tektonikai mozgások léptek fel, amelyek főleg gyűrődések és flexurák, sőt kisebb feltolódások keletkezésében nyilvánultak meg, főképpen a Święty-Krzyż-hegységben. Ezzel magyarázható, hogy Lengyelországban a sasbérc-szerű kősötömegek (7 db) nem összefüggően fordulnak elő, annak ellenére, hogy a lengyelországi zechsteinben teljesen kifejlődött a sófácies. Németországban a júra és a kréta határán gyakori sötömzs-áttörések a geoszinklinálison belül sehol sem voltak megfigyelhetők. Ez a jelenség egyrészt a rétegek megegyező településével magyarázható, másrészt azzal, hogy a júra és a kréta folyamán a geoszinklinálisban folyamatos volt az üledékképződés. A geoszinklinálison kívüli, az azt környező területen szabályszerűnek vehető a rétegek diszkordáns települése.

Végezetül még egy fenntartás a szerző részéről. Tekintettel arra, hogy a szóban forgó terület aljzatát csak Lengyelországban, közelebbről Mecklenburgban, Észak-Jütlandon és Schonen szigetén kutatták meg alaposan, a dániai szigetek és a Rügen-sziget aljzata pedig majdnem teljesen ismeretlen maradt, a fenti megfontolások a megkutatatlan területekre vonatkozóan csak feltételes jellegűek lehetnek.

## IRODALOM

- BAKIROV, A. A. 1954: Opüt izucsenyija Geologii krisztalliceszkovo Fundamenta Russzkój Platformü na osnovie opornovo Burenijija. — Gosztoptyehizdat. Moszkva.
- BROCKAMP, B. 1941: Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. — *Ib.* R. f. **61**. pp. 157—185.
- BROZTEN, F. — POŻARYSKA, K. 1957: The Paleocen in Central Poland. — *Acta Geol. Pol.* **7**. pp. 273—280. Warszawa.
- DĄBROWSKI, A. 1957: Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. (The structure of the deep substratum in Western Poland on the basis of geophysical research.) — *Kwartalnik Geologiczny*. **1**. 1. pp. 31—39. Warszawa.
- GREGERSEN, A. — SORGENFREI, T. 1951: Exploration of the subsurface geology of Danemark. — *Medd. Dansk. Geol. För.* **12**. 1. pp. 141—151. København.
- KÖLBEL, H. 1957: Entwicklung, Ergebnisse und Perspektiven der Erkundung auf Erdöl und Erdgas im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — *Zeitschr. f. angew. Geol.* **3**. 5—6. Berlin.
- KŚIAŻKIEWICZ, M. — SAMSONOWICZ, J. 1952: Zarys geologii Polski. — Państw. Wyd. N auk. Warszawa.
- LEWIŃSKI, J. — SAMSONOWICZ, J. 1918: Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyuluwium wschodniej części Nizu Połnocno—Europejskiego.

- (Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nordeuropäischen Flachlandes.) — Spr. TNW 31. pp. 1—118. Warszawa.
- MEINHOLD, R. 1956: Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen in Bereiche der geophysikalischen Anomalien der Prignitz. — *Wiss. Zeitschr. d. Karl Marx Univ.* 5. 4. pp. 447—455. Leipzig.
- MEINHOLD, R. 1956: Bemerkungen zur Frage des Salzaufstieges. — *Freiberger Forschungshefte. H. C.* 22. pp. 65—77.
- NOWAK, J. 1913: O kredzie zachodniej części Podola i Wołynia. (Über die Kreide im westlichen Teil von Podolien und Wolhynien.) — *Spr. TNW.* 6. pp. 765—803. Warszawa.
- PAWŁOWSKI, S. 1947: Anomalie magnetyczne w Polsce. (The magnetic anomalies in Poland.) — *Biul. P. I. G.* 44. pp. 1—59. Warszawa.
- POŻARYSKI, W. 1948: Jura i Kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik.) — *Biul. P. I. G.* 46. pp. 1—141. Warszawa.
- POŻARYSKI, W. 1952: Podłoże mezozoiczne Kujaw. — *Biul. P. I. G.* 55. pp. 1—62. Warszawa.
- POŻARYSKI, W. 1956: Regionalna geologia Polski. Tom. II. — *Region Lubelski.* P. T. G. Kraków.
- POŻARYSKI, W. 1957: Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. (Substratum of northwestern Poland in reference its surrounding structures.) — *Kwart. Geol.* 1. 1. Warszawa.
- POŻARYSKI, W. 1957: Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. (The south-western margin of Feno-Sarmatia.) — *Kwart. Geol.* 1. 3—4. Warszawa.
- POŻARYSKI, W. — RÜHLE, E. 1956: Carte géologique de Pologne (sans formations quaternaires et tertiaires). — *Inst. Geol. Warszawa.*
- RICHTER, R. — BERNBURG, G. 1949: Anlage und regionale Stellung des saxonischen Beckens. — *Erdöl und Tektonik.* pp. 37—43. Hannover—Celle.
- SAMSONOWICZ, J. 1929: Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. (Le Zechstein, le Trias et le Liasique sur le versant nord du Massif de Ste Croix.) — *Spr. P. I. G.* 5. 1—2. pp. 1—281. Warszawa.
- SAMSONOWICZ, J. 1954: Sur l'âge de formation des dômes salifères sur l'anticlinorium de Couyavie. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3, 2.* Nr. 2. pp. 93—95. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI, S. — ZNOSKO, J. 1959: Projekt mapy tektonicznej Polski jako części mapy tektonicznej Europy. (Program of a Tectonic Map of Poland, as Part of an European Tectonic Map.) — *Kwart. Geol.* 3. 1. pp. 1—224. Warszawa.
- SATSKIJ, N. S. 1956: Tektoniceszkaja karta Sz.Sz.Sz.R. i szoprjegyelnüh stran (1 : 5 000 000). — Moskwa.
- TEISSEYRE, W. 1903: Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. — *Beitr. z. Pal. Oester.-Ungarn.* 15. 4. Wien — Leipzig.
- TORNQUIST, A. 1908: Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes. — *Schr. d. phys.-ökon. Ges. Königsberg.* 49. pp. 1—12.
- VOIGT, E. 1954: Das Norddeutsch-Baltische Flachland im Raum des europäischen Schollenmosaiks. — *Mitt. Geol. Staatsinst.* 23. pp. 18—37. Hamburg.

## A LENGYEL-KÁRPÁTOK SZUBSZILÉZIAI SOROZATÁBA TARTOZÓ KRÉTA RÉTEGEK BEOSZTÁSA MIKROFAUNA ALAPJÁN

LISZKOWA, J.

(Kraków)

KSIAŹKIEWICZ, M. (1951) az általa korábban woźniki- és felső-parautochton takarónak nevezett egységekre bevezette a „szubsziléziai takaró” elnevezést. A szubsziléziai takaró részben az UHLIG, V. értelmezése szerinti szubbeszkidi flisnek és a NOWAK, J. értelmezése szerinti wieliczki takarónak felel meg.

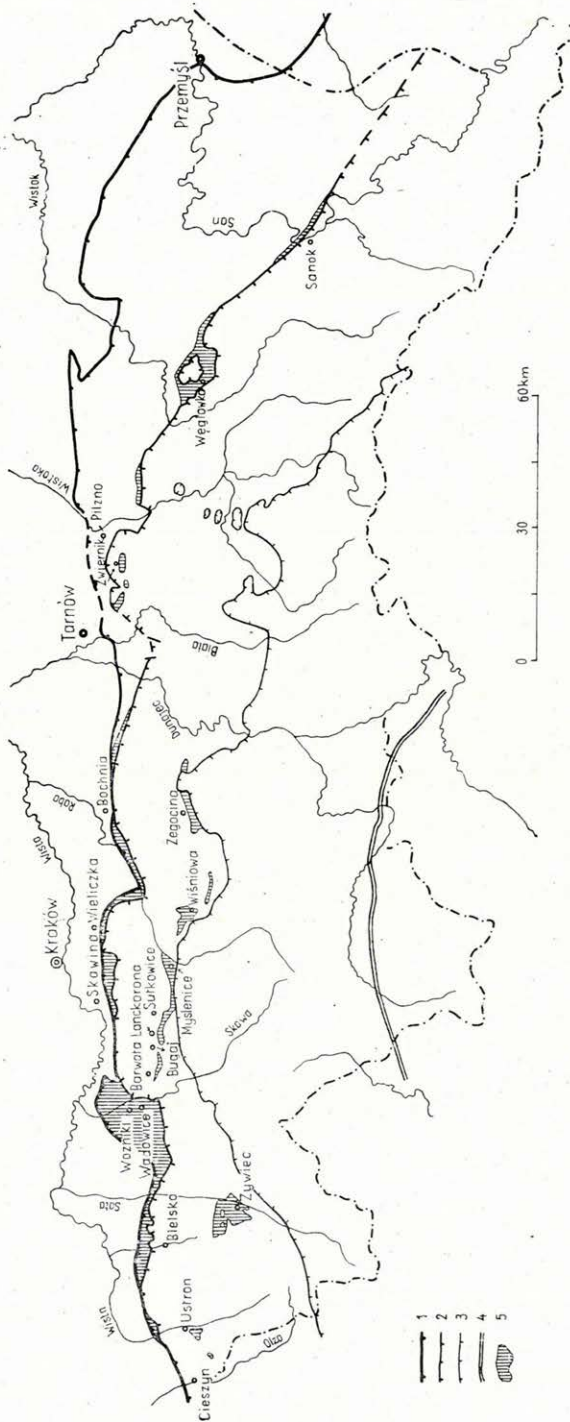
A szubsziléziai takaró a sziléziai takaró alatt elhelyezkedő egység, képződményei a sziléziai takaró szélén vagy a tektonikai ablakokban jelentkeznek. E képződményeket azonban a sziléziai egység alatt számos mélyfúrásban is megtalálták.

A Lengyel Nyugati-Kárpátokban a szubsziléziai takaró két területen jut a felszínre. Az egyik, az ún. északi vidék, a sziléziai egység szegélyén Bielskotól É-ra és K-re fekszik, Woźnikihoz közel (Wadowicetól északra) és Bochnia környékén. A másikat, a déli övet, a 1. Cieszyn—Ustron-i, 2. Żywiec-i, 3. Wadowice—Barwałd—Bugaj—Lanckorona—Sulkowice—Mysłenice-i, 4. Wiśniowa-i és 5. Żegocina-i tektonikai ablakok képviselik.

A Dunajectól K-re a szubsziléziai sorozat képződményei Pilznotól nyugatra, Zwiernik helységben és a węglówkai antiklinálisban jelentkeznek. Még távolabb keletre is megállapították a szubsziléziai sorozat jelenlétét, mégpedig a San völgyében Sanok közelében és Ustrzyki-től nyugatra.

A szubsziléziai egység képződményei rétegsorrendjének tanulmányozása meglehetősen nehézségekbe ütközik. Az említett sorozat rétegtani sorrendjét első ízben Wadowice vidékén KSIAŹKIEWICZ, M. (1951) rögzítette, aki a következő szinteket különítette el:

1. cieszyni felső pala (valangini);
2. grodziski homokkő és ostreás homokkő (hauterivi és barrémi);
3. gaize-sorozat (hauterivi?—barrémi—apti—albai);



1. ábra. A szubsziléziai sorozat a Lengyel-Kárpátokban (Książkiewicz, M. nyomán, 1956)

Jelmegjelölés: 1. A Kárpátok pereme. 2. A sziléziai takaró pereme. 3. A Magurrai takaró pereme. 4. A Közép-Kárpátok északi pereme. 5. A szubsziléziai sorozat kibúvását az előtérben és a sziléziai takaró tektonikai ablakaitban

- a) alsó-gaize rétegek (hauterivi—barrémi);  
 b) fekete pala idegen anyagú zárványokkal (barrémi) — megfelel a vežovicei (Wernsdorf-i) rétegeknek;  
 c) felső-gaize rétegek spongolittal és sárga homokkővel (apti—albai);
4. Jastrzębia-i zöld márga (turon);
  5. tarka, szürkészöld és vörös márga (felső-kréta: szenon);
  6. bryozoás homokkő és szydlowieci lithothamniumos homokkő maastrichti faunával.

KŚIAŹKIEWICZ „A nyugati-kárpáti flis tarka márgáinak kora” c. dolgozata (1950) az első olyan munka, mely a szubsziléziai sorozat rétegtanával a benne található mikrofauna alapján foglalkozik. Ezt követték a továbbiak (3, 13, 7, 12, 14), melyekben a szerzők hasonló módszerrel tisztázták a rétegtani kérdéseket. CZERNIKOWSKI, J. már 1949-ben megkísérelte (2), hogy párhuzamot állítson fel a szubsziléziai sorozat węglówkai márgája és a sziléziai sorozat godulai rétegei között. A szubsziléziai sorozat rétegtani beosztását a *Globotruncana*, *Stensiöina*, *Pseudotextularia*, *Lenticulina* és *Reussella* nemzetségekhez tartozó mészvázú Foraminiferák, valamint a *Siderolites*, *Cymbalopora* és *Orbitoides*-szerű, nagytermetű Foraminiferák jelenlétére alapozta.

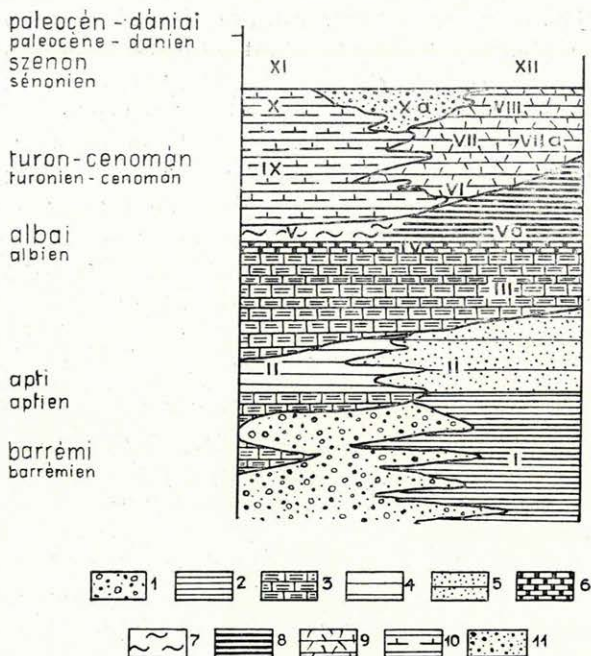
### Alsó-kréta

A „fekete krétának” nevezett alsó-krétát szegényes fauna jellemzi. Igen nagyszámú megvizsgált kőzetminta közül csak néhány tartalmazott olyan mikrofauna-együttest, amelyből a rétegek korát meg lehetett határozni. A vizsgált faunatársaságok között az agglutinált *Foraminiferák* társulásai dominálnak.

A szubsziléziai rétegsorozatból származó legidősebb mikrofauna-társulást a Pogórz 7. sz. fúrásban találták (Bielsko vidékén). Ebben mészvázú alakok, mint pl. az *Epistomina ornata* ROEMER, *Lenticulina korneuburgensis* NOTH, *L. tricarinella* (REUSS), *Trocholina infragranulata* NOTH vannak, melyek a barrémire utalnak (2. ábra—I). A társulás fő jellegeiben igen nagy hasonlatosságot mutat a Huss (1957) által a vežovicei (Wernsdorf-i) rétegeknek megfelelő węglówkai fekete palából leírt társulással. KOKOSZYŃSKA, B. barrémi makrofaunát jelez e palarétegekből.

A fekete palákat néhol helyettesítő grodziski homokkőben (szubsziléziai sorozat) egyébként meglehetősen ritkán találhatunk mikrofaunát. Az egyik leggazdagabb *Foraminifera*-társulást LISZKOWA találta 1956-ban Sanok környékén, a grodziski homokkő felső részének hamuszürke palaközbetelepüléseiben. Ez a meglehetősen nagyszámú, de rossz megtartású mikrofauna, szinte kizárólag *Haplophragmoides* és *Bigenerina* nemzetségekből áll. Szórványosan fordult elő benne a *Dorothia jiliformis* (BERTHELIN) és a *Hippocrepina depressa* VAŠIČEK faj. HANZLÍKOVÁ, V. (1957) hasonló társulást közöl a morva—sziléziai Beszkidék grodziski rétegeinek felső részéből.

A Goleyszów melletti fúrásokban (Cieszyn környéke, Szilézia) a gaize-rétegeknek megfelelő sötétszürke palákban agglutinált mikrofauna-együttest találtak (KSIĄŻKIEWICZ, M. — LISZKOWA, J. 1959) a következő fajokkal: *Hyperammina gaultina* TEN DAM, *Hippocrepina depressa* VAŠIČEK, *Reophax minuta* TAPPAN, *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Verneuilinoides subfiliformis* BARTENSTEIN, *Dorothia filiformis* (BERTHELIN), *Bigenerina variabilis* VAŠIČEK, *Trocholina* sp. A Hippo-



2. ábra. A Lengyel-Kárpátok szubsziléziai sorozatának rétegtani beosztása

**Jelmagyarázat:** 1—11. rétegtani tagolás: 1. grodziski homokkő, 2. vežovicei (Wernsdorf-i) fekete pala, 3. gaize (apoka), 4. sötét pala, 5. węgłowkai homokkő (lgotai alsó rétegek), 6. radiolarit, 7. jastrzębiai márga, 8. tarka pala, 9. tarka márga és pala, 10. szürke márga és pala (frýdecki típusú márga), 11. szydłowiczi homokkő. — I—XII. mikrofauna-társulások: I. Mészvázú Foraminiferák társulása: *Epistomina ornata* ROEMER, *Lenticulina korneuburgensis* NOTH, *L. tricarinella* (REUSS), *Trocholina infragranulata* NOTH (fekete pala). II. Agglutinált Foraminiferák társulása: *Hyperammina gaultina* TEN DAM, *Hippocrepina depressa* VAŠIČEK, *Reophax minuta* TAPPAN, *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Verneuilinoides subfiliformis* (BERTHELIN), *Bigenerina variabilis* VAŠIČEK, *Trocholina* sp. (sötét pala és węgłowkai homokkő). III. Agglutinált Foraminiferák társulása *Plectorecurvoides alternans* NOTH fajjal. IV. Számos Radiolaria, *Oligostegina*, *Rotalipora appenninica* RENZ és *Globotruncana* cf. *stephani* (GANDOLFI) fajból álló társulás (radiolarit). V/a. Agglutinált Foraminiferák társulása: *Uvigerinammina jankoi* MAJZON, *Ammobaculites* sp., *Pleurostomella barroisi* (BERTHELIN) és *Stensiöina praesculpta* (KELLER) (tarka pala és agyag mészkő nélkül a tarka márga alatt). V/b. *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLÉ, *G. lapparenti lapparenti* BOLLÉ fajokat tartalmazó társulás (jastrzębiai zöld márga). V/c. Társulás *Globigerina* ex gr. *cretacea* d'ORB. és *Pernerina depressa* (PERNER) fajokkal (Bielsko melletti Hałcnówból). VI. Faunátársulás *Stensiöina exsculpta* Rss. fajjal (tarka márga és pala). VII. Társulás *Stensiöina pommerana* (BROTZEN) fajjal (tarka pala és márga). VII/a. Faunátársulás *Globotruncana conica* WHITE, *G. leupoldi* BOLLÉ, *G. arca* (CUSHMAN), *G. stuarti* LAPP. fajokkal (tarka márga és pala). VIII. *Globotruncanás* és *Pseudotextulariás* társulás (tarka márga és pala). IX. *Gümbelina*, *Globigerina* és *Globotruncana*-fajok társulása *G. arca* (CUSHMAN) fajjal (szürke márga és pala). X. Társulás *Globotruncana contusa* CUSHMAN, *Pseudotextularia* sp. és nagytermetű Foraminiferákkal (szürke márga és pala). X/a. Maastrichti nagytermetű Foraminiferák társulása — bryozós és lithothamniumos szydłowiczi homokkő. XI. Krétából paleogénbe átmenő plankton-társulás lapított *Globorotaliákkal*. XII. Krétából paleogénbe átmenő agglutinált Foraminifera-társulás *Nodellum velascoense* (CUSHMAN), *Haplophragmoides walteri* (GRZYB.), *Rzehakina fissistomata* (GRZYB.), *Matanzia varians* (GLAESSNER), *Cystammina pauciloculata* (BRADY) fajokkal.

*crepina depressa* VAŠIČEK alakot meg lehet találni az ún. „Hluck-i krétában”, melyet a barrémi-aptiba tartozónak tekintenek (VAŠIČEK, M. 1947), valamint a gaize-rétegekben is (LISZKOWA, J. 1956). A *Trocholina* nemzetség jelenléte azt bizonyítja, hogy e faunaegyüttes nem lehet a cenománnál fiatalabb. Hasonló mikrofauna-társulást találtak a valószínűleg apti emeletbe tartozó woźniki rétegekben (KSIĄŻKIEWICZ, 1951), valamint a Wadowice melletti „Choczniá” fúrás sötét palarétegeiben is (2. ábra—II). Huss, F. Węglówkából ír le hasonló társulásokat (1957). A fentiekben említett társulásokat általában az apti—albai emeletbe tartozóknak tekintik. Rétegtanilag fiatalabbak azok a társulások, amelyekben az előzőkben idézett alakok mellett a *Plectorecurvoides alternans* NOTH számos példánya is megjelenik. Szerző szerint ezeknek kora albai (Bielsko környéke, Wadowice, Wieliczka); a węglówkai rétegekben ugyanezt a kort határozták meg (Huss, F., 1957) (2. ábra—I-III).

### Felső-kréta

Cenomán—turon. A gaize-rétegek felső részében (Bestwina, Bielsko környéke) *Rotalipora* cf. *cushmani* (MORROW) alakot találtak, aminek alapján a gaize-rétegek legfelső sorozatát cenománnak lehetett nyilvánítani.

A gaize-rétegek fölött radiolaritok következnek agyagpalával és zöld márgával. A radiolaritos szint zöld márgája számos *Radiolaria* és *Oligostegina* mellett *Rotalipora appenninica* (RENZ) és *Globotruncana* cf. *stephani* (GANDOLFI) fajt is tartalmaznak, melyek szintén a cenománra utalnak. Tuchów környékén (Pilzno vidéke) a radiolaritos szint zöld márgájában szintén találtak *Globotruncana stephani* (GANDOLFI) alakot. Mindebből következik, hogy ezt az egész szintet cenománba tartozónak lehet tekinteni (2. ábra—IV) (KOSZARSKI, L., NOWAK, W., ŻYTKO, K., 1959).

A szubsziléziai sorozatban a fentebb említett radiolaritos rétegekre tarka (vörös és zöld) pala és kemény márga települ. Utóbbit Wadowice környékén Jastrzebiánál és Bielsko mellett Halénównál ismerjük. Ez a pala és márga a sziléziai sorozat godulai rétegeinek felel meg és a węglówkai felső-kréta márga fölött települ.

Az említett tarka pala agglutinált mikrofaunát tartalmaz számos *Recurvoides* div. sp., *Uvigeramina jankoi* MAJZON, *Ammobaculites* sp. és *Pleurostomella barrosi* (BERTHELIN) példánnyal (GEROCH, S., GRADZIŃSKI, R. 1955; LISZKOWA, J. 1956; KSIĄŻKIEWICZ, M., LISZKOWA, J. 1959). A fentebb ismertetett társulások a tarka palában nyugaton Goleszow és Żywiec környékén, keleten pedig egészen Sanokig jelentkeznek. Koruk cenomán—turon lehet. Huss, F. a Węglówka környéki szubsziléziai egységből *Stensiöina praeexsculpta* (KELLER), *Spiroplectamina praelonga* (REUSS) és *Gaudryina serrata* (WEDEKIND) fajokat idéz

a vörös agyagrétegekből s szerinte ezek turon koriak (2. ábra—V). A Jastrzębia melletti kemény márgában, amely a gaize-rétegekre települ, KSIĄŻKIEWICZ (1951) *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti lapparenti* BOLLI alakokat talált. Tekintettel arra, hogy a campaniai és maastrichti alakok itt hiányoznak, az említett fajok a turonra vagy az alsó-szenonra utalhatnak (2. ábra—V/b). A Halcnów melletti zöld márga helyzete a Jastrzębia melletti márga helyzetéhez hasonló (KOSZARSKI, L., NOWAK, W., ŻYTKO, K. 1959). Ezekben *Globigerina ex gr. cretacea* D'ORB. és *Pernerina depressa* (PERNER) alakokat magába foglaló társulást találtak (2. ábra—V/c).

Szenon. A szubsziléziai sorozat szenonját tarka márga, tarka pala és szürke, frýdeki típusú márga alkotja. Az üledékekben azonos korú, de más és más fáciesű mikrofauna-társulások találhatók.

A nagyszámú megfigyelés bebizonyította, hogy a zöld márgában elsősorban mészvázú és plankton mikrofauna-társulások találhatók, míg a vörös márgában és a vörös palában az agglutinált mikrofauna dominál.

KSIĄŻKIEWICZ (1950, 1951) a Wadowice környéki tarka márga és tarka pala sztratigráfiáját a *Globotruncanák* alapján rögzítette. Az egész márgasorozat korát turon—maastrichtinak határozta meg és négy márgatípust különböztetett meg; az eltérések a típusok között közettani és rétegtani vonatkozásúak.

1. típus: a korábban már leírt, Jastrzębia melletti turon márga.

2. típus: „normálisnak” nevezett márga, amely nem más, mint a lágy, zöldes márga, vörös márga- és pala-közbetelepülésekkel. Mikrofaunájuk igen változatos: *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti coronata* BOLLI, *G. arca* (CUSHMAN), *G. leupoldi* BOLLI, *G. caliciformis* LAPP. (ex gr. *conica*). Ez a fauna KSIĄŻKIEWICZ véleménye szerint arra mutat, hogy ez a márgaösszlet a campaniai emeletbe osztható be (2. ábra—VII/a).

3. típus: kemény, szürke márga, amelyben a *Globotruncana leupoldi* BOLLI dominál. A felső-campaniai emeletet képviseli vagy esetleg a maastrichtibe tartozik.

4. típus: a radoczai, szürkészöldes, kemény, tűzköves márga. A *Globotruncana stuarti* LAPP. és a *G. caliciformis* LAPP. alakok mellett számos *Pseudotextularia* példány is van benne. KSIĄŻKIEWICZ szerint e rétegek a maastrichti emeletbe tartoznak (2. ábra—VIII).

A szubsziléziai sorozat tarka márgája és palája a *Globotruncana* társulásokon kívül más, rétegtani jelentőségű faunaegyütteseket is szolgáltatót.

Żywiec környékén GEROCH és GRADZIŃSKI (1955) talált mikrofaunát a felső-krétakori márgában; leírnak olyan társulásokat is, amelyekben inkább a mészvázú és a plankton alakok dominálnak, mint a bentonikus társulások. Az alsó-campaniai alemeletet, és esetleg a még



idősebb képződményeket az jellemzi, hogy nagy bőségben találhatók bennük a lapított, kétkarimás *Globotruncanák*: *G. ex gr. lapparenti* BOLLI és csekély számú *Reussella szajnochae* (GRZYB.). Ellenben a *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) és a *Pseudotextularia varians* RŽEHAK hiányzik belőlük.

Említett szerzők a campaniai emeletbe osztják be azokat a márga-fajtákat is, amelyek faunatársulásaiban a kistermetű *Gümbelina*-, *Globigerinella*-, *Globigerina*- és *Pseudotextularia*-fajok, valamint *Globotruncanák* [*G. arca* (CUSHMAN), *G. contusa* (CUSHMAN), *G. stuarti* DE LAPPARENT, *Pseudotextularia varians* RŽEHAK és *P. elegans* RŽEHAK] találhatóak, mivel ezek a társulások hasonlítanak az ausztriai nussbachi faunához (NOTH, R. 1951).

A Bielsko vidékén tarka, zöld, vörös és szürke márga formájában jelentkező felső-krétakori márgaösszlet a szantonitól a maastrichtiig terjedő emeletekbe tartozik. A legidősebb faunatársulás a szantoni társulás, *Stensiöina exsculpta* (REUSS) alakkal (2. ábra—VI) (LISZKOWA, J. 1956). A fiatalabb társulások, melyek a hamuszürke márgából és a zöld márgából származnak, gazdag maastrichti faunát tartalmaznak: *Lenticulina velascoensis* WHITE, *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Pseudotextularia varians* RŽEHAK, *P. elegans* RŽEHAK, továbbá számos *Globotruncanát*, mint pl. *G. arca* (CUSHMAN), *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. fornicata* PLUMMER, *G. conica* var. *plicata* CUSHMAN, *G. contusa* CUSHMAN.

Távolabb kelet felé, Wadowice környékén, a fentebb már leírt, KSIĄŻKIEWICZ (1950, 1951) által jelzett plankton társulást találjuk. Bachowicenál, Wadowice közelében, a tarka márgában és palában számos *Pseudoclavulina subparisiensis* (GRZYBOWSKI), *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI) és *Stensiöina pommerana* BROTZEN alakot magába foglaló faunatársulások találhatóak (2. ábra—VII). Korukat felső-campaniai-ban határoztuk meg (LISZKOWA, J. 1959). A maastrichti emeletre jellemző mikrofauna — *Pseudotextularia varians* RŽEHAK, *P. elegans* RŽEHAK, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. leupoldi* BOLLI és *Globotalia pschadae* KELLER (2. ábra—VIII) — a bachowicei zöld agyag-rétegekben található meg.

Az említett szenonkori faunatársulások a tarka márgában és palában Wieliczka, Bochnia, Pilzno környékén és távolabb egészen Węglówkáig megtalálhatóak.

HUSS, F. (1957) Węglówkából a szubsziléziai sorozat teljes szelvényét leírta a barrémitől egészen az oligocénig. A tarka szenon márgát, amelyet még węglówkainak is neveznek, a turon mésztelen vörös agyagja fölé helyezi; ez a fent idézett mikrofaunát tartalmazza. A węglówkai márga alsó részében, a vörös agyagban *Globotruncana ex gr. lapparenti*-s társulás lép fel *G. lapparenti bulloides* VOGLER, *G. lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti coronata* BOLLI fajokkal. HUSS e társulás korát

turonnak-szantonnak határozza meg. A magasabban elhelyezkedő zöld, márgás agyagban *Globotruncana leupoldi* BOLLI, *G. tricarinata* QUEREAU, *G. stuarti* LAPPARENT, *G. conica* WHITE mut. *caliciforme* LAPPARENT társulás állapítható meg. Tekintettel a *Neoflabellina gibbera* (WEDEKIND) és a *N. procera* (WEDEKIND) fajok jelenlétére, szerző feltételezi, hogy ez a társulás a campaniai emeletbe tartozik. E zöld, márgás agyag felső részében nagy bőségben jelentkeznek a *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN, *Pseudotextularia varians* RŽEHAK, *P. elegans* RŽEHAK, *Planoglobulina acervulinoides* EGGER fajok. HUSS ezt az új szintet a maastrichti al-emeletbe osztja be.

Sanok környékén a szubsziléziai és sziléziai fáciesek kölcsönösen összefogazódnak. E vidék vizsgálat alá vett szelvényeiben agglutinált mikrofauna dominál (LISZKOWA, J. 1956). A vidék szenon márgájában *Globotruncanák* csak szórványosan mutatkoznak, s a társulásokban a *Reussella szajnochae* (GRZYB.) van túlsúlyban.

A *Globotruncana* nemzetséget a törmelékes üledékekben nem lehet megtalálni. A tarka márga idősebb faunatársulásában számos *Clavulinoides gaultinus* (MOROSOWA) található, melynek rétegtani elterjedését NOTH, R. (1951) az albai és turon emeletben határozta meg. Feljebb *Clavulinoides amorphus* (CUSHMAN), *Goëssella carpathica* LISZKOWA, *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI) és *Stensiöina pommerana* BROTZEN alakokban nagyon gazdag társulás van. A társulás korát felső-campaniainak lehet meghatározni (2. ábra — VII).

A szenon a szubsziléziai sorozatban ugyancsak szürke márga és frýdeki márga-típusú pala formájában jelentkeznek. Ez a fácies Frýdektől (Csehország) egészen Goleiszów vidékéig (Cieszyn, Szilézia), Bielsko, Wadowice, Wisniowa (Myślenice mellett) és Żegocina (Bochnia mellett) környékéig terjed. Valamivel távolabbra keletre is megtalálható, de hiányzik az egész Węglówka-i szelvényből. Lengyelországban a szürke márga mikrofaunája különbözik a szubsziléziai sorozat szenonkori tarka márgájának mikrofaunájától, viszont igen feltűnő módon hasonlít a HANZLÍKOVÁ, E. (1952) által leírt frýdeki márga mikrofaunájához. E fácies felső-szenon faunatársulásait az jellemzi, hogy a *Gümbelina*, *Pseudotextularia*, *Globigerina* és *Globotruncana* genuszok számos plankton alakja megtalálható bennük. Egyébként előfordulnak benne különböző *Nonionella* és *Chilostomella* fajok, melyek a kréta flisben meglehetősen ritkának számítanak. Megkülönböztethetők bennük idősebb társulások, amelyekben a *Gümbelina* és a *Globigerina* genusz fajai vannak túlsúlyban (2. ábra — IX). Megkülönböztethetők továbbá a fiatalabb társulások az igen nagy számban található *Globotruncana arca* (CUSHMAN) fajjal, és végül a típusos maastrichti társulások nagyszámú *Pseudotextularia varians* és *P. elegans* RŽEHAK, *Globotruncana contusa* CUSHMAN és *G. mayaroensis* BOLLI fajjal.

Ezekben a társulásokban egyébként nagytermetű Foraminiferákat

is találtak: *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) és *Cymbalopora radiata* HAGENOV (2. ábra — X).

*Bryozoás és lithothamniumos homokkőösszlet.* A Wadowice melletti Zygodowice és a Myślenice melletti Wiśniowa közelében több helyen a szürke márgaösszletet ún. bryozoás és lithothamniumos homokkő borítja, amelyet szydłowieci homokkőnek is neveznek. Lehetséges, hogy a tarka márga vagy a szürke márga felső részének felel meg. A rétegcsoport korát BIEDA, F. (1947) maastrichtinek határozta meg, mégpedig a következő Foraminiferák jelenléte alapján: *Lepidorbitoides socialis* LEYM. var. *minor* SCHLUMB. (Myślenice mellett Wiśniowanál) és *Simplorbites*, *Siderolites* és *Lepidorbitoides* (Szydłowiec hegy Wadowice mellett) (2. ábra — X). GEROCH és GRADZIŃSKI (1955) ilyen bryozoás és lithothamniumos homokkővet Żywiec környékéről említ. A mikrofauna alapján korukat maastrichtiben-paleocénben állapítják meg. A homokkő mikrofaunáját főként a krétából a paleocénbe és az eocénbe átmenő agglutinált fajok — *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI), *Nodellum velascoense* (CUSHMAN), *Rzehakina epigona* (RZEHAŁ) — továbbá a csak a paleocéntől az eocénig terjedően ismert fajok képviselik. Ez utóbbiak — főleg a *Spiroplectamina* ex gr. *spectabilis* (GRZYBOWSKI) faj — igen gyakoriak.

A krétából a paleocénbe átvezető rétegeket a szubsziléziai sorozatban ritka plankton-társulások képviselik számos *Globigerina triloculinoidea* PLUMMER, *Acarinina intermedia* SUBBOTINA, *Acarinina crassaformis* (GALLOWAY et WISSLER), *Globorotalia crassata* CUSHMAN fajjal, továbbá szórványosan jelentkező felső-kréta fajokkal. Hasonló faunatársulásokat határoztak meg dániai-paleocén koriaknak (2. ábra — XI) (LISZKOVA, J. 1956, 1959; HUSS, F. 1957). GLAESSNER, M. (1957), SIGAL, J. (1952) és SUBBOTINA, N. (1953) ugyancsak úgy vélik, hogy a paleocén a lapított formájú *Globigerinák* és *Globorotaliák* nagyszámú megjelenésével kezdődik.

A pelágikus társulásokon kívül, a krétából paleogénbe átvezető rétegekben, nemcsak a csőalakú példányok jelennek meg, mint a *Rhabdammina* és *Dendrophrya* alakok, hanem más, a krétából paleogénbe átmenő fajok is, mint például: *Nodellum velascoense* (CUSHMAN), *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI), *Haplophragmoides walteri* (GRZYBOWSKI), *Rzehakina epigona* (RZEHAŁ), *R. fissistomata* (GRZYBOWSKI), *Matanzia varians* GLAESSNER és *Cystamina pauciloculata* (BRADY) (2. ábra — XII) (GEROCH, S., GRADZIŃSKI, R. 1955, HUSS, F. 1957, LISZKOVA, J. 1959).

A faunatársulások rétegtani beosztását a szubsziléziai sorozat krétájában a 2. ábra mutatja.

## IRODALOM

1. BIEDA, F.: Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. (La stratigraphie du Flysch des Karpates Centrales Polonaises basée sur les grands Foraminifères.) — Roczn. Pol. Tow. Geol. **16**. 1946.
2. CZERNIKOWSKI, J.: Wiek warstw godulskich i margli węglowieckich. — Nafta **5**, 5–6. Kraków. 1949.
3. GEROCZ, S.—GRADZIŃSKI, R.: Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego. — Roczn. Pol. Tow. Geol. **24**. 1. Kraków. 1936.
4. GLAESSNER, M. F.: Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. — Studies in Micropaleontology. **1**. Moscow. 1937.
5. HANZLÍKOVÁ, E.: Příspěvky k mikropaleontologii Moravske slezských Beskyd za rok 1954. — Zprávy o geol. výzkumech v. r. ÚÚG. Praha. 1954.
6. HANZLÍKOVÁ, E.—MENČIK, E.—PEŠL, V.: Poznámky ke stratigrafii a tektonice subslezského příkrovu na listu Nový Jičín. — Zprávy o geol. výzkumech v r. ÚÚG. Praha. 1952.
7. HUSS, F.: Stratygrafia jednostki Węglówki na podstawie mikrofauny. — Acta Geol. Pol., **7**. 1. Warszawa. 1957.
8. KOSZARSKI, L.—NOWAK, W.—ŻYTKO, K.: W sprawie wieku warstw godulskich. — Kwart. Geolog. **3**. 1. Warszawa. 1959.]
9. KSIĄŻKIEWICZ, M.: O wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodnich. — Roczn. Pol. Tow. Geol. **19**. 2. Kraków. 1950.
10. KSIĄŻKIEWICZ, M.: Objasnienia arkusza Wadowice. — Ogólna mapa geologiczna. — Biul. Państw. Inst. Geol. z. **5**. Warszawa. 1951.
11. KSIĄŻKIEWICZ, M.: Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rundschau **45**. Heft 2. Stuttgart. 1956.
12. KSIĄŻKIEWICZ, M. — LISZKOWA, J.: Seria podśląska koło Golezowa (Śląsk Cieszyński). — Kwart. Geologiczny **3**. 1. Warszawa. 1959.
13. LISZKOWA, J.: Mikrofauna serii podśląskiej. — Przegląd Geol. **10**. Warszawa. 1956.
14. LISZKOWA, J.: Mikrofauna warstw z egzotykami z Bachowic. — Biul. Państw. Inst. Geol. **131**. 2. Warszawa. 1959.
15. NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des Oesterreichischen Anteils an Flysch, Helveticum und Vorlandvorkommen. — Geol. Bundesanst. Sonderband 3. Wien. 1951.
16. NOWAK, W.: Seria podśląska na obszarze arkusza Biała—Bielsko. — Przegl. Geol. **10**. Warszawa. 1956.
17. NOWAK, W.: Geologia brzegu karpackiego między Andrychowen a Sołą. — Biul. Państw. Inst. Geol. **131**. 2. Warszawa. 1959.
18. SIGAL, J.: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — Monographies Régionales. Série I. Algérie. 1952.
19. SUBBOTINA, N.: Iszkopaemüe foraminiferü SzSzSzR: Globigerinidü, Hantkeninidü, Globorotalidü. — Trudü VNIGRI. Nova ser. 76. Moskva. 1953.
20. VAŠIČEK, M.: Poznámky k mikrobiostratigrafii magurskeho flyše na Moravé. — Veštník Státn. Geol. Úst. ČSR. 22. Praha. 1947.

## A LENGYEL-KÁRPÁTOK DK-I RÉSZÉNEK KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEI

ŚLĄCZKA, A.

(Kraków)

A Lengyel-Kárpátok délkeleti részének kréta képződményei, akár csak a hegységvonulat többi részében, flis-kifejlődésűek. Két fáciesövet alkotnak (1. ábra), ezek egyike a sziléziai szerkezeti egységnek, másik a duklai redők szerkezeti egységének felel meg. A két szerkezeti egységet áttolódási felület választja el egymástól.

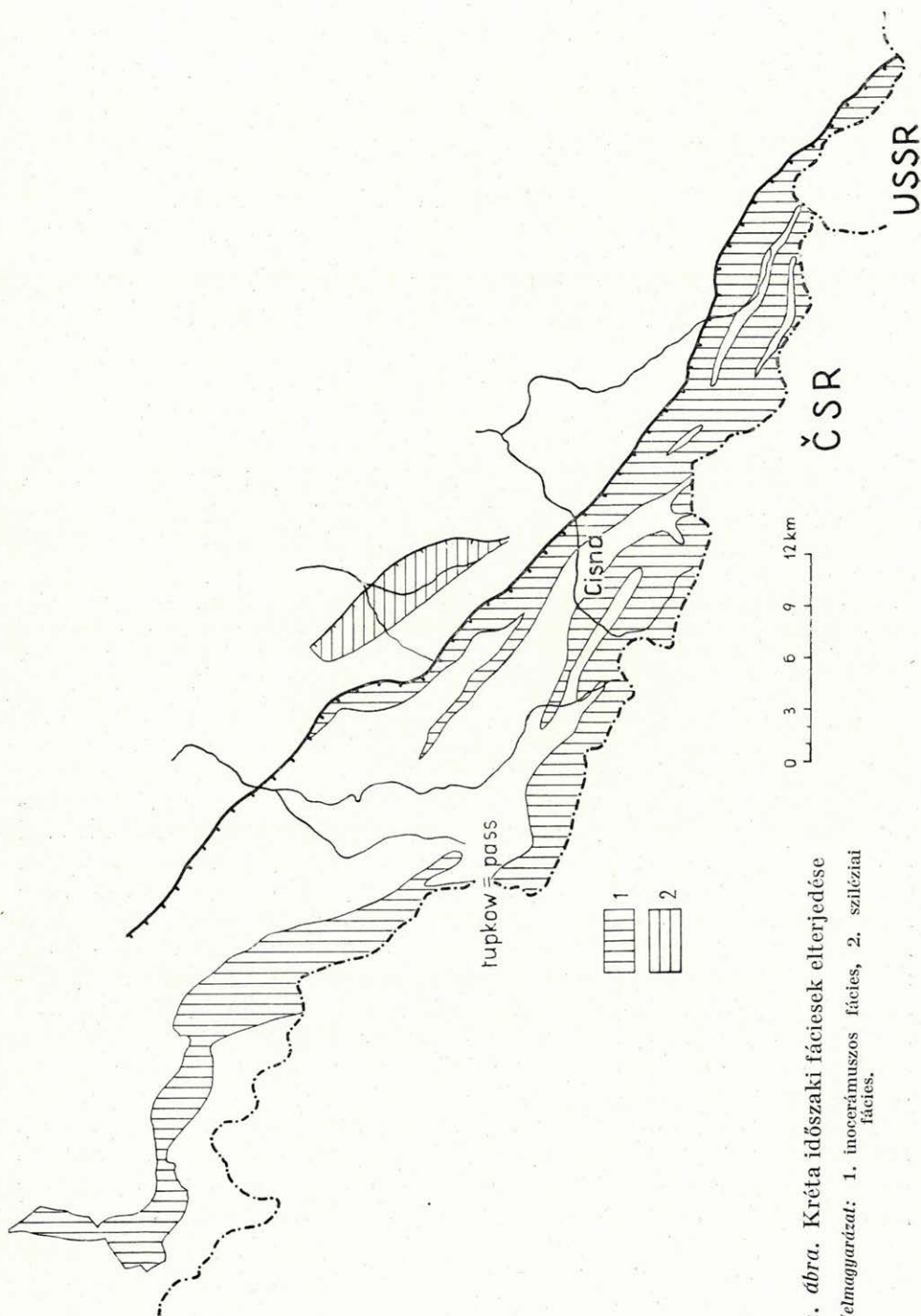
A sziléziai szerkezeti egységnek megfelelő északi övben a kréta képződmények sorozata, amint azt a szerző már kifejtette (1959) csaknem teljes. Ez a rétegsor a Bystra Scalén, igen kis területen bukkan felszínre.

A duklai redőkben csak felső-kréta képződmények vannak.

### Valangini emelet

A kréta rétegösszlet legmélyebb tagja agyagpala-rétegekkel elválasztott, vékony és közepes (1 m-ig terjedő) vastagságú homokkőpadokból áll. A homokkő sodrott (csavart) rétegzettséget, keresztarétegzettséget és elvértve szemcseosztályok szerinti rétegzettséget mutat. Finom- vagy középszemcsés; nagyrészt lekerekített kvarcsemcsékből áll, pelites mészkő- és agyagpala-törmelékkel, glaukonitszemcsékkel. Elszórtan zoogén és oolitos mészkő apró kavicsait és *Bryozoák* törmelékét tartalmazza. A sorozat mélyebb részén vastagpados, durvaszemű üledék uralkodó, fölfelé a szemcsenagyság csökken és a padok is vékonyulnak. A sorozatnak ebben a felsőbb részében homokos mészkő, valamint barna tűzkölcensék- és rétegek is találhatóak.

A kőzetek általában sötétszínűek, néhol csaknem feketék. Igen hasonlóak a Nyugati-Kárpátok felső cieszyni (tescheni) rétegeihez, melyekben valangini faunát (*Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Hoplites pexiptychus* UHL., *Duvalia conica* BL., *D. lata* BL.) találtak.



1. ábra. Kréta időszi fázisok elterjedése  
 Jelmagyarítás: 1. inoceramusos fázis, 2. szilíciai fázis.

### Hauterivi-barrémi emelet

A felső cieszyni rétegek felfelé az hauterivi-barrémi kori grodisti homokkőbe mennek át.

A grodisti homokkő színe szürke-sötétszürke, helyenként kékes, kötőanyaga agyagos-meszes. Durvaszemcsés és jól osztályozott. Szemcséi közt lekerekített kvarcot, kisebb mennyiségű földpátot, csillámlemezeket és növényi törmelékeket találunk. Elvértve meghatározhatatlan faunatóredékeket (*Crinoideák*, kagylótörmelék, szivacsstűk) is tartalmaz. A sorozatban helyenként szferosziderit is megjelenik. A homokkőrétegek közötti agyagpalabetelepülések világos- és sötétszürke színűek.

### Apti-albai emelet (Igota-rétegek)

A grodisti homokkő fölfelé fokozatosan nagyobb részt közép- és vékonypados homokkőből és ezzel váltakozó agyagpalából álló sorozatba megy át. A homokkő helyenként vastagpados is lehet. Nagyrészt kvarcitos, fekete, szürke vagy zöld színű. Az agyagpala fekete, kemény, helyenként kovás.

Ez a sorozat két tagra osztható: az alsóban uralkodó a sötét, vastagpados, osztályozott homokkő, a felsőben a vékonypados, világosszürke-világoszöld homokkő. A felső tagban a homokkő viszonylag kevesebb az agyagpalához viszonyítva, mint az alsóban. Általánosan elterjedt tulajdonság a homokkő sodrott (csavart) rétegzettsége.

A Bystra Scalén a feltehetően albai kori Igota-rétegek alsó tagozata a verovicei palát helyettesíti, és ezért az apti emeletet is magába foglalja.

Az említett rétegeket, rétegtani helyzetük szerint, a Nyugati-Kárpátok Igota-rétegeivel tekinthetjük egyidősnek. Az itteni rétegek azonban némileg eltérnek a Nyugati-Kárpátok kifejlődésétől. Ezzel szemben nagyon hasonlóak a Keleti-Kárpátok (SUKOWSKI, Z. 1938-ból származó nevezéktana szerinti) II. sipoti-sorozatához. Ez a terület tehát fontos kapcsolatot létesít a Igota-rétegek és a Czarnohora-övezet sipoti-rétegei között.

### Cenomán és turon emelet

A Igota-rétegeket mintegy 30 m vastagságban a godula palaösszlet borítja. A legújabb vizsgálatok szerint (KSIĄŻKIEWICZ, M. 1956; KOSZARSKI, L., NOWAK, W., ŻYTKO, K. 1959) ez az összlet a cenomán és a turon emeletet képviseli.

A godula összlet vörös agyagpalából áll, a sorozat alja és teteje táján foltokban jelentkező szürkészöld agyagpalával. Mikrofaunaegyüttese szegényes:\*

\* A mikrofaunát MORGIEL, J. (Krakkói Földtani Intézet, Kárpáti csoport) határozta meg.

*Rhabdammina abyssorum* Sars.  
*Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI  
*Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI)  
*Ammodiscus incertus* D'ORBIGNY  
*Glomospira irregularis* GRZYBOWSKI  
*Glomospira charoides* (JONES et PARKER)  
*Haplophragmoides* sp.  
*Thalmannammina subturbinata* (GRZYBOWSKI)  
*Gaudryina* sp.  
*Plectina lens* (GRZYBOWSKI)  
*Uvigerammina jankoi* (MAJZON)  
*Trochammina* sp.

Ez az együttes a tarka godula palaösszletből GEROGH, S. áltai 1959-ben leírt faunatársasághoz hasonló.

### Szenon emelet

A szenon emeletben két fáciesövezet különböztethető meg:

1. Az istebnai fácies nagyjából vastagpados arkózás homokkőből és sötét agyagpalából áll, és a Bystra Scalén található meg. Kőzettani összetétel tekintetében ez a kifejlődés egyhangú. Némileg eltér a Nyugati-Kárpátok istebnai rétegeitől.

Az istebnai rétegek két tagra oszthatók, melyek közül a felső már a paleocénbe tartozik.

Az alsó tag további két részre oszlik. A felső agyagpalából, az alsó homokkőből áll. Területünkön az alsó részen belül további három szintet különböztethetünk meg.

a) Az alsó szint mintegy 70 m vastag, 2–3 m-es padokra osztott, meszes-agyagos kötőanyagú homokkőből áll. A homokkő durvaszemű, rosszul és jól osztályozott; kvarcból, földpátból, csillámlemezkekből és apró héjtörmelékéből áll. A homokkőpadok közé szürke, helyenként meszes pala települ.

b) A középső szint 120 m vastag. Közép- és vékonypados, finomszemű, szürke és kékes meszes homokkőből áll. A rétegeket szürke, mészmentes kemény agyagpala választja el egymástól. A homokkő jellegzetesen leveles, sodrott (csavart) rétegzettségű, ami jellemző tulajdonsága ennek a szintnek.

Ez a szint az inoceramuszos rétegeknek felel meg. Mikrofaunaegyüttese meglehetősen szegényes:

*Rhabdammina linearis* BRADY  
*Bathysiphon* sp.  
*Saccamina placenta* (GRZYBOWSKI)  
*Dendrophrya excelsa* GRZYBOWSKI  
*Reophax splendida* GRZYBOWSKI  
*Ammodiscus incertus* D'ORBIGNY  
*Glomospira charoides* (JONES et PARKER)  
*Glomospira gordialis* (JONES et PARKER)  
*Trochamminoides subcoronatus* GRZYBOWSKI  
*Trochamminoides contortus* (GRZYBOWSKI)



*Matansia varians* (GLAESSNER)  
*Rzehakina fissistomata* (GRZYBOWSKI)  
*Globotruncana* sp.

c) A felső szint vastagsága eléri a 300 métert. Vastagpados, durvaszemű, 20 m-t elérő padvastagságú homokkőből és konglomerátumból áll. Anyagában kvarc és földpát mellett agyagpala- és elvétve lidit-törmelék található.

E szint alsó részében az agyagpala jelentéktelen szerepet játszik.

A szint felső részében ellenben az agyagpala válik uralkodóvá. A kőzet mészmentes, színe tarka és elég gazdag szenon mikrofaunát tartalmaz:

*Bathysiphon* sp.  
*Saccamina placenta* (GRZYBOWSKI)  
*Dendrophrya excelsa* GRZYBOWSKI  
*Reophax splendida* GRZYBOWSKI  
*Hormosina ovulum* GRZYBOWSKI var. *gigantea* GEROCH  
*Glomospira gordialis* (JONES et PARKER)  
*Trochamminoides subcoronatus* (GRZYBOWSKI)  
*Trochamminoides contortus* (GRZYBOWSKI)  
*Haplophragmoides suborbicularis* (GRZYBOWSKI)  
*Recurvoides deflexiformis* (NOTH)  
*Recurvoides* sp.  
*Gaudryina* sp.

Ebből az következik, hogy a Bystra Scale rétegsora átmenetnek tekinthető a nyugati, sziléziai terület típusos rétegsora és a Keleti-Kárpátok Czarnohora-övezetének rétegsora között. Ez különösen az alsó-kréta sorozatra áll. Újabb vizsgálatok szerint a Bystra Scale istebnai rétegei közöttani tekintetben eltérnek a duklai redők és a Magura-egység területének felső-kréta rétegeitől.

2. A déli fácies — az inoceramuszos rétegek — a Bystra Scalétól délre, a duklai redőkben található meg.

Ezen a területen az inoceramuszos rétegek két tagra oszthatók.

a) Az alsó tag, az ún. lupkóvi rétegek\* vékony- és középrétegzett, finomszemű, csillámos, kékesszürke, meszes homokkőből állanak. A homokkőrétegeket sötét-sötétszürke agyagpala választja el. Helyenként fukoideás márgakifejlődés is jelentkezik.

Ezek a rétegek nagyon hasonlóak a típusos inoceramuszos rétegekhez, de valószínűleg idősebbek, mint a Magura-egység megfelelő rétegei. *Globigerina kelleri* SUBBOTINA-t tartalmazó faunaegyüttesük alapján alsó-szenon koriak.

Ennek az összetételnek a felső része a szenon emelet magasabb szintjének felel meg. Ezt a szintet a közönséges *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI) forma A — t (GEROCH, 1959)\*\* tartalmazó faunaegyüttesek jellemzik. Ez megfelel a Magura-egység Szczawina-homokkővében talált mikrofaunaegyüttesnek (BLAICHER, 1958).

\* Az elnevezést LESKO, B. javasolta.

\*\* A rétegek mikrofaunáját BLAICHER, J. (Krakkói Földtani Intézet, Kárpáti csoport) határozta meg.

b) A felső részlegbe a cisnai rétegek tartoznak, melyek a típusos inocerámuszos rétegektől némileg eltérnek.

A cisnai rétegek főként vastag- és középpados homokkőből és közbe-települt agyagpalából állnak. A homokkő meszes, közepes- vagy durvaszemcsés, osztályozott. Egyes homokkőrétegek felső része felé az áramlási fodrozottság típusába tartozó keresztarétegzettség, sodrott (csavart) rétegzettség és levelesség figyelhető meg. A biotitlemezkék és földpát-zemcsék a homokkő jellegzetes alkotórészei. A homokkőpadokat elválasztó agyagpala mészsímentes, szürke vagy sötétszürke. A rétegcsoport felső része felé zöld palaféleségek is megjelennek.

A cisnai rétegek legalján, a Łupkowi-hágó közelében csillámos homokkősorozat települ. A cisnai rétegek vastagpados homokkősorozata szembeötlő fáciesváltozásokról tanúskodik. A cisnai rétegek alsó részén sötét, vékony és középrétegzett meszes homokkőből álló közbetelepülések vannak, melyek rétegeit sötét agyagpala választja el egymástól. A homokkő áramlási keresztarétegzettséget és sodrott levelességet mutat. Egyes helyeken ez a kifejlődés helyettesíti a vastagpados homokkövet.

Az agglutinált típusba tartozó *Foraminifera*-fauna ritka és szegényes:

- Dendrophrya* sp.
- Saccamina placenta* (GRZYBOWSKI)
- Reophax pilulifera* BRADY
- Haplophragmoides suborbicularis* (GRZYBOWSKI)
- Trochamminoides subcoronatus* (GRZYBOWSKI)
- Trochamminoides contortus* (GRZYBOWSKI)
- Trochamminoides* sp.
- Rzehakina epigona* (RZEHAČEK)
- Plectina lens* (GRZYBOWSKI)
- Matansia* cf. *varians* GLAESSNER

A nevezett rétegsor felső része már paleocén Foraminiferákat tartalmaz.

### Üledékképződés és ősföldrajz

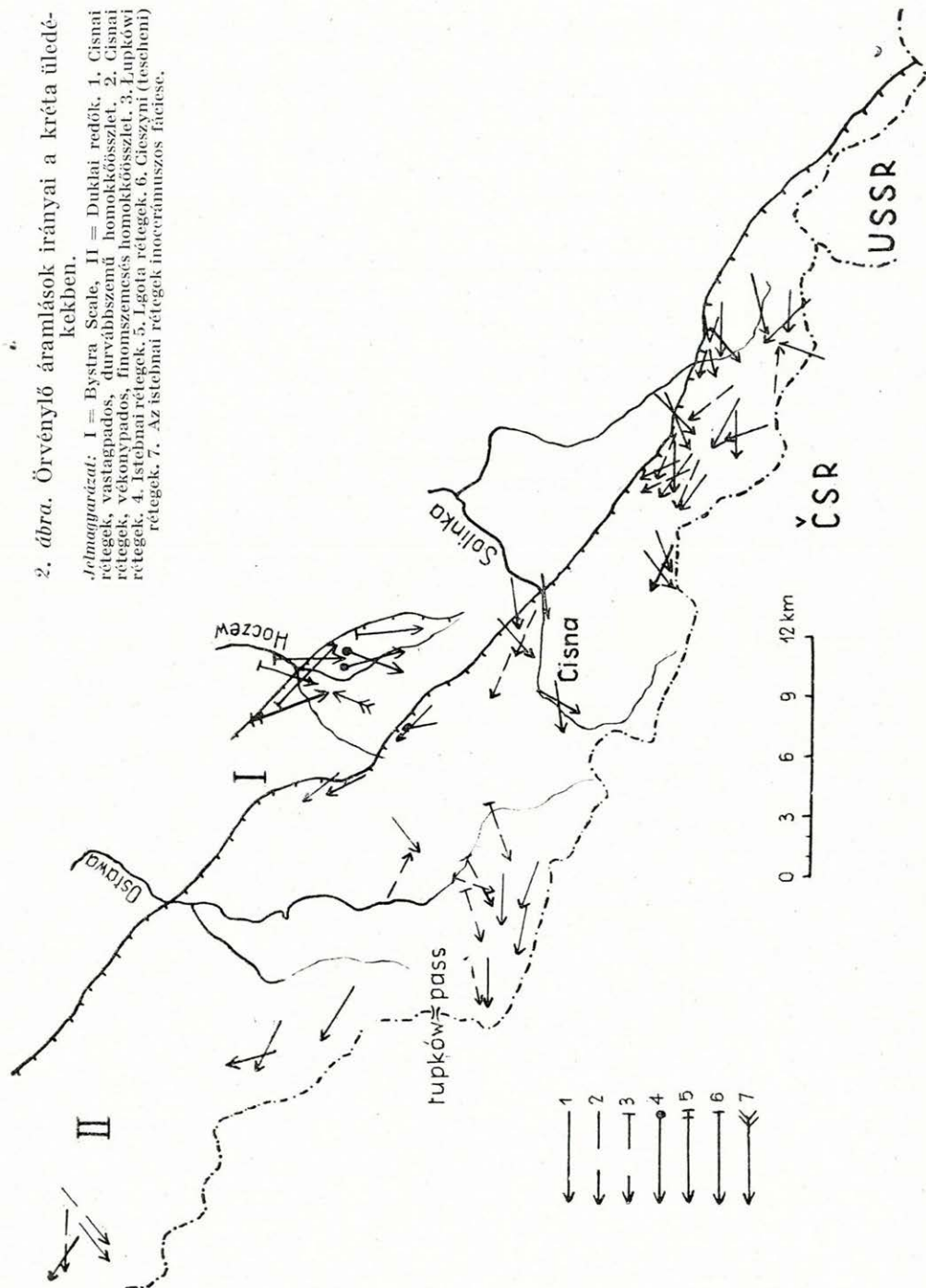
A felsorolt megfigyelési tények mindegyike azt a feltevést igazolja, hogy az ismertetett üledékeket a KUENEN, PH. H. és MIGLIORINI, C. I. által 1950-ben ismertetett, különleges fajtájú, örvénylő áramlások (turbidity currents) szállították és meglehetősen mély medencében, a hullámszög öve alatt ülepítették le.

Hullámszögök, kiszáradási repedések, egész rétegeket átfogó nagyszabású keresztarétegzettség, helybenélt sekélytengeri bentosz és más, kis mélységet jelző jellemvonások teljes hiánya arra mutat, hogy a fent leírt rétegek nem sekélyvízi képződmények.

Jellemző viszont a homokkőrétegekre az élesen elhatárolt alsó rétegfelszín, az osztályozott rétegzés, rossz osztályozottság, szabályos rétegzettség, továbbá a finomszemcsés pelágikus üledékek váltakozása vastag, durvaszemcsés rétegekkel. Gyakori a homokkőben a sekély-

2. ábra. Örvénylő áramlások irányai a kréta üledékekben.

Jelmagyarázat: I = Bystra Scale, II = Duklai redők, 1. Ciszai rétegek, vastagpados, durvábbszemű homokkőösszet. 2. Ciszai rétegek, vékonypados, finomszemcsés homokkőösszet. 3. Lupkóvi rétegek. 4. Istebnai rétegek. 5. J-góta rétegek. 6. Gieszyni (teschemi) rétegek. 7. Az istebnai rétegek inoocénámszos facéese.



tengeri ősmaradványok vázttörmelékének nagyság szerint osztályozott anyaga is.

A valódi örvénylő áramlatok által lerakott üledékek mellett olyanok is fellépnek, melyek az örvénylő áramlásokból és tengeralatti iszap-suvadásokból való eredet közös vonásait mutatják. Ide tartozik az istebnai rétegek egy része, melyekben a homokkőrétegek tisztábbak, mint a valódi turbiditekben. A rétegek igen vastagok, ritka áramlási barázdákkal és más jellegekkel (DZUŁYŃSKY, S. és mások, 1959).

A kréta időszaki fáciesek elrendeződése arra vall, hogy a Kárpátok csapásával párhuzamosan két üledékgyűjtő medence helyezkedett el egymás mellett. Ezt a nézetet az áramlási barázdáltság irányára vonatkozó mérések is megerősítik.

A délebbi, ún. duklai medence a kréta időszakban valószínűleg a Magura-medence északkeleti része volt.

Az északi medence a sziléziai teknőhöz tartozott. Az északi és déli medencét feltehetőleg gátszerű kiemelkedés vagy tengeralatti küszöb választotta el egymástól. Ezt a két medencében fellépő fáciesek különbözősége igazolja. Az áramlások irányát mutató jellegek az inoceramuszos rétegekben arra vallanak, hogy az inoceramuszos rétegek anyagának egy része erről a feltételezett gátszerű kiemelkedésről származik.

A fent említett medencében az áramlások megoszlásának kérdése azonban még egyáltalán nem világos. Egyes helyeken csaknem minden jel északkeletről jövő áramlásra utal, másutt viszont délkeletre vagy éppen délre (2. ábra). (KOSZARSKI és társai sajtó alatt levő dolgozatukban szintén ezt állapítják meg.) Az a feltevés sem alaptalan, hogy a törmelékanyag egyszerre két gátszerű kiemelkedésről került a medencékbe. Az általános közettani kép alapján a különböző irányokból származó üledékanyagokat megkülönböztetni nem tudjuk.

Az említett geoszinklinális-közi tektonikus küszöb (vízalatti gát) talán a Máramarosi masszívumnak volt az északnyugati folytatása. A kréta időszakban erről a gátról főként a déli medencébe szállítódott a törmelék. Az északi medencében a küszöbről történő törmelékszállító hatás jóval kevésbé érzékelhető. Csak az inoceramuszos rétegek típusába tartozó egyes üledékek (az istebnai összletben) származnak ebből a forrásból. Az északi medence anyagát főleg ÉÉNy felől, azaz a medence tengelyével párhuzamos irányból kapta (2. ábra). Az anyag feltehetőleg a sziléziai gátról érkezett, mely nyugat felé, a Magurai- és a Sziléziai-medence között helyezkedett el (KŚIAŹKIEWICZ, 1956).

## IRODALOM

- BLAICHER, J. 1958: The microfauna of the Magura series of the Grybów region (Middle Carpathians). — *Kwart. Geol.* **2**.
- DZUŁYŃSKI, S. — KŚIAŹKIEWICZ, M. — KUENEN, PH. H. 1959: Turbidites in the flysch of the Polish Carpathians. — *Bull. Geol. Soc. Am.* **70**.

- GEROCH, S. 1959: Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. — *Paläont.* **33**.
- KOSZARSKI, L. — NOWAK, W. — ŻYTKO, K. 1959: Notes on the age of the Godula beds. — *Kwart. Geol.* **3**.
- KOSZARSKI, L. — ŚLĄCZKA, A. — ŻYTKO, K.: Stratigraphy and sedimentology of the Cretaceous and Eocene deposits in the SE part of the Dukla folds. (Sajtó alatt)
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1956: Geology of the Northern Carpathians. — *Geol. Rundschau*, **47**.
- KUENEN, PH. H. — MIGLIORINI, C. I. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — *Journ. Geol.* **58**.
- ŚLĄCZKA, A. 1959: Stratigraphy of the Bystra Scale. — *Bull. Geol. Serv. Pol.* **131**.
- ŚLĄCZKA, A. 1959: Stratigraphy of the Dukla folds in the Kománicza Wisłok Wlk region (Carpathians). — *Kwart. Geol.* **3**.
- SUJKOWSKI, ZB. 1938: Les séries de Szopot dans les Carpathes polonaises orientales. — *Trav. Serv. Geol. Pol.* **3**.



## NEOKOM CRINOIDEÁK A BAKONYHEGYSÉGBŐL\*

SIEVERTS—DORECK, H.  
(Stuttgart)

A vizsgált anyag a Zirc—Borzavár közti út neokom krinoideás mészkövéből származik. Főképpen apró *Echinodermata* vázrészekből áll, amelyeket iszapolási maradékok durva és finomabb frakcióiból válogatott ki SZÖRÉNYI E. Az anyagban uralkodóak a *Crinoidea*-, ritkábbak az izolált *Ophiuroidea*-, *Asteroidea*- és *Echinoidea*-vázrészek. A *Crinoidea*kat izolált kehely-, nyél- és cirruszrészek képviselik. A kehelymaradványok a *Cyrtocrinida*, a kis nyéldarabok az *Isocrinus* nemzetséghez tartoznak. Nagyon gyakoriak a karizék, ritkábbak a rövidnyelű *Cyrtocrinidák*hoz tartozó nyéltágizék. Sok *Crinoidea* szegmentum annyira lekoptatott, hogy nem határozható meg.

Az anyag jellege a makro- és mikro-munkamódszer kombinált alkalmazását kívánta meg. A feldolgozás folyamán kihasználtuk mindazokat az előnyöket, amelyeket az egyes vázrészek vizsgálata nyújt a „teljes példány”-okkal szemben (elsősorban a rendszertani szempontból fontos ízesülési felületek vizsgálatát).

A munkafolyamatok a következők voltak: 1. a durva osztályozás (pl. nyéltágizék, cirruszok, radiális lemezek, axilláriák és magasabb helyzetű karizék alak szerinti és ízesülés szerinti osztályozása); 2. az azonos fajhoz tartozó vázrészek összeválogatása (pl. a kelyheknek a hozzájuk tartozó karizékkal való kombinálása); 3. a rendszertani meghatározás, bizonyos esetekben „nyitott” nomenklátúra alkalmazásával. A meghatározás folyamán a magyar alakokat a rokon fajoktól élesen el kellett határolni, mert csak ily módon váltak alkalmassá rétegtani felhasználásra.

Alábbiakban a Zirc—Borzavár úti lelőhely *Crinoidea*-faunájának nemzetségeig lerövidített faunajegyzékét közöljük:

ORDO: *Isocrinida*  
Subordo: *Isocrinina*  
Familia: *Isocrinidae*  
Genus: *Isocrinus*  
*Balanocrinus*

\* A megvizsgált anyagot SZÖRÉNYI E. gyűjtötte.

- ORDO: *Comatulida*  
 Subordo: *Comasterina*  
 Familia: *Comasteridae*  
 Genus: *Palaeocomaster*  
 Subordo: *Mariametrina*  
 Familia: *Solanocrinidae*  
 Genus indet.: (*Archaeometra?*)  
 Subordo: *Thalassometrina*  
 Familia: *Notocrinidae*  
 Genus: *Pterocoma?*  
     n. fam. 1.  
     n. gen. 1.  
     n. fam. 2.  
     n. gen. 2.  
 Subordo: *Macrophreata*  
 Familia: *Palaeantedonidae*  
     n. gen. 3.  
 ORDO: *Cyrtocrinida*  
 Familia: *Sclerocrinidae*  
 Genus: *Sclerocrinus*  
     *Cyrtocrinus*  
         n. gen. 4.  
     *Torynocrinus*  
         n. gen. 5.  
     *Gymnocrinus*  
 Familia: *Phyllocrinidae*  
 Genus: *Phyllocrinus*  
     *Pyramidocrinus*  
     *Apsidocrinus*  
 Familia: *Eugeniocrinidae*  
 Genus: *Lonchocrinus*  
     „*Eugeniocrinus*”  
 Familia: *Holopodidae*  
     n. gen. 6.  
     gen. et sp. indet.: nyéltagok és gyökérrészek

A nemzetségek száma 19; ezekhez 28 faj tartozik, melyek közül 16 új faj. A zirc—borzavári út melletti kőfejtő faunája tehát nagyon formagazdag.

Már a durva osztályozásnál is feltűnt ennek a faunatársaságnak a strambergi titon faunához való hasonlatossága. A két vidéknek 9 (12?) közös genusza van, melyek közül két nemzetség (a *Pyramidocrinus* és *Apsidocrinus*) más területről eddig nem ismeretes. Mind Morvaországra, mind Magyarországra jellemző egyrészt az, hogy kevés az *Isocrinida* és *Comatulida*, másrészt viszont a *Cyrtocrinida*-rend gazdag kifejlődésű. A *Comatulida*-fauna jellegében különbségek mutatkoznak a két fent említett terület között, továbbá eddig még nem sikerült a Bakonyból a *Millericrinus*, *Thioellicrinus*, *Cyathidium* és *Pseudosaccocoma* nemzetségeket kimutatni. Valószínű, hogy a Zirc—Borzavár úti feltárás *Crinoidea*-faunája kisebb növésű, mint a strambergi. Egyes jelek a délnémet és svájci Júra-vonulat malm faunáinak, valamint a svájci neokom faunának a magyar *Crinoidea*khoz való kapcsolataira utalnak.



A vizsgálat során részletesen kidolgoztuk az alábbi témarészeket:  
1. az *Isocrinus* kar-korona „Symmorphia”-inak diagnosztikus értékét és filogenetikus jelentőségét felölelő problémakört;

2. a Zirc—Borzavár úti lelőhely *Comatulida*-faunájának jellegével és filogenetikus jelentőségével összefüggő kérdéseket;

3. a *Sclerocrinidák*hez tartozó két új nemzetség jellemzéséhez meg kell jegyeznünk, hogy ezek közül az egyik (n. gen. 4.) nagyon hosszú radiáliákkal van ellátva, a másik (n. gen. 5.) redukált karszámú és különleges „fülkék”-kel (bemélyedésekkel) rendelkezik a begöngyölhető karok számára. Az utóbb említett alak — amely biológiai szempontból néhány, Timor permjéből ismeretes aberráns nemzetséggel hasonlítható össze —, a nyeles *Articulaták* terén az utóbbi évek egyik legfontosabb új felfedezése. Az előbbiekhöz kapcsolódva, a sekély mozgó vízben folytatott élethez való alkalmazkodásukat is összehasonlítottuk.

A Zirc—Borzavár úti lelőhely Crinoideáinak tanulmányozása a morfológia, rendszertan, filogénia és ökológia terén sok új adatot eredményezett. Fenti lelőhely Crinoideáinak további vizsgálata során mindenekelőtt az *Isocrinidae* koronarészeinek, a *Comatulidae* centrodorsaliáinak és kelyheinek és a *Cyathidium* alakkörének tanulmányozására kellene különös figyelmet fordítani. További eredményes gyűjtések regionális jelentőségű problémák megoldását mozdítanák elő.



**HEGYSÉGSZERKEZET — MAGMATIZMUS**

A cikkeket a következő sorrendben közöljük: Magyarország, Szovjetunió, Románia.

## A MAGYARORSZÁGI MEZOZÓOS KÉREGMOZGÁSOK

(I., II. melléklettel.)

SZENTES FERENC

(Budapest)

### 1. Általános tektonikai adottságok

Éppen száz évvel ezelőtt mutatták ki, hogy okozati összefüggés van az üledékfelhalmozódás mennyisége és az azokból felépült hegységek tektonikája között (HALL. J. 1859, DANA 1873). A földkéreg belső erői megnyilvánulásának időbeli egymásutánját a század elején kezdték részletesebben boncolgatni (BERTRAND, HAUG 1907, STILLE 1909—1910). További tizenöt év után igazolódott, hogy a lassú, hosszú ideig tartó epirogenetikus jellegű mozgásokat különválaszthatjuk a viszonylag gyors lefolyású, orogenetikus kéregformáló mozgásoktól. A kétféle természetű kéregmozgás között változó erejű tektonikai elemek is felismerhetők, szinepirogén és szinorogén jelleggel (STILLE 1924). Tíz évvel később már kísérletezhettünk azzal is, hogy az orogén megnyilvánulásokat nagyságrendileg is értékeljük (STILLE 1935). Jelenleg az a feladat, hogy a különböző természetű tektonikai megnyilvánulásokat időbeli egymásutánban, térbeli egymásmellettségben és nagyságrendileg áttekintsük.

Ennek az egész Földre kiterjedő áttekintő képnek megszerkesztéséhez kívánunk néhány adattal hozzájárulni.

A feladat megoldása nehéz, mert megfigyeléseink hiányosak. A mezozoikum utáni kéregmozgások ugyanis a régebbi szerkezeteket nagyrészt elhalványították, máskor azok újraéledtek, túlnyomó részük azonban alföldjeink mélységeibe süllyedt, s több ezer méter vastag harmadkori üledékekkel van eltakarva.

Az *abszolút kormeghatározásra* különböző számok kerültek forgalomba (a triász 25—55, júra 25—60, kréta 55—70 millió évig tartott). Mi a triászra 25, a júrára 35, a krétára 70 millió évet vettünk számításba (VADÁSZ 1957), ezen belül az emeleteket (önkéntesen) egyformán osztottuk szét.

Magyarország területe már a mezozoikum folyamán is *sziget-tenger* volt. A nagy Tethys vagy Mezogea üledékfelhalmozó geoszinklinálisához viszonyítva nálunk másod- és harmadrendű részgeoszinklinálisok (LÓCZY SEN. 1918, BÖCKH H. 1929), parageoszinklinálisok, kratoszinklinálisok (SCHMIDT E. R. 1956) alakultak ki. A tengerágak között emelkedő és süllyedő küszöbök voltak, melyek részben őskori, részben ókori hegység-láncok maradványai.

A mezozoikum folyamán az epirogén jellegű kéregmozgásokat jól el tudjuk különíteni az orogén megnyilvánulásoktól.

## 2. Ősföldrajzi összefüggések

Északkeleten a Bükkhegységben tengeri perm rétegeket ismerünk, melyek faunája dél-alpi és dinári kapcsolatokra utal (SCHRÉTER 1935). A Dunántúlon, a Bakonyban és a Mecsekben a perm szárazulati-tavi-partsegélyi homokkövekből áll. Utóbbi két hegység között húzódik keresztül az összekötő tengerág (I. melléklet).

A *triászban* az ősföldrajzi kép lényegesen megváltozik. Aránylag keskeny tengerág húzódik a Déli-Alpoktól a Dunántúli Középhegységen keresztül a Gömöri Karsztig, egy másik tengerág pedig a Mecsek területéről a déli Alföldön keresztül Krassó-Szörény és Bihar részgeoszinklinálisához csatlakozik. Az északi és déli tengerág csak időlegesen kerülhetett közvetlen kapcsolatba.

A perm és triász határán sehol diszkordanciát nem láthatunk, a pfalzi orogén fázis nem érvényesült. Ez az epirogén jellegű mozgás legszebb példája, amikor nagy kéreghajlatok keletkeznek alakváltoztató elmozdulások nélkül.

A Balaton mentén az alsó-triász vastagsága 1000 m, a Mecsekben feleannyi sincs, az Alpokban párszáz méter. A középső-triászban az üledékfelhalmozódás megváltozik, a Balaton mentén a rétegvastagság kisebb, a Bükkben és Mecsekben nagyvastagságú dolomit- és mészkő-összlet képződik, hasonlóan az Alpok területéhez.

Az anizuszi emeletben a Bükkben porfirit és diabáz, valamint ezek tufái keletkeznek. Az alsó-ladini emeletben tufás homokkő, diabáz és diabáztufa képződik. A felső-ladini emeletben szubmarin diabáztufa, majd kvarcporfirtufa és kvarcporfirtömzs található. Ezeknek az ofiolit jellegű feltöréseknek a központja Lillafüredtől keletre kereshető. A Bakonyban az alsó-ladini emeletből ismerünk néhány méter vastag, diabáz-tufás réteget. Ez a dél-alpesi nagyvastagságú „pietra verde” szegélyképződménye, a vulkanizmus központja Dél-Tirolban keresendő. Jellegzetesen szinepirogén mozgásokkal kapcsolatos vulkanizmus ez.

A felső-triászban csak a középhegységi tengerág kapcsolódott közvetlenül az alpi geoszinklinálishoz, a Mecsekben azonban 600 m

vastag homokos üledéksor halmozódott fel, melynek anyaga valószínűleg a közvetlenül ÉNy felé feltételezett küszöbről származik.

A *júra időszak* üledékei a Bakonyban és Mecsekben fokozatosan fejlődnek ki a triászból, egyebütt réteghiány, kiemelkedés, sőt eróziós diszkordancia látható. A tengeri kapcsolatok részben észak-alpi kifejlődésre utalnak, a Bakonyban nyílttengeri, a Mecsekben gresteni epikontinentális arculattal. A Középhegység csapását követve is változás észlelhető, a Bakonyban a júra rétegek vastagsága 250 m, a Gerecsében 50 m, a Pilisben csak nyomokban ismeretes. Ósföldrajzi kapcsolatokat a szlovákiai Dernő (Drnava) irányában kell keresnünk. Délen az Alföld mélyfúrásai tártak fel júra kori rétegeket, melyek Románia felé mutatnak kapcsolatot. A Mecsek- és Villányi-hegység között időnként kiemelkedő küszöböt kell feltételeznünk.

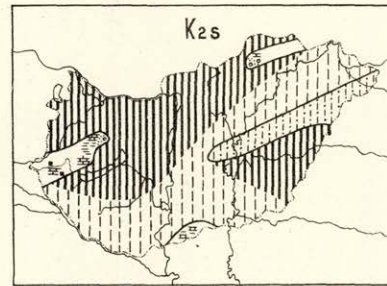
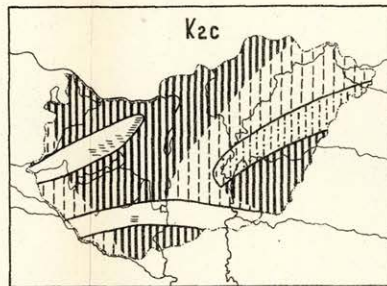
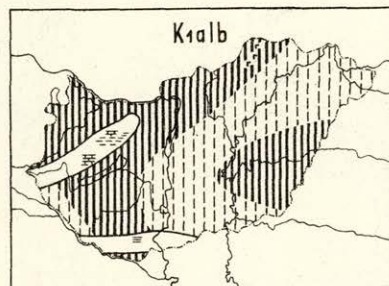
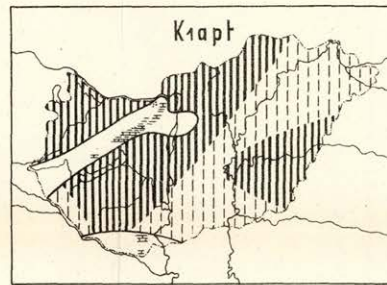
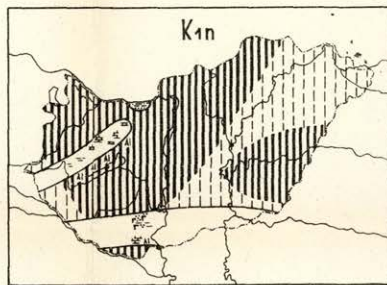
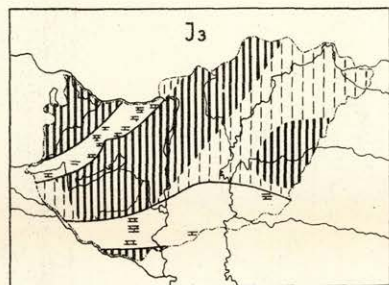
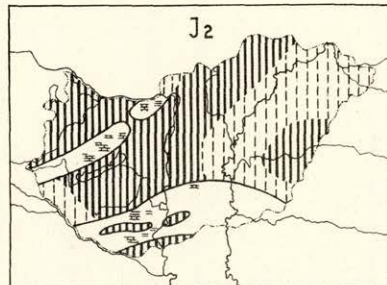
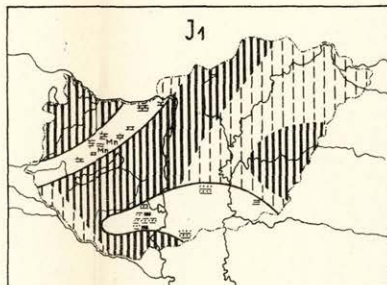
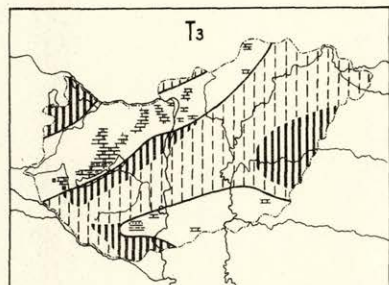
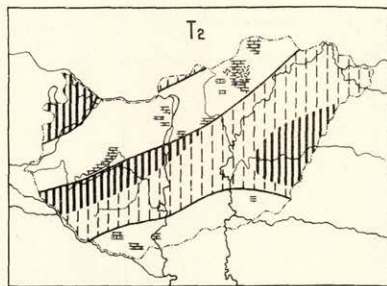
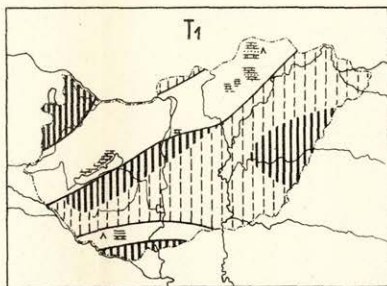
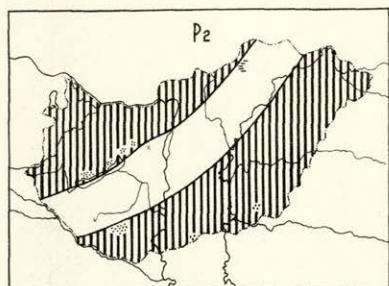
Az *alsó-kréta* mindenütt transzgresszióval indul, helyenként közvetlenül a triászra települ. A Bakonyban a barrémben szárazulat volt, a cenomán végén helyi regresszió mutatkozik. A Vértesben és északi előterében az alsó-kréta rétegsor teljes, a felső-kréta hiányos, a Gerecse a felső-krétában már szárazulat. Az apti—albai emelet mindenütt transzgresszióval indul (ezért szokás ezeket középső-krétaként elkülöníteni). A *felső-krétában* csak hiányos rétegsorok ülepedtek le. Új képződmény a *flisszerű rétegsor* a Tiszántúl medencealjzatában, mely a szenon-oligocén kort képviseli. Az Upponyi-hegység gozau rétegei a bükki küszöb mögött úgy viszonylanak ehhez a flishez, mint az Alpokban (LEUCHS 1948). Az Alföld jugoszláviai térségében feltárt flis szintűgy viszonylik a Fruska-Gora gozau rétegeihez.

Alsó-kréta *magmatizmust* ismerünk a Mecsekben. Itt trachidolerit-láva és -tufa, -tufit, valamint fonolit nagy vastagságban halmozódott fel. Felső-krétába tehető a Bükk- és a Rudabányai-hegység bázisos, szinorogén vulkanizmusa.

### 3. Az orogenezisre vonatkozó általános megjegyzések

A mezozoós idő orogén jellegű mozgásait *óalpinak* nevezik. Fázisai az ó- és újkimmériai, ausztriai, szubhercini és larámi hegységképződések lehetnek (STILLE 1924). Azóta rámutattak arra, hogy Belső- és Kelet-Ázsiában, valamint nyugati Észak-Amerikában az óalpinak nevezett orogenezisek a legjelentősebbek, úgyhogy azokat „pacifikus orogén idő” néven el kell különíteni a variszkuszi (hercini) és az alpesi orogenezisektől (VJALOV 1933).

A STILLE-féle tektonikai tételek sok lelkes hívet, sőt túlzó tanítványt neveltek, egyúttal azonban a kételkedők mellett heves ellenzők is felszólaltak. Úgy látszik, hogy ez a küzdelem napjainkban kiegyenlítődik.



MAGYARORSZÁGI MEZOZÓIKUM ŐSFÖLDRAJZI VÁZLATAI  
ESQUISSES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU MÉSOZOÏQUE DE HONGRIE  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ МЕЗОЗОЯ ВЕНГРИИ

SZENTES FERENC — ФЕРЕНЦ СЕНТЕЦ — 1959

100 200 300 km





STILLE óta az orogén fázisok egész sorát ismertették a Föld különböző részéről. A fázisok szaporításával úgy látszott, hogy az orogén időtörvény már nem is alkalmazható. Kitűnik azonban, hogy azok túlnyomó része csupán új helyi elnevezés a régi mellett, vagy annak elő- vagy utófázisa és kevés a jól meghatározott, helyi jelentőségű új fázis.

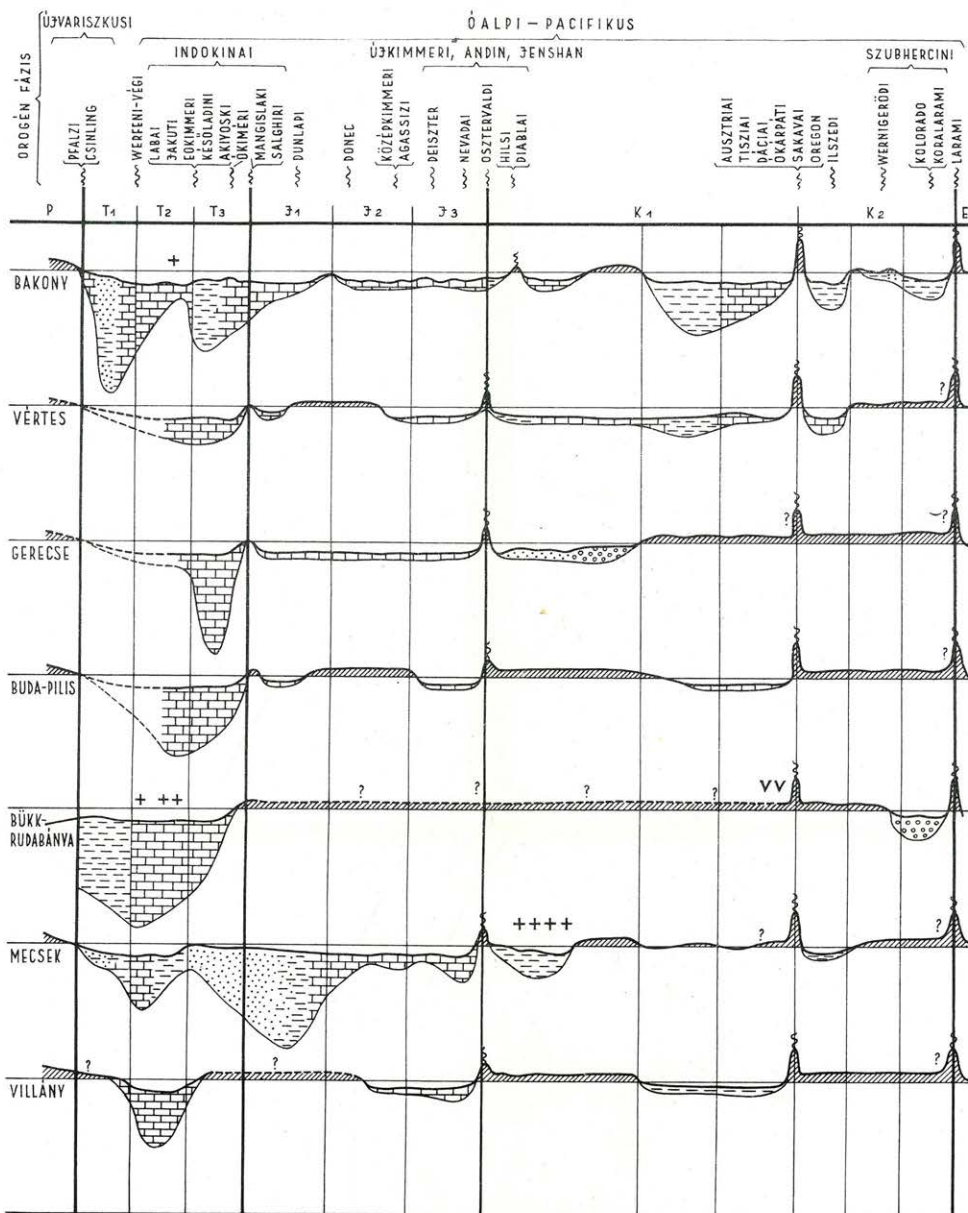
A perm-triász határán a pfalzi fázis (Kínában csinling nevet kapott) nálunk nem mutatható ki. A Keleti-Alpokban werfenvégi orogén fázisról is beszélnek (LEUCHS 1948); ez másutt csak mint epirogén hullámzás ismeretes. Ugyanilyen a késő-ladini emelkedés (MOSEBACH—LEUCHS 1936), amit később eokimméri fázisként ismertettek (LEUCHS 1948). A középső- és felső-triász határán egész Ázsiában a Kaukázustól a Csendes-óceánig erős orogenezist mutattak ki különböző néven (labai, jakuti, akiyoski). Távol-keleten a triász—júra határán jelentkezett a mangüslaki vagy salghiri fázis. A felső-triászban kimutatott orogén fázisokat indokínai fázis néven is összefoglalták (VJALOV 1933).

#### 4. A mezozóos orogenezisre vonatkozó adatok

Magyarország mezozóikumának csupán felső harmadában jelentkeznek orogén mozgások (II. melléklet). A *triászban* igazi orogén mozgást igazolni nem tudunk. A Bakonyban, a Papod hegycsoportban a földolomit és dachsteini mészkő között említ LACZKÓ (1908, pp. 154, 155, 158) kis mozgást, ami epirogén jellegű is lehet. A triász—júra határán a Vértesben (TAEGER 1909, p. 167) és a Gerecsében (VIGH GY. 1925, p. 89) kiemelkedés és eróziós diszkordancia van, egyebütt az átmenet hézag nélküli. Itt legfőljebb igen gyenge ókimmériai mozgást kereshetünk.

A *júrakori* orogenezissel hasonló a helyzet. Az újkimmériai mozgás a felső-júrában játszódott le, több fázisban. Ezt már STILLE előtt andin fázisnak nevezték (ARGAND 1920). Kínában jenshannak mondják (WONG 1929). Újabban kimutattak alsó-júra dunlapi, középső-júra doneci, agassizi vagy közép-kimmériai fázist is.

Nálunk a júra folyamán epirogén jellegű mozgások ismerhetők fel. Csak a júra végén jelentkezik diszkordanciával rögzíthető orogenezis. Az északi Mecsekben a *valangini* rétegek diszkordánsan települnek a júrára. A trachidolerit- és fonolitvulkánosságot törések előzik meg, az egész orogenezis azonban saxonotip (WEIN, LÁDA 1959). A Déli-Bakonyban Úrkút környékén a Csárdahegy az alsó-liász végétől a felső-liászig karsztosodhatott. Tőle nyugatra a mangánérces területen az újkimmériai mozgás jól kimutatható: a középső-doggerre diszkordánsan települnek az apti rétegek (SIKABONYI 1953). Eplénynél a turon-szenon emelet hiánya az újkimmériai mozgásra utal. Az É-i Bakony több pontján mutatkozik diszkordancia a júra-kréta határán. A Gerecsében is kimutatható az újkimmériai diszkordancia (VIGH GY. 1928, FÜLÖP 1958).



A MAGYAR MEZOZÓIKUM EPIROGÉN ÉS OROGÉN JELLEGŰ MOZGÁSAI ÉS ÜLEDÉKVASTAGSÁGAI  
 MOUVEMENTS EPIROGÉNIQUES ET OROGÉNIQUES ET PUISSANCES DES SÉDIMENTS DU MÉSOZOÏQUE  
 DE HONGRIE

ЭПИРОГЕННЫЕ И ОРОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И МОЩНОСТИ ОСАДКОВ МЕЗОЗОЯ ВЕНГРИИ

SZENTES FERENC - ФЕРЕНЦ СЕНТЕШ 1959

- |                  |  |   |  |                             |   |                                      |
|------------------|--|---|--|-----------------------------|---|--------------------------------------|
| <b>I</b><br>100m | Üledékvastagság<br>Puisseance des sédiments<br>Мощность осадков                    | Mészkö-dolomit<br>Calcaire-dolomie<br>Известняк-доломит | Agyag-márga<br>Argile-marne<br>Глина-мергель                                 | Homokkő<br>Grès<br>Песчаник | Konglomerátum<br>Conglomérat<br>Конгломерат | Hegységképződés<br>Orogène<br>Ороген |
| <b>+</b>         | Szinepirogén vulkánizmus<br>Vulcanisme synépirogénique<br>Синепиригенный вулканизм | <b>vv</b>   | Szinorogén magmatizmus<br>Magmatisme synorogénique<br>Синорогенный магматизм |                             |   |                                      |

Mindezekből az egész országra kiterjedő, összefüggő képet még nem adhatunk.

A felső-krétában lényegesen megváltozik a helyzet. Ekkor jelentkeznek nálunk a legerősebb orogén mozgások, melyek az ország területét megmozgatták. Ezek annyira jellemző mozgások a Kárpátok környékén, hogy nálunk „tisiai”-fázisról (TELEGI-ROTH K. 1934), Romániában dáciai vagy ókárpáti fázisról beszélnek (POPESCU—VOITESTI 1935). Távol-Keleten ugyanezt sakavai, Amerikában oregoni fázisnak nevezik. Az ausztriai mozgásokat a szubhercini (pregozau) majd a larámi, a koralarámi — kolorádói — fázis követi, üledék hiányában azonban ezeket a legtöbb helyen nehezen tudjuk megkülönböztetni.

A Mecsekben a felső-kréta orogenezis redőződésben és ÉNy irányú felpikkelyeződésben nyilvánul meg. Az alsó-liász rátolódik az alsó-krétára: Márévári antiklinális, Szászvár déli terület és Komló pikkelyei (WEIN 1959). Feltehető, hogy a Villányi-hegységben kimutatott északnyugati irányú pikkelyek szintén a felső-krétában keletkeztek. A Déli-Bakonyban ekkor szakadhattak fel a litéri, a veszprémi törések és az ezekkel párhuzamos felpikkelyeződések. A Magas-Bakonyra jellemzőek a nagy vízszintes eltolódások. Kialakul az Északi-Bakonyban a zirci szineklizis északi ellenszárnya. A Budai-hegységben a felső-kréta idején feltehetően É-i irányú felpikkelyeződés és redőződés volt (HORUSITZKY F. 1959). A Bükkben a triász perempikkelyek öve délről észak felé rátolódott az upponyi alsó-karbonra. Ezt követően a hegység déli részében déli irányú rátolódások történtek. A kréta végén a hegység észak felé pikkelyeződött, a nekézsenyi szenonra rátolódott a perm—triász összlet (BALOGH K. 1959, PANTÓ G. 1956).

### 5. Általános következtetések

Középhegységünk és szigethegységeink mai szerkezete a harmadkor folyamán fokozatosan alakult ki. Mint munkahipotézist feltételeztük, hogy a mezozoikum folyamán először az alp-kárpáti északi vergenciák uralkodtak, és csak később, a harmadkor folyamán erősödtek a déli, délkeleti (dinári jellegű) vergenciák. Hasonlít ez a folyamat az Északi-Kárpátok kialakulásához (ANDRUSOV, D. 1939). Ez a kép egy általános jellegű geomechanikai magyarázattal is összeegyeztethető (SCHMIDT E. R. 1957).

A regionális geológia nagymestere, SUSS, E. már 1888-ban felveti a hegységképződés vándorlásának kérdését. Az egymás után következő kéregmozgások során az orogén erők a régi irányokat követve újra-élednek (poszthumitás), vagy pedig újabb tektonikai irányok, nyomás-változások érvényesülhetnek (renegát hegységképződés). Nálunk mindkét jelenség jól megfigyelhető. Néhol hosszú ideig megmaradnak ősi vonalak, másutt alig lehet szétbogarzni az újabb és újabb erőváltozásokat.



## GEOMECHANIKAI SZEMPONTOK A MAGYAR MEZOZÓOS KRATOSZINKLINÁLISOK KIALAKULÁSÁHOZ ÉS FŐBB HEGYSÉGSZERKEZETI VONÁSAIK ÉRTELMEZÉSÉHEZ

SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT  
(Budapest)

Az utóbbi években egyre szaporodó mélyfúrások mind több adatot szolgáltatnak a medencéinket helyenként 2—3000 m vastagságban feltöltő negyed- és harmadkori rétegösszletek fekéleképződményeiről, a mezozóos és paleozóos alaphegység köztani, rétegtani viszonyairól és térbeli helyzetéről.

Ez a körülmény, az első úttörő kísérletek után, mind többeket csábít arra, hogy a felszíni geológia, a mélyfúrások szolgáltatotta adatok, valamint a geofizikai térképanyag felhasználásával kísérletet tegyenek az ország alaphegység-térképének felvázolására. Ezeknek a próbálkozásoknak nemcsak elméleti, hanem gyakorlati jelentőségük is van, mivel tájékoztatásul szolgálnak a további ásványi nyersanyagkutató fúrások telepítésénél, mint pl. a hévvíz- és gyógyvíz-feltáró fúrások esetében stb.

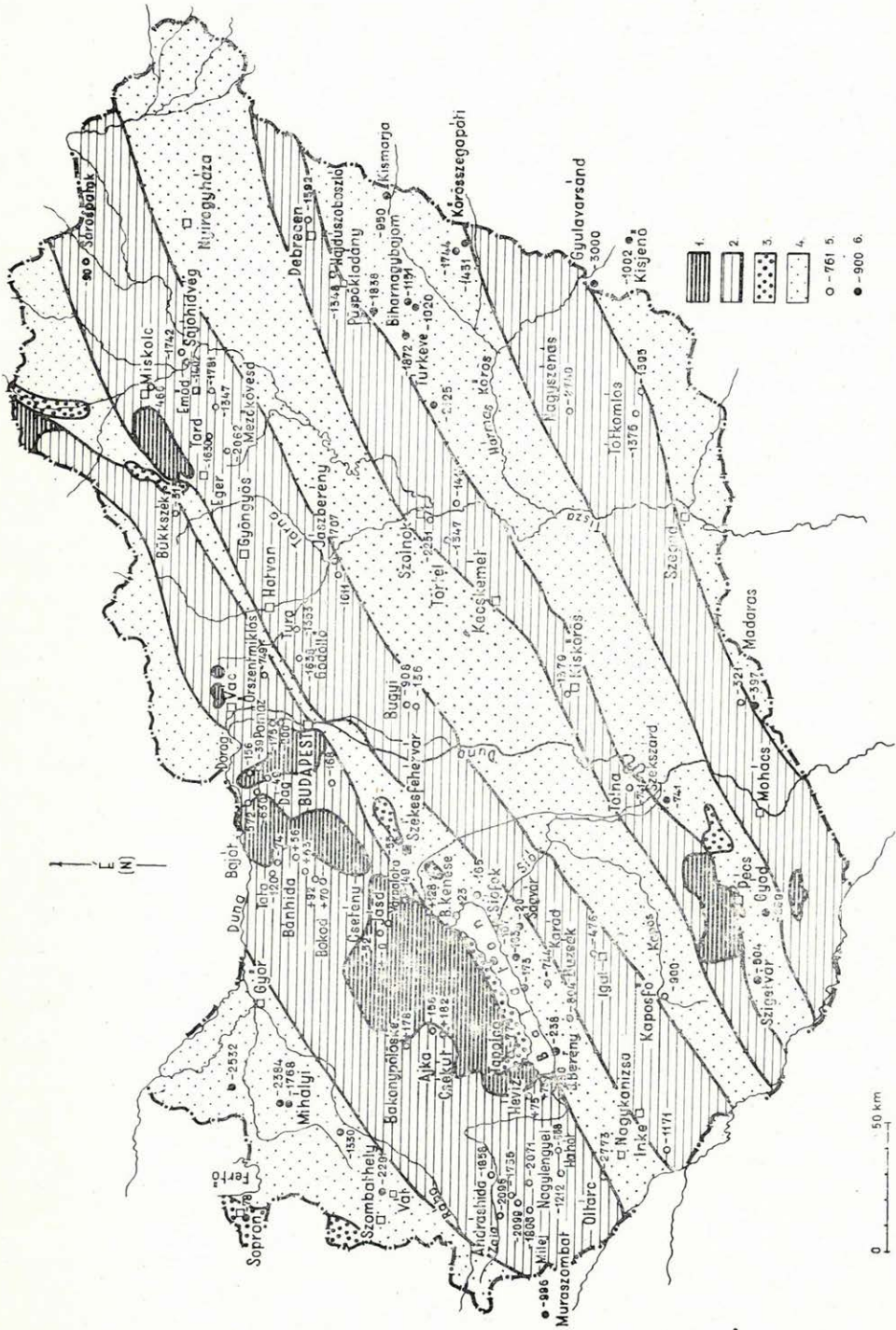
Az ilyen alaphegység-térkép szerkesztéséhez felhasználható adatok sűrűsége azonban még mindig túl kevés ahhoz, hogy ne kelljen az adatok rendezéséhez és értelmezéséhez valamilyen elvi, földtani elgondolást is segítségül venni.

Az utóbbi szemszögből nézve a publikált vagy többé-kevésbé ismertté vált kéziratok alaphegység-térképvázlatok és elgondolások két főcsoportba sorolhatók.\* Az első csoportba azok tartoznak, amelyek

\* Az első csoportba tartozik PÁVAI-VAJNA F. (1) és KERTAI GY. nézete. Bizonyos részleteiben ide tartozik SZALAI T., SZENTES F. és HORUSITZKY F. felfogása is.

A második csoportba tartozó elgondolások közé kell sorolnunk VADÁSZ E.-ét, aki elsőnek tett kísérletet arra, hogy az újabb mélyfúrási adatok felhasználásával megszerkessze Magyarország alaphegység-térképét. Első (1949. és 1953. évi) térképei még túl vázlatosak, és csak az 1954. évi tükrözi határozottan Magyarország nagyszerkezetének ÉK—DNy csapásirányú pástás elrendeződését (3, 8, 9).

TOMOR J. 1958-ban publikált térképe csak részleteiben mutat eltérést az e csoportba tartozó térképektől, főképp abban, hogy egyes, nyilván összetartozó pástákat mélyfúrások híján nem köt össze (2).



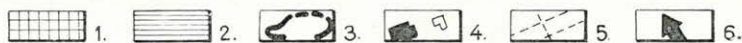
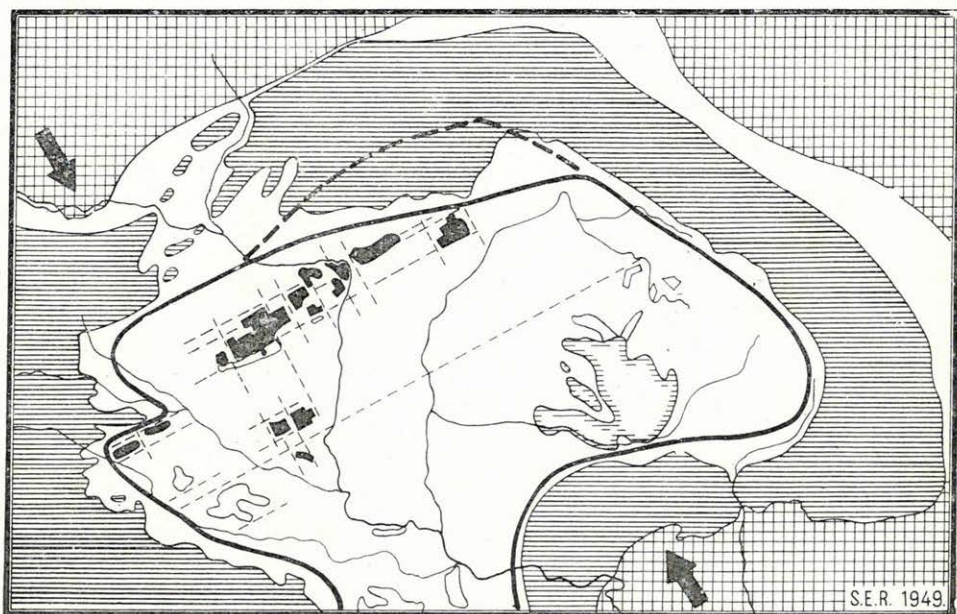
1. ábra. A mezozoós kratozinklinálisok helyzete a magyar középső földön belül (1959).

Jelmagyarázat: 1. felszíni mezozoós vonulat, 2. felszín alatti mezozoós vonulat, 3. felszíni paleozoós vonulat, 4. felszín alatti paleozoós vonulat, 5. mezozoós alaphegységet ért furás az abszolút mélységgel (méterben), 6. paleozoós alaphegységet ért furás az abszolút mélységgel (méterben).

vonalvezetését a keret, a Kárpátok gyűrű alakú csapásiránya befo-lyásolta, és ezzel a magyar közbülső tömegnek is orogén vonást adtak. A második csoportba viszont azok tartoznak, amelyek a magyar föld kratogén jellegét tükrözik vissza.

Szerzőnek 1956-ban a mezozoós kratoszinklinálisok lefutását ábrázoló alaphegység-térképvázlata (4, 5, 6); 1958-ban pedig egy a Kárpátok és a magyar közbülső tömeg hegységszerkezetét összefoglaló geomechanikai térképvázlata jelent meg (7). Az itt bemutatásra kerülő vázlat a legújabb mélyfúrások szolgáltatotta adatok figyelembevételével készült az 1955—1958. évek továbbfejlesztése útján (1. ábra).

Mezozoós közephegységünk csapásiránya, a látható hegységszerkezet, folyóhálózatunk, vulkánosoraink nagyrésze, valamint a geofizikai adatok

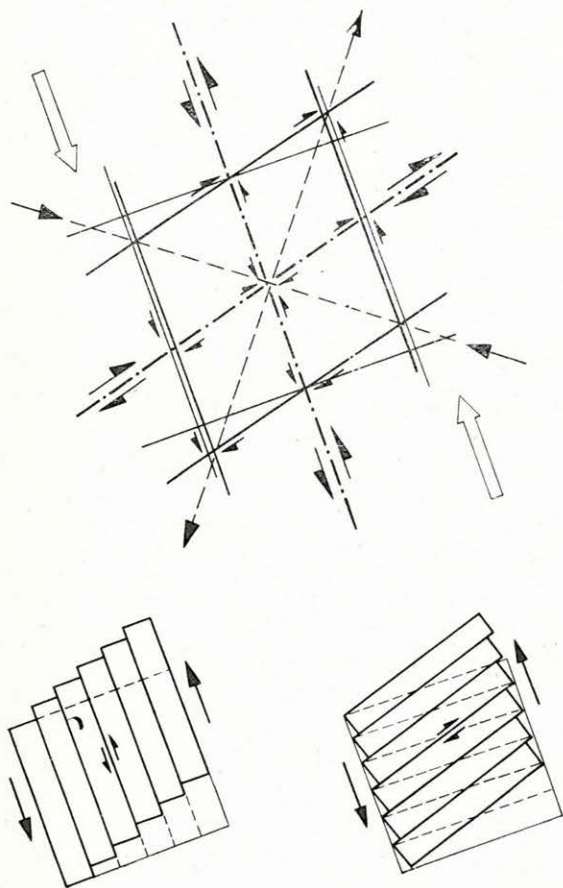


2. ábra. A magyar közép- és szigethegységek kialakulásának geomechanikai vázlata.

Jelmagyarázat: 1. ősi masszívumok, 2. orogének (Alpok, Kárpátok, Dinaridák), 3. Tisia (a magyar közbülső tömeg), 4. közép- és szigethegységek, 5. törésvonalak, 6. a kretákorai hegységképző erők iránya.

tömege uralkodóan ÉK—DNy-i és erre merőleges irányt mutatnak, amihez fiatalabb, harmadkori É—D és K—Ny-i irányú tektonikus irányok csatlakoznak, a lokálisakról most nem beszélve. Ezek a később is újraeledő hegységszerkezeti irányok szöges ellentétben állanak a keretet alkotó Kárpátok háromnegyedíves csapásirányával és egyéb szerkezeti

elemeivel, annak ellenére, hogy keletkezésük ideje és oka nyilvánvalóan azonos körülményekre vezethető vissza. Az alp—kárpáti geoszinklinális-képződés idején — a Föld pulzációja következtében — lényegileg meridionális irányú húzóerők hatására keletkezett a Kárpátok geoszinklinálisa, és ugyanakkor a már konszolidáltabb magyar közbenső tömegben az átlós ÉK—DNy-i és erre merőleges törésirányok. Az előbbieket a régi, paleozóos hegységszerkezetnek megfelelően intenzívebben fejlődtek ki, és a mezozóos kratoszinklinálisok kiindulási



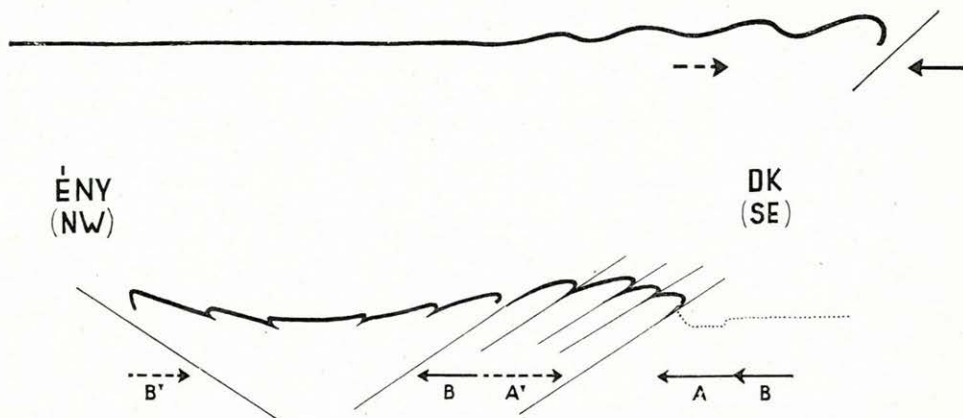
3. ábra. A magyar közbenső tömegre hatott krétakori forgató igénybevétel vázlata.

aló nyomulásával a magyar közbenső tömeget délről, ill. délkeletről érte a nagyobb erőhatás, és ennek eredményeként hegységeink törvényszerűen aszimmetrikusan kétoldalas szerkezetének mindig a déli, ill. délkeleti szárnya a tektonikailag megviseltebb (4. ábra), aminek

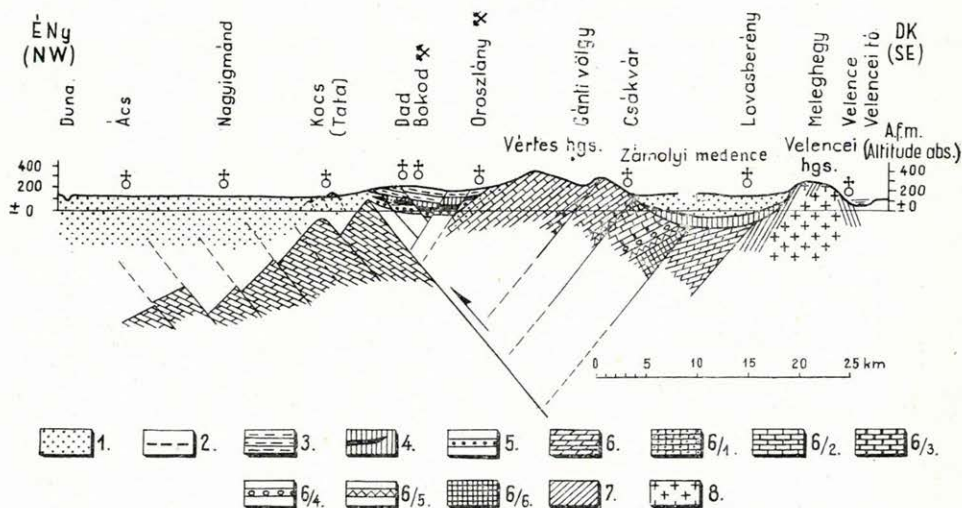
átlós csapásirányú süllyedékek keletkezéséhez vezettek. Később, az alp—kárpáti hegységképződés megindulásával, tehát a középső- és felső-krétától kezdve — a Föld pulzációja következtében — egységesen meridionális irányú nyomás hatása alá került az alp—kárpáti térség. A magyar közbenső tömeg eközben balra ható forgató nyomatéokra volt igénybe véve, aminek eredményeként ÉNy—DK-i irányban térrövidülés, ÉK—DNy-i irányban pedig táguulás következett be, mégpedig az ÉNy—DK csapásirányú ún. haránttörések, illetve ÉK—DNy-i irányú hosszanti törések mentén (2. és 3. ábra). Mezőzóos kratoszinklinálisaink anyaga ehhez képest a hosszanti törések mentén összetorlódtott, gyengén felpikkelyeződött, a haránttörések mentén viszont árkokra és sashércsokra darabolódott fel.

A nagyobb tömeget képviselő afrikai tömb északra



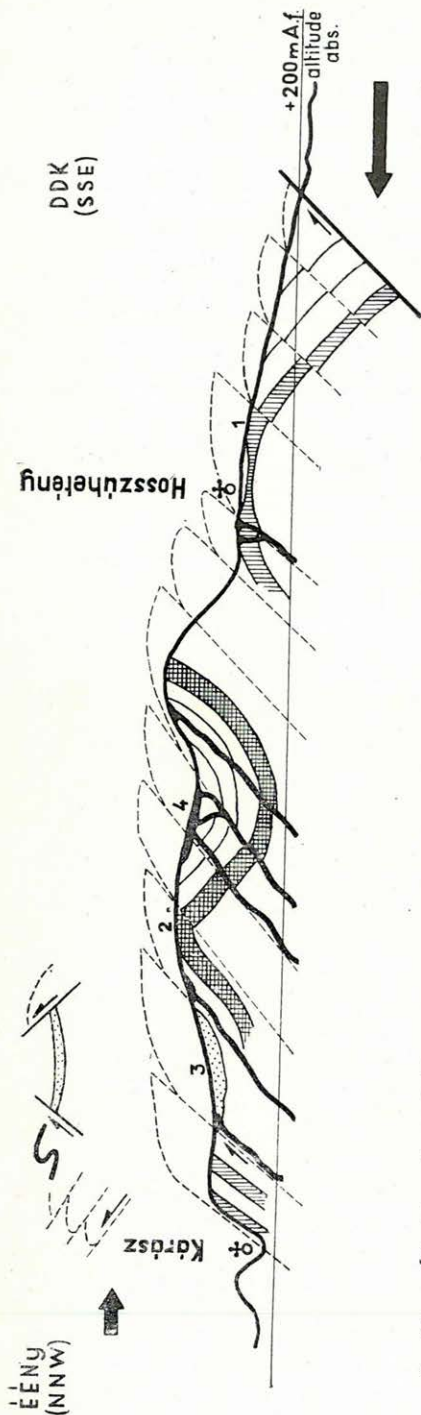


4. ábra. Az aszimmetrikusan kétoldalas hegységszerkezet kialakulásának geo-mechanikai vázlatja és egyben a magyar középhegységek elvi szelvénye.

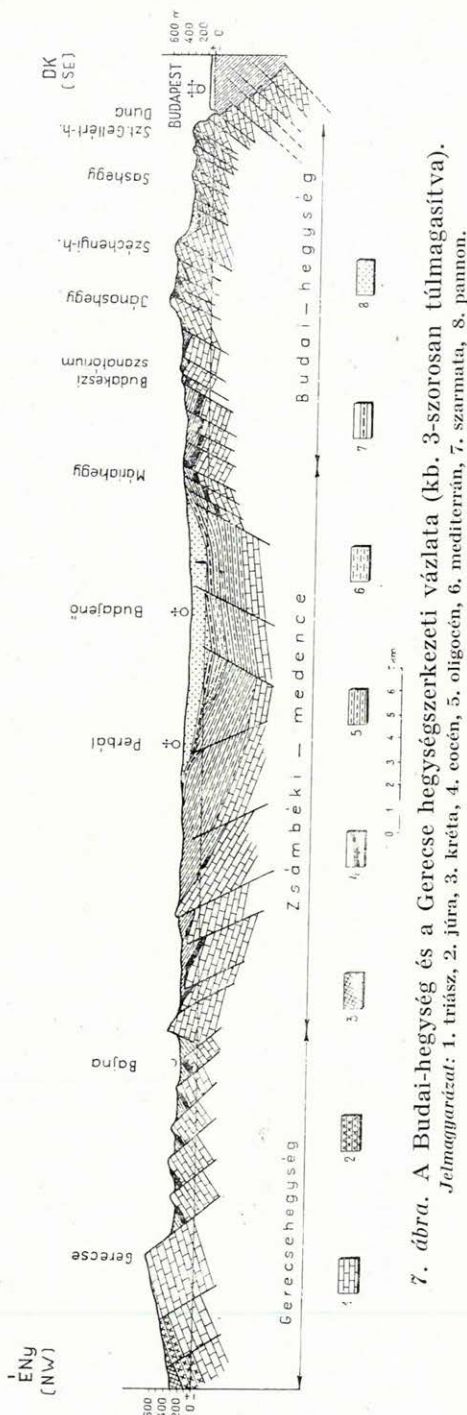


5. ábra. A Vértes- és a Velencei-hegység tektonikai vázlatja (kb.10-szeresen túlmagyasítva).

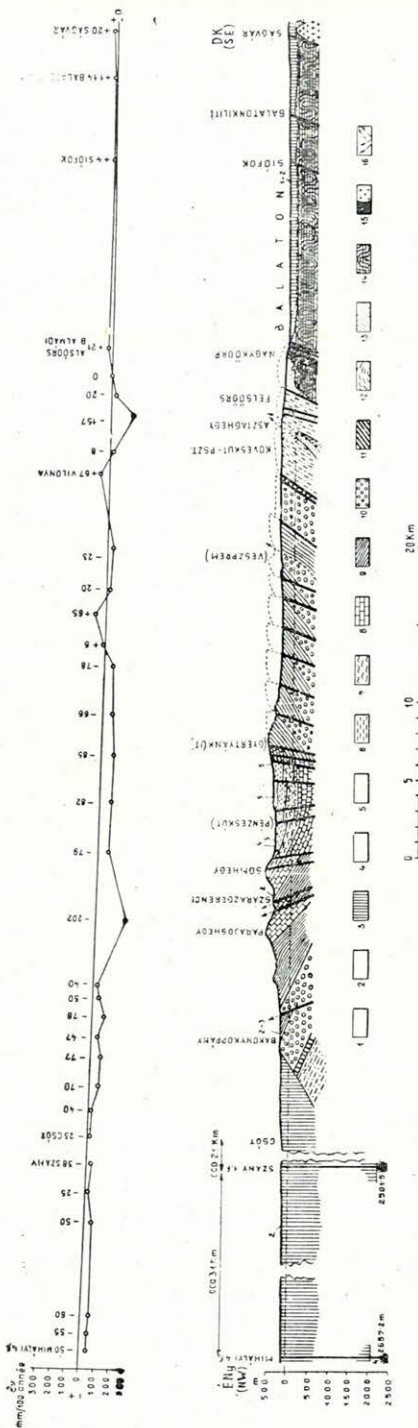
elmagyarázat: 1. pannóniai-pontusi, 2. szarmata, 3. oligocén, 4. eocén (kőszénnel), 5. kréta, 6. triász, /1. triász, dachsteini mészkő, 6/2. triász, dolomit, 6/3. triász, raiblri rétegek, 6/4. triász, tűzköves dolomit, 6/5. triász, diplopórás mészkő, 6/6. triász, werfeni rétegek, 7. perm-karbon, 8. gránit.



6. ábra. Általánosított földtani szelvény a Mecsekhegység keleti, ún. Zengőcsoportján át (7,5 × túlmagasítva).  
 Jelmagyarzat: 1. alzó-lász tengeri összlet, 2. bajóci, 3. helvét, 4. trachidolerit.

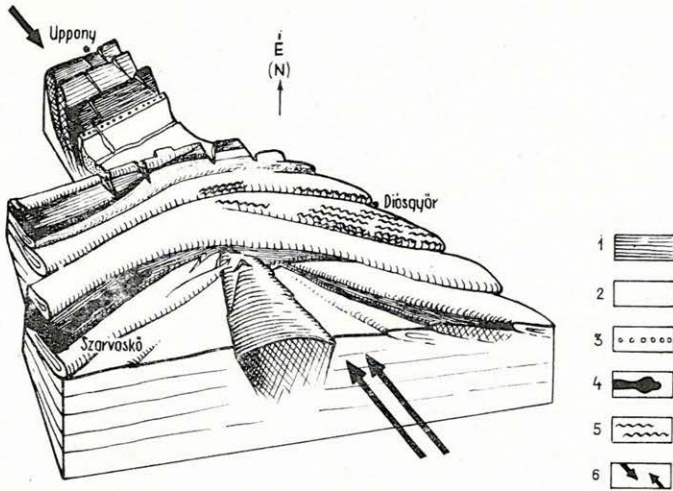


7. ábra. A Budai-hegység és a Gerecse hegység szerkezeti vázlata (kb. 3-szorosan túlmagasítva).  
 Jelmagyarzat: 1. triász, 2. júra, 3. kréta, 4. cocén, 5. oligocén, 6. mediterrán, 7. szarmata, 8. pannon.



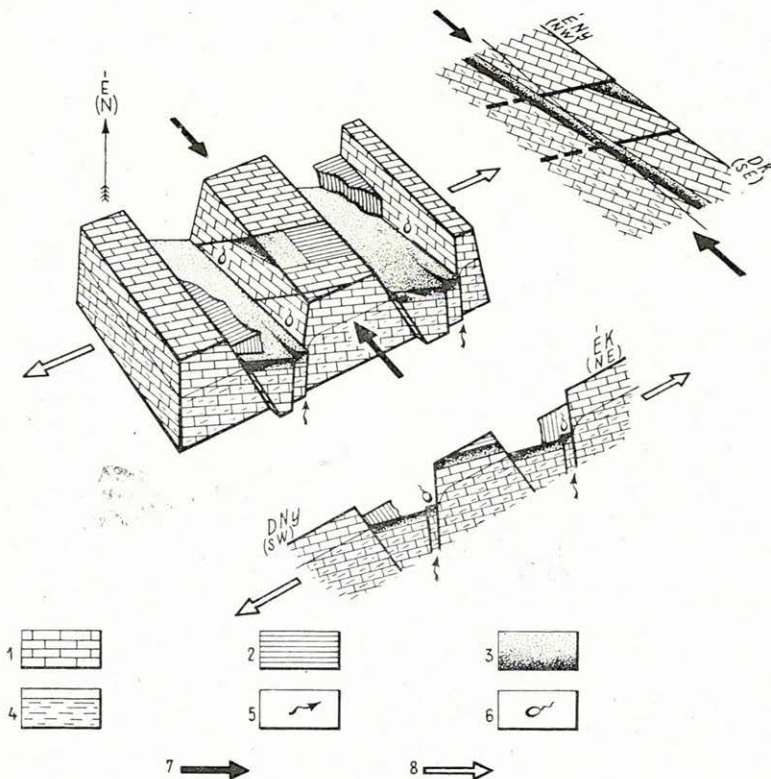
8. ábra. A Bakony hegyszerkezeti vázlat. (Az alsó ábra a földtani szerkezetet, míg a felső ábra ugyanezen szelvény mentén a jelenkori függőleges irányú kéregmozgásokat mutatja. Feltűnő a szerkezeti vonalaknak, töréseknek ma is élő volta.)

Jelmagyarázat: 1. holocén, 2. pleisztocén, 3. pliocén, 4. miocén, 5. eocén (100 m), 6. kréta (245 m), 7. júra (min. 280 m), 8. felső-triász mészkő (150 m), 9. felső-triász dolomit (földolmit), 10. felső-triász márga stb., 11. középső-triász, 12. alsó-triász, 13. perm, 14. karbon (illit), 15. porfirit, granit, 16. áttöfődias.



9. ábra. A Bükkhegység geomechanikai tömbszelvénye.

Jelmagyarázat: 1. paleozóikum, 2. mezozóikum, 3. felső-kréta, gozauai rétegek, 4. diabáz, gabbró, wehrlit, 5. porfiroid, porfiroid, zöldpala, 6. hegységképző erők iránya.

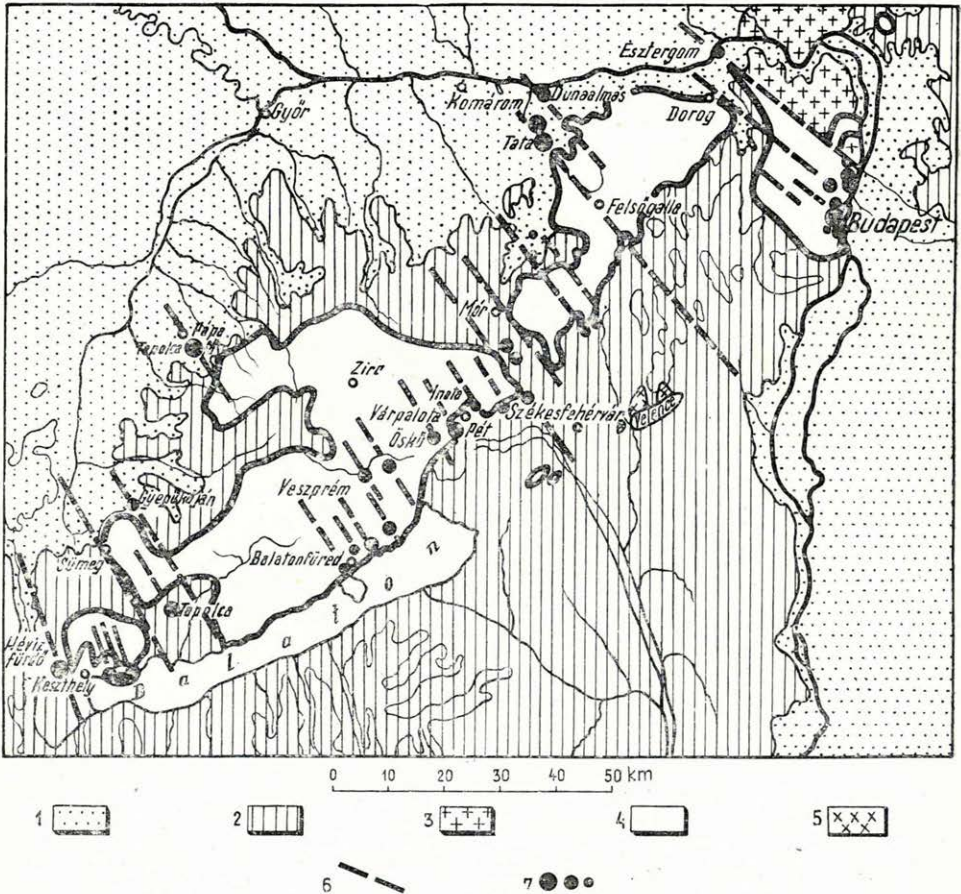


10. ábra. A dunántúli bauxitelőfordulások települési vázlata.

Jelmagyarázat: 1. triász, 2. eocén, 3. bauxit, 4. karsztvíz, 5. karsztvíz útja, 6. karsztvíz-betörési helyek, 7. nyomó erő (térrovidülés), 8. húzó erő (tágulás).

következtében ott az idősebb képződmények is napszínre kerültek. A két ellentétes irányú, konvergens dőlésirányú hegység szárny között foglal mindig helyet a fiatalabb üledékekkel — köztük a Dunántúli Középhegység eocén és oligocén szénképződményeivel — kitöltött hegység szerkezeti teknő (5—9. ábra).

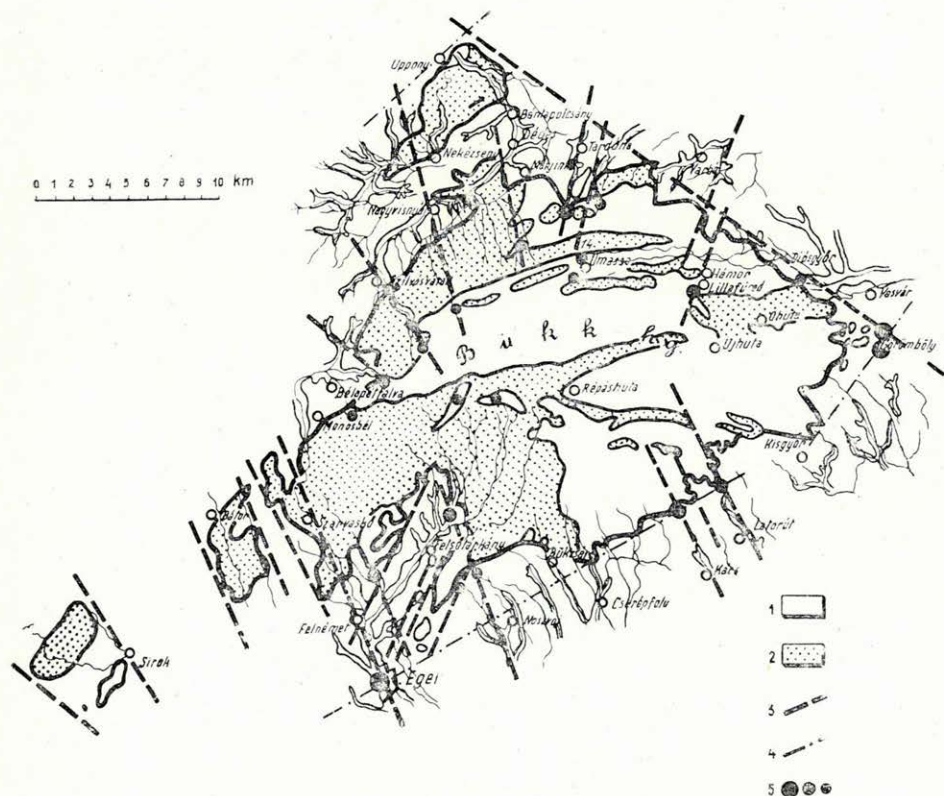
A kratogén hegységképződés során a szomszédos paleozoós kéreg-sávra rátolódó délkeleti mezozoós hegység szárny a déli előtér megsüllyedését okozta. Ez vezetett többek között a Balaton és a Velencei-tó süllyedékeinek kialakulásához is, amelyek ilyenformán nem egyebek, mint az orogének külső előmélység-öveinek kratogén másai.



11. ábra. A Dunántúli Középhegység karsztvízforrásainak térképábrázolása.  
Jelmagyarázat: 1. Alföld, kisebb medencék, alluvium, 2. harmadkori dombvidék, 3. andezit, 4. triász-, jura-, kréta- és eocén mészkő, 5. gránit, 6. haránttörés, 7. karsztforrások.

Az ÉK--DNY-i irányú kéregtágulás következményei: a Dunántúli Középhegységnek hegységekre való tagolódása (pl. Keszthelyi-hegység, Bakony-, Vértes-, Gerecse-, Budai-hegység stb.), a harántirányú árkos süllyedések, a harántirányú vulkánsorok és a külszíni folyóirányok, karszthegeiségeinken belül pedig a diszjunktív, jó vízvezető haránttörések keletkezése. Utóbbiak a bányákban veszélyes vízbetöréseket okoznak (10. ábra), a külszínen pedig bővizű karsztforrások keletkezését segítik elő (11. és 12. ábra).

A felsorolt hegységszerkezeti vonások a magyar közbelső tömeg kratogén jellegére mutatnak, amely abban is különbözik az orogénektől, hogy középhegységeinken belül sem kristályos palákkal, sem (a Bükk-hegység kivételével) ofiolitos kőzetekkel, sem savanyú intruziókkal nem találkozunk, nem kíséri őket negatív gravitációs anomália-sáv és eruptív kőzeteik túlnyomóan atlanti jellegűek.

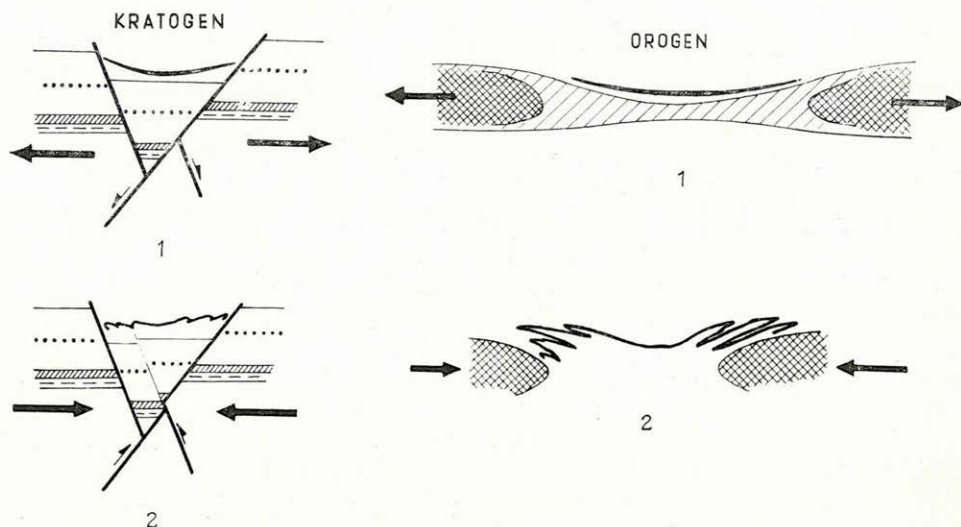


12. ábra. A Bükkhegység karsztforrásainak tektonikai vázlata.

Jelmagyarázat: 1. karsztosodásra hajlamos kőzetek, 2. vízrekesztő kőzetek, 3. haránttörések, 4. fő feltolódási irányok, 5. források.

Mindez arra utal, hogy a magyar közbenső tömegen belül — a kéreg konszolidáltabb, merevebb volta következtében — az orogénnel szemben csak mérsékeltébb, tehát kratogén jellegű volt a Kárpátokéval egyébként egyidejű hegységképződés.

A Kárpátok orogén és a Tisia fent vázolt kratogén jellege közötti különbség geomechanikai okokra vezethető vissza, és abban leli magya-



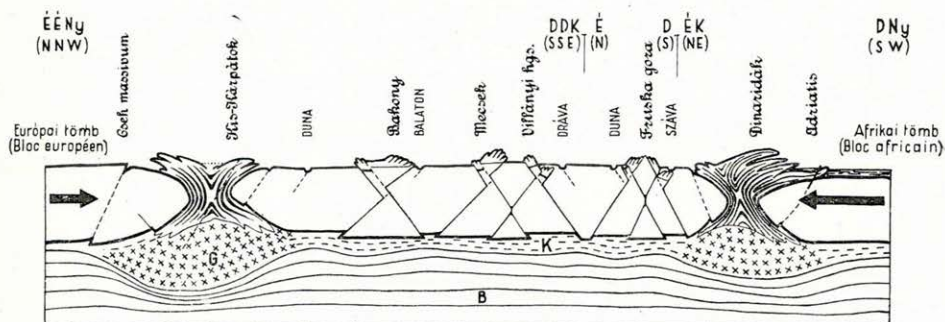
13. ábra. A krato- és orogeoszinklinálisok geomechanikai vázlata.

rázatát, hogy míg az orogének orogeoszinklinálisokból, addig mezozóos közephegységeink kratoszinklinálisokból, vagyis kratogéneken belüli árkos sülyedékekből keletkeztek (13. ábra).

Összegezve a magyar közbenső tömeggel kapcsolatban mondottakat, meg kell állapítanunk, hogy még a legújabb kutatások is csak megerősítik SUESS, PETERS, MOJSISOVICS, NEUMAYR, POMPECKJ, ID. LÓCZY, KOBER, PRINZ, BÖCKH H. különbözőképp megfogalmazott azon alapvető felismerését, hogy a Kárpátok koszorúza terület lényegileg különálló, viszonylag konszolidált tömeg. Más kérdés, hogy ma már távolról sem látjuk olyan egységesnek ezt a tömeget, mint elődeink, különböző szerkezeti elemeket és mozgásokat tudunk benne megkülönböztetni. Ez nem érinti a lényegét, amely mindenkor az orogéntől való különbözöséget, annak viszonylag merevebb voltát hangsúlyozta. Ezt a kratogén jelleget ma sem tagadhatja senki, hisz időközben maga a kratogén fogalma is fejlődött, úgyhogy geomechanikai értelemben ma már nem jelent abszolút merevséget.

Ha ebben egyetértünk, mindjárt megegyezhetünk abban is, hogy a magyar közbenső tömeg, vagy egyéni nevén Tisia alatt is ezt értjük,

és akkor semmi akadályja annak, hogy ez új tartalommal bővült fogalom megjelölésére továbbra is ezt a köztudatba átment nevet használjuk, annál inkább, mivel ennél jobbat, tömörebbet és kifejezőbbet úgy sem találunk.



14. ábra. A kárpáti és dinári orogén-ág, valamint a magyar közbenső tömeg vázlatos geomechanikai szelvénye.

Jelmagyarázat: G = gránitos magma (sial), B = bazaltos magma (sim), K = kvarc magma.

Az újabb mélyfúrások szolgáltatata legújabb adatok is alátámasztják a magyar föld kratogén jellegét, amennyiben valószínűsítik, hogy a magyar közbenső tömeget nagyjából DNY—ÉK-i irányban, a Magyar Középhegységhez hasonlóan, több mezozoós kratoszinklinális harántolja, és ezeket paleozoós pászták választják el egymástól (1. és 14. ábra).

#### IRODALOM

1. PÁVAI-VAJNA F.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. — Földt. Közl. **55**. 1925.
2. TOMOR J.: A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. — Bány. Lapok. **91**. 10–11. p. 714. 1958.
3. SCHEFFER V. — KÁNTÁS K.: A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. **79**. 1–4. 1949.
4. SCHMIDT E. R.: Észrevételek Vadász Elemér „Magyarország nagyszerkezeti vázlata” című tanulmányához. — Bány. Lapok. **10**. 7–8. 1955.
5. SCHMIDT, E. R.: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge, als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart, 1956.
6. SCHMIDT E. R.: Geomechanika. — Akad. Kiadó, 1957.
7. SCHMIDT E. R.: Hozzászólás Prinz Gyula előadásához. — Földr. Közl., Új évf. **6**. (82.) 3. p. 222. 1958.
8. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó, 1953.
9. VADÁSZ E.: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — M. Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl. **14**. 1–3. 1954. és Acta Geol. **3**. 1–3. 1955.



## A SZERKEZETALAKULÁS MOZZANATAI ÉS JELLEGEI A KELETI-MECSEKBEN

(I – VI. melléklettel.)

WEIN GYÖRGY

(Budapest)

Munkámban a Keleti-Mecsekhegység mai hegységszerkezeti képének kialakulását igyekszem összefoglalni, különös tekintettel az egyes hegységképződési fázisok szerepére.

A Mecsekhegység keleti részét a Ny-i Mecsekből is ismert paleozóos kristályos alaphegységre települő perm és triász rétegsor feletti júra-kréta és harmadkori rétegösszletek építik fel.

Az alsó-triász sekélytengeri werfeni rétegsorral kezdődik. A felső-werfeni sejtes dolomitot az anizuszi kagylós mészkő nyílttengeri kifejlődésű üledéke váltja fel. A kimélyülő középső-triász tenger üledéksorára a ladini emeletben fokozatos elsekélyülésre utaló fekete, bitumenes, lemezes mészkő, majd lemezes növénylenyomatos pala települ. A felső-triász rétegsor, további fokozatos elsekélyüléssel, a lehordási terület közeledését jelzi. A mintegy 750 m vastag arkózás homokkő-, növénylenyomatos palás homokkő- és tarka agyagpala-rétegekből álló összlet már egészen partközeli, esetleg részleges kiemelkedést is jelző üledékképződési viszonyokra utal.

Több helyen, így a Komló 21. sz. fúrásban is sikerült észlelni az átmenetet a ladini emelet palarétegsora és a felső-triász homokkőösszlet között. Hasonló fokozatos átmenetet figyelt meg KILÉNYI T. is a léticsi vadászháztól D felé futó völgyben, a ladini és felső-triász homokkőösszlet között. Az összlet felső részéből kikerült növénymaradványok raeti korra jellemzőek, míg a NAGY E. által a homokkőösszlet alsó részében talált *Naticopsis (Hologyra) uhligi* karni emeletre utal. Az ugyaninnen kikerült *Crassothea* sp. és *Schizoneura? paradoxa* a raeti-liász flóránál idősebb jellegű.

Mindezen megfigyelések alapján úgy gondoljuk, hogy a régebbi — karni-nóri üledékhézagot megállapító — felfogással szemben, folytonos, konkordáns településű felső-triász rétegsort tételezhetünk fel a Mecsekhegységben. A tör-

melékanyag fokozatos eldurvulása viszonylagos, esetleg részleges kiemelkedést jelez a raeti emeletben. *Ezt a — triász-júra határán jelentkező — jüggőleges elmozdulásban megnyilvánuló hegységképző fázist az ókimmériai mozgások salghiri szakaszával azonosíthatjuk.*

A felső-triász rétegsorra a júra tenger süllyedő partjai mentén kialakult lópövek paralikus jellegű köszénösszlete következnek. A süllyedés fokozatosan, a paralikus összletekre jellemző ritmicitással ment végbe. Az alsó és részben a középső telepcsoport is a szárazföldről közelebb fekvő lópöképződmények szabálytalan, kiemelkedő kifejlődését mutatja. A felső telepcsoport mélylópövben keletkezett telepei már egyenletesebbek és gyakoribbak közöttük a tenger ingresszióit jelző csökkentsósvízi és sósvízi lerakódások is. Az alsó-liász heftangi és szinemuri emeleit képviselő köszéntelepes összlet után a lotharingiai emeletbe tartozó homokkő- és fedőmárga-rétegsor a tenger teljes térhódításáról tesz tanúságot. A középső-liász foltos márgából és finomszemű, kvarcitos homokkőből felépült rétegsora közepes mélységű, neritikus övbéli üledék. A márga, homokkő, alárendelten krinoideás mészkőképződésű rétegcsoportok váltakozása, ezen a nagy vastagságú (850 m) rétegsoron belül, részleteiben még nem vizsgált ritmicitásról tesz tanúságot.

A középső-liász felső részének túlnyomóan homokkőből álló rétegsora a doméri és főleg a charmouthi emeletben a tenger elsekélyülését jelzi. Ez a lassú és teljes kiemelkedést nem eredményező, pozitív tengerfenékmozgás a középső- és felső-liász határáig egyre erősödött. A finomhomokos, csillámos, lemezes toarci foltosmárga — az előző homokkőképződéssel szemben — talán már parttól távolabbi, illetve mélyebbvízi kifejlődésre utal. *A felső-liász előtti kismértékű tengerfenék-emelkedés esetleg az ókimmériai fázis elkészett dunlapi szakaszával hozható kapcsolatba.*

A júra tenger ezután fokozatosan tovább mélyült. Az aaleni foltos márgát a bajóci foltos mészkő váltja fel, majd a bath vörös mészkőgumós márgára a mecseki júra rétegsor legmélyebb tengeri kifejlődésű, kallóvi emeletbe tartozó kovás, mangános, radioláriás, tűzkőtartalmú márgás mészkő rétegsora települ.

A batiális jellegű rétegsor hirtelen kifejlődésbeli különbséggel éles, de konkordáns határral megy át az oxfordi emelet zöldesszürke-vörös-szemcsés, vékonypados mészkő-rétegsorába. Helyenként, így a hidasi völgyben, az oxfordi emelet jellegzetes szemcsés mészkőösszlete helyett a kallóvi kovás márga hullámos felületére közvetlenül települő (0,50 m vastag) vörös, gumós, márgás, ammoniteszes mészkő képviseli. Felette típusos zöldesfehér, gumós, kimeridgei mészkő következik.

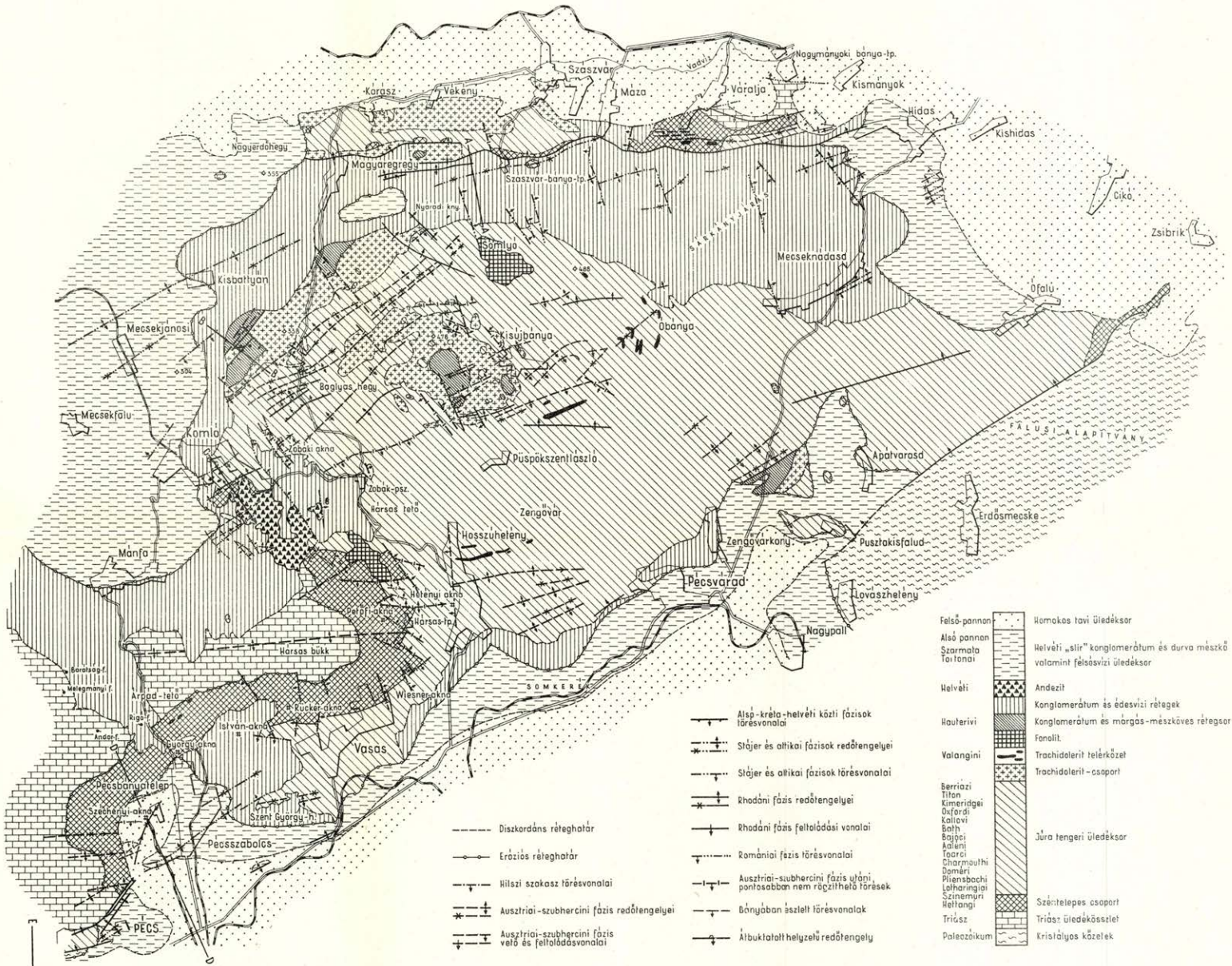
A közettani jelleg hirtelen megváltozása, a *Radiolariák* közetképző szerepének rohamos csökkenése, a mangánbevonatok elmaradása és főleg a mészkő szemcsézettsége, mely krinoidea-nyéltagok jelenlétére utal, olyan jellegek, melyek leginkább a tengerfenék emelkedésével magyarázhatók. *Ez a közetkifejlődésben érzékelhető, kisebb mértékű, de*

# A MEGSEKHEGYSÉG K-I RÉSZÉNEK SZERKEZETI TÉRKEPE

SZERKESZTETTE : WEIN GYÖRGY

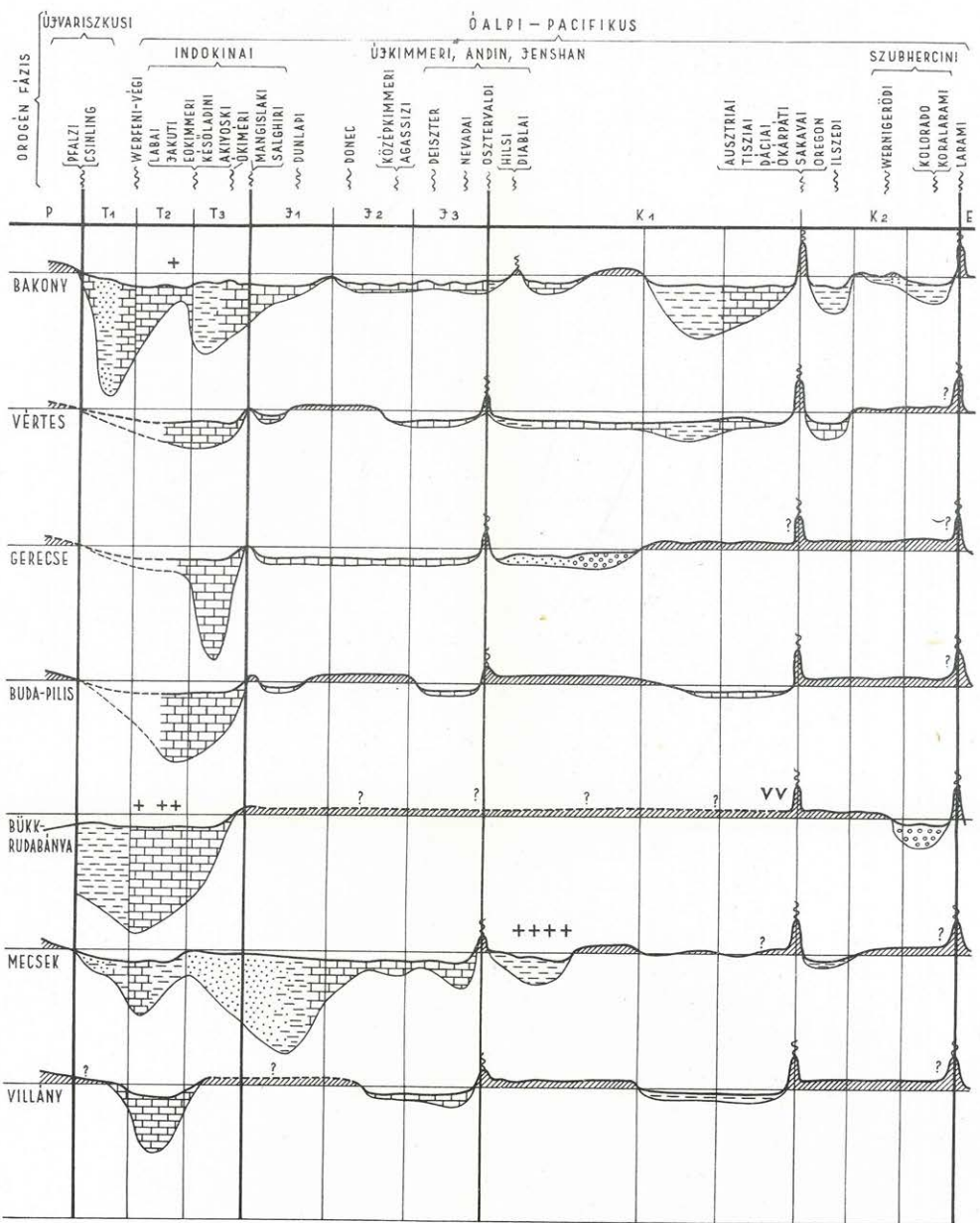
I.

0 1 2 km



Felső-pannon	Homokos tavi üledéskor
Alsó-pannon	Helvéri „slir” konglomerátum és durva mészkő valamint felsővízi üledéskor
Sarmati	Andezit
Felső-sarmati	Konglomerátum és édesvízi rétegek
Helvéri	Konglomerátum és márgás-mészköves rétegek
Hauterivi	Fonálit
Valangini	Trachidolerit telérokzét
Bánsági	Trachidolerit-csoport
Középszelecei	Júra tengeri üledéskor
Sarmati	Szénitelepes csoport
Felső-pannon	Triász üledékasszlet
Alsó-pannon	Kristályos kőzetek

3



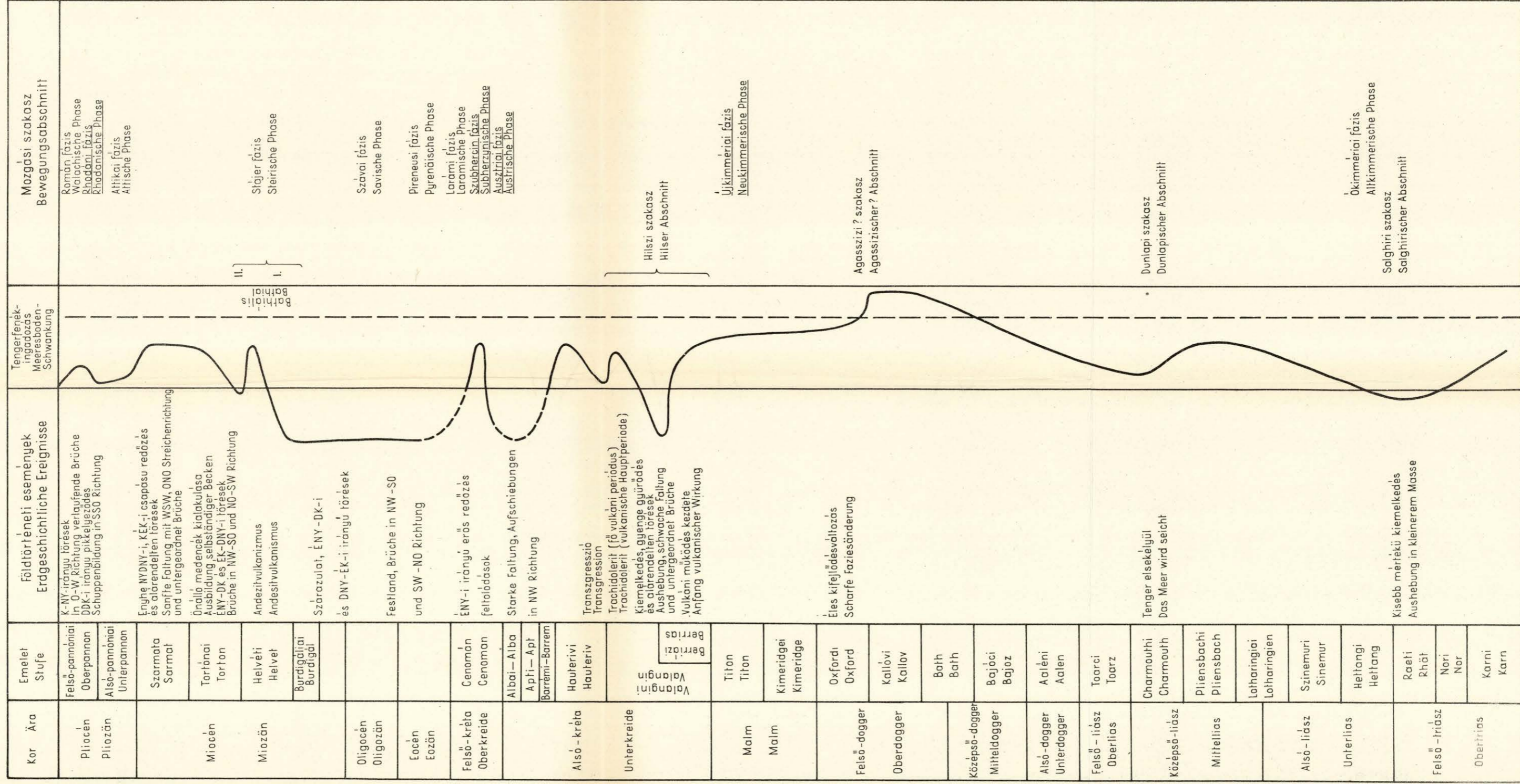
A MAGYAR MEZOZÓIKUM EPIROGÉN ÉS OROGÉN JELLEGŰ MOZGÁSAI ÉS ÜLEDÉKVASTAGSÁGAI  
 MOUVEMENTS EPIROGÉNIQUES ET OROGÉNIQUES ET PUISSANCES DES SÉDIMENTS DU MÉSOZOÏQUE DE HONGRIE

ЭПИРОГЕННЫЕ И ОРОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И МОЩНОСТИ ОСАДКОВ МЕЗОЗОЯ ВЕНГРИИ  
 SZENTES FERENC - ФЕРЕНЦ СЕНТЕШ 1959

<p><b>I</b> 100m</p> <p>Üledékvastagság Puisseance des sédiments Мощность осадков</p>	<p> Mésző-dolomit Calcaire-dolomie Известняк-доломит</p>	<p> Agyag-márga Argile-marne Глина-мергель</p>	<p> Homokkő Grès Песчаник</p>	<p> Konglomerátum Conglomerat Конгломерат</p>	<p> Hegységképződés Orogène Ороген</p>
<p><b>+</b> Szinepirogén vulkánizmus Vulcanisme synépirogénique Синепиригенный вулканизм</p>			<p><b>v</b> Szinorogén magmatizmus Magmatisme synorogénique Синорогенный магматизм</p>		

# A MECSEKHEGYSÉG K-I RÉSZÉNEK FEJLŐDÉSMENETI KORTÁBLÁZATA

## ENTWICKELUNGSGÄNGLICHE ÄRTABELLE DES ÖSTLICHEN TEILS DES MECSEKGEBIGES



gyorsan lezajlott tengerfenék-emelkedés már az újkimmériai mozgások bevezető, agasszi szakaszával lehet kapcsolatban.

A malm folyamán nyílttengeri-neritikus kifejlődésű, ammoniteszes mészkő-rétegsor rakódott le. A mészkőösszlet átmegy a valangini berriázi alemeletébe is, amit SÍDÓ M. legújabb *Tintinnoidea*-vizsgálatai igazolnak. A *Calpionella alpina* tömeges jelenléte a titonra, ennek elmaradása és a *Tintinnopsella carpathica* megjelenése ellenben a berriázira jellemző. A mecseki triász — júra tenger megszakításmentes, folytonos üledék-sorát a berriázi márgás mészkőrétegek zárják le. A malm rétegsoron belül sem rélegtani, sem egyéb diszkordancia nem figyelhető meg, s így a titon transzgresszióval egybeeső hegységképződési fázis a Mecsekben nem mutatható ki.

A berriázi rétegek trachidolerittufa-tartalma s a beléjük ágyazott vulkáni bombák a trachidolerit-vulkanizmus kezdetét a kréta legaljára rögzítik.

A berriázi rétegsor lerakódása után teljes kiemelkedés következett be. A trachidolerit-kitörés fő időszakának vulkáni anyaga a berriázi mészmárgára diszkordanciával települ. A Hidas-patak jobboldali felső ágaiban több helyen sikerült megfigyelni, hogy a trachidoleritláva a felszíni mállás következtében egyenetlen, limonitos elszíneződést mutató berriázi és titon mészkőre települ. A trachidolerit-láva, illetve -tufa több helyen, pl. a Singödör egyik baloldali mellékágában is szögdiszkordancia nélkül települ a kallóvi, illetve kimeridgei rétegekre. A Kisúj-bányai medence trachidolerit-összlete alól ablakszerűen, tektonikailag indokolatlanul bukkannak elő a kallóvitól a berriáziig terjedő emeletek rétegei.

A berriázi alemelet utáni, teljes kiemelkedést okozó hegységképző mozzanat nemcsak függőleges mozgásban, hanem feltehetően enyhe gyűrődésben és törések keletkezésében is megnyilvánult.

A komlói Kossuth-aknában két helyen sikerült megfigyelni a trachidolerit benyomulását megelőzően keletkezett NyDNY—KÉK-i csapású töréseket. A vasasi Petőfi-aknában térképezett, NyDNY—KÉK-i csapású trachidolerittelérek valószínűleg ugyancsak kialakult vetőrendszerbe hatolnak be.

A júra rétegek enyhe felboltozódását már a trachidolerit-összlet képződése előtt is fel kell tételezni. Máskülönb az a tény, hogy a trachidoleritcsoport fedő takarója alól szigetsorszerűen bukkannak fel a felső-júra különböző kőzetei, nem magyarázható. Ezen legrégebb gyúrt formák csapását Pusztabányától D-re a trachidolerit fedőkőzet alól NyDNY—KÉK-i csapással fölbukkanó kimeridgei — berriázi „szirt”-sor jelezheti. Ez a csapásirány teljesen megegyezik a későbbi fő gyűrődési fázis által létrehozott iránnyal.

A berriázi mészkő és a valangini emelet magasabb részébe sorolt trachidolerit-csoport képződése közti időszak teljes kiemelkedéssel, kisebb mértékű

*lepusztulással, valószínűleg enyhe gyűrődéssel és alárendelten törések keletkezésével járó mozgásai az újkimmériai fázis hilszi szakaszához kapcsolódnak.*

A trachidolerit-vulkánosság jellegzetesen sztrato-vulkáni termékeinek — réteges tufa- és tufit-közbetelepüléseik alapján — részben már tengerben kellett felhalmozódnuk. Az egyidejű szubvulkáni tevékenység anyagát az egész Mecsekben, de főleg a kőszételepes rétegsoron belül Vasas—Komló és Szászvár környékén tanulmányozhatjuk. A láva helyenként preformált törések mentén, többnyire azonban teljesen szeszélyesen törte át a rétegeket. Ahol kisebb ellenállású kőzeteket (pl. kőszenet és szénpalát) talált, ott a réteglapok mentén nyomult be, és hőkapacitásának megfelelően beolvasztó vagy kokszosító hatást fejtett ki.

Fülöp J. szerint a vulkáni működés a valangini emelet vége felé csökkent. A valangini emelet tufitos-márgás rétegsorral zárul.

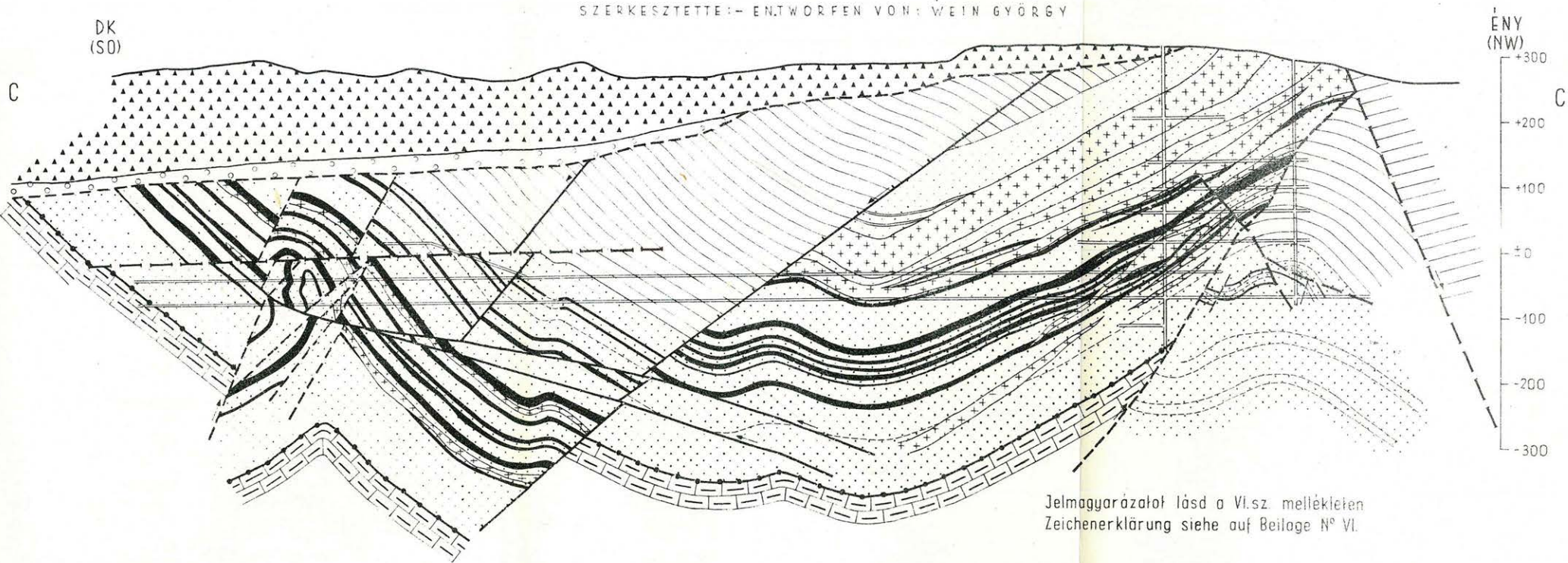
Az hauterivi emelet litorális faunát tartalmazó durva, konglomerátumos-homokköves üledéksorral kezdődik, mely felfelé fokozatos finomodásával jelzi a tenger mélyülését. Az alsó-krétát márgás, krinoideás mészkősorozat zárja le. Az alsó-kréta magasabb szintjeiről a Mecsek-hegységben nem tudunk. A trachidolerit-vulkanizmus fő szakasza a valanginiben lezajlott, az hauteriviben már csak néhány vékony lávaár és tufa-, valamint bentonitosodott tufitrétegek tanúskodnak annak gyengüléséről, fokozatos megszűnéséről.

Az hauterivi emelet litorális faunával jellemzett durva konglomerátuma a valangini emelet felső részének finomszemű pelites-márgás üledékanyagához képest transzgressziót jelez. Mivel a transzgressziós konglomerátum a terület K-i részén, így Zengővárkonyban már nem fejlődött ki, viszont Ny és ÉNy felé, Jánosi-puszta és a Mária-völgy irányában kivastagodik, arra kell gondolnunk, hogy ebben az irányban húzódott az egykori partszegély, melynek lepusztított, főleg trachidoleritet tartalmazó anyagából épült fel az hauterivi transzgressziós rétegsor. *Ezt a hegység szerkezeti mozzanatot, melyet az hauterivi transzgresszió rögzít, és amely kizárólag függőleges mozgásban nyilvánult meg, az újkimmériai fázis legutolsó, hilszi szakaszának elkésett mozzanataként foghatjuk fel.*

A kréta magasabb tagjait egyedül a Vékényi-völgy helyzetileg és szerkezetileg még tisztázatlan előfordulásából ismerjük. Itt vörös, globotruncanás márga bukkan felszínre, amely SÍDÓ M. szerint cenomán kori. Hogy az alsó-kréta magasabb emeleteinek hiánya valóban üledék-képződési hézagot jelent-e, vagy csak a feltártság hiányát, egyelőre nem dönthető el.

A Mecsekhegységet ez időtől kezdve egészen a helvétii transzgresszióig nem borította el a tenger. A Mecsekhegységet vagy az alsó-kréta rétegsor lerakódása, vagy a fent említett cenomán márga keletkezése után érték azok az erős gyűrődésben és feltolódásokban jelentkező

METSZET A KOSSUTH-AKNA DÉLI FŐKERESZTVÁGATAIN ÁT  
PROFIL DURCH DIE SÜDLICHEN HAUPTQUERSCHLÄGE DES KOSSUTH-SCHACHTES  
SZERKESZTETTE: - ENTWORFEN VON: WEIN GYÖRGY



Jelmagyarázatot lásd a VI.sz. mellékleten  
Zeichenerklärung siehe auf Beilage N° VI.

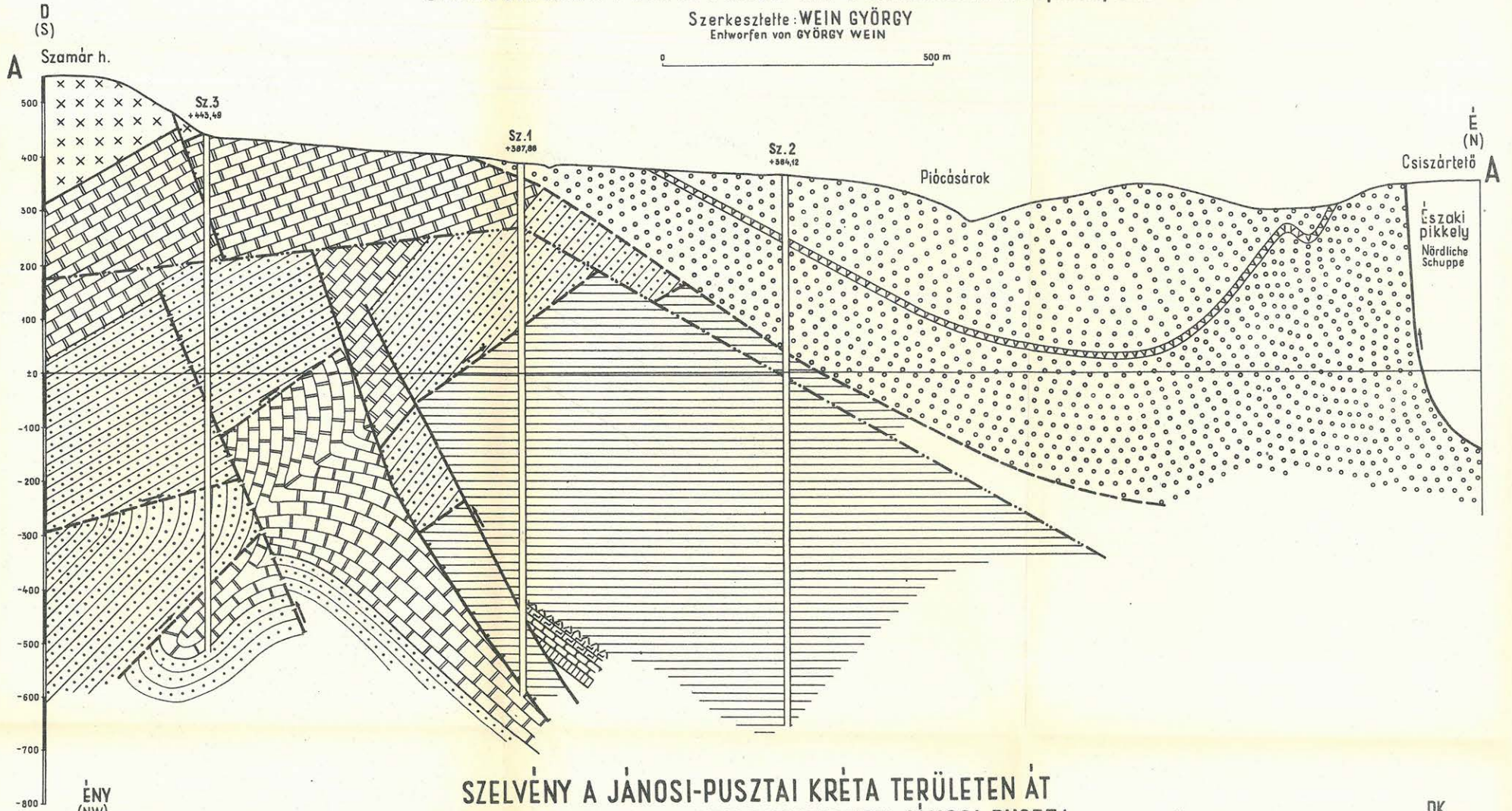


# FÖLDTANI SZELVÉNY A SZ.3, SZ.1, SZ.2 sz. FŰRÁSOKON ÁT GEOLOGISCHES PROFIL DURCH DIE BOHRUNGEN NO.3, NO.1, NO.2

IV.

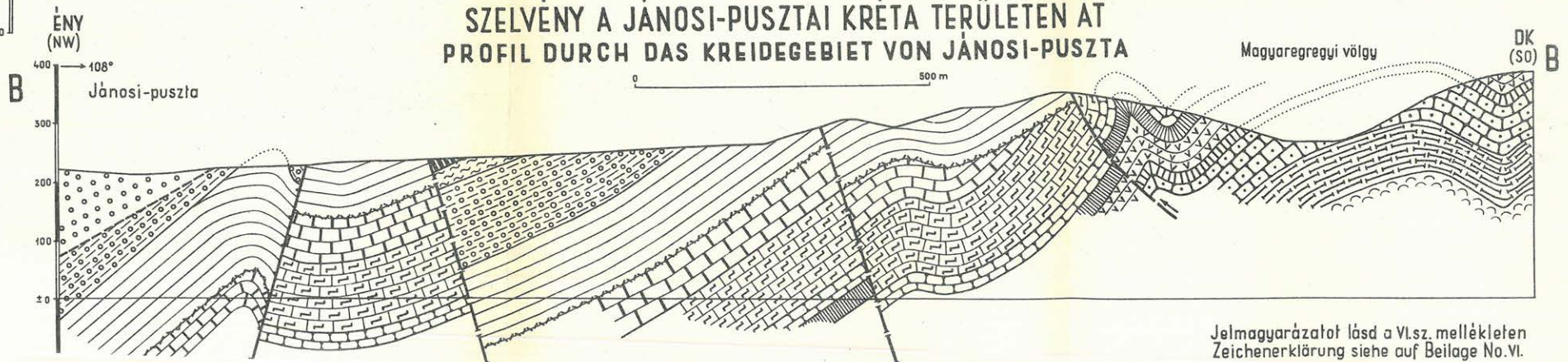
Szerkesztette: WEIN GYÖRGY  
Entworfen von GYÖRGY WEIN

0 500 m



## SZELVÉNY A JÁNOSI-PUSZTAI KRÉTA TERÜLETEN ÁT PROFIL DURCH DAS KREIDEGEBIET VON JÁNOSI-PUSZTA

0 500 m



Jelmagyarázatot lásd a VI.sz. mellékleten  
Zeichenerklärung siehe auf Beilage No.VI.

hegységképző mozgások, melyek lényegileg mai szerkezetét kiformálták.

Az újabb bányaföldtani munkák és felszíni térképezések, valamint a nagyarányú mélyfúrásai tevékenység az alsó-kréta (cenomán) és a miocén közötti — először VADÁSZ E. által felismert — mozgásokat még élesebben megvilágítják. A komlói, Szászvár déli területi és márévári-völgyi szelvényben (IV. melléklet) jól megfigyelhető, hogy a mezozoós rétegsor DNy—ÉK-i irányú redőkbe van gyűrve. A redők helyenként ÉNy-i irányban átbuktatottak, és az elszakadt redők meredek, DK felé dőlő síkok mentén ÉNy-i irányban felpikkelyeződtek. A Szászvár D-i területen az alsó-liász fedő homokkő a valangini trachidolerit-összletre tolodott fel. Az elmozdulás mértéke általában többszáz méter, de a Szászvár D-i területen az 1000 métert is eléri. A Mecsekben a DNy—ÉK-i irányú párhuzamos redők nyomják rá legerősebben bélyegüket a hegység szerkezeti képre. A redők mentén elhelyezkedő keményebb kőzetek a mai morfológiát is döntően befolyásolták. A gyűrt formát a trachidolerit-tepletelérek is felveszik. A trachidolerit, a feltolódási vonalak mentén — a nála idősebb kőzetekhez hasonlóan — erős igénybevételt mutat; gyakran dörzsbreccsaszzerűen felaprózódott. Ezek a megfigyelések azt bizonyítják, hogy a fő gyűrődési fázis a trachidolerit-telérek benyomulása után érte a júra—kréta rétegsort.

A komlói altáró feltárásában, a Szászvár D-i terület fúrásaiban, valamint az ördögnyergi patak feltárásában közvetlenül megfigyelhető, hogy a helvétai édesvízi konglomerátumos rétegsor szögdiszkordanciával települ a mezozoikumra. *A fő gyűrődési ciklus a Mecsekhegységben tehát az alsó-kréta, esetleg cenomán után és a helvét előtt zajlott le. A DNy—ÉK-i csapású gyűrődések elég erősek voltak és az erőhatás fokozódása ÉNy felé irányuló átbuktatást, valamint feltolódásokat eredményezett.* A Keleti-Alpokban, valamint a Dinaridákban lezajlott hasonló jellegű mozgások analógiája alapján e mozgási szakasz *valószínűleg az ausztriai vagy szubhercini fázisba helyezhető* (IV. melléklet).

A felső-kréta és a paleogén időszak alatt lejátszódott hegységképző mozzanatok nem lehet szétválasztani. Ebben az időben jöttek létre ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i irányú vetők. Az ÉNy—DK-i irányúak általában kisebb, az ÉK—DNy-i vetők nagyobb, többszáz méteres elmozdulásokat is eredményeztek. A kőszénbányászatban a gyűrt formákon kívül elsősorban ezeknek a vetőknek van igen nagy fontosságuk. A törésvonalak egy része az ausztriai-szubhercin fázis gyűrt formáit még érintette, viszont a helvétai édesvízi rétegsort már nem törte át, tehát koruk az alsó-kréta, illetve a cenomán és helvétai emeletek közötti időszakra rögzíthető. Ebben a hosszú időszakban, melyben az Alpok és főleg a Dinaridák legerőteljesebb hegységképző fázisai zajlottak le, a fent jelzett törésrendszeren kívül még radiális törésrendszerek is létrejöttek, melyek a nagyobb redőtengelyek áthajló részein alakultak

ki. Igen szép példáit látjuk ezeknek a pécsi kőszénvonulat pécsbányai és vasasi hajlásánál. Feltételezhető az is, hogy ez a rendszer még a gyűrődésekkel kapcsolatban jött létre.

A helvétii emelet durva törmelékes üledéksorral kezdődik, mely a kiemelkedő, lepusztuló mecseki mezozóikumot körülvevő, édesvízi üledékgyűjtő-területen halmozódott fel. Ezzel a süllyedési periódussal egyidejű a komlói andezitkitörés is. Ezután az előrenyomuló helvétii tenger „slir” kifejlődésű rétegsorral borítja be az édesvízi üledéksort. A helvétii emelet végén regionális kiemelkedés tapasztalható, melynek nyomait elsősorban a hidasi barnakőszénképződés szintje jelzi. Ennek korát a fedőjében levő fauna alapján KÓRAY J. tortónainak állapítja meg. Ugyane barnakőszénszint kis vastagságban Pécsvárad és Pécs közt, a Hird 3. sz. fúrásban, valamint az István-légaknában is megtalálható. PÁLFALVY I. magyaregregyi szelvényében ősnövénymaradványok alapján helvét-végi kiemelkedést jelez. A részleges kiemelkedést, illetve elsekélyülést a tortónai tenger transzgressziója követte, amit a Mecsekhegységben konglomerátum- és litorális faunát tartalmazó lajtamész-körétegek jeleznek. *A helvétii és tortónai emeletek közti kiemelkedés a II. stájer fázisnak, a helvét-kezdeti süllyedés és az andezitvulkánosság pedig az I. stájer fázisnak felel meg.* Ezek a fázisok nemcsak függőleges mozgásban, hanem ÉNy—DK-i irányú vetőrendszer kialakulásában is megnyilvánultak, és esetleg enyhe, az attikai redőződéstől el nem különbözhető, NyDNY—KÉK-i csapású gyűrt formákat is eredményeztek. A vetővonalak a mezozóikumon kívül a miocént is érintették, de a hidasi bányafelvételek adatai szerint a barnakőszéntelepeket és a felettük települő tortónai és szarmata rétegsort már nem.

A tortónai üledéksor a kiédesedő faunát tartalmazó szarmata rétegsorban folytatódik. Különösen a Mecsek D-i előterében, a pécsi tortyogói vízterület fúrási adataiból lehet kimutatni, hogy a helvétiben meginduló süllyedés valószínűleg törésekkel határolt, különböző ütemben és mértékben mozgó területeket hozott létre.

A legmélyebb helyzetű rögökben, így pl. a szigeti legelői fúrásban a kristályos alaphegységre 210 m vastag helvétii és tortónai rétegsor felett 350 m vastag szarmata rétegsor települ. Viszont az alaphegység magasabb helyzetű területén, így a Győd 1. sz. fúrásban a helvétii és tortónai rétegsor hiányzik, és az 50 m vastag szarmata üledéksor már közvetlenül a gránitra települ. A tortyogói fúrások területén már oly magasan volt az alaphegység, hogy rá közvetlenül a felső-pannon települt. *Ezekből az adatokból megállapítható, hogy a — valószínűleg törésekkel határolt — rögök mozgása a helvétiben kezdődött és a szarmatában volt a legerősebb. A törések mentén történő szakaszos süllyedő ciklust az alsó-pannon egyenletes vastagságú rétegsora határolja el.* Hidason igen jól megfigyelhető a barnakőszéntelepek párhuzamos, DNY—ÉK-i irányú redőzöttsége. Sőt az ÉNy-i első antiklinális aszimmetrikus felépítésé-

ből annak ÉNy-i irányú, kezdődő átbuktatására következtethetünk. A Mecsekhegység É-i előterében megfigyelhető, NyDNY—KÉK-i, párhuzamos redővonalatok is többnyire ide sorolhatók. A tortónai—szarmata rétegsor gyűrődést szenvedett, de a diszkordánsan reátelepülő felső-pannon rétegsor már nem mutat semmiféle gyűrtséget. A hidasi bányában sikerült egy DNY—ÉK-i irányú vetőt is észlelni, amely a szarmatánál fiatalabb.

Az attikai fázist tehát a szarmata helyi jellegű transzgresszív települése és NyDNY—KÉK-i csapású enyhe redők kialakulása jellemzi. Sok helyen ennek a fázisnak a redőit nem lehet megkülönböztetni a következő, rhodani fázis okozta gyűrődésektől. Ezt láthatjuk az É-i pikkely D-i előterében is, ahol a mezozoós kőzetekből felépített pikkely a miocén rétegsorra feltolódva, azt meggyűrte.

Az alsó-pannon agyagmárga rétegsorára a felső-pannon, helyenként kavicsos rétegeket is tartalmazó homok-, homokkő- és agyagmárga-rétegei települnek. *Az alsó- és felső-pannon közt a kőzettani kifejlődésben, a gyűrődésben és a transzgresszív településben egyaránt megmutatkozó, igen éles diszkordancia állapítható meg.*

*Az alsó- és felső-pannon közt, — illetve részben még a felső-pannon alatt is — jelentkezik a Mecsekhegység második, igen erős hegységképződési fázisa, a rhodani fázis.* A Nagymányoktól Magyaregregyig húzódó északi pikkelyöv ekkor tolódott rá déli irányban a helvétai rétegekre. A felső-pannon kavicsos homokrétegei már diszkordánsan települnek a pikkely mezozoikumára. Ehhez a fázishoz tartozik a mórágai kristályos alaphegység ÉNy-i szegélyével párhuzamosan kialakult, D felé irányuló pikkelyrendszer is. Még a hegység középső részében, így Komlón és a Szászvár D-i területen is jelentkeznek ennek a D-i irányú pikkelyeződésnek nyomai. A hegység déli peremén ugyanilyen jellegű mozgásokat figyelhetünk meg, de az É-i szegélyhez viszonyítva ezek elkésve jelentkeznek, és dél—dékelet felé irányultak. A pécsi egykori hadapródiskolai és a tetteyi városi kőbányai feltárásokban az anizuszi mészkő meredek, ÉÉNy felé dőlő sík mentén, DDK-i irányban a felső-pannon homokos rétegeire pikkelyeződött. A danic-pusztai homokbányában pedig a D-i irányban meredeken felgyűrűt alsó-pannon agyagmárgára lankásan települő felső-pannon homokrétegek jelzik az intrapannon gyűrődést.

A komlói bányában is megfigyelhetők olyan, ÉK felé dőlő törési síkok, melyek az összes többi törésnél fiatalabbak, és DNY-i irányú feltolódást mutatnak. Ezek a fiatal feltolódási zónák még ma is nyomás alatt állanak, amit a bennük telepített vágatokban észlelhető mozgások bizonyítanak (V. melléklet).

Az eddigi — gyűrődésben vagy pikkelyeződésben megnyilvánuló — mozgások, így az ausztriai-szubhercini fázis és kis mértékben az attikai fázis mozgásai is ÉNy felé irányulnak. Ezzel szemben a rhodani fázis D-i irányú, erős felpikkelyeződéseket eredményezett. Az ausztriai-

szubhercini fázis gyűrt formái arról tanúskodnak, hogy a hegységképző erők hatása a rétegsort mélyebb helyzetben érte, — ahol a kőzetek bizonyos mértékig még plasztikusan viselkedtek — viszont a rhodani fázisnál a kőzetek merev viselkedése — milonitosodás, töredezettség, horizontális eltolódás — azt mutatja, hogy azokat az erőhatások kis mélységben érték.

Az erős D-i irányú felpikkelyeződést a felső-pannon folyamán, illetve után peremi törések követték. Ezeket az északi pikkely É-i szegélyén fúrásokban jelentkező, hirtelen kivastagodó felső-pannon rétegsor jelzi. Hasonló megfigyeléseket tehetünk a Mecsek D-i előterében végzett vízkutató fúrásokban jelentkező, kivastagodó pannon rétegsorban. A törésvonalak, úgy látszik, K—Ny-i irányúak, de azokat közvetlenül észlelni még nem sikerült. *Ezen peremi törések kialakulását a romániai fázis terhére írhatjuk.*

SZABÓ P. Z. szerint a Mecsekhegység D-i irányú pikkelyeződése még a jégkorszak alatt is folytatódott, sőt a pécsi római út elmocsarasodása is az előtér történelmi idők alatti süllyedésére utal.

*Összefoglalva* a fázisok jellegéből leszűrhető következtetéseket, azt látjuk, hogy a júra időszak alatt lejátszódó mozzanatok (ó- és újkimmériai fázis) majdnem kizárólag függőleges fenékingadozásokban jelentkeztek, melyek tenger-sekélyülést, részleges, vagy teljes kiemelkedést eredményeztek. A hilszi szakasznál is ez a jelleg uralkodott, habár már enyhe gyűrődés és törések is felléptek. Az ausztriai-szubhercini mozgás nagyarányú gyűrődésekkel és ÉNy-i irányú pikkelyeződéssel, ezután teljes kiemelkedéssel hegységgé formálta a Mecseket. A Mecsekhegység D-i és É-i előterében levő kristályos hegységvonulatok, amelyek eddig csak az egymással párhuzamosan futó mezozóos tengerbarázdák faciesterületeit különítették el, az alpesi hegységképződés első nagy fázisában már olyan satukká alakultak, melyek a mezozóos geoszinklinális mélyebb helyzetű, képlékenyebb üledékeit összepréselték. A mozgások iránya az átbuktatottságból és pikkelyeződés irányából következtetve, nyilvánvalóan ÉNy-i, ami a Mecsekhegységben az ausztriai-szubhercini fázisnak legfőbb jellegé. A későbbi fázisok főleg töréses szerkezetet hoztak létre, jelezve, hogy az ausztriai fázis után kiemelkedett kőzetek már felszínközeli helyzetben maradtak és azokban merev tektonikai formák jöttek létre. Az újabb süllyedés a miocénben a hegység peremi részének előntését eredményezte; a stájer és attikai fázisok enyhe gyűrődései pedig már csak a képlékenyebb miocén rétegsort érintették. De a vergencia, habár jóval gyengébben, még mindig ÉÉNy-i irányba mutat. A rhodani fázisban egészen megfordul a mozgás iránya. A dinári hatás D felé irányuló erős pikkelyeződésben mutatkozik az egész Mecsek területén. Ekkor alakult ki a Mecsek-hegység mai formája, melyet napjainkig húzódoan érintenek a peremi törésekben nyilvánuló fiatal mozgások.

*A Mecsekhegység kétoldalas felépítését, a merev előterek felé történő*

# SZELVÉNY A SZÉCHENYI-AKNÁN ÉS A KOKSZMŰ FŰRÁSÁN ÁT PROFIL DURCH DEN SZÉCHENYI-SCHACHT UND DIE BOHRUNG BEI DEM KOKSWERK

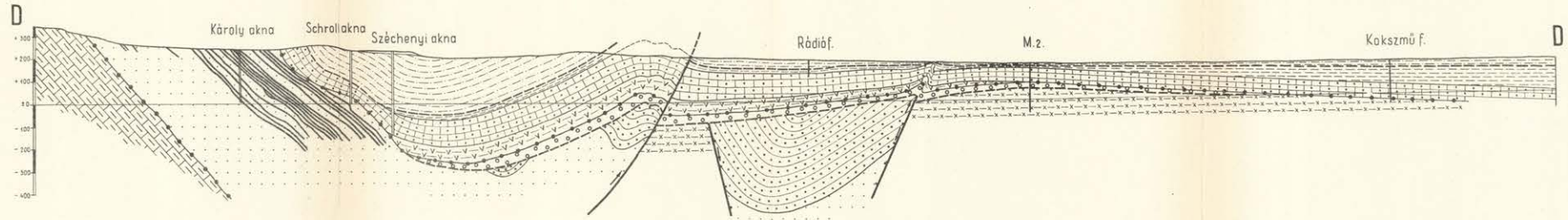
VI.

Szerkesztette: WEINGY.  
Zusammengestellt von GY. WEIN

0 1 km

ÉNY  
(NW)

DK  
(S O)

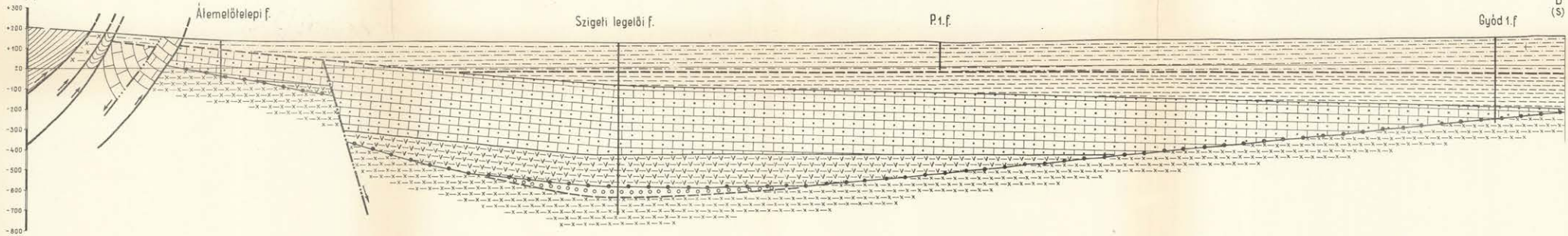


# SZELVÉNY A PÉCS-SZIGETI LEGELŐI FŰRÁS-GYŐD 1.SZ FŰRÁSOKON ÁT PROFIL DURCH DIE LINIE ZWISCHEN BOHRUNG AUF DER WIESE BEI PÉCS-SZIGET UND BOHRUNG N°1. BEI GYŐD

0 1 km

É  
(N)

É  
(S)



PLIÖÉN	FELSŐPANNON	Homok és agyagmárga Sand und Tonmergel
ALDOPANNON	ALDOPANNON	Agyagmárga Tonmergel
HELVÉTI	STADHATA	Durva mészkő és agyagmárga Grober Kalkstein und Tonmergel
HELVÉTI	TORTONAI	Agyagmárga, homokkő, homokos mészkő és konglomerátum Tonmergel, Sandstein, sandiger Kalkstein und Konglomerat
HELVÉTI	HELVÉTI	Dacituffa Dazituff
HELVÉTI	HELVÉTI	Andezit Andesit
HELVÉTI	HELVÉTI	Konglomerátum és ádesvízi rétegek Konglomerat und Süßwasserschichten
ALSÓKRÉTA	HAUTERIV	Bentinitosodott tufa, mészkő és márga Bentinitisierter Tuff, Kalkstein und Mergel
ALSÓKRÉTA	HAUTERIV	Trachidaleritláva Trachidaleritlava
ALSÓKRÉTA	HAUTERIV	Márga Mergel

ALSÓKRÉTA	HAUTERIV	Szürke konglomerátum és homokkő Grauer Konglomerat und Sandstein
ALSÓKRÉTA	VALANGINI	Trachidaleritláva, -tuff és -tuffit Trachidaleritlava, -tuff und -tuffit
ALSÓKRÉTA	VALANGINI	Trachidalerit-és fanolit-telérkőzet Trachidalerit- und Fanolit-Banggestein
ALSÓKRÉTA	BERRIÁZI	Szürke márgás mészkő Grauer mergeliger Kalkstein
ALSÓKRÉTA	TITON	Fehér mészkő Weisser Kalkstein
ALSÓKRÉTA	KIMERIDGI	Gumós fehér-rózsaszínű mészkő Knolliger weiss-rosaröthiger Kalkstein
ALSÓKRÉTA	OXFORDI	Zöldes-vöröses kristályos mészkő Grünlicher-röthlicher kristalliner Kalkstein
ALSÓKRÉTA	KALLÓVI	Kovás-mangános mészkő Kieseliger-Mn-haltiger Kalkstein
ALSÓKRÉTA	BATH	Vörös gumós márga Roter knolliger Mergel
ALSÓKRÉTA	BAJÓCI	Félfes mészkő Fleckeriger Kalkstein

ALSÓKRÉTA	AALÉNI	Sötétzürke márga Dunkelgrauer Mergel
ALSÓKRÉTA	TÓRÁRZ	Zöldesszürke foltos márga Grünlichgrauer fleckiger Mergel
ALSÓKRÉTA	LOTHARINGI	Foltos márga és homokkő Fleckiger Mergel und Sandstein
ALSÓKRÉTA	LOTHARINGI	Fedőmárga és homokkő Hangendmergel und Sandstein
ALSÓKRÉTA	LOTHARINGI	Széntelepes csoport Kohlenflöz-Gruppe
ALSÓKRÉTA	LOTHARINGI	Felső-triász homokkőösszetel Obertriassischer Sandsteinkomplex
ALSÓKRÉTA	LOTHARINGI	Sötét tiszta márga Dunkler plattiger Mergel
ALSÓKRÉTA	ANJEUZI	Szürke mészkő és dolomit Grauer Kalkstein und Dolomit
ALSÓKRÉTA	KAMPILI	Dolomitos mészkő Dolomitführender Kalkstein
ALSÓKRÉTA	SZEIZI	Tarka palák Bunte Schiefer
ALSÓKRÉTA	PALAEOZÓKUM	Kristályos alaphegyesség Kristallines Grundgebirge

- Diskordáns rétegsorok települési vonala  
Lagerungslinie der diskordanten Schichtenfolge
- Trachidalerit-csoport diskordáns települési vonala  
Lagerungslinie der diskordanten Trachidalerit-Gruppe
- Transzgressziós rétegsorok települési vonala  
Lagerungslinie der transgressiven Schichtenfolge
- Hírszi szakasz törésvonalai  
Bruchlinien des Hilszer Abschnittes
- Ausztriai-szubhercin fázis törésvonalai  
Bruchlinien der Phasen zwischen Unterkreide-Helvet
- Alsó-kréta-helvétai közti fázisok törésvonalai  
Bruchlinien der Phasen zwischen Unterkreide-Helvet
- Stájer és ottkori fázisok törésvonalai  
Bruchlinien der Stierischen und Altsischen-Phasen
- Rhodáni fázis feltalálási vonalai  
Aufschiebungslinien der Rhodanischen-Phase
- Román fázis törésvonalai  
Bruchlinien der Walachischen Phase
- Ausztriai fázis után pontosabban nem rögzíthető törésvonalak  
Nicht genauer fixierbare nachausztrische Bruchlinien

*megtorlódását tehát lényegileg két fő préselési fázis hozta létre, melyek időben, megjelenési formában és irányban egymástól teljesen függetlenek voltak.*

### IRODALOM

1. BALOGH K. — BALKAY B. — IMREH L. — KILÉNYI T. — VÉGH S.: A pécs — komlói kőszénvonulat. — Kézirat; 1954.
2. BALOGH K. — IMREH L. — KILÉNYI T.: Az ÉK-i Mecsek földtani újraz vizsgálata. — Kézirat; 1955.
3. BÖCKH J. — HOFMANN K.: 1:28 000-es térképei. — Kézirat.
4. ETTNER L. — ROMWALTER A. — SZÁDECZKY-KARDOSS E. — TAKÁCS P.: A kőszén képződése, kémiája és bányászata. — Budapest, 1952.
5. FÜLÖP J.: Magyarország kréta időszaki képződményei. — Föld. Int. Évk., **49.** 1961.
6. FÜLÖP J.: A Mecsek-hegység kréta időszaki képződményei. — Kézirat, 1959.
7. HOFMANN K.: Adatok a Pécsi-hegység geológiájához. — Geologische Mitteilungen über das Pécs-er Gebirge. — Földt. Közl. **37.** 1907.
8. KÓKAY J.: Helvét-torton határ megvonása dunántúli adatok alapján. — Kézirat, 1959.
9. NAGY E.: Jelentés 1958. évről. — Kézirat.
10. NOSZKY J. IFJ.: A Komlókörnyéki kőszénterület földtani viszonyai. — Conditions géologiques du territoire houiller des environs de Komló. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. 1952.
11. NOSZKY J. IFJ.: A Mecsekhegység és északkeleti szegélyének földtani vázlata — Esquisse géologique de la bordure de NE de la Montagne Mecsek. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről. 1953.
12. NOSZKY J. IFJ.: 1:5000-es térkép a Márévári-völgy, Szászvár—Máza vidékéről. — Kézirat.
13. PANTÓ G. — VARRÓK K. — KOPEK G.: A zengővárkonyi vasérckutató földtani eredményei. — Nouvelles contributions à la géologie du gisement des minerais de fer de Zengővárkony. — Földt. Közl. **85.** 1955.
14. PÁLFALVY I.: A Mecsekhegység középső-miocén flórája. — Kézirat.
15. SIDÓ M.: A Tintinnidák elterjedése és rétegtani jelentősége Magyarországon — Extension des Tintinnoidiens et leur importance stratigraphique en Hongrie. — Földt. Közl. **37.** 1957.
16. SCHEFFER V. — KÁNTÁS K.: A Dunántúl regionális geofizikája. — Die regionale Geophysik Transdanubiens. — Földt. Közl. **79.** 1949.
17. SCHMIDT E. R.: A baranyai hegycsoport nagyszerkezete és a liász szén feltárási lehetőségei geomechanikai megvilágításban. — Die Struktur des Gebirges von Baranya und die weiteren Aufschliessungsmöglichkeiten der liassischen Kohle in geomechanischer Beleuchtung. — Bány.-Koh. Lapok. **87.** 1954.
18. SCHMIDT E. R.: A geomechanikai szemlélet szerepe a karsztvízkutatásban és a karsztvíz elleni védekezésben. — Die Rolle der geomechanischen Prüfungen in der Karstwasserforschung und im Schutz gegen Karstwasser. — Bány.-Koh. Lapok. **87.** 1954.
19. SZABÓ P. Z.: A Mecsek karsztvízrendszere. — Hidr. Közl. **33.** 7—8. 1953.
20. SZABÓ P. Z.: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántúlon. — Dunántúli Tud. Gyűjtemény. **452.** Pécs. 1955.
21. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A mecseki liász kőszénösszlet komplex vizsgálata. I. — Komplexuntersuchungen an der liassischen Steinkohlenformation des Mecsek-Gebirges I. — Földt. Int. Évkönyv. **45.** 1956.
22. SZÉKYNÉ FUX, V.: Die Rolle der Magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. — Acta Geol. **1.** 1. 1952.

23. VADÁSZ E.: A Mecsek-hegység. — Magyar Tájak Földtani Leírása. I. 1935.
24. VADÁSZ E.: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. — Dunántúli Tud. Int. Kiadv. 3. 1945.
25. VADÁSZ E.: Kőszénföldtan. — Budapest, 1952.
26. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — Budapest, 1953.
27. VADÁSZ E.: Elemző földtan. — Budapest, 1955.
28. VITÁLIS S.: Előzetes jelentés Magyaregregy—Kárász—Vékény—Szászvár—Császta és Máza környékének bányaföldtani felvételéről. — Kézirat, 1927.
29. WEIN GY.: Földtani vizsgálatok Máza és Váralja környékén. — Recherches géologiques dans les environs de Máza et Váralja. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről. 1953.
30. WEIN GY.: A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. — Derniers resultats des recherches de géologie minière à Komló (Mte Mecsek). Földt. Közl. 32. 1952.
31. WEIN GY.: A Mecsek-hegység hidrogeológiája. — Földr. Ért. 1. 2. 1952.
32. WEIN GY.: Jelentés a Kisújbányai-medence és Jánosi-pusztá—Márévári-völgy alsó-kréta területein végzett földtani térképező munkáról. — Kézirat, 1958.
33. WEIN GY.: A kisújbányai medence karszthidrologiája. — Hydrology of the Karstic Region of the Kisújbánya Basin in the Mecsek Mountain. — Hidr. Közl. 39. 4. 1959.
34. WEIN GY.: Pécs és Komló vízellátásának földtani lehetőségei. — Hidr. Közl. 33. 1953.



## A KÖZBENSŐ TÖMEGEK PROBLÉMÁJA AZ ALPI GEOSZINKLINÁLIS TERÜLETÉN

SZLAVIN, V. I.

(Moszkva)

Minden geoszinklinális területén három fő szerkezeti elem különböztethető meg: gyúrt terület, előmélység és közbenső tömegek. Az előmélységek mindig a gyúrt terület peremén, a gyúrt terület és a tábla határán helyezkednek el, és legfiatalabb tagjai a geoszinklinálisnak. A közbenső tömegek viszont rendszeresen a geoszinklinális középponti részén találhatók, és a gyúrt övet egész sor ágra bontják.

A közbenső tömegek „a földkéregnek a geoszinklinálison belüli, konszolidálódott részei, amelyek a geoszinklinális fejlődésének korábbi szakaszaiban képződtek, majd a szomszédos geoszinklinális övek történetével szorosan összefüggő, bonyolult és teljesen sajátos fejlődésen mentek keresztül”.\*

Az alpi geoszinklinális területén mindhárom fő szerkezeti elem igen határozottan jelentkezik, s a közbenső tömegek itt a geoszinklinális területének legalább egyharmadát foglalják el. Kétségtelenül lényeges szerepük volt a geoszinklinális gyúrt szerkezeteinek kialakításában.

Az alpi geoszinklinális tanulmányozása folyamán főleg a „legtipikusabb” gyúrt vidékekre fordítottak figyelmet, s azok példájából következtettek a geoszinklinális-terület egészének szerkezetére és fejlődéstörténetére. A nagykiterjedésű közbenső tömegeket a legutóbbi időkig nagyon csekély mértékben tanulmányozták. Ennek oka elsősorban a tanulmányozás bonyolultsága. Jelenleg az alpi öv sok közbenső tömege (a tirréni, adriai, fekete-tengeri, dél-káspi) alatta van a tenger szintjének. Fölpítésüket csak közvetett ismertetőjelek vagy szigeteken és partvidékeken levő kis kibúvások alapján ítélni lehetjük meg. Más tömege-

\*SZLAVIN, V. I.: Osznovnue csertü geologiceszkogo sztroenija sredinnüh masszivov v Al'pijszkoj geoszinklinal'noj oblaszti. — Nauk. dokl. Vüszsej skolü geologo-geograficeszkih nauk. 2. 1958.

ket viszont vastag fiatal üledéksorok borítanak, amelyek ugyancsak megnehezítik azok tanulmányozását. Ezek közé tartozik a pannóniai tömeg, a Kaukázuson túli tömeg kurini és rioni része és a mizijszki tömeg. Csupán a legutóbbi években végzett mélyfúrások adnak némi képet a talapzat szerkezetéről, és teszik lehetővé az egész tömeg felépítésének megítélését. Az alpi geoszinklinális közbenső tömegeinek harmadik csoportja nehezen hozzáférhető, sivatagi és félsivatagi vidékeken található (iráni és afganisztáni tömegek). Ezért ezek is alig tanulmányozottak.

A közbenső tömegeket gyakran a geoszinklinális gyűrt vidékeitől elkülönítve vizsgálták, sok kutató pedig egyáltalán nem tekintette azokat a geoszinklinális-terület tartozékának, ami teljesen helytelen.

A közbenső tömegeknek bonyolult földtani történetük van. Fejlődésük korai szakaszában ezek is geoszinklinális-területek voltak, majd konszolidálódtak, s mobilitásuk erősen megcsökkent. Ezért a közbenső tömegek felépítésében meg kell különböztetni azok talapzatát vagy alsó szerkezeti emeletét (amely a fejlődésük geoszinklinális-szakaszát tükrözi) és üledékburkát vagy felső emeletét, amely jóval kevésbé diszlokálódott, néha pedig egyáltalán nem tartalmaz gyűrődéses formalemeget. A szerkezeti emeletek ilyen nagyméretű elkülönülésében a közbenső tömegek határozottan a táblákra emlékeztetnek. Miként a tábláknak is vannak olyan szakaszai (pajzsok), amelyeken hiányoznak a felső szerkezeti emeletek, azonképpen a közbenső tömegek közt is vannak elsőrendű (Rhodope-típusú) tömegek, amelyekben a talapzat felszínre bukkan. A közbenső tömegek és a táblák közötti hasonlóság tehát ilyen formális jellegekre, néha pedig a gyűrt formáknak a felső szerkezeti emeletben tapasztalható gyenge megnyilvánulására korlátozódik. A korát meghatározó konszolidációs időszak után a közbenső tömeg fejlődése erősen különbözik a táblától. Így pl. a közbenső tömegekre erőteljesebb, gyakran differenciálódottabb magasságingadozások jellemzők, mint a táblákra. A közbenső tömegek területén bizonyos ideig, néha pedig csaknem egész fejlődéstörténetük folyamán az emelkedő mozgások vannak túlsúlyban. E kiemelkedések a geoszinklinális csatlakozó területeinek besüllyedései előtt s azokkal egyidejűleg történnek. A geoszinklinális gyűrődés-utáni, hegységképző, boltozatszerű kiemelkedési időszakában a közbenső tömeg területén feltűnő aktivitású besüllyedések figyelhetők meg. Például szolgálhat erre a miocén kor a Kárpátokban és a pannóniai masszívumban, amikor a Kárpátok kiemelkedtek, a pannóniai masszívum középponti része ellenben lesüllyedt.

A közbenső tömegek, amelyek mindig a gyűrt övön belül helyezkednek el, nemcsak üledékburkuk felépítésében, hanem talapzatukban is erősen különböznek attól. A közbenső tömegek területén a földkéreg jóval vékonyabb, mint a geoszinklinálisokban. Ezt az alábbi példák szemléltetik:

A tömeg megnevezése	Földkéreg vastagsága km-ben	A gyűrt öv megnevezése	Földkéreg vastagsága km-ben
<i>Adriai tömeg:</i> Keleti tengerpart Lombardiai alföld	35—42 20	Déli-Alpok	65
<i>Pannóniai tömeg:</i> ÉK-Magyarország Mecsek	23,3 25,2	Kárpátok	55
<i>Fekete-tengeri tömeg:</i> Fekete-tenger Grúziai rög	30 41	Kaukázus	67

A kérdés, hogy a közbenső tömegek területén miért vékonyodott el ennyire a földkéreg, egyelőre eldöntetlen; miként az sem világos előttünk, hogy eredetileg is vékony volt-e itt a földkéreg, vagy pedig csak a közbenső tömeg fejlődéstörténete folyamán bekövetkezett anyagátrendeződés következtében vált azzá?

Az Alpidák közbenső tömegei középponti helyzetűek, és az északi hegláncokat (Alpok, Kárpátok, Kaukázus, Kopet-Dag és Pamir) elkülönítik a déli hegláncoktól (Atlasz, Taurusz, Zagrosz, Szulejmán-hegység). A geoszinklinális keleti részében a két heglánc az afganisztáni közbenső tömeg megkerülésével a Himalája gyűrt vonulatában egybeolvad.

A geoszinklinális nyugati részén a közbenső tömeg nagy területe 3 párhuzamos sávra oszlik. Az északi sávba tartozik a pannóniai, a fekete-tengeri (beleértve a moesiai és a grúziai tömeget is), s a dél-káspi masszívum, a középső sávba pedig a rhodopei, anatóliai és irán-afganisztáni masszívum. A déli sávba esik a nagy kiterjedésű adriai-tirréni masszívum, amelyet az Appenninek két tömegre különítenek el.

Az alpi öv valamennyi közbenső tömege idős képződmény. Kétségtelen, hogy konszolidálódásuk a középső-paleozoikumig megtörtént, és a herciniai gyűrődés időszakában már stabil területrészek voltak.

Egész sor körülmény arra enged következtetni, hogy a középső és a déli sáv tömegei idősebbek (prekambriumiak), mint az északi sáv tömegei. A tirréni masszívumban a talapzat gneiszére aránylag enyhén átalakult kambriumi üledékek települnek *Archaeocyathus*- és *Brachiopoda*-faunával (Iglesiente vidéke Szardíniában). Így a talapzat prekambriumnak tekinthető. A rhodopei masszívum korát nem sikerült pontosan megállapítani. Érdekes azonban, hogy itt még az erősen átalakult proterozoós (?) rétegek is igen lapos redőkké gyűrődtek.

A közbenső tömegekben a képződés módját illetően két típus külön-

böztethető meg: 1) maradvány-jellegű tömegek, amelyek talapzata valamikor táblarészlet volt, s amelyet törések, valamint gyúrt szerkezetek választottak el a prekambriumi tábláktól; 2) proterozóikum után konszolidálódott tömegek. JARANOV, D. véleménye szerint az első típusba az afrikai táblától elkülönült adriai masszívum tartozik.

A tömegek talapzatát rendszerint erősen átjárta a magma, és alaposan átmozgatta azt. Igen gyakoriak itt a rétegmenti magmabenyomulások, a palingenezis jelenségei.

A közbülső tömegek első csoportjában az üledékburok vagy felső szerkezeti emelet egynemű. A második csoportban viszont két alemeletre tagozódik: alsó, bazális üledékburokra és felső, süllyedéses üledékburokra. Az utóbbi képződése a tömeg jelentős besüllyedésével kapcsolatos. A felső szerkezeti emelet határozza meg általában a közbenső tömeg fejlődésének jellegét. Arról tanúskodik, hogy a közbenső tömeg területén nem történt tipikus geoszinklinális-jellegű fejlődés. Sekélytengeri karbonátos üledékek, konglomerátum- és homokkő-fáciesek, lagunáris, tarkaszínű, sós, valamint kőszéntartalmú fáciesek vesznek részt ezen üledékburok felépítésében. Az üledékburok rétegtani szelvényeire nagyfokú hézagosság jellemző. A burok kőzeteinek aránylag csekély vastagsága a tömegek stabilitására utal, bizonyos emelkedési tendenciával. Igen jellemzők a felső szerkezeti emelet képződésére a vulkáni eredetű fáciesek, amelyek révén néha erősen megnő a kőzetburok vastagsága.

A régi földtani korokban konszolidálódott tömegek kőzetburka az egész paleozóikum folyamán képződött. A herciniai hegységképződés idején hatalmas magmatestek nyomultak a burok üledékeibe; ennek következtében a kőzetburok üledékes képződményeiben nagymérvű átalakulás figyelhető meg. Ez az átalakulás annyira erős volt, hogy egyes esetekben nehéz a kőzetburok üledékeit a talapzattól megkülönböztetni.

A fiatalabb tömegek kőzetburkának képződése a mezozóikumra is áttért és azt a felső-mezozóikumban bekövetkezett magmabenyomulás zárta le.

Egyes tömegekben, így például a rhodopeiben, az egész földtörténet folyamán mindmáig folytatódnak az emelkedések. Más masszívumokban a fejlődés bizonyos szakaszában süllyedések kezdődtek el. Így pl. a fekete-tengeri masszívum moesiai részében a kréta időszakban következtek be süllyedések. Az adriai és a rhodopei masszívumban a paleogénben, a pannóniai, a fekete-tengeri és a tírreni masszívum területén pedig a miocénben történt besüllyedés. E süllyedésekkel kapcsolatban halmozódott fel a második szerkezeti emelet felső alemelete, melyet depressziós buroknak szoktak nevezni. Ennek vastagsága gyakran ezer métereket ér el. A tengeri epikontinentális és a kontinentális üledékek mellett a vulkáni eredetű képződmények is nagy szerepet játszanak a

depressziós burok összetételében. Átalakult kőzeteket a depressziós burokban nem találunk.

A közbenső tömegek felső szerkezeti emeletének legjellegzetesebb vonásaként annak aránylag csekély gyüredezettségét említhetjük, amely lankás antiklinálisok és szinklinálisok, rendes és kofferredők, valamint magmás eredetű redők alakjában jut kifejezésre. A bonyolultabb redők rendszerint különálló területrészekre korlátozódnak és nagyméretű töréses övekkel függenek össze.

Igen jellemzőek a közbenső tömegek szerkezetére a töréses diszlokációk. A közbenső tömegek a fejlődés meghatározott szakaszaiban tektonikai feldarabolódást szenvedtek, ami az egyes tömbök elmozdulásával járt együtt.

A közbenső tömegeket igen gyakran mély törések választják el a szomszédos geoszinklinális-területektől. Ilyenek a Rhodope masszívum körüli törések, valamint a pannóniai masszívum északi és keleti részében levő törések.

Egyes árkokban levő, legmélyebbre lesüllyedt tömbökön geoszinklinális viszonyok alakultak ki, és kisebb „rátelepült” geoszinklinálisok keletkeztek. Ilyenek: a marosi és bükkhegységi geoszinklinális a pannóniai masszívumon, a trialeti geoszinklinális a kaukázusi masszívumon és a krajstid geoszinklinális a rhodopei masszívumon. A rátelepült geoszinklinálisok, csekély méreteltérésekkel, a valódi geoszinklinális összes vonásait magukon hordozzák. Nagyvastagságú üledéksorok halmozódtak föl bennük, a flist is beleértve. Erősen gyűrtek. Geoszinklinális jellegű fejlődésük időköze rendszerint kicsiny, és egyetlen időszakban, sőt korban határozható meg. Így a marosi rátelepült geoszinklinális fejlődése az alsó-krétára, a trialeti geoszinklinálisé a paleogénra, a krajstidé a tiron emeletre korlátozódott.

Az sincs kizárva, hogy a pannóniai masszívum északi részén még egy rátelepült geoszinklinális található, amely a szenonban fejlődött ki.

A legaktívabb tektonikai folyamatok idején a masszívumhoz csatlakozó geoszinklinálisokban a közbenső tömeg egyes, rendszerint peremi részei regenerálódtak, és mintegy a geoszinklinális-terület tagjává váltak.

Jelenkori tektonikai mozgások, vulkanizmus és földrengések is jellemzők a közbenső tömegekre, ezek valószínűleg az azokat határoló mélységi törésekkel állanak összefüggésben. A tömegek geomorfológiai jellegét azok magasság-ingadozásai alakították ki. Így egyes tömegek helyén mély tengermedencék (fekete-tengeri, tirréni, adriai), más tömegek helyén pedig hegységek (Rhodope, Pirin, Suram) alakultak ki.

A közbenső tömegek fejlődése szorosan összefügg a csatlakozó gyűrődéses szerkezetek fejlődésével. Amikor az alpi gyűrődéses szerkezetek a közbenső tömegek közti keskeny térben helyezkednek el, fejlődésük egyszerűségével és a gyűrt formák fejletlenségével különböz-

nek a rendes fejlődéstől. Az ilyen típusú szerkezetek példaként a balkáni geosinklinális alpi szerkezeteit s az Appennineket említhetjük.

A közbenső tömegek tehát szorosan összefüggnek a gyúrt területekkel, és fejlődésükben kölcsönhatások érvényesülnek. A közbenső tömegek szerkezetük és fejlődéstörténetük tekintetében egyaránt különböznek mind a gyúrt, mind pedig a táblás vidéktől. Ezeket a földkéreg olyan önálló elemeinek kell tekintenünk, amelyek tanulmányozása nagy érdeklődésre tarthat számot. Vizsgálatuknak kétségtelenül nagyobb figyelmet kell szentelni, mint eddig. A közbenső tömegek problémájának megoldásában szerintem nagy szerepet kell játszaniok a magyar geológusoknak, mert az ő területükön helyezkedik el a klasszikus pannóniai közbenső masszívum.

## TEKTONIKAI JELENSÉGEK AZ APUSENI-HEGYSÉGBEN

ILIE, M.  
(Bucureşti)

Az Apuseni-hegység (Erdélyi Középhegység), Románia harmadik kárpáti egysége, belső helyzetet foglal el a két másik hegylánc, nevezetesen a Keleti- és Déli-Kárpátok között. Kelet felől az Erdélyi-medence, Ny-ról a Pannon-medence határolja; délen a Maros völgye választja el a Déli-Kárpátoktól, É-on pedig néhány kristályos sziget köti össze a Keleti-Kárpátokkal.

Az Apuseni-hegység a többi kárpáti hegyláncához hasonló földtani felépítésű. Középső részén gránit-intruzióval (Muntele Mare) áttört kristályos mag van (Gilău). E talapzaton széles depressziók maradtak fenn paleo-mezozóos képződményekkel (Codru-Moma, Bihor, Pădurea Craiului) a közbenső tömegekre jellemző szerkezettel.

A Metaliferi-(Érc-)hegység néven ismert déli része krétakori előárok, melyet középső-kréta takaró borít. Az árkot átlós törések sorozata szeli át, melyekhez vulkáni effúziók kapcsolódnak. A törések által létrehozott árkok a harmadkor során lesüllyedve medencékké alakultak.

A *Gilău-hegység (Gyalui-havasok)* tektonikai szempontból két egészen különböző tagozatra oszlik. Az északi rész olyan antiklinóriumként mutatkozik, melynek tengelyében csillámpalákkal övezett gránitlakkolit van. A déli rész tektonikailag erősen igénybevett; átbuktatott metamorf sorozatai a herciniai feltolódási takaró foszlányai. A középső-krétakori kárpáti mozgások itt nem voltak olyan jelentősek, mint a szomszédos Metaliferi-hegységben, ahol a mezozóos rétegösszlet takarót képez. A Gilău-hegység ennek a takarónak a kialakulásában passzív szerepet játszott; tömegének egységes felemelkedése okozta a júra mészkő-rétegsor elnyíródását s a Metaliferi-hegység előárkának flisüledékeire való tolódását.

A Gilău-hegység szerkezeti fejlődése során orogén és epirogén jelenségek kapcsolódtak össze. A herciniai áttolódási takarók, a középső-krétakori lenyíródási takarók és a szenon utáni, fordított áttolódások képződése az időnként megélnkülő orogén mozgásokra vezethető vissza.

Az epirogén mozgások néhány széles kéreghullám kialakításában nyilvánultak meg. A Gilău-hegység előterének lesüllyedése mélységi redő formájában létrehozta azt a krétakori előárkot, amelyből a Metaliferi-hegység kialakult. Az alsó-krétában az előárok és a Gilău-hegység közötti nagy szintkülönbség miatt, a júrakori mészkövek a kristályos talapzatról lenyíródtak és a kréta flisre tolódtak rá.

Az alsó-krétától kezdve a Gilău-i peremi süllyedék [az Arieș-i (Aranyos-i) előárok] a hegység területén tért hódít és megszakítás nélkül mélyül. A kréta vége felé az Arieș-i előárok gravitációs vonzást gyakorolt az autochton talapzatra és a Metaliferi-hegység takarójára, mely ennek következtében nyomást gyakorolt a Gilău-hegységre és így a kárpátiakkal ellentétes irányú áttolódásokat okozott.

Az eocéntól kezdve napjainkig a Gilău-hegység szakadatlanul emelkedik. Ezt a három eróziós fennsík világosan mutatja (DE MARTONNE).

A *Pădurea Craiului hegység (Királyerdő)* tektonikai jellege keletről nyugatra fokozatosan változik. Keleten a szomszédos kristályos talapzat hatása alatt a töréses jelleg és a kréta utáni áttolódások uralkodnak; a hegylánc középső részében feltűnnek a tektonikailag határolt táblák, nyugaton pedig az ÉNy—DK-i áttolódási felületű takarószerkezet fejlődik ki (Codru-i középső-kréta takaró).

A hegységképződés előkészítő fázisát és az orogén anyagának a hegység születését megelőző fejlődését, láncolattá rendeződését a krétakori pulzáció és az enyhe barrémi, apti és albai diszkordanciák, valamint a mélytengeri fáciesek eltűnése jellemzi. A kréta előárok lassú, de állandó süllyedése hozta létre a fő gyűrődési fázisban a Codru-Moma hegység redőrendszerét. A kristályos talapzat emelkedése következtében lenyíródással létrejött a Codru-i középső-kréta takaró (ROZLOZNIK P., PÁLFY M., SZONTAGH T.). A permi és mezozóos képződmények a magasabb övezetekből a krétakori előárok felé tolódtak, azonban a Középső Apuseni-hegység kristályos magja előtt megtorlódva, mozgásukban megálltak.

Az áttolódások mértéke a maximális nyomás idején fennállott helyi paleomorfológia függvénye. Az áttolódásokat a lenyíródott rétegsorozatok előtt felbukkanó akadályok korlátozhatják. A legnagyobb áttolódásokat a süllyedéssel lépést tartó üledékképződési övekben találjuk.

Az orogén időszakot kratogén időszak követte, melynek során vetődések, árkok és sashécek keletkeztek. A töréses tektonika csak a nyírási takarók képződése után jelentkezett. A hegyláncot számos vetődés harántolja; bonyolult, mozaikszerű szerkezetű alakítva azt. A vetődések átjárják a mezozóos redőket, de utóbbiaktól teljesen függetlenek, mivel a mezozóos takarók töréses szerkezetét a mélybeli tektonikai jelenségek hozták létre.

A középső-kréta paroxizmust tágulási időszak követte, mely elősegítette az egyenlőtlenül mozgó tömbök kialakulását (8). A radiális vetődések a középső-kréta tágulási időszakban, a váltós vetők ellenben az



enyhébb, É—D-i irányú tangenciális nyomás következtében a szenon után jöttek létre. Az Apuseni-hegység egész területén megállapíthatók a hegységre jellemző szenon utáni áttolódások, melyek a délről jövő nyomás hatására alakultak át vertikális törésekből másodlagos áttolódási vonalakká.

A *Bihor-hegység* (*Bihar*) tektonikai viszonyai sajátosak. A hegység északi része a Bihor-i autochton és a Şomes (Szamos)-i parautochton övből áll. Utóbbit a Codru-i takaró borítja be (12). Fenti egységek területén az egyidejű fáciesek eltérők és ezek tektonikus települése is különböző. A hegység középponti részén a Codru-i takaró és a Bihor-i autochton határozottan jelentkezik, míg a déli részen középük még két másik, egymásra települt egység is közbeékelődik, nevezetesen a Biharia-i és a Găina-i digitáció (13).

A Bihor-, a Pădurea Craiului és a Codru-hegység között a Codru-i középső-kréta takaró létesít szerkezeti összefüggést. A Bihor-hegység déli peremén északra irányuló rövid feltolódások keletkeztek, melyek a Gilău-hegylánc jellegzetes alkotórészei. A Bihor-hegységre nem jellemző a vulkánossággal és lesüllyedt medencékkel kísért töréses szerkezet.

Rétegtani felépítése szerint — a Codru-i takaró jelenlétét és a szenon utáni rövid áttolódásokat is figyelembe véve — a Bihor-hegység a Codru-Moma és a Pădurea Craiului hegységekhez hasonlít.

A *Codru-Moma hegységben* a kárpáti tektonika sajátos jellegzeteségeket mutat; a Codru-hegységben a tektonikai vonalak főiránya ÉD-i, míg a Moma-hegységben K—Ny-i. Mindkét tömeg eltérő tektonikájú, egymástól független egységnek látszik.

A Codru-hegységet három egymásra települő szerkezeti egység alkotja. A Codru-i takarót itt — amennyire az áttolódási felületekből és a különböző rétegek helyzetéből kitűnik — a Pleşul-i gyökérszóna és a Văratecul—Runcoi takarófoszlány képviseli. Az autochton tömeget a Dumbrăvița—Piatra cu Lapte-i központi mezozóos öv alkotja.

A gyökérszóna változó jellegű; délen szabályos megjelenésű, északon viszont a paleozóikum erőteljesen feltolódott a triász üledékre (Dumbrăvița—Huta). A Văratecul—Runcoi takarófoszlány az autochton öv krétáján nyugszik. A tektonikai közbeékelődések alapján három digitáció különböztethető meg (11). Az autochton dél felé hajló, „tektonikai ablak” jellegű szinklinoriumként jelentkezik (Dumbrăvița—Piatra cu Lapte).

A Codru-hegységre jellemző az igen mélyreható erózió, mely a hegyláncot néhol talapzatáig lepusztította. A Dumbrăvița—Piatra cu Lapte-i övezet lassan és állandóan süllyedt a mezozóikum folyamán. A középső-krétában indult meg a felgyűrődés főfázisa. A hegységképző mozgások hatására redők alakultak ki, melyek kiemelkedtek és vízszintes irányban tolódtak el. A kristályos talapzat felemelkedése folytán a paleo-mezozóikum elnyíródott, s tömege a gravitáció hatására a

szomszédos geoszinklinális öv felé csúszott. Az egykori mélyedések elárasztása után az elnyíródott tömeg létrehozta a Codru-i elnyíródási takarót. A takaró mozgása meglassult és lefékeződött, mikor a Bihar tömegének ütközött.

Az orogén mozgásokat követő kratogén mozgások a hegylánc szerkezetét különösebben nem befolyásolták. A harmadkori törések mentén lesüllyedt Beiuş-i (belényesi) és Hălmagi-i (halmágyi) harmadkori medencékkel szemben a Codru-hegység sásbércként mutatkozik.

A Moma-hegység sajátos tektonikájú területét töréses szerkezetű táblás vidékek és északi irányú feltolódások jellemzik. A Vascău—Briboieni-i tektonikai vonal rátolódássá alakult flexurából származik. Az északra irányuló áttolódások szenon utániak, s az Apuseni-hegység egészére igen jellemzők. A kréta utáni mozgások során a redők irányt változtattak és horizontálisan elcsúsztak s így folyamatosságuk megszűnt. (Nădălbăşti—Moneasa). Hasonló eltolódások egyébként a Bihar- és Érc-hegységben is ismeretesek.

Az Apuseni-hegység középső részének földtani egységei törésekkel szabdaltnak mozaikos szerkezetet és rövid áttolódásokat mutatnak, ami a gyűrt rendszerek között fekvő vidékeket jellemzi. Az Apuseni-hegység D-i része teljesen eltérő szerkezetű — mint azt a következőkből látni fogjuk.

A *Metaliferi-hegység (Érc-hegység)* tektonikája kárpáti stílusú és a Keleti-Kárpátok flisövéhez hasonló vonásokat mutat. Az alp-kárpáti orogénhez tartozik, de szerkezete utólag sok tekintetben sajátosan módosult. A tektonikai átalakulások módját rögzítik a sajátos helyzetű júra mészkőrétegek a Trascău-hegység déli részében. A júra mészkő megjelenése a kréta üledékek között a kutatókat arra készítette, hogy azokat „szirtekként” (14, 15, 16) írják le. A szirt (klippe) meglehetősen gyakori elnevezés olyan — más képződmények között elszigetelt — kőzetek megjelölésére, amelyek közt geometriai összefüggés nem figyelhető meg.

A Trascău- és a Metaliferi-hegységben talált számos júra szirt vizsgálata megvilágítja ezek képződésének módját. A Trascău-hegységi szirtok alsó-kréta üledékekkel borított kis antiklinálisokra emlékeztetnek. A hegylánc összepréselt szerkezete folytán nem állapíthatjuk meg, hogy a júra rétegek igazi antiklinálisokat alkotnak-e, vagy csak erősen meggyűrt szinklinálisokat. Mindenesetre megállapítható, hogy a Metaliferi-hegység szerkezetét a redők erős kifejlődése jellemzi. A júra szirtok nem képeznek a kréta gyűrődés antiklinálisaiival egyhajlású redőket, hanem a megszakadozó szinklinálisok legkiemelkedőbb gerinceit foglalják el. Sehol nem figyelték meg periantiklinális-szerű végződésüket, amely esetleg legyökerezésükre utalna.

Piatra Cetei—Pleaşa Rîmeşului környékén a júra mészkő a kréta flis két szárnyára települ; szélein periszinklinális végzések figyel-

hetők meg. A júra szirtek másik tektonikai jellegzetessége, hogy a krétával szemben diszharmoniót mutatnak. Az enyhén hullámos júra foszlányok erőteljesen gyúrt kréta képződményekre települnek, ami egykori takaróhelyzetükre utal. Ez esetben a mészkövek egy olyan — hatalmas méretű — takaró foszlányai lennének, amelyből a lepusztulás csak a szinklinálisok legmélyebb sávjait kímélte meg.

A Metaliferi-hegység szerkezetében az ofiolitos kőzetek a portlandi mészkövekhez hasonlóan fontos szerepet játszottak. A júra mészkőrétegek alján általában ofiolitos közetsávok jelentkeznek, melyek a júra és kréta üledékek közötti rendellenes érintkezést jelzik. Az ofiolitos sávok tektonikai vonal-sorozatok helyzetére világítanak rá.

A krétára települő ofiolitos zónák a hegylánc tengelyvonalában elhelyezkedő ofiolitos tömegekből származnak, ahonnan a júrakori mészkőszirtek anyagával együtt, jelentős tektonikai hatások következtében szakadtak ki és kerültek mai helyükre. Helyszíni megfigyelések szerint ezek igen gyakoriak a hegygerinceken, viszont számuk a völgytalpak felé csökken, sőt teljesen el is tűnhetnek. Mindenütt a kréta és a júra közötti rendellenes érintkezés mentén húzódnak. Tektonikus közbeékelődésük nyilvánvaló, amit egyébként a milonitos breccsák jelenléte is bizonyít. Az oldalirányú átmenet és az osztályozottság hiánya alapján e kőzeteket a neokom utáni mozgások dörzsbreccsájának tartjuk. Nyomásos-mozgásos eredetüket bizonyítja az autochton övből és az áttolódás síkjából kiszakított törmelékanyag jelenléte is.

A különböző földtani képződmények közötti összefüggéseket elemezve, a hegylánc szerkezetét jellemző összes tektonikai jelenségeket megmagyarázhatjuk. A Metaliferi-hegység északi részében a redőtengelyekkel párhuzamos süllyedések következtében a talapzat összepréselt szerkezetét egyszerűbb szerkezet váltotta fel, mely nagyban hozzásegített bennünket a tektonikai problémák kibogozásához. A krétakori gyűrődés rendes redők formájában jelenik meg, a júra mészkőelőfordulások pedig egy hatalmas áttolódási öv takarórendszerének foszlányait képviselik. A júra mészkő, az ofiolitok és az alsó-kréta flis összefüggéseinek részletes vizsgálata során a „Metaliferi-hegység középső-kréta takarójának” elnevezett nyírási- és sodrási takaró jelenlétét állapíthattuk meg (3—6).

Fenti nagy tektonikai egység főleg a hegylánc tengelyvonalában fejlődött ki. A Galda-völgytől délre a kristályos palák és az ofiolitos lakkolit süllyedésével párhuzamosan a júra rétegeknek is folyamatosan süllyedniök kellett. Az a tény, hogy a júra mészkősorozat ennek ellenére sem tűnik el a krétakori takaró alatt, hanem nagyrészt a krétára települő széles szinklinális formájában mutatkozik, azt bizonyítja, hogy a júra üledékek egy erős áttolódás során kerültek a kréta rétegek fölé.

A Metaliferi-hegység középső-kréta takarójának eredeti kiterjedését a folyóvízi erózió módosította. Legnagyobb felszíni vonulatát a hegylánc

tengelyzónájában találjuk, ahol egy széles szinklinálist alkot (Bedeleu—Ciumerna), mely kristályos-eruptív, illetve kréta talapzaton nyugszik. A Bedeleu—Ciumerna-i zónától keletre a kréta flisre települten találjuk a Pleaşa Rîmeşului—Sfredelaşul-i takarófoszlányok övét. Az előbbinél jóval kiterjedtebb a Galda de Sus — Dosul Blidarului-i második takarófoszlány öv, melynek területén a redők erős meggörbülését, elszakadozását és ellentétes irányú elmozdulását figyelhetjük meg. Ezek a takarófoszlányok a kréta flis magas gerincein helyezkednek el és önálló szerkezeti egységet képviselnek. A takarófoszlányok második övétől keletre találjuk az ofiolitok legyalulási zónáját (Galda de Sus — Ampoiţa — Dealul Groşilor — Zlatna).

A takaró képződési idejét csak a kréta rétegsorrendjének megállapítása után lehetett rögzíteni. Mivel a feltolódás felülete az alsó-kréta üledékeit — az apti emeletig bezárólag — betakarta, az orogén mozgások minden valószínűség szerint az apt utáni fázist jelzik. A mozgási szakaszt követő rétegsorozat alja már az albai emeletbe sorolható; s a tektogenezis felső határát rögzíti. Fentiek szerint tehát a Metaliferi-hegység takarója a kárpáti orogén albai emeletet megelőző fázisában jött létre, az apti-albai emelet határán.

E takaró képződési mechanizmusa nyugatról keletre irányuló nyírási és elvonszolódási jelenségek fellépésére utal. A júra mészkő-tömegek a gravitációs vonzásnak engedve leváltak a Gilău-hegység kristályos talapzatáról és kelet felé mozdultak el; eközben a Metaliferi-hegység jelenlegi helyének legnagyobb részét elborították. Az áttolódás során a júra üledékek változatos autochton öv fölé kerültek (kristályos palák, ofiolitok, alsó-kréta flis). A heglánc középső része felé a takaró a Trascău-i eruptív-kristályos tömegbe ütközött, amely pikkelyes szerkezetet alakított ki benne. Az ofiolitos lakkolittal történt érintkezés során e takaró az ofiolittömegeből lemezeket hasított ki, amelyeket a legyalulási övben préselt össze.

Napjainkban a Metaliferi-hegység takarója már nem az eredeti, szélesen hullámos formájában mutatkozik, hanem takaró-övekre különülten, vagy a flis tömegébe mélyen beékelődött foszlányok alakjában. Az orogén mozgásokat követő fiatalabb mozgások visszahatottak a Metaliferi-hegység előárkának üledékeire is. Az áttolódás síkjának újragyűrődése izoklinális szerkezetet hozott létre, ami megnehezíti a regionális tektonika kérdéseinek kibogozását. Az újragyűrődés folyamán a takarófoszlányok és az autochton öv tengelyiránya megváltozott s a redők ellentétes irányban átbuktak. A Metaliferi-hegység ÉK-i és D-i részében, akárcsak a Trascău-hegység K-i részében, a szerkezeti együttest a Kárpátok irányában süllyedő redősorozat képviseli. A heglánc belső részének arculatát az ellentétes irányban orientált redők jellemzik.

A redők átbuktatásának másodlagos, poszttektonikai jelenségét a heglánc mögötti Iara-Arieş-i medence besüllyedése idézte elő, mely a

hegylánc belső felén levő redők elmozdulását a támadt üres térség felé irányította. Az átbuktatás tehát nem orogén erők eredménye, hanem a hegylánc mögötti depressziók létrevezethető vissza.

Az autochton öv a hegylánc tengelyében megjelenő legidősebb képződményekből és azok krétakori takarójából áll. Az autochton öv tengelyrésze összetett antiklinóriumhoz hasonló, amelyet a júra mészkő-tömegek középső-krétabeli feltolódása és a szenon utáni tektonika módosított.

Az autochton öv tömegének legnagyobb részét a kréta flis üledékei alkotják. Ezek a Giläu-hegység peremi övét képező rétegek olyan geoszinklinális redőrendszerbe tartoznak, mely — a Keleti-Kárpátokhoz hasonlóan — általában keleti irányban mozdult el. A flisövet és a takaró elemeit helyükre kerülésükkor és a hegységképződés utáni diszkordáns üledékburok kialakulásakor utólagos tektonikai hatások érték.

A Metaliferi-hegységet a „közbenső tömeg”-jellegű Apuseni-hegység-lánctól a Keleti-Kárpátokéhoz hasonló tektonikai stílusa is megkülönbözteti. A Metaliferi-hegységre jellemző a képződmények szimmetrikus elrendeződése, a geoszinklinális külső feléről lenyírt és elszállított szupraszervezet jelenléte, az átlós irányú paleogén törésvonalak hálózata, a hegységközi harmadkori medencék és a neogén magmatizmus jelenléte.

*Harmadkori hegységközi medencék.* A középső-krétában lezajlott fő hegységképződési időszakot izosztatikus kiegyenlítődéssel jellemzett ellanyhulási szakasz követte. A talapzat mozgékony részeiben törések menti egyenetlenségek és kiemelkedések jelennek meg. Az új törések mentén néhány tömb kiemelkedett, míg a szomszédos vidékek lesüllyedtek s bennük a süllyedéssel lépést tartó üledékképződés indult meg. A széthúzó erők hatására vetődésekkel határolt gerincek, sashécek és árkok alakultak ki. A mozaikos szerkezet létrejöttében a gyenge ellenállóképességű vonalak által elválasztott különböző kéreg egységek nagy szerepet játszottak. A krétakori paroxizmust a rétegsorok deformációja és K—Ny-i irányú törések kialakulása követte. Nagyon valószínű, hogy ezek helyét a talapzat hatására vetődésekké átalakult flexurák határozták meg. A legfőbb ok azonban a hegységképződés utáni tágulásban keresendő, az összenyomó erők ellankadása ugyanis vetők képződésére vezetett.

A harmadkori tektonikai irányok nem egyeznek meg a krétakori szerkezettel, s a hegylánc tengelyét az erózió hatalmas ablakokká darabolta. A harmadidőszakot jellemző három törérendszer az idősebb szerkezeti vonalaktól függetlenül, ferdén töri át a mezozóos talapzatot. A vetődések által határolt süllyedékekben új üledékképződési medencék létesültek, amelyek kisebb-nagyobb megszakításokkal az egész harmadkor alatt fennálltak (eocén, aquitáni, torton, szarmata). A Zlatna-i medence üledékgyűjtő szerepét az eocénben kezdte meg, az aquitáni alatt folytatta és a tortónai emeletben fejezte be. A Brad—Săcăřimb-i

medencében az üledékképződés a pontusi emeletig tartott, a Rusca Montană-i medencében azonban csak a tortónaira korlátozódott.

A harmadkori hegységközi medencéket a sülyyedéssel lépést tartó üledékképződés után a legújabb tektonikai deformációk különítették el egymástól. Üledékeik a szomszédos tömbök összenyomó hatására a medence szegélyével párhuzamosan enyhén redőződtek. A redők iránya a mezozóos redőkétől független.

*Neogén magmatizmus.* A Metaliferi-hegységre jellemző a mély törések mentén jelentkező vulkánosság. A tektonikai vonalak és a vulkáni jelenségek közötti összefüggések a Zlatna-i medencében igen jól tanulmányozhatók (4). Megállapítható, hogy a neogén effúziók a sülyyedési fázist és a kréta végi szerkezetalakulást követték. A láva a legkisebb ellenállás vonalán nyomult fel; s az idővel mind jobban kitáguló törések következtében a vulkáni jelenségek erősödtek.

Az effúziók és a törésvonalak közötti kapcsolat kitűnik a vulkáni képződmények elrendeződéséből is, mivel ezek vagy a sülyyedő medencékhez, vagy a mezozóos talapzatot megosztó vonalakhoz kötötten jelentkeznek.

A tektonikai diszlokációk az erupciókat általában megelőzik. A hegységközi medencék üledékeinek korából kiindulva, megállapítható, hogy az elmozdulások zömmel az eocén előtt alakultak ki. A vulkáni kitörések és az üledékes takaró vetődései között nem mutatható ki kapcsolat. A vulkánossággal nem érintett töréses területeken kizárólag felszínközeli elmozdulások jelentkeznek. A vulkáni működés csak olyan, mélyreható törésvonalak mentén következett be, melyek lehetővé tették a magma függőleges felnyomulását. A nagy vulkáni területek néhány — a tektonikai nyomáscsökkenés időszakában létrejött — mély vetőhasadékhoz kapcsolódnak. Az egyszerű törésvonalak mentén a legfolyékonyabb lávák törtek fel (piroxénandezit).

A neogén vulkanizmus az aquitáni emeletben indult meg (riolitok), a tortonban—szarmatában folytatódott (dácitok, andezitek) és a pliocénben fejeződött be (bazaltok).

*Következtetések.* Az Apuseni-hegység földtani felépítését jellemző sajátos vonások átmenetet mutatnak a közbenső tömeg („Zwischengebirge”) és a kárpáti jelleg között.

A *Központi Apuseni-hegység* hercini tektonika nyomait mutatja és szerkezete a közbenső tömegéhez hasonló. A tektonikai paroxizmus a középső-krétában következett be; ennek során rövid áttolódások képződtek és az egyidejű fációs gyakran egymás fölé kerültek. Jellemző a masszívum mozaikos szerkezete, mely a harmadidőszakban alakult ki. Az áttolódási felületek, valamint a törésvonalak különböző iránya megnehezíti a nagyobb távolságokra is érvényes összefüggések megállapítását. Az átbuktatott redők is gyakran változtatják irányukat.

A *Metaliferi-hegység* geoszinklinális redőrendszere a kárpátihoz

hasonló. Szerkezeti szempontból átmeneti jellegű a közbenső tömeg merevebb és a Kárpátok rugalmas tektonikai viselkedése között. A kelet felé átbuktatott izoklinális redők és a regenerált herciniai tektonika folytán a Keleti-Kárpátokkal hasonlítható össze.

A Metaliferi-hegység szimmetriáját a hegylánc tengelyének kristályos mezozóos öve és két oldalán elhelyezkedő két flisöv bizonyítja. A redők kettős értelemben átbuktatottak és hasonlóak a Központi Apuseni-hegység redőjéhez. A herciniai tektonikát itt nem lehetett megkülönböztetni, mivel az a kárpáti hegyképződésben kiújult. A paroxizmus nyomán — mely a középső-krétában következett be — kialakult az Apuseni-hegység felől jövő nyírás és elvonszolódási takaró. A Metaliferi-hegységben a kréta flis csupán az autochton szerepét töltötte be.

A hegylánc mély részeiben a harmadkorban kialakult töréses tektonikát a mezozóos redőktől független vetődésrendszerek és harmadkori süllyedékek kialakulása, valamint a törésmenti vulkáni működés jellemzi.

A *Keleti-Kárpátok* területe iskolapéldája a harmadkori paroxizmusú orogén tektonikának. A hegylánc aszimmetrikus felépítésű. Három egymás melletti övből áll, amelyek közül a legidősebb (a kristályos-mezozóos öv) belső helyzetet foglal el, a többiek pedig a szélek felé kor szerinti sorrendben következnek (flis-öv, neogén-öv).

A hegységképződés tetőzési szakaszában a geoszinklinális belsejének elnyíródási takarói egymásra tolódtak. A redőrendszer egységesen az Orosz-tábla által képviselt előtér felé dől.

E terület a harmadidőszaki tektonikai hatásokra is rugalmasan viselkedett; sem törésekkel határolt süllyedékek, sem a neogén vulkanizmus által kihasználható töréses övek itt nem képződtek.

#### IRODALOM

1. GHERMAN, I.: Cercetări geologice în colțul de SW al Depresiunii Transilvaniei. — Rev. Muz. Geol. Min., **7**. 1938.
2. HERBICH, FR.: Geologische Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges. — Földt. Közl. **7**. 1877.
3. ILIE, M.: Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arșeș. — An. Inst. Geol. Rom., **17**. 1935.
4. ILIE, M.: Structure géologique de la région de Zlatna. — An. Inst. Geol. Rom., **20**. 1940.
5. ILIE, M.: Recherches géologiques entre la Valea Stremțiului et la Valea Ampoiului. — An. Inst. Geol. Rom., **23**. 1950.
6. ILIE, M.: Structura geologică a Depresiunii Abrud. — An. Com. Geol. Rom., **25**. 1953.
7. KOBER, L.: Das alpine Europa. — Berlin, 1931.
8. KRÄUTHNER, TH.: Études géologiques dans la Pădurea Craiului. — C. R. Inst. Géol. Roum., **25**. 1941.
9. KRÄUTHNER, TH.: Observations géologiques dans les Monts de Bihor. — C. R. Inst. Géol. Roum., **26**. 1941.

10. MRAZEC, L.: L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. — Praga, 1931–1932.
11. PAUCĂ, M.: Recherches géologiques dans les Monts de Codru et de Moma. — An. Inst. Geol. Rom., **21**. 1941.
12. ROZLOZNIK, P. — PÁLFY, M. — SZONTAGH, TH.: Geologische Notizen aus dem Bihar-Gebirge. — Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. für 1910.
13. ROZLOZNIK, P. — PÁLFY, M.: Geologie des Bihar- und Béler-Gebirges. — Geol. Hung. Ser. Geol. **7**. Budapest, 1939.
14. UHLIG, V.: Bau und Bild der Karpathen. — Wien, 1903.
15. UHLIG, V.: Über die Klippen der Karpathen. — C. R. IX. Congr. géol. internat. de Vienne, 1903.
16. VADÁSZ, E.: Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda–Ompolytal. — Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. für 1915.
17. VADÁSZ, E.: Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. — Acta Geol. Tom. III. fasc. 1–3. Budapest, 1955.
18. VOITEȘTI, P. I.: Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. — Rev. Muz. Geol.-Min. Cluj, **3**. 1929.



## MEZOZÓOS MAGMATIZMUS MAGYARORSZÁGON

(I., II. melléklettel)

PANTÓ GÁBOR

(Budapest)

Az általánosságban geoszinklinális jellegű (ofiolitos) magyarországi mezozóos magmatizmus fő jellemzői:

1. bázisos és ultrabázisos magmatitok túlsúlya;
2. felszíni és felszínközeli kifejlődés (igazi plutonok hiánya);
3. a mellékkőzet erős befolyása a magmás kőzetre; ennek a mellékkőzetre gyakorolt erősebb átalakító vagy ércképző hatása nélkül.

Tér- és időbeli elterjedés tekintetében az 1. ábra és az alábbi táblázat nyújt tájékoztatást:

Kor	Emelet	Dunántúl	Alföld	Észak-Magyarország
FELSŐ- KRÉTA	Cenomán- turon		Tizántúl (Szolnok) és Duna – Tisza-köze (Tóalmás, Szandaszőlős): diabáz	Ny-i Bükk, Bódvavölgy és környéke: gabbró, diabáz
ALSÓ- KRÉTA	Valangini	Mecsekhegység: trachidolerit és tufája; fonolit	Duna – Tisza köze (Kiskőrös): trachidolerit	
KÖZÉPSŐ- TRIÁSZ	Ladini	Balatonfelvidék: „pietra verde”		K-i Bükk: diabáz, kvarcporfir és tufáik; Rudabányai-hegység: kvarcporfir
	Anizuszi			K-i Bükk; diabáz, porfir és ezek tufái



1. ábra. Magyarországi mezozoós magmatizmus.

Jelmagyarázat: 1. diabáz, gabbro (középső-kréta), 2. trachidolerit és fonolit (alsó-kréta), 3. diabáz kvareporfir és tufáik (ladini), 4. diabáz, porfirit és tufáik (anizuszi).

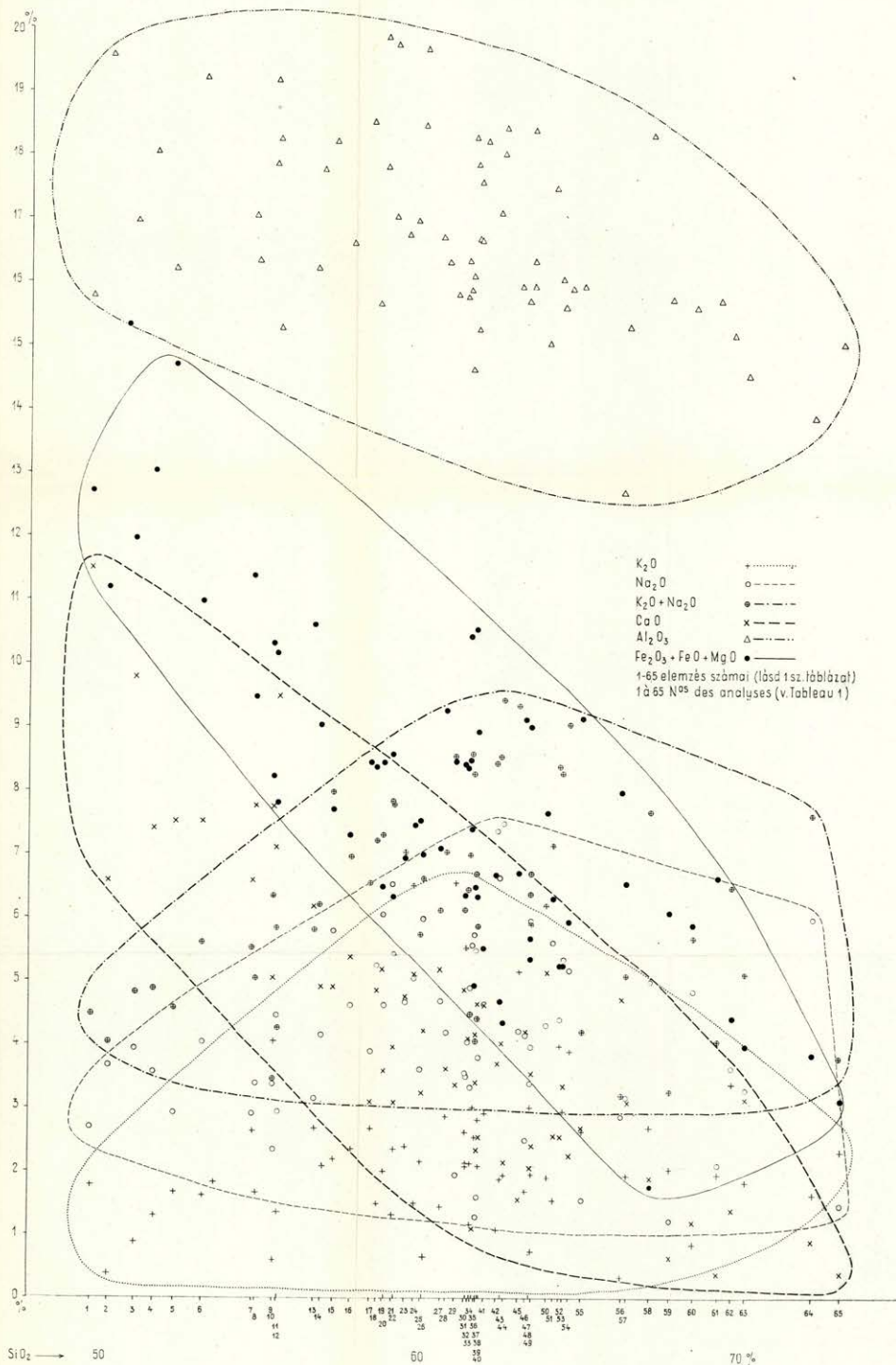
A mezozoikum legidősebb eruptív képződménye a kelet-bükki középső-anizuszi vulkáni vonulat, amelynek felépítésében diabáz, porfirit és ezek tufái vesznek részt. A feltehetően rétegvulkáni összlet korát a *fekvőjét* alkotó alsó-anizuszi dolomitba ágyazott eruptív zárványok, továbbá a *fedő* felső-anizuszi világos mészkő felé észlelt rétegváltakozásos átmenete bizonyítja (1, 2, 4, 25).

Az összlet átlagos vastagsága 200 m, felépítése szinte lépésről lépésre változó. Az eredeti kőzetfajták pontos megállapítását és elkülönülését az egész összletet ért *epizonális metamorfózis* nagymértékben megnehezíti, a tufa- és lávatermékek megkülönböztetését pedig rendkívül bizonytalanná teszi. Mivel a tufaszintek és lávapadok élesen nem különülnek el, és csapás mentén kitartóan nem nyomozhatók, a rétegvulkáni felépítés tulajdonképpen a tufacsíkos mészkő-, illetve zárványos dolomithatárokhöz alkalmazott földtani értelmezés. Egyes részletek szerkezete, szövete utólagos benyomulásra, injekcióra utal, de ezeknek a tufaösszlet képződésénél lényegesen későbbi származására nincs megbízható adat. A tufa- és lávaképződmények bonyolult összeszövődését a vulkáni működés nagyjából tengeralatti jellege is magyarázza. A vulkáni képződmények között feltehetően izzó felhők (*nuée ardente*) termékeivel is találkozunk.

Az anizuszi eruptív vonulatokban bázisos és közepes savanyúságú kőzeteket találunk, melyeket legtermészetesebb átalakult diabáz-, illetve porfirittfajtként tárgyalunk. Az átalakulás, epimetamorf jellege ellenére, nagyon elhomályosította az eredeti ásványos összetételt, és

# KÖZÉPSŐ-ANIZUSZI DIABÁZ ÉS PORFIRIT VEGYI ÖSSZETÉTELÉNEK VÁLTOZÁSA CHANGEMENT DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA DIABASE ET LA PORPHYRITE DE L'ANISIEN MOYEN

SZERKESZTETTE: PANTÓ G. - CONSTRUIT PAR: G. PANTÓ



eltüntette az eredeti szövetet. Kisebb szöveti vagy ásványos összetételbeli eltérésekre alapozott fajtaelkülönítések (SZENTPÉTERY) nem tükröznek mindig elsődleges alkati különbségeket, csak eltérő menetű és mélységű átalakulást (25—27, 29, 31—36).

Mivel a metamorfózis szöveti átalakuláson és az ásványos összetétel megváltozásán kívül jelentős anyagfelvétellel is járt, a 64 régebbi kőzetelemzésből az összetlet makroszkópos és mikroszkópos jellegek alapján elkülöníthető főtipusainak eredeti kémizmusa is nehezen állapítható meg (1. táblázat). Kiértékelésükhöz éppen ezért közvetlenül a fémoxidok súlysúlyszázalékait használtuk fel, ezeket ábrázoltuk a  $\text{SiO}_2\%$  függvényében (I. melléklet). Az egyes oxidok vetületi pontjainak zárt mezeje és értékváltozásuk egységes iránya — a metasomatikus és metamorf folyamatoknak tulajdonítható szórás leszámításával — arról tanúskodik, hogy egyetlen magmás működési szakasz fokozatos átmenetekkel egybekapcsolt származékaival állunk szemben, melyeket egymástól fejlődésmenetük, ezzel együtt eltérő differenciációs és beolvasztási körülményeik különböztetnek meg. A kelet-bükki anizuszi eruptív összetlet tagjainak savanyúsága 49—73%  $\text{SiO}_2$  tartalom között változik, így ha a porfirít megjelölést telített, a diabázt telítetlen kőzetekre alkalmazzuk, diabáz-, illetve porfirítszármazékokról beszélhetünk. A két csoport elhatárolása 54%  $\text{SiO}_2$  tartalomnál nem teljesen önkényes, hanem ofitos szöveti elemek megjelenésével is jellemzett. Az erősebben metamorf jellegnek porfirítoid, illetve diabázoid megnevezésekkel való kifejezése feleslegesen nehezíti a szóhasználatot, és a metamorfózis éles határ nélküli fokozatai között újabb önkényes elhatárolást tesz szükségessé.

A kőzettartományi jelleg egyértelműen nem állapítható meg, mert a metamorfózist kísérő anyagátadás az eredeti alkáliatartalmakat teljesen megváltoztatta. Annak ellenére, hogy kiugró K-dominanciával éppúgy találkozunk, mint a Na-éval, sem általános mediterrán, sem atlanti jellegről nem beszélhetünk, inkább különböző irányú és erősségű földpátosodási folyamatokról (káli földpátosodás, albitosodás).

A *ladini* emeletbeli vulkáni tevékenység a Balatonfelvidék tűzköves mészkövében vékony zöldes-ibolyás színű tufarétegekben hagyott nyomot. Halmirolitosan bontott anyagát távoli tengeralatti vulkáni működések felől tengeráramlások szállíthatták oda. Rétegtani helyzetének meggyezése folytán a Déli-Alpok „*pietra verde*” rétegeivel azonosítható (46).

Sokkal jelentősebb a *ladini* vulkáni működés Észak-Magyarországon, ahol a Keleti-Bükk és a Rudabányai-hegység *ladini* rétegei jelentős tömegű vulkáni képződményeket zárnak közre.

A Keleti-Bükk *ladini* eruptív vonulata az anizuszival csaknem párhuzamosan települ. Üledékképződési és rétegtani határait mind a fekvő, mind a fedő felé agyagpalával, illetve tűzköves mészkövel váltakozó tufalerakódások adják meg. Átlagos vastagsága 300 m (1, 4, 18, 25).

## Középső-anizusi eruptívumok elemzési adatai

Sor- szám	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	s	Letéhely	Elemző	Forrásmunka, ill. mintaszám
1.	49,50	1,33	15,78	4,31	3,72	0,15	4,68	11,48	2,69	1,78	0,30	1,60	2,10	0,38		Fehérkőhegy	+	31
2.	50,06	0,96	19,56	1,41	6,51	0,06	3,27	6,60	3,67	0,37	5,83			0,04		Szent István-hegy	○	36
3.	50,90	1,54	16,96	2,86	5,96	0,10	3,15	9,78	3,94	0,88	0,13	1,81	1,04	0,70		Fehérkőhegy	+	31
4.	51,20	1,05	18,03	6,20	5,01	0,12	1,82	7,40	3,57	1,30	0,35	4,38		nyom		Fehérkőhegy	+	32
5.	52,16	1,57	16,20	7,33	4,10	0,08	3,28	7,50	2,91	1,66	0,34	2,53		0,10		Szent István-hegy	+	36
6.	53,05	1,18	19,20	3,45	4,43	0,07	3,10	7,50	4,02	1,60	0,38	2,20		0,11		Fehérkőhegy	+	31
7.	54,66	1,38	17,03	4,31	2,95	0,08	4,12	6,59	2,90	2,62	0,18	3,00		0,08		Szent István-hegy	+	36
8.	54,75	1,62	16,34	3,74	3,78	0,48	1,95	7,75	3,36	1,67	0,20	1,15	3,60	0,14		Fehérkőhegy	+	31
9.	55,30	2,32	19,16	4,17	2,48	0,08	1,58	5,03	2,33	4,00	0,14	2,46		0,37		Szent István-hegy	+	36
10.	55,30	2,36	17,86	1,54	5,95	nyom	2,83	7,75	3,36	0,59	0,23	1,79		0,15		Fehérkőhegy	+	32
11.	55,41	1,10	18,25	3,10	4,02	0,10	3,04	7,10	4,45	1,38	1,08	0,14	0,42	0,20		Fehérkőhegy	+	31
12.	55,45	1,26	15,28	4,81	0,71	0,08	2,28	9,46	2,93	1,31	0,10	4,61	1,93	nyom		Fehérkőhegy	+	31
13.	56,60	1,89	16,21	5,38	2,60	0,17	2,63	6,18	3,14	2,66	0,18	2,44		0,10		Szent István-hegy	+	36
14.	56,80	2,49	17,76	2,01	4,65	0,10	2,35	4,89	4,13	2,08	0,15	1,78	0,62	0,13		Fehérkőhegy	+	31
15.	57,20	1,46	18,20	3,09	3,48	0,08	1,12	4,93	5,79	2,19	0,10	1,13	0,79	0,28		Fehérkőhegy	+	31
16.	57,75	1,77	16,62	1,06	3,30	0,07	2,94	5,36	4,60	2,35	0,02	3,49		0,55		Fehérkőhegy	+	31
17.	58,40	2,20	18,50	2,95	2,74	0,18	2,75	3,08	3,88	2,66	0,09	2,21		0,15		Szent István-hegy	+	36
18.	58,60	1,34	15,66	4,06	2,40		1,91	4,83	5,23	1,98	0,10	4,18				Csavarósárok	+	27
19.	58,80	1,04	19,84	2,63	2,25	nyom	1,61	5,17	6,05	1,25	0,09	1,03		0,07		Fehérkőhegy	+	31
20.	58,82	1,55	17,80	5,86	1,77	0,09	0,82	3,56	4,60	2,00	0,41	2,15		0,45		Szent István-hegy	+	36
21.	59,10	1,30	17,02	3,65	2,91		1,98	3,95	6,51	1,32	0,12	2,29				Szakadás-hegyoldal	+	27
22.	59,15	0,95	19,74	3,86	1,74	nyom	0,72	3,06	5,44	2,34	0,07	2,54		nyom		Fehérkőhegy	+	31
23.	59,50	1,00	16,73	2,73	2,23	0,11	1,98	4,74	4,65	2,38	0,26	2,93		0,35		Fehérkőhegy	+	27
24.	59,79	1,04	16,95	4,12	1,78		1,55	5,09	5,02	1,49	0,01	3,38		nyom		Savósvölgy	+	31
25.	59,99	1,71	18,46	4,64	1,88	0,10	1,01	3,21	3,60	2,14	0,11	1,77	1,76	0,20		Szent István-hegy	+	36
26.	60,08	1,87	19,66	1,52	4,22	0,10	1,26	4,20	5,98	0,64	0,10	0,75		0,12		Fehérkőhegy	+	31
27.	60,62	1,39	16,70	1,76	3,50	0,08	1,83	5,16	4,67	1,45	0,40	1,51		0,55		Fehérkőhegy	+	21
28.	60,80	1,87	15,80	3,84	1,91	nyom	3,49	3,61	4,17	2,85	0,08	2,39		0,17		Fehérkőhegy	+	31

## 1. táblázat folytatása

Sor- szám	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Letőhely	Elemző	Forrásmunka, ill. mintaszám
29.	61,10	1,84	15,30	6,61	0,43	0,07	1,43	3,35	1,99	6,55	0,14	0,80		0,17		Szent István-hegy	+	36
30.	61,40	1,19	15,76	4,79	2,23	0,05	0,89	4,84	3,54	2,59	0,09	2,11		nyom		Fehérkőhegy	+	31
31.	61,43	1,40	16,32	4,17	1,77	0,02	0,41	3,49	3,48	2,06	0,36	3,51		0,29	2,08	Ölyves völgyfő	*	(23)1957. J. Á.
32.	61,50	0,96	15,87	2,80	3,37	0,10	2,19	4,06	4,04	2,40	0,07	2,29		nyom		Fehérkőhegy	+	31
33.	61,56	1,58	16,09	6,17	1,52	0,31	0,79	2,94	4,88	2,11	0,08	1,48		0,21		Szent István-hegy	+	36
34.	61,57	0,53	14,63	2,98	3,65		3,79	5,48	3,31	1,16	0,20	2,72				Savóvölgy	+	27
35.	61,63	1,24	18,27	5,87	0,83	0,06	0,70	1,06	5,57	3,00	0,32	1,84		0,17		Szalasnyva K-i oldala	□	(375)1955. M. J.
36.	61,70	1,17	17,85	2,86	0,82	0,09	1,23	3,40	5,74	2,52	0,22	1,32		0,50		Fehérkőhegy	+	31
37.	61,74	0,56	15,26	3,47	6,36		0,69	2,32	5,49	1,21	0,29	2,47				Csavarós-hegy oldala	+	27
38.	61,75	1,66	16,65	4,02	0,93	0,08	1,54	4,15	1,26	2,78	0,18	3,87		0,45		Szent István-hegy	+	36
39.	61,80	1,44	16,64	4,16	3,42	nyom	1,34	4,62	1,58	2,82	0,09	1,44		0,23		Szent István-hegy	+	36
40.	61,81	1,28	17,57	3,37	1,95	0,01	1,01	2,54	3,79	2,09	0,67	3,46		0,26	0,53	Ölyves völgyfő	*	(24)1957. J. Á.
41.	62,00	1,01	18,21	1,65	2,74	nyom	1,13	4,60	4,62	2,90	0,27	1,01		0,12		Fehérkőhegy	+	31
42.	62,41	0,86	17,09	3,16	2,43	0,17	1,07	3,69	7,36	1,08	0,14	0,71		0,18		Fehérkőhegy	+	31
43.	62,52	0,62	18,00	3,90	0,68	nyom	0,09	4,01	6,64	1,89	0,36	0,93		nyom		Csavarósárok	+	27
44.	62,61	0,39	18,44	1,61	1,46		1,26	2,13	7,48	1,94	0,45	2,30				Csavarós-hegyoldal	+	27
45.	63,10	1,47	15,91	5,96	0,46	0,08	0,28	1,55	4,20	5,14	0,13	0,62		0,64		Szent István-hegy	+	36
46.	63,32	1,21	15,70	4,82	3,16	0,09	1,13	4,18	2,48	1,67	0,12	1,66		0,18		Szent István-hegy	+	36
47.	63,47	2,62	18,39	3,78	0,76	0,12	0,78	2,05	3,36	3,01	0,13	1,52		0,33		Szent István-hegy	+	36
48.	63,50	1,73	15,92	5,45	1,72	nyom	1,84	2,41	5,95	0,75	0,09	1,25		0,12		Szent István-hegy	+	36
49.	63,50	2,03	16,32	3,40	1,06	0,11	1,21	3,52	3,96	1,94	0,22	1,68		0,68		Szent István-hegy	+	36
50.	64,00	1,09	15,03	1,27	4,19	0,18	2,18	5,13	4,30	1,90	0,09	0,51		0,55	0,10	Fehérkőhegy	+	31
51.	64,20	1,35	16,98	1,98	2,68	0,05	1,64	2,54	5,61	1,54	0,12	1,79		0,17		Fehérkőhegy	+	31
52.	64,40	1,94	16,03	3,69	0,62	0,06	0,92	2,51	4,39	3,99	0,08	1,38		0,52		Szent István-hegy	+	36
53.	64,50	0,99	15,59	3,35	1,37	0,04	0,50	3,34	5,32	2,94	0,21	2,15		nyom		Fehérkőhegy	+	31
54.	64,70	1,40	15,89	2,83	1,61	nyom	1,50	2,23	5,15	3,89	0,03	1,26		0,06		Szent István-hegy	+	36
55.	65,10	0,89	15,93	4,72	1,48	nyom	2,93	2,68	1,54	2,66	0,08	2,32		nyom		Szent István-hegy	+	36
56.	66,38	0,82	12,67	2,94	3,58	0,16	1,47	4,70	2,85	0,34	0,14	1,64		2,24	0,31	Ómassa	×	(17)1956. J. Á.
57.	66,51	1,19	15,29	2,32	2,09		2,12	3,09	3,14	1,93	0,14	2,61				Szárdoka	+	27

## I. táblázat folytatása

Sor- szám	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O—	H <sub>2</sub> O+	CO <sub>2</sub>	F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	Lelelőhely	Elemző	Forrásmunka, ill. mintaszám
58.	67,28	1,16	17,80	0,80	0,68	0,11	0,30	1,86	4,99	2,67	0,15	1,59	0,00	0,63		Nagy István erőse	△	(31)1957. J. Á.
59.	67,90	0,64	15,73	1,32	1,99	nyom	2,78	0,63	1,23	2,02	1,57	4,52	nyom	0,10		Szalasznya DK-i sarka XII. akna	□	1959 M. J.
60.	68,66	0,69	15,60	2,68	1,41	nyom	1,78	1,17	4,82	0,85	0,51	2,25	nyom	0,11		Szalasznya DK-i sarka III. akna	□	1959 M. J.
61.	69,42	0,29	15,70	0,71	2,13	0,02	3,78	0,39	2,10	1,95	0,16	3,36		0,21		Lillafüredi postával szemben	*	
62.	69,87	0,50	15,17	3,14	1,07	nyom	0,19	1,37	3,62	3,36	0,94			nyom		Szakadás-hegyoldal	+	27
63.	70,30	1,29	14,52	1,74	1,50	0,14	0,72	3,14	3,27	1,83	0,11	1,68		0,09		Fehérkőhegy	+	31
64.	72,41	0,79	13,86	3,36	0,38	0,04	0,09	0,89	5,99	1,62	0,10	0,54	0,02	0,15		Szalasznyától D-re	□	44/1955. B. K.
65.	73,31	1,63	15,02	1,80	0,86	nyom	0,45	0,37	1,47	2,32	0,14	2,28		nyom		Szent István-hegy	+	36

Elemző: △ = BARABÁS L.-NÉ; ○ = EMSZT K.; □ = GUZY K.-NÉ; × = NEMES L.-NÉ; + = POLNER Ö.; \* = TOLNAY V.

A ladini eruptív összlet eredeti felépítésbeli jellegeit még nehezebb megítélnünk, mint az anizusziét. Földtani szükségszerűség, hogy rétegvulkáni jelleget tulajdonítsunk az összletnek, bár a tufa- és lávaeredetű kőzetfajták elterjedésének kijelöléséhez a roppant változó erősségi fokozatokban és igen egyenlőtlen eloszlásban érvényesült metamorfózis miatt itt még kevesebb megbízható megfigyelésünk van. Az összlet alsó része helyenként száraztérzíni felhalmozódásról tanúskodik, s ez a fedő felé, illetve nyugati irányban csapás mentén is egyenlőtlen, elmosódó átmenettel megy át tengeralatti vulkanitokba.

A vonulat fő csapásirányát metsző, áttörés-jellegű kőzethatárok igen elterjedtek a ladini eruptív összletben, s élességükkel utólagos benyomulás látszatát keltik. Sok esetben beigazolódott, hogy e látszólagos képződményhatárok eredetileg egységes kőzetben alakultak ki, tehát az anyagátadással járó metamorfózis, illetve metamorf differenciáció frontját jelölik. Több esetben azonban a tufaeredetű összlet utólagos áttörése földtani valóságnak látszik anélkül, hogy akár az eruptív testek földtani elhelyezkedése, akár metamorfózisuk eltérő jellege (enyhébb préseltsége) későbbi magmás szakaszban való képződésüket elfogadhatóan igazolná (18, 28, 38, 39, 40, 41).

A kelet-bükki ladini eruptív vonulat kőzetei, ultrabázisostól szélsősegesen savanyúig terjedő összetétellel (34–82% SiO<sub>2</sub>), változatos sorozatot ölelnek fel. A vonulatról sokkal kevesebb leíró kőzettani adat és kevesebb (50) vegyelemzés áll rendelkezésünkre (2. táblázat),

## Felső-ladini eruptív kőzetminták elemzési adatai

Sor- szám	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Leőhely	Elemző	Forrásmunka, ill. mintaszám
1.	33,80	1,18	12,34	5,42	0,80	0,10	5,30	19,03	3,39	1,28	0,34	3,37	13,16	0,43		Barátságkert	○	(20)1956. J. Á.
2.	41,59	1,99	18,59	10,74	0,99	0,08	8,48	1,36	2,27	0,65	5,56	8,00	nyom	0,45		Kovácskőtől É-ra	△	(116)1956. J. Á.
3.	42,00	1,57	18,11	1,02	5,52	0,29	8,74	12,35	2,46	2,38	0,47	1,92	3,76	0,03		Újhatai út legalsó része „I”	+	39
4.	42,10	1,50	15,70	8,25	0,75	0,16	2,81	11,18	2,68	3,54	0,61	2,95	7,61	0,85		Nagysom D-i része	×	(233) 1956. J. Á.
5.	42,26	4,45	13,10	2,80	9,60	0,10	10,90	6,19	1,14	0,67	0,38	6,13	2,68	0,02		Nekezesny É-i olda- lán levő gerinc	○	
6.	43,50	2,19	15,69	3,15	6,80	0,19	7,75	10,40	3,30	0,71	0,65	2,61	2,34	0,12		Kisdélalja	+	39
7.	46,20	2,02	17,80	2,36	5,77	0,19	8,56	7,59	3,44	1,92	0,54	2,90	nyom			Hollóslápa oldala	+	39
8.	48,00	2,89	17,94	3,63	4,19	0,27	6,72	9,60	3,08	1,09	0,11	2,01		0,24		Kisdélfok	+	39
9.	48,26	1,53	19,13	0,13	7,43	0,13	7,64	5,45	3,88	0,43	0,35	4,40	0,86	0,30		Szentléleki mező	△	(36)1956. J. Á.
10.	48,37	0,92	20,65	1,47	6,54	0,06	6,02	7,47	1,04	2,05	0,35	5,30		0,18		Bükkszentlászló, Bányabükki völgy első elágazása fölött	*	
11.	48,67	1,55	18,05	5,30	3,88	0,16	6,28	2,36	6,00	1,68	1,67	3,71	0,17	0,76		Magaskő	×	(228)1956. J. Á.
12.	49,21	1,39	19,98	3,98	4,45	0,13	6,48	2,17	4,30	0,12	1,65		0,52	0,61		Köpiuskő	×	(51)1956. J. Á.
13.	49,84	1,70	21,46	6,60	0,87	0,00	3,58	0,62	0,07	6,58	2,52	5,59	nyom	0,31		Nagysom D-i része	△	(84)1956. J. Á.
14.	52,19	0,64	17,33	0,55	4,86	0,03	2,04	7,71	3,40	2,66	0,15	2,61	5,49	0,11		Bükkszentlászló, salakhányói vasút, II. bevágás	*	
15.	58,27	1,33	18,82	0,94	6,06	0,03	4,59	1,37	2,55	1,47	0,27	4,63		0,25		Bükkszentlászló, Bányabükki völgy (Pantó 198. mé- részi pontja).	*	
16.	58,33	0,85	17,29	2,38	4,55	0,11	3,69	4,31	2,18	2,36	0,21	3,99		0,30		Bükkszentlászló, falu felett Vaskapuhoz ka- nyarodó szekért	*	



2. táblázat folytatása

Sor- szám	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F <sub>2</sub> O	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	s	Leőhely	Elemző	Forrásmunka, ill. mintaszám
17.	59,09	1,19	16,90	2,39	3,37	0,13	1,09	4,47	4,32	1,57	0,51	2,22	2,01	0,37		Barátságkert	Δ	(25)1956. J. Á.
18.	59,13	1,01	18,61	1,47	4,77	0,12	2,41	5,11	2,09	1,45	0,24	3,75		0,14	0,04	Bükkszentlászló, Kerekhegyi rakodó felett (Pantó 2031. mérési pontja).	*	
19.	59,63	1,50	17,15	2,00	4,42	0,14	2,15	5,67	5,05	0,08	0,07	2,00	0,25	0,24		Bükkszentlászló, Kaán-forrás feletti diabázor (Pantó 2040 mérési pontja)	*	
20.	64,46	0,36	17,25	0,57	2,92	0,10	0,92	3,06	3,51	2,59	0,07	2,35	1,11	0,27	0,14	Hősök forrása völgy (Pantó 1061. mé- résí pontja).	*	
21.	66,90	0,37	16,06	1,84	4,29	0,05	0,47	1,11	2,47	2,83	0,25	2,47	0,82	0,17		Bükkszentlászló, salakhányói vasút XIII. bevágás	*	
22.	68,13	0,97	13,83	5,74	0,67	0,05	0,80	0,96	3,41	4,36	0,10	1,14	0,26	0,07		Jávorhegy, a futball- pálya feletti sziklák	×	
23.	69,60	nyom	15,00	0,51	0,93	0,07	0,77	2,00	4,72	5,27	0,14	1,15		0,16		Bagolyhegy Δ 679 D	+	28
24.	71,19	nyom	14,90	0,63	0,94	nyom	0,21	0,67	1,95	9,07	0,07	0,95		0,11		Bagolyhegy Δ 657 — Δ 679	+	28
25.	71,65	0,05	16,09	0,71	0,93	0,02	0,09	0,23	3,54	4,80	0,17	1,46		0,22		Bükkszentlászló, Hősök forrástól K- re (Pantó 1327. mérési pontja).	*	
26.	72,60	0,12	12,93	0,91	1,23	nyom	0,68	1,27	1,83	7,65	0,20	0,64		0,33		Bagolyhegy Δ 657 D	+	28
27.	73,01	nyom	13,84	1,38	0,71		1,90	0,70	2,17	4,40	0,21	1,79				Óhuta, Bányavölgy	+	28
28.	73,25	0,83	13,29	1,23	1,52	0,08	0,73	2,23	4,79	0,97	0,10	1,21		0,23		Bükkszentlászló, Kerekhegyi rakodó felett (Pantó 2028. mérési pontja).	*	

## 2. táblázat folytatása

Sor- szám	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Lelelőhely	Elemző	Forrásmunka, ill. mintaszám
29.	73,30	0,71	14,22	0,70	0,58	0,06	0,24	3,20	0,83	4,62	0,08	0,98		0,30		Javorlapa	+	38
30.	73,80	0,00	13,43	1,08	0,44	nyom	0,29	0,37	1,67	8,59	0,05	0,41		nyom		Bagolyhegy Δ 657	+	28
31.	75,15	nyom	11,78	0,25	1,40	nyom	0,72	1,07	2,29	6,54	0,06	0,12		0,46		Bagolyhegy Δ 679 D	+	28
32.	75,22	0,49	11,34	1,75	0,97	0,04	0,72	2,58	3,44	3,14	0,00	0,66		nyom		Javorhegy	+	38
33.	75,30	nyom	12,54	0,63	0,50	0,00	0,44	0,76	2,37	6,40	0,05	0,80		0,42		Bagolyhegy □ □ □	+	28
34.	75,60	nyom	11,21	1,30	0,30	0,00	0,52	1,54	1,83	5,77	0,07	1,52		0,44		Bagolyhegy □ □ □ É-i oldal	+	28
35.	75,68	0,13	11,53		0,25	0,07	0,02	3,79	5,07	0,54	0,11	0,98	2,26	0,07		Bütkszentlászló, XII. bevágás	*	
36.	75,74	0,05	13,81	0,45	0,28	nyom	nyom	0,27	0,84	7,73	0,02	1,03	nyom	0,17		Bütkszentkereszt, Bagolyhegy	*	
37.	75,94	0,01	12,58	2,21	0,71	0,03	0,08	0,26	3,34	2,72	0,26	1,27	0,17	0,31		Δ 679,9-től DK, □ □ □	×	
38.	76,06	0,08	13,00	0,23	0,38	0,00	0,22	1,40	3,13	4,18	0,33	1,01		0,12		Alsó-Bagolyhegy	+	28
39.	76,75	0,18	12,52	0,42	0,43	0,00	0,24	1,34	5,05	2,82	0,02	0,48		0,00		Δ 679 — Δ 660	+	28
40.	76,78	nyom	11,96	0,46	0,49	nyom	0,21	0,62	2,25	6,43	0,09	0,54		0,21		Bagolyhegy, □ □ □ feletti gerinc	+	28
41.	77,00	0,00	11,80	0,15	0,16	0,00	0,22	0,44	2,82	6,23	0,17	0,72		nyom		Bagolyhegy □ □ □	+	28
42.	77,15	nyom	11,47	1,08	0,37	nyom	0,62	1,02	2,03	5,80	0,04	0,47		0,43		Bagolyhegy □ □ □	+	28
43.	77,61	nyom	11,00	0,91	0,50	nyom	0,40	1,34	2,96	4,80	0,03	0,54		0,39		Bagolyhegy Δ 672	+	28
44.	78,21	0,57	10,05	1,36	0,99	0,10	0,49	3,66	4,26	0,63	0,05	0,41		nyom		Vesszőforrás alatt	+	38
45.	79,23	0,12	8,77	2,45	0,36	0,01	0,08	0,55	0,87	6,98	0,13	0,53	0,09	0,36		Alsó-Bagolyhegy	×	41
46.	79,85	0,03	10,75	0,22	0,25	nyom	nyom	0,17	0,49	8,40	0,02	0,21		0,10		Bütkszentlászló, Óhuta völgy fe- lett (Pantó 1231.	*	
47.	81,20	0,00	9,87	0,37	1,17	0,00	0,34	1,06	5,13	0,17	0,00	0,50	nyom	0,60		Bagolyhegy	+	28
48.	81,75	nyom	9,71	0,75	0,25	nyom	0,15	0,14	3,86	1,88	0,02	0,46		0,10		Javorrét	+	38
49.	82,18	0,01	5,89	1,25	0,30	0,01	0,01	3,53	0,75	3,28	0,08	0,66	2,28	0,13		Alsó-Bagolyhegy	×	41

Elemző: Δ = BARABÁS L. NÉ; × = NEMES L. NÉ; + = POLNER Ö.; ○ = SIMÓ B.; \* = TOLNAY V. 1959.

mint az anizuszi összletről; a kőzetminősítés viszont jellegadó szövet, vagy színes elegyrész hiányában igen sok esetben roppant nehéz.

A ladini eruptívumok mindegyike a diabáz és kvarcporfir jól meghatározott és jellegzetes típusa közé illeszkedik. A diabáz legelterjedtebb típusa mandulaüreges, a gyakran több cm-es üregek folyásosan rendezettek. A kvarcporfir ugyancsak felszínközeli kifejlődésű, gyéribb vagy sűrűbb fenokristályokkal, eredetileg üveges vagy mikrokristályos alpanyaggal. A metamorfózis a jól jellemzett alaptípusokból kihengerlődés,

ásványos átrendeződés, sőt anyagátadás (földpátosodás) révén alig felismerhető és alig azonosítható fajtákat hozott létre.

Nehezebben ítéltethők meg a diabáz és kvarcporfir — feltehetően igen elterjedt — piroklasztikumai, melyek a metamorfózis során még kevesebbet őriztek meg eredeti kőzetjellegükből, mint a lávaeredetűek, és amelyek kiindulási anyaga a kétféle tufaanyag egymással és több esetben üledékes anyaggal való keveredése folytán eredetileg sem volt tiszta típus. Mivel a metamorfózissal kapcsolatos anyagátadás (kovásodás, albitosodás) a vegyi össze-



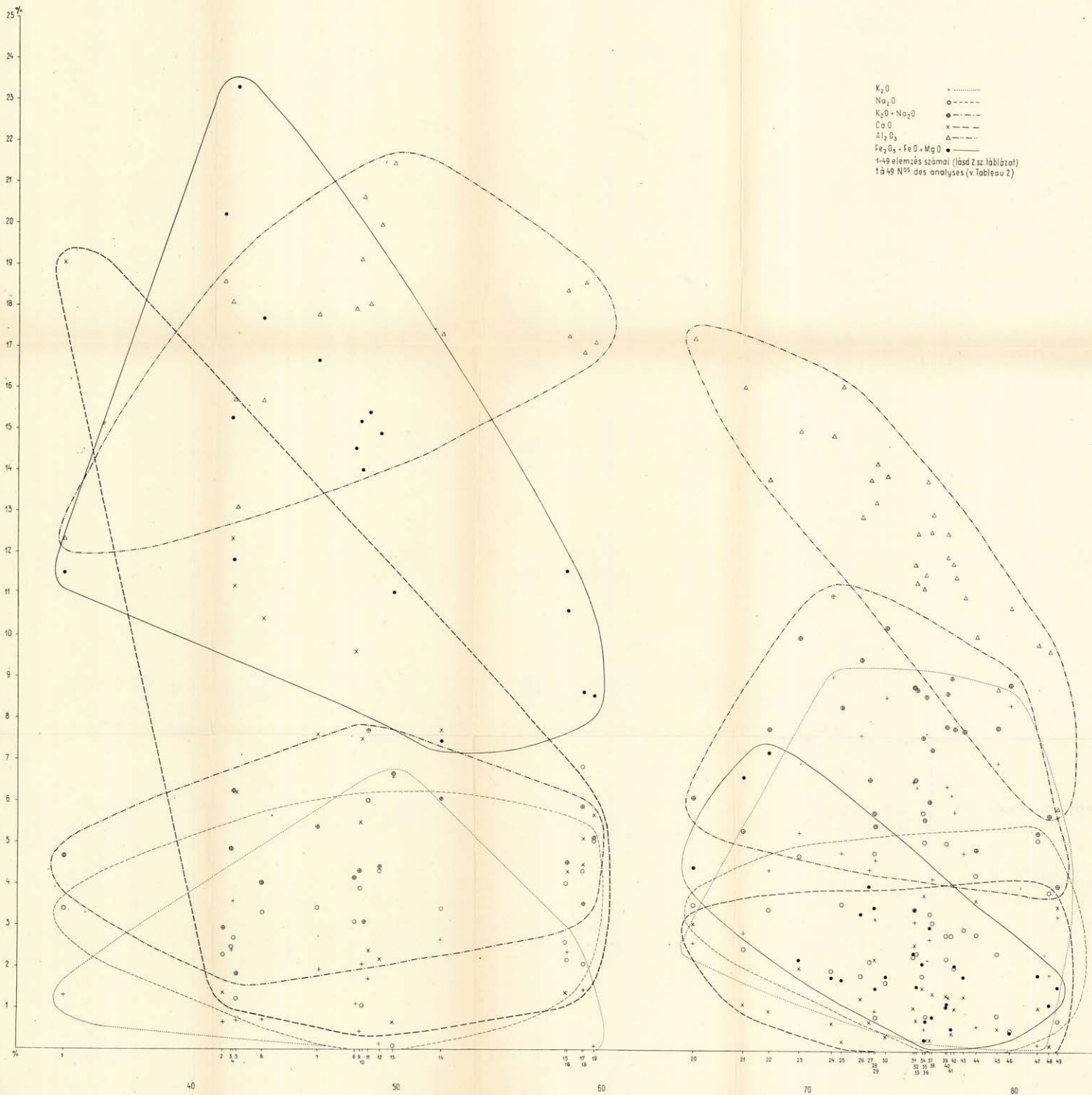
2. ábra. Kvarcporfirlencsék zöldpalában. Miskolc, Bányabükkvölgy. Salakhányói vasút bevágása.

tételben is jelentős eltolódást eredményezett, a kémiai elemzést sem tekinthetjük perdöntőnek a kőzet eredeti jellegének megítélésénél. A metamorfózis változatos szerkezetű palás kőzetfajták (diabázoidok, porfiroidok, korábban kvarcporfirtufáknak tartott préselt, leveles kvarcporfirok) kialakulását eredményezte.

Különösen nehéz megfejteni azoknak a palás szerkezetű metamorf magmatitoknak a képződésmódját, melyek bázisosabb (diabázos) alpanyagát különböző méretű és sűrűségű savanyú kőzetlencsék (kvarcporfir) járják át (2. ábra). A savanyú kőzetlencsék megjelenésére a 20—250 m-es, sorokba rendeződő kvarcporfirtestektől az 1—50 cm-es „agglomerátum-méretűeken” át a mikroszkópos (5—50  $\mu$ ) lencsésességig azonos mechanizmust tartottam valószínűnek, ezért első leírásomban (18) szembehelyezkedtem SZENTPÉTERY álláspontjával (41), mely szerint a közepes nagyságrendű kvarcporfirlencsék ellapított vulkáni törmelékből származnak. A kvarcporfiranyagot nagyobb áttörések, kisebb injekciók és mikroszkópos méretű permeációk esetében egyaránt a bázisos összet-

FELSŐ-LADINI DIABÁZ ÉS KVARC PORFIR VEGYI ÖSSZETÉTELÉNEK VÁLTOZÁSA  
 CHANGEMENT DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA DIABASE ET LE PORPHYRE QUARTZEUX DU LADINIEN SUPERIEUR

SZERKESZTETTE: PANTÓ G. - CONSTRUIT PAR: G. PANTÓ



nél lényegesen fiatalabb (szinorogén) savanyú magmatömeg benyomulásával, infiltrációjával magyaráztam (18).

Mikor BALOGH K. részletes munkája révén a Keleti-Bükk fejlődéstörténete tisztázódott (3), a jóval későbbi benyomulás elvesztette valószínűségét, és a metamorf differenciáció gondolata merült fel, melynek révén a mikro- és félmikro-nagyságrendű lencsés keveredés egységes kőzetanyagból is kialakulhatott. E feltevés a triász sorozat általánosan gyenge metamorfózisával nem volt összeegyeztethető.

Ugy véljük, a kérdés időálló és helyes megoldását nyújtotta SZÁDECZKY legújabb összefoglaló tanulmányában (24), mely szerint a tengeralatti bázisos vulkáni működés maradéklávjából transzaporizáció révén nagy gőztartalmú, mozgékony kvareporfir-hipoláva képződött, mely a még teljesen meg nem szilárdult diabázzsármazékokat injekciók, permeációk alakjában hatotta át. Így érthetővé válik a bükki tengeralatti vulkáni működés termékeinek a schalstein—weilburgit-összletekre emlékeztető sok szerkezeti sajátossága. A viszonylag kis kvareporfir-injekciók benyomulási mechanizmusa KLÜPFEL nyomán (10) könnyen elképzelhető és a hipoláva nagy mozgékonyága indokolja, hogy savanyúsága ellenére a bazaltokkal vessük össze.

A diabáz- és kvareporfirműködés kétségtelen időbeli közelsége indokolja, hogy közöttük bizonyos genetikai kapcsolatot is tételezzünk fel. A fénoxidok súlyszázalékainak vetületi ábrázolása a  $\text{SiO}_2$ -tartalom függvényében (II. melléklet) azonban nem tükröz kőzetkémiai egységet a ladini eruptívumok csoportján belül. A feltüntetett értékek pontjai — kisebb számuk ellenére — sokkal tágabb határok között és sokkal rendezetlenebbül szóródnak, mint az anizuszi eruptívumok esetében. A bázisos kőzetektől a gyengén tútelítettekig az anizuszi diabázok-porfiritek differenciációs sorához nagyjából hasonló értékelődés tapasztalható. A 64%  $\text{SiO}_2$ -nál savanyúbb kőzetek esetében — a kvareporfir-változatoknál — az arányok és irányok független differenciációra jellemző módon változnak meg. Az összalkáli mennyiségekből a két csoport ellentéte nem rajzolódik ki élesen, a K- és Na-eloszlás azonban híven tükrözi, hogy a diabáz-porfirit sorozat (egyetlen kivételű) Na-dominanciáját a kvareporfirok K-túlsúlya váltja fel. A két csoport között közvetlen differenciációs kapcsolatot ily módon nem indokolt feltennünk, transzaporizációnál azonban alkália-arány megcserélődése nem szokatlan jelenség.

A vonulat kőzetei mai összetételükkel természetesen igen sokféle folyamat anyagi hatásának eredőjét képviselik, melyek az eredeti magmás ásványtársulást mélyrehatóan megváltoztathatták. A metamorfózis anyagátadásainak tisztázása azonban további részletvizsgálatokat igényel.

A Rudabányai-hegységben a Telekesi-völgy alsó szakaszán és a Bódvaszorosban feltárt kvareporfirtömszök képviselik a ladini vulkáni

működést. A többé-kevésbé préselt kvarcporfir roppant finomszemű — bizonyára üvegtelenedésből származó — alapanyaga felszínközeli képződésre utal. Kismélységű, csaknem felszínig érő benyomulást olvashatunk ki a ladini pala mellékközet érintkezési átalakulásának hiányából is. A kvarcporfir-benyomulás ladini korát jelzik a Telekes-oldal agyagpala-mészkö sorába iktatódó breccsapadok kvarcporfir-zárványai is (4, 19).

A júra időszakból jelentősebb magmás tevékenység nyomát Magyarországról nem ismerjük.

A kréta legelején már az *alsó-valangini* (berriázi) üledékképződés tartama alatt bázisos vulkáni működés indul meg, melynek bizonyosságát a mecsekhegységi berriázi mészkő felső padjaiban tufit-betelepülések és trachidolerit-bombák őrzik. A kréta időszak legelején kialakuló felszíni-felszínközeli bázisos vulkanitok a Mecsekhegység kallóvi—títon képződ-ményeinek lepusztult felszínére települnek, vagy az idősebb képződ-mények között alkotnak telepteléreket (Mecsekhegység, Kiskőrös 1. sz. fúrás 1500—1700 m); (11, 50, 51).

Az alsó-kréta vulkáni-szubvulkáni működés termékei, nagy kifejlődésbeli változatosságuk mellett is állandó alkáli jellegükkel tűnnek ki, s elütnek a környezet egyéb magmás kőzeteitől. A kőzettévalás különbségei, s főképp a mellékközet átalakító hatása, merőben elütő vulkáni és szubvulkáni kőzettípusok keletkezéséhez vezettek, melyek nagy részére meggyökeresedett „tájnév”-ként használjuk a trachidolerit kifejezést diabáz helyett. A mellékközet-hatások gazdag változatossága legjobban a komlói kőszénösszlet számtalan teleptelérén figyelhető meg. Szélsőséges elváltozást a kőszéntelep felemésztése útján teret foglaló trachidolerit-teleptelérek „karbovulkanitos” kifejlődése képvisel (13, 43, 45, 50). E nagyváltozatosságú kőzetcsoport újszemléletű rendszerezésére az első kísérlet CSALAGOVITS I.-től ered (6).

A kifejlődés és elváltozás sokfélesége ellenére is, a mecseki és Duna—Tisza-közi alsó-kréta bázisos vulkanizmus kőzetkémiai jellege egységes; termékei a diabáztól fonolitig tartó differenciáció útján egymásból leszármaztathatók. A magmás elkülönülés szélsőséges példajaként Tolnaváralján Na-trachit jelenik meg (14).

A tengeralatti vulkáni működés törmelékének lebontásából és egyidejű exhalációkból származó vashidroxid helyi felhalmozódása útján kisebb méretű barnavasérc-képződés indult meg a Déli-Mecsekben a kréta elején (Zengővárkony); (17, 21, 44).

A bázisos magmatizmus — eddigi ismereteink szerint piroklasztikumot nem szolgáltató — újabb szakasza kezdődik még a szenon előtt. Korábban az óalpi mozgásokhoz kapcsolódó, iniciális jellegűnek tekintett, újabb adatok szerint mindinkább jellegzetes geoszinklinális-magmatizmus felszínközeli és félig mélységi kifejlődésű termékeit szerkezeti övek mentén találjuk. Legjelentősebbek a tágabb értelemben

vett Darnó-öv mentén sorakozó diabáz-, illetőleg gabbró-tömegek Reckstól Szarvaskőn át a Bódvavölgyig. Ezek triász képződmények közé történt, nagyobb mélységben megrekedt, vagy felszínig hatoló felnyomulását, szerkezeti helyzetét és közettani kifejlődését a vasérckutatások sok tekintetben tisztázták (3, 4, 5, 9, 12, 19, 20, 22, 25, 30, 37, 42, 49).

Ezekkel egyidejű magmatitokként ítéljük meg az Alföld közepén, Szolnok (Szolnok 1., Szandaszőlős 1., 2.), ill. Jászberény (Tóalmás 2.) tágabb térségében — 2000 m alatt mélyfúrásokban újabban megütött diabázt. Az eruptívum, melynek lepusztulási felszínére — alsó-eocénig illetve tortónaiig tartó üledékhíannyal — harmadkori üledékek települnek, többnyire erősen mállott, bontott, szerpentesedett. Egykori felszínközeli kifejlődésére utal mandulaüregessége, viszont agglomerátumszerű megjelenése valószínűleg csak elbontási szerkezet. Fekvéje seholsem ismeretes.

Az észak-magyarországi kréta bázitok legváltozatosabb és legnagyobb méretekben feltárt, egyben legalaposabban tanulmányozott tömegeit Szarvaskő környékéről ismerjük (SZENTPÉTERY, LENGYEL; 42, 12). A nagyobb elterjedésű mikrokristályos és mandulaüreges, olykor jellegzetes pillow-láva szerkezetet mutató diabázváltozatok vonulatának magvában — diabázporfir és gabbródiabáz közbeiktatásával — gabbró jelenik meg. A felszíni bázitok a ladini pala-homokkő összletre ömlöttek, a félig mélységiak ennek rétegei közé nyomultak be, sok esetben „céd-rusfa”-szerűen igen különböző tömegű láva-, illetve magmatömlőket, vagy szabálytalan áttöréseket alkotva. Utóbbiak mélységétől és illóanyag-tartalmától függően érvényesültek a mellékkőzet-hatások (kontakt udvar), illetve szegélyi elváltozások („asszimiláció”). Nagyobb gabbrótömlőkben a magma jelentős illóanyag-tartalma ultrabázisos slírek, sőt ércperidotit (wehrlit) különválását tette lehetővé. A terület 26—90% SiO<sub>2</sub> tartalom közötti savanyúságú változatos összetételű kőzetei 100-nál több teljes elemzés adatai alapján kőzetkémiaileg egységes, essexites gabbrómagma sokrétű differenciációjából származtathatók.

Jelentéktelen méretű felszíni kibúvásukat leszámítva, a Bódvavölgy bázittömegeit Bódvarákó, Szögliget, Komjáti környékén, vasérc- és gipszkutató fúrásokból és a perkupai gipszbánya feltárásaiból ismertük meg (20). A felszíni kifejlődésű diabáz- és félig-mélységi gabbrótömszök, -lencsék werfeni, illetve ladini rétegek között található. Későbbi szerkezeti mozgások a bázittömegeket feldarabolták és az evaporit-összlet képlékeny kőzeteivel összegyúrták. Ultrabázitok megjelenéséről nincs adatunk. Utólagos albitosodás révén viszonylag savanyúbb változatok képződtek. A gipsz-, illetve anhidrittestbe ágyazott gabbró-tömegek csaknem teljes egészükben szerpentesedtek (16). Az összlet kialakulása eddigi vizsgálataink szerint egységes magmatömeg differenciációjával értelmezhető, melynek — az utólagos albitosodást leszámítva is — essexites gabbró-jellege nyilvánvaló (20).

## IRODALOM

1. BALOGH K.: Hámor környékének triász rétegei. — Földt. Közl. **81**, pp. 131–134. 1951.
2. BALOGH K.: Répáshuta környékének földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1952. évről. pp. 13–20. 1954.
3. BALOGH K.: Az észak-magyarországi mezozoikum. — Földt. Int. Évk. **49**, 2. 1961.
4. BALOGH, K. — PANTÓ, G.: Mesozoikum severniho Mađarska a prilehlych části Jiřhoslovenského Krařu. pp. 613–639. — Das ungarische und das angrenzende südslowakische Mesozoikum. pp. 651–659. — Sbornik Ustr. Uřt. Geol. Sv. **20**, odd. geol. Praha, 1953.
5. BALOGH K. — PANTÓ G.: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. I. rész. pp. 17–23. 1954.
6. CSALAGOVITS I.: A trachidoleritek rendszerezése, a mediterrán és atlanti provinciák genetikájának transzpozíciós kapcsolatai. — Acta Geol. **7**. (Nyomás alatt.)
7. FÜLÖP J.: Magyarország kréta időszi képződményei. — Földt. Int. Évk. **49**, 3. 1961.
8. FÜLÖP J.: Kréta in: Mecsek és Villányi hegység mezozoikuma. — Kirándulásvezető a magyarországi Mezozoos Konferencia résztvevői számára. pp. 52–53. 1959.
9. KISVARSÁNYI G.: Szarvaskő környékének földtani viszonyai. — Földt. Közl. **83**, 1–3. pp. 24–34. 1953.
10. KLÜPFEL, W.: Basaltgeologie. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 104. pp. 326–353. 1952.
11. KÖRÖSSY L.: A Tiszántúl mélyföldtani viszonyai. — Bány. L. **90**, pp. 491–503. 1957.
12. LENGYEL E.: A Szarvaskő környéki titán-vanádium-vasércutatás újabb eredményei. — Földt. Int. Évk. **46**, 2. pp. 251–381. 1957.
13. MAURITZ B.: A Mecsek hegység eruptívus kőzetei. — Földt. Int. Évk. **21**, pp. 151–190. 1913.
14. MAURITZ B.: Két újabb vulkáni kőzettípus a Mecsekhegységből. — Földt. Közl. **88**, pp. 42–47. 1958.
15. MEZŐSI J.: A borsodi Bükkhegység kőzettartományi helyzete. — Acta Univ. Szegediensis. Acta Min. Petr. **4**, pp. 50–55. Szeged, 1950.
16. MÉSZÁROS M.: Előzetes jelentés a perkupai gipszkutatásról. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. I. rész. pp. 276–286, 1954.
17. MOLNÁR J.: A zengővárkonyi vasércutatás. — Bány. Lapok. **94**, 3. pp. 187–194. 1961.
18. PANTÓ G.: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükk-szentkereszt között. — Földt. Közl. **81**, pp. 137–143. 1951.
19. PANTÓ G.: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — Földt. Int. Évk. **44**, 2. 1956.
20. PANTÓ G. — FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: Nátrongabbró a Bódvavölgyben. — Földt. Int. Évk. **39**, 3. pp. 1–16. 1950.
21. PANTÓ G. — VARRÓK K. — KOPEK G.: A zengővárkonyi vasércutatás földtani eredményei. — Földt. Közl. **85**, pp. 125–144. 1955.
22. PÁLFY M.: A szarvaskői wehrlittömzs. — Földt. Közl. **40**, pp. 480–485. 1910.
23. PERLAKI E.: Jelentés az 1957–58. évben felvett kisújbanyi medence és Jánosipusztá környéki trachidoleritekről. — Kézirat.
24. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. — Acta Geol. **7**. (Nyomás alatt.)



25. SZENTPÉTERY, S. v.: Allgemeine Charakteristik des basischen Eruptivzuges im Bükkgebirge. — Acta Litterarum Sci. Reg. Univ. Franc.-Jos. Sect., Sci. Nat. Szeged, 1923.
26. SZENTPÉTERY, S. v.: Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. — Acta Chem. Min. et Phys. **1.** 1. pp. 10—43. 1929.
27. SZENTPÉTERY, S. v.: Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred. — Acta Chem. Min. et Phys. **1.** pp. 72—128. 1929.
28. SZENTPÉTERY Zs.: A Bagolyhegy quarzporphyryja Lillafüred mellett. — Acta Chem. Min. et Phys. **1—2.** 2. pp. 81—108. 1932.
29. SZENTPÉTERY, S. v.: Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstales. — Acta Chem. Min. et Phys. **2.** 1932.
30. SZENTPÉTERY Zs.: A bükkhegységi gabbró tömeg közeteinek magmatikus képződése. — Mat. és Term. tud. Ért. **49.** pp. 399—429. 1933.
31. SZENTPÉTERY, S. v.: Petrologische Verhältnisse des Fehérköberges und die detaillierte Physiographie seiner Eruptivgesteine. — Acta Chem. Min. et Phys. **4.** 1—2. pp. 18—123. 1934.
32. SZENTPÉTERY, S. v.: Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. — Acta Chem. Min. et Phys. **3.** pp. 149—181. 1934.
33. SZENTPÉTERY, S. v.: Der eruptive Teil des Fehérkö bei Lillafüred. — Acta Chem., Min. et Phys. **4.** pp. 284—286. 1935.
34. SZENTPÉTERY, S. v.: Alkali-plagiophyrite aus dem Bükkgebirge. — Acta Chem. Min. et Phys. **4.** pp. 171—194. 1935.
35. SZENTPÉTERY Zs.: A Lillafüredi Szentistvánhegy eruptivumainak általános közettani viszonyai. — Mat. és Term. tud. Ért. **54.** pp. 274—306. 1936.
36. SZENTPÉTERY, S. v.: Stratovulkanischer Teil des Szentistvánbergés im Bükkgebirge. — Acta Chem. Min. et Phys. **5.** pp. 26—134. 1937.
37. SZENTPÉTERY Zs.: A Bükkhegység ultrabazitjai. — Acta Chem. Min. et Phys. **7.** 1. pp. 1—6. 1939.
38. SZENTPÉTERY, S. v.: Sauere Ganggesteine aus dem Bükkgebirge (Ungarn). — Acta Chem. Min. et Phys. **7.** pp. 47—63. 1939.
39. SZENTPÉTERY Zs.: Adatok a bükkhegységi diabáz ismertetéséhez. — Földt. Közl. **80.** 4—6. pp. 168—180. 1950.
40. SZENTPÉTERY Zs.: Az újhtai Lőrincshegy diabázfajtái a Bükkhegységben. — Földt. Közl. **80.** 7—9. pp. 316—322. 1950.
41. SZENTPÉTERY Zs.: Az Alsóbagolyhegy kvarcporfirja. — Földt. Közl. **82.** pp. 368—373. 1952.
42. SZENTPÉTERY Zs.: A déli Bükkhegység diabáz és gabbrótömege. — Földt. Int. Évk. **41.** 1. pp. 1—9. 1953.
43. SZÉKYNÉ FUX V.: A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszletben. — M. T. A. Műsz. Tud. Oszt. Közl. **5.** 3. pp. 187—209. 1952.
44. SZTRÓKAY K. I.: Mecseki vasércképződés. — M. T. A. Műsz. Tud. Oszt. Közl. **5.** 3. pp. 211—230. 1952.
45. TAKÁTS T.: Essexit a Mecsekhegységből. — Mat. Term. tud. Ért. **50.** pp. 617—634. 1933.
46. VADÁSZ E.: Mecsekhegység. — Magy. Táj. Földt. Leír. **1.** pp. 1—148. 1935.
47. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — pp. 366—377. Budapest, 1960.
48. VARRÓK K. — PERLAKI E.: Jelentés az 1956. évi mecsekhegységi térképezésről. — Kézirat. 1956.
49. VENDL A.: A szarvaskői wehrlitről. — Mat. és Term. tud. Ért. **58.** 2. rész. pp. 591—606. 1939.
50. WEIN Gy.: A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. — Földt. Közl. **82.** pp. 337—348. 1952.
51. WEIN Gy.: Jelentés a kisújbányai medence és Jánosí puszta—Márévári völgy alsó-kréta területén végzett földtani térképező munkáról. — Kézirat. 1958.





